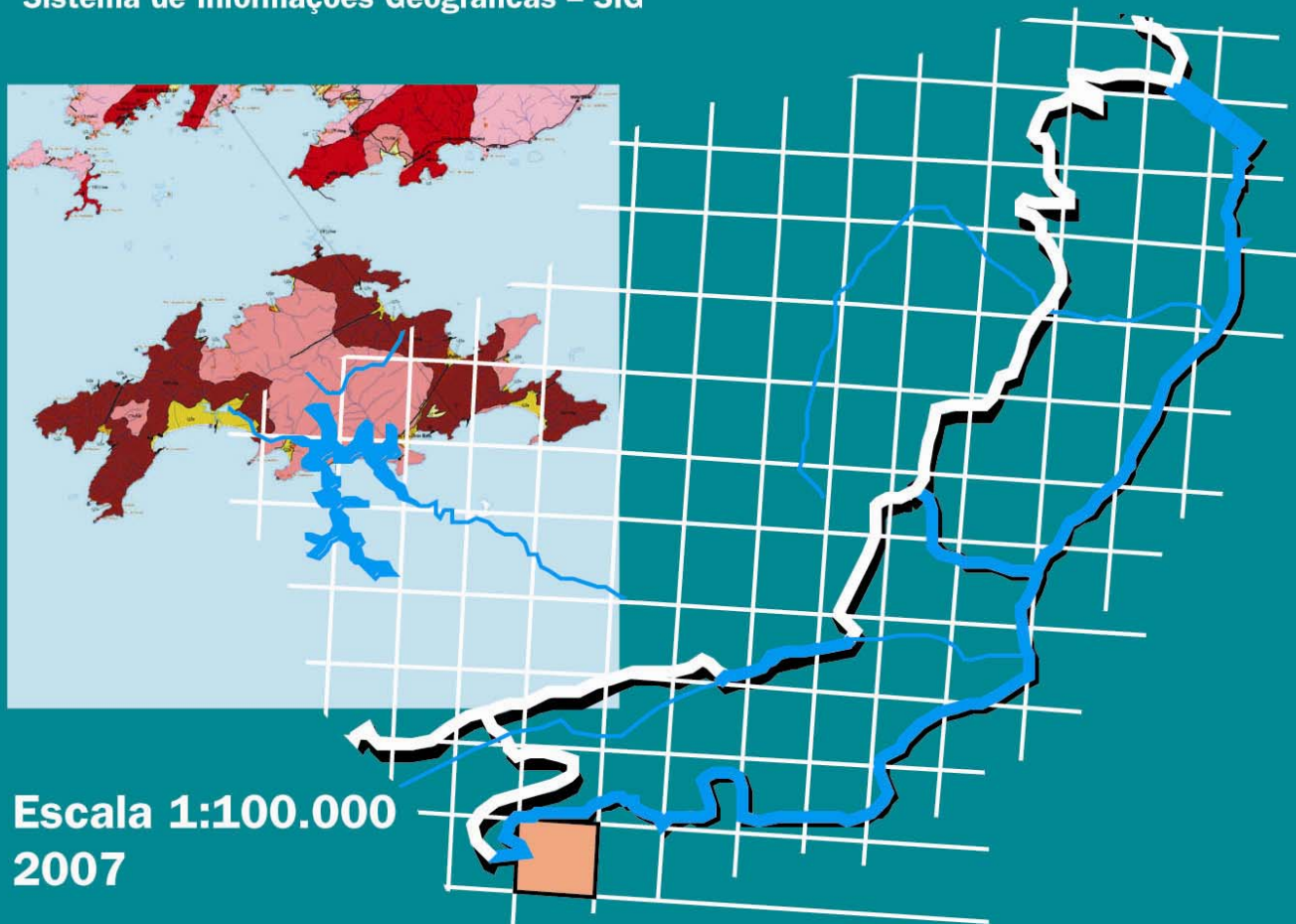


**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA ANGRA DOS REIS* SF.23-Z-C-II

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000
2007**

*** PARCERIA COM A UNIVERSIDADE
ESTADUAL DO RIO DE JANEIRO – UERJ**

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

NELSON JOSÉ HUBNER MOREIRA
Ministro Interino

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA
Diretor de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO – UERJ

PROFESSOR NIVAL NUNES DE ALMEIDA
Reitor

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROFESSORA MÔNICA HEILBRON
Diretora

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM- UERJ N.º. 057/PR/05

Brasília, 2007



Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia



APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico. Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa Integrada das folhas Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Volta Redonda e Angra dos Reis*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 da Folha Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II)*, em ambiente SIG, executado pela UERJ, através do Contrato CPRM-UERJ N°057/PR/05.

Brasília, setembro de 2007

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM-UERJ N^o. 057/PR/05

NOTA EXPLICATIVA DAS FOLHAS

SANTA RITA DO JACUTINGA
(SF.23-Z-A-II)

BARRA DO PIRAÍ
(SF.23-Z-A-III)

VOLTA REDONDA
(SF.23-Z-A-V)

ANGRA DOS REIS
(SF.23-Z-C-II)

1:100.000

AUTORES

Mônica Heilbron, Júlio Cesar Horta de Almeida, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Nely Palermo, Miguel Tupinambá, Beatriz Paschoal Duarte, Cláudia Valladares, Renato Ramos, Marcel Sanson, Eliane Guedes, Ambrosina Gontijo, José Renato Nogueira, Cláudio Valeriano, André Ribeiro, Célia Diana Ragatky, Alan Miranda, Leiliane Sanches, Cláudio Limeira de Melo, Henrique Lacer Roig, Fátima Blanco de Dios, Guilherme Fernández, Anderson Neves, Paulo Guimarães, Francisco Dourado, Vinícius Gayer de Lacerda

COORDENAÇÃO GERAL
Mônica Heilbron

APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO
Edilton José dos Santos

Divisão de Geologia Básica-DIGEOP
Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP
João Henrique Gonçalves

Edição do Produto
Divisão de Marketing-DIMARK
Ernesto von Sperling

Gerência de Relações Institucionais e
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH
Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira
Elizabeth de Almeida Cadête Costa
M. Madalena Costa Ferreira
Rosângela Gonçalves Bastos de Souza
Silvana Aparecida Soares

Representante da CPRM no Contrato
Sérgio Azevedo M. de Oliveira

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Supervisor Técnico do Contrato
Luiz Carlos da Silva

Apoio de Campo
Nolan Maia Dehler

Revisão do Texto
Luiz Carlos da Silva

Organização e Editoração
Luiz Carlos da Silva
Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Angra dos Reis- SF.23-Z-C-II, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Volta Redonda. /Mônica Heilbron, Júlio Cesar Horta de Almeida, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Nely Palermo, Miguel Tupinambá, Beatriz Paschoal Duarte, Cláudia Valladares, Renato Ramos, Marcel Sanson, Eliane Guedes, Ambrosina Gontijo, José Renato Nogueira, Cláudio Valeriano, André Ribeiro, Célia Diana Ragatky, Alan Miranda, Leiliane Sanches, Cláudio Limeira de Melo, Henrique Lacer Roig, Fátima Blanco de Dios, Guilherme Fernández, Anderson Neves, Paulo Guimarães, Francisco Dourado, Vinícius Gayer de Lacerda, - Rio de Janeiro: UERJ/CPRM, 2007.

173p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB, totalizando 41 folhas em território brasileiro) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Heilbron, M., Coord. III- Almeida, J.C.H. IV- Silva, L.G.E. V- Palermo, N. VI- Tupinambá, M. VII- Duarte, B.P.. VIII-Valladares, C. IX- Ramos, R. X- Sanson, M. XI- Guedes, E. XII- Gontijo, A. XIII- Nogueira, J.R. XIV- Valeriano, C. XV- Ribeiro, A. XVI- Ragatky, C.D. XVII- Miranda, A. XVIII- Sanches, L. XIX- Melo, C.L. XX- Roig, H.L. XXI- Dios, F.B. XXII- Fernández, G. XXIII- Neves, A. XXIV- Guimarães, P. XXV- Dourado, F. XXVI- Lacerda, V.G..

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem às seguintes pessoas pelo apoio durante a realização do trabalho: aos motoristas Walter Agripino e Walter Maciel, aos técnicos Maria Rosalva Campos Coelho, Jorge Barbosa, Alan Alves dos Santos e Celso Marques (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras-LGPA), Evânia Alves da Silva, Rogério Silveira, Walter Dias Neto, Ana Carolina Soares Gomes, Renata Marins, Mariana da Costa (Laboratório de Estudos Tectônicos-Tektos), Rodrigo Arsolino (Laboratório de Geoprocessamento-LabGis), à Miriam Marques e ao Centro de Produção da UERJ pelo apoio administrativo.

Aos alunos de Graduação e Pós-Graduação da Faculdade de Geologia da UERJ, que participam de trabalhos de campo e de diversos projetos de pesquisa, na área das folhas mapeadas, estagiários, bolsistas, monitores, de várias gerações desde os primeiros trabalhos nessa área.

Aos colegas geólogos da UFRJ que participaram do mapeamento geológico Rudolph Trouw, André Ribeiro, Fábio Paciullo, Maria do Carmo Bustamante Junho, Rogério Silva, Catarina Toledo, Marcelo Esteves, Soraya Almeida, que contribuíram com a geologia do extremo norte da Folha Santa Rita do Jacutinga.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
1 INTRODUÇÃO E LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA	1
1.1 Introdução	1
1.2 Base de dados utilizada.....	2
2 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 Introdução	5
2.2 Planalto e Escarpa da Mantiqueira.....	9
2.3 Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul	10
2.4 Planalto da Serra da Bocaina	13
2.5 Escarpa da Serra do Mar/Serra da Bocaina	14
2.6 Baía da Ilha Grande	16
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	18
3.1 Introdução	18
4 GEOLOGIA PRECAMBRIANA/CAMBRIANA	21
4.1 Estratigrafia	21
4.1.1 Embasamento Pré-1,8 Ga	22
4.1.2 Unidades com Posicionamento Estratigráfico Indeterminado	43
4.1.3 Unidades Metassedimentares Neoproterozóicas	48
4.1.4 Rochas Granitóides Brasilianas	56
4.2 Geologia Estrutural.....	78
4.2.1 Introdução.....	78
4.2.2 Deformação Principal (D_1+D_2 : Período Sin-Colisão I (ca. 600-560 Ma)	78
4.2.3 Fases de Deformação Tardia D_3 e D_4	89
4.3 Metamorfismo	94
4.3.1 Introdução.....	94
4.3.2 Metamorfismo no Terreno Ocidental	97
4.3.3 Metamorfismo no Terreno Paraíba do Sul	99
4.3.4 Metamorfismo no Terreno Embu	99
4.3.5 Metamorfismo no Domínio Costeiro do Terreno Oriental.....	99
4.4 Evolução Tectônica.....	100
4.4.1 Estágio pré-colisional: 790-605 Ma.....	100
4.4.2 Estágio Colisional I: ca. 590-560 Ma Orogênese II ou Ribeira	100
4.4.3 Estágio Colisional II: ca. 535-510 Ma: Orogênese Búzios/Rio Doce	101
4.4.4 Estágio pós-colisional (ca. 510-480 Ma)	104
5 GEOLOGIA FANEROZÓICA	105
5.1 Estratigrafia	105
5.1.1 Diques Toleíticos do Cretáceo Superior	105
5.1.2 Diques e Corpos Alcalinos do Neocretáceo/Paleoceno	109
5.1.3 Bacias Sedimentares de Resende e Volta Redonda	110
5.1.4 Coberturas Cenozóicas	124
5.2 Geologia Estrutural e Evolução Geológica	125

6 RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES	129
6.1 Introdução	129
6.2 Panorama Mineral	131
6.2.1 Areia	131
6.2.2 Argila	135
6.2.3 Rochas para brita	138
6.2.4 Quartzito	141
6.2.5 Serpentinó	141
6.2.6 Água Mineral	141
6.2.7 Recursos Minerais de menor importância	143
6.3 Projeções e Perspectivas	150
6.4 Aspectos Ambientais.....	151
6.5 Considerações sobre o Potencial Econômico	151
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	156

1. INTRODUÇÃO E LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

1.1 Introdução

Este Relatório Final contém uma síntese das informações geológicas referentes às folhas de Escala 1:100.000, do Bloco 1, denominadas Santa Rita do Jacutinga (SF23-Z-A-II), Barra do Pirai (SF23-Z-A-III), Volta Redonda (SF23-Z-A-V) e Angra dos Reis (SF23-Z-C-II). Estão localizadas na porção oeste do Estado do Rio de Janeiro, e englobam as regiões leste do Estado de São Paulo e Sudeste de Minas Gerais, limitadas pelas coordenadas geográficas de 44°30' - 43°30' W e 22° - 23°30' S (figura 1.1).

Dentre as principais cidades localizadas na região estudada, destacamos Volta Redonda, Barra Mansa, Angra dos Reis, Valença, Vassouras e Resende. As principais vias de acesso a região são a BR-116 (Rio-São Paulo/ Rodovia Presidente Dutra), a BR 101 (Rio-Santos), RJ- (Barra Mansa-Angra dos Reis) e BR-393 (Três Rios-Volta Redonda).

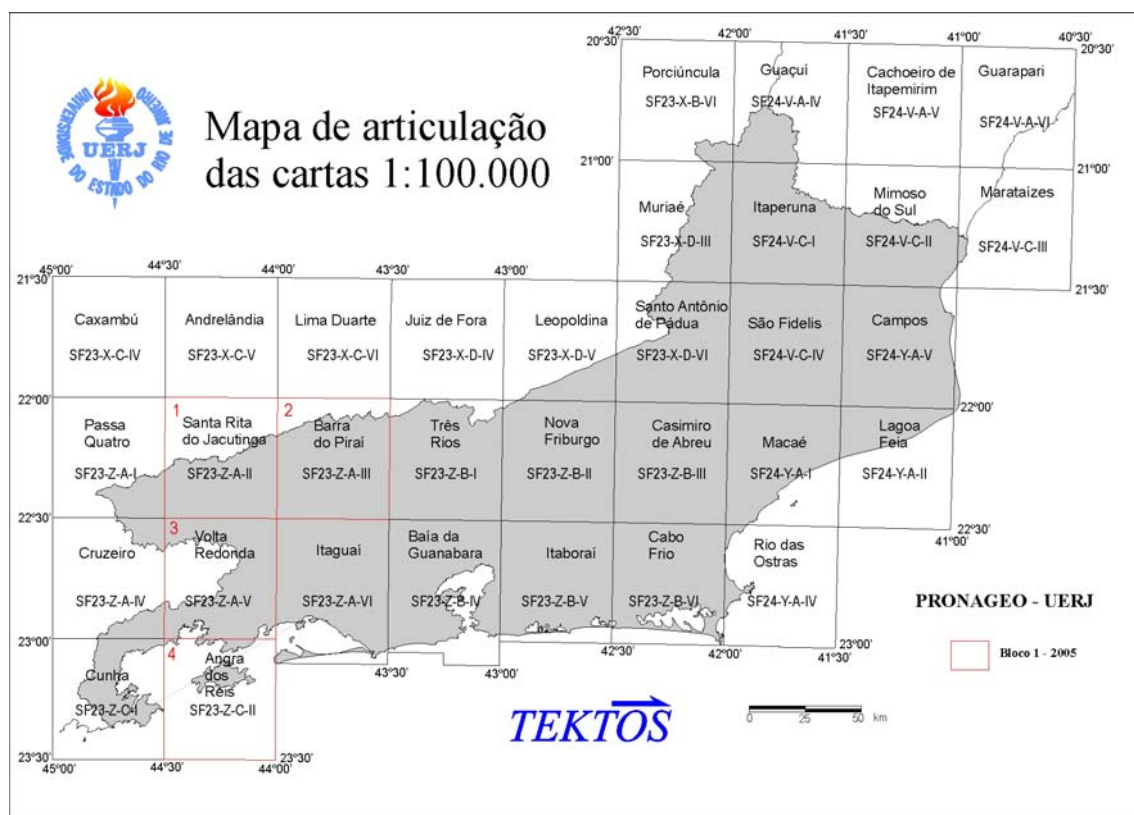


Figura 1.1: Articulação geográfica das folhas do Bloco 1-Uerj/001-2005, escala 1:100.000.
1- Santa Rita do Jacutinga; 2- Barra do Pirai; 3- Volta Redonda; e 4- Angra dos Reis

1.2 Base de dados utilizada

As informações geológicas provêm de diversas campanhas de mapeamento realizados por doutorandos e mestrandos da UERJ e da UFRJ, além de diversas campanhas curriculares de mapeamento geológico realizadas por equipes de professores da UERJ. Grande parte da informação geológica foi adquirida na escala de 1:50.000, desde a década de 1980, e integram a Base Geológica de dados do TEKTOS/UERJ. O projeto também gerou dados novos que foram incorporados e integrados aos pré-existentes. As figuras 1.2 a 1.5 ilustram as principais fontes dos dados geológicos captados, segundo cada uma das folhas na escala de 1:100.000.

As informações sobre o cadastramento dos recursos minerais foi executada através da parceria entre o DRM/RJ e a UERJ. Outras informações provêm de projetos de pesquisa dos integrantes da equipe.

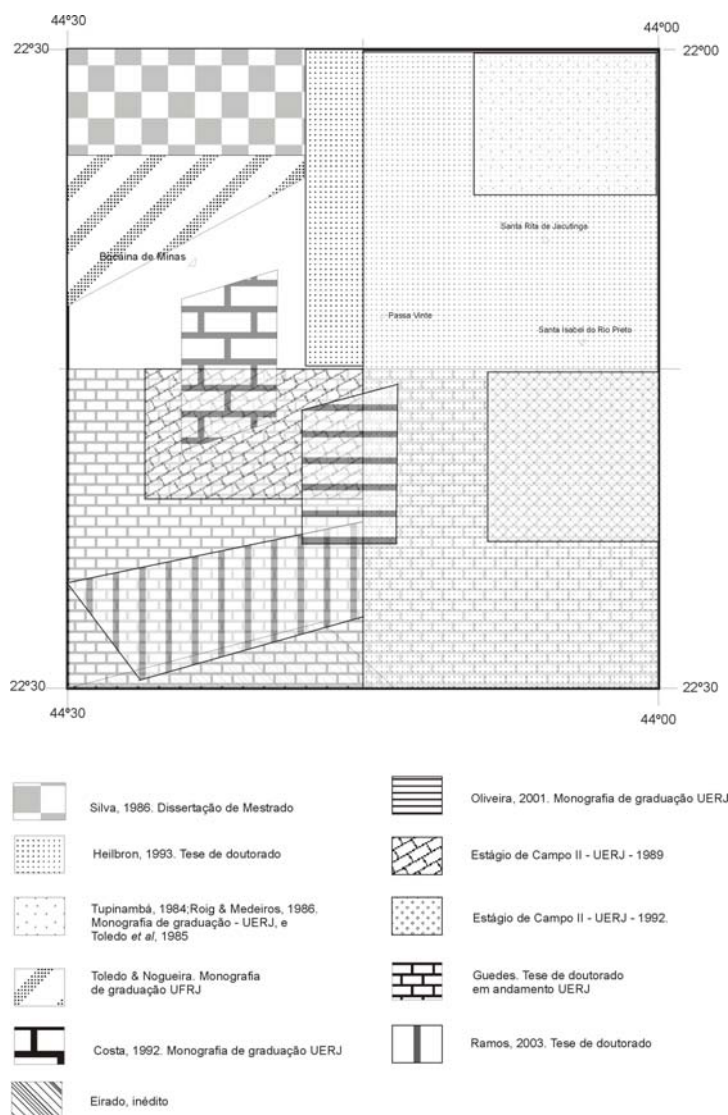


Figura 1.2: Base de dados compilada para execução da Santa Rita do Jacutinga, na escala de 1:100.000.

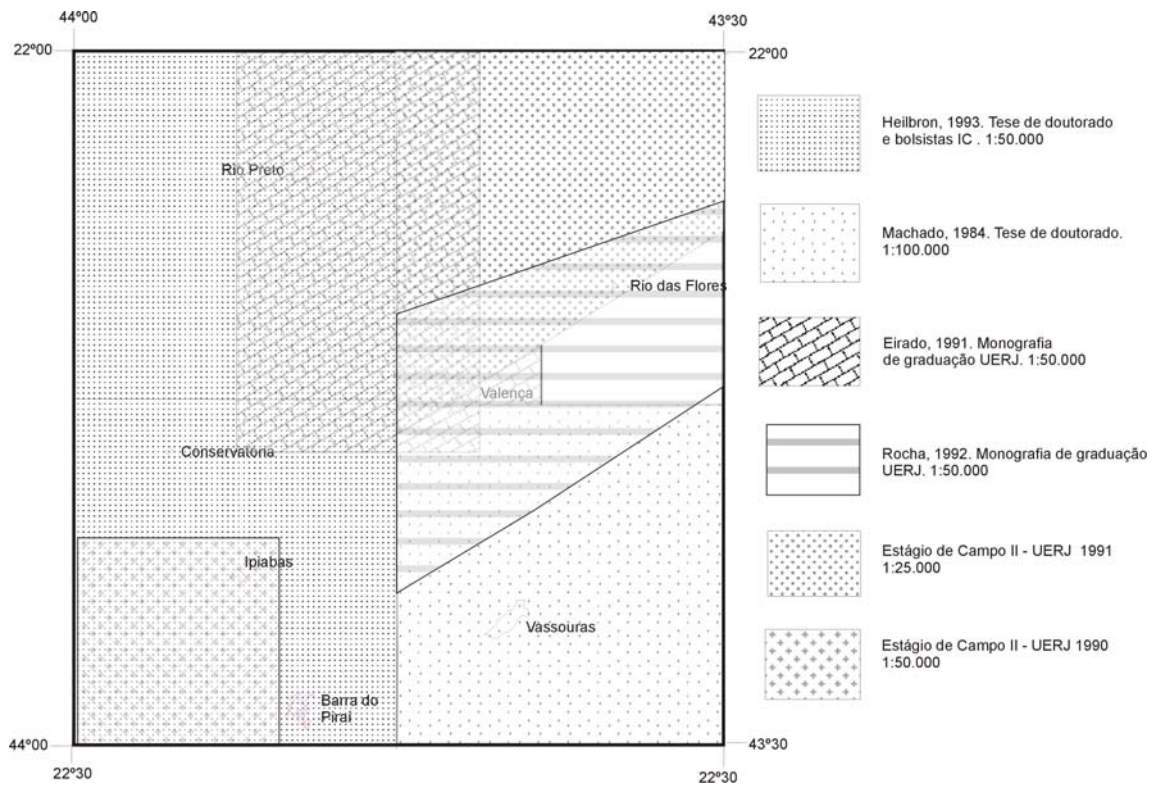


Figura 1.3: Base de dados compilada para execução da Folha Barra do Piraí, na escala de 1:100.000.

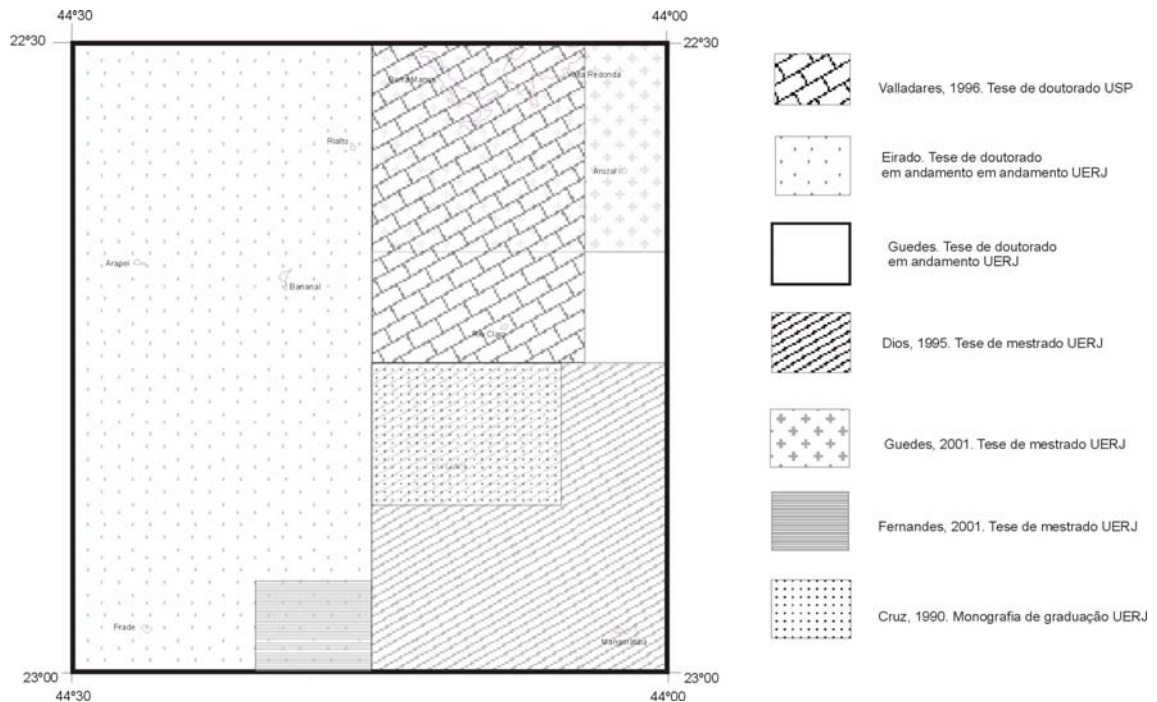


Figura 1.4: Base de dados compilada para execução da Folha Volta Redonda, na escala de 1:100.000.

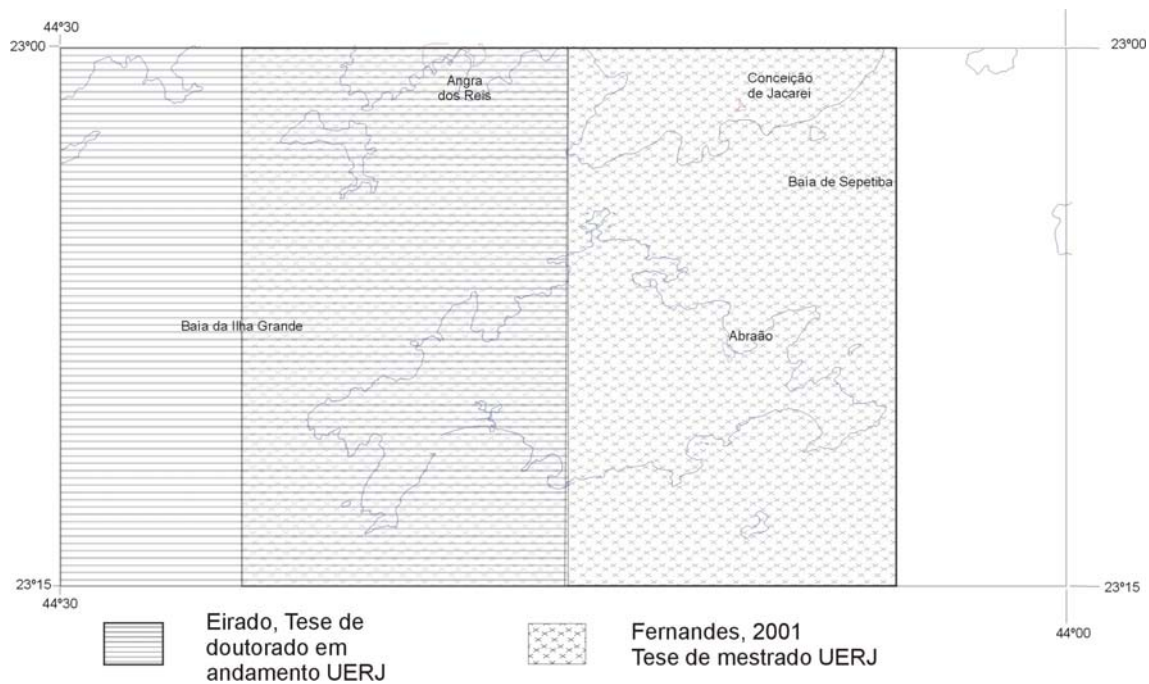


Figura 1.5: Base de dados compilada para execução da Folha Angra dos Reis, na escala de 1:100.000.

2. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

2.1 Introdução

A região abrangida pelas folhas do Bloco 1 está inserida no Planalto Atlântico do sudeste brasileiro, cujo termo foi definido pela primeira vez por Azevedo (1949) e que, juntamente com os planaltos Meridional e Central, comporia o Planalto Brasileiro. O Planalto Atlântico foi subdividido em duas unidades distintas de relevo: o compartimento das Serras Cristalinas, caracterizado pelos segmentos mais elevados e acidentados que inclui as serras do Mar, de Paranapiacaba, da Mantiqueira e do Espinhaço e; o compartimento dos Planaltos Cristalinos que compreende o Planalto do Sul de Minas Gerais (Ponçano & Almeida, 1993).

Ab´Saber (1956) e Ab´Saber & Bernardes (1958, apud IPT, 1981) subdividiram o Planalto Atlântico em várias zonas, estando a área de interesse abrangendo parte dos compartimentos do Planalto da Bocaina, do Médio Vale do Paraíba do Sul, da Serra da Mantiqueira e do Maciço do Itatiaia. Almeida (1964) a inseriu na Zona do Planalto da Bocaina, pertencente ao Compartimento Geomorfológico do Planalto Atlântico (IPT, 1978).

Segundo o Projeto RadamBrasil (1983) insere-se no Domínio Morfoestrutural das Faixas de Dobramentos Remobilizados, composto pelo subdomínios do Planalto da Bocaina e da Mantiqueira Meridional e do Vale do Paraíba do Sul. Ross (1990) inclui a área nos Planaltos em Cinturões Orogênicos, pertencentes aos Planaltos e Serra do Atlântico Leste-Sudeste. Já para Saadi (1991), parte da área encontra-se no Compartimento Morfoestrutural Escarpa Meridional, marcado pela escarpa de origem tectônica, com direção NE e ENE, que liga os cumes da serra da Mantiqueira e o vale do Rio Paraíba do Sul.

Classificações mais recentes inserem a região do Planalto Atlântico do sudeste brasileiro em que as folhas do Bloco 1 (Santa Rita do Jacutinga – MG, Barra do Piraí, Volta Redonda e Angra dos Reis – RJ – 1:50.000) em três principais domínios de relevo: a) domínios serranos escarpados (Serra do Mar e da Mantiqueira); b) planaltos suspensos (da Bocaina e reversos da Mantiqueira, entre outros); c) domínios colinosos ou de *mar de morros* das depressões interplanálticas, destacando o vale do rio Paraíba do Sul.

Estudos desenvolvidos na região indicam duas superfícies de aplanamento, sendo a de cimeira identificada como Superfície do Japi (Almeida, 1964 e 1976), entre 1.000 e 1.300 m, e a outra como Superfície Neogênica ou Velhas, entre 500 e 800 m (De Martone, 1943; King, 1956). Na serra da Bocaina, o setor mais soerguido foi interpretado por De Martone (1943) como relacionado à Superfície de Campos, identificada na Serra da Mantiqueira. No entanto, Almeida (1964, 1976) demonstrou que não se tratava de uma segunda superfície, mas da Superfície do Japi, deformada,

soerguida a cerca de 700 m e desnivelada por falhamentos destacando os planaltos da Bocaina e de Campos do Jordão nas serras do Mar e da Mantiqueira.

A Superfície Neogênica, também denominada Superfície do Alto Tietê (Almeida, 1968), subnivela as colinas do embasamento e dos sedimentos terciários. Esta atualmente encontra-se reafeiçoada e entalhada pelos ciclos mais novos de idade quaternária, sendo posterior à Superfície do Japi e mais antiga que a dos ciclos atuais.

A região do vale do Médio Paraíba do Sul pertence ao Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989), encaixado entre as serras do Mar e da Mantiqueira, na província do Planalto Atlântico. O limite entre as zonas geomorfológicas reflete a influência da geologia sobre a fisiografia local marcando, assim, uma estreita relação entre os compartimentos tectônicos que estão, por sua vez, associados aos processos tectônicos ligados à tectônica mesozóica-cenozóica e a outros eventos, mais modernos considerados como neotectônicos.

Referências sobre a ocorrência de movimentos recentes na crosta brasileira têm sido feitas desde meados do século por autores como Freitas (1951a, b, 1956), Ruellan (1944), Tricart (1956), Bjornberg *et al.* (1968), Almeida (1967), Bjornberg (1969) e outros. Martonne (1943) e Ruellan (1944) foram uns dos primeiros em destacar o controle tectônico das falhas sobre o relevo das serras do Mar, da Mantiqueira e do Vale do Paraíba.

No fim da década passada e no início da atual, surgiram os primeiros trabalhos que trataram da atividade neotectônica na Plataforma brasileira, particularmente na região Sudeste (ex. Saadi, 1989, 1990a, b; Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1989, 1991; Saadi, 1990a, b; Hasui, 1990; Hiruma *et al.*, 2005). Hasui (*op cit*) foi o primeiro a abordar de modo regional o quadro neotectônico no Brasil destacando que a neotectônica estaria sendo ditada por processos relacionados com a deriva da Placa Sul-Americana para oeste, remontando a meados do Mioceno, e que o regime tectônico ainda prevalece nos dias atuais. Exclui as manifestações de tectônica distensiva associadas ao processo de abertura do oceano Atlântico.

Esse autor reconheceu que a rotação da placa impõe um binário E-W dextral com eixos horizontais de tensão máxima (σ_1) segundo NW e mínima (σ_3) segundo NE, marcando um regime transcorrente. A movimentação resultante dos eventos neotectônicos seria predominantemente positiva e negativa, resultando em extensos compartimentos com áreas de erosão e sedimentação (Hasui, 1990; Hasui & Costa, 1996). Associada a esta movimentação, ocorreria a reativação de antigas descontinuidades e anisotropias, principalmente em zonas de suturas pré-cambrianas, marcando a tectônica ressurgente (Hasui, 1990).

A configuração atual da paisagem no Sudeste brasileiro resulta de uma evolução morfotectônica desencadeada a partir do processo de separação do continente sul-americano, no Mesozóico, decorrente de um regime distensivo. Segundo Hasui *et al.* (1998) esse regime foi responsável por um soerguimento regional, no Mesozóico-Paleogeno, seguido de grandes desnivelamentos de blocos através de falhas predominantemente NE responsáveis pela individualização das serras ancestrais do Mar e da Mantiqueira e pela geração dos grábens terciários. No Neogeno-Quaternário houve a compartimentação da região em grandes domínios morfológicos com características

transpressivas, transtensivas ou direcionais, que refletem a partição do *strain*. Esta partição associa-se ao regime tectônico intraplaca de caráter transcorrente responsável pela atuação da neotectônica. De acordo com Morales *et al.* (1988) o quadro morfotectônico do Cenozóico no Planalto Atlântico reflete a atuação de um regime transpressivo.

Os dois eventos tectônicos descritos por Hasui *et al.* (1998) foram identificados ao longo da Serra do Mar e da Mantiqueira por vários autores: Salamuni (1998), na Bacia de Curitiba e Serra do Mar (PR); Santos (1999), na Serra da Mantiqueira (MG); Gontijo (1999), na serra da Bocaina (RJ) e; Magalhães (1999) em áreas de São Paulo e de Minas Gerais.

A reativação neotectônica da região apresenta ainda importantes argumentos através da ocorrência de registros de sismicidades e da análise de dados de traços de fissão. A área encontra-se sobre influência de sismicidade residual por estar localizada dentro da Zona Sismogênica de Cunha (Hasui *et al.*, 1982; Mito, 1993), que apresenta os maiores índices de sismicidade do Sudeste do Brasil, com magnitudes que podem atingir valores de 4.3mb. Na região da serra da Mantiqueira e da Bocaina, e adjacências, Gallagher *et al.* (1995), Hackspacher *et al.* (1990, 2003), Ribeiro *et al.* (2003), Siqueira *et al.*, (2003) indicaram, através da análise de traços de fissão, soerguimento e erosão gradual de aproximadamente 8 km a partir do Cretáceo Superior até o presente. De acordo com Hackspacher *et al.* (1999, 2003), a história tectônica da Serra da Mantiqueira e da Bocaina mostrou duas fases de esfriamento, com acentuação na taxa de soerguimento no Cretáceo e no Pleistoceno.

Além das características morfoestruturais e morfotectônicas, os processos exogenéticos que atuaram no Cenozóico deixaram suas marcas na paisagem através das feições erosivas e sedimentares (Moura & Meis, 1979, 1986; Coelho Netto *et al.*, 1994, Coelho Netto, 1999).

O intenso processo de dissecação que afetou o Planalto Atlântico (Figura 2.1) evidencia uma erosão concentrada nos vales dos rios Paraíba do Sul, Pomba e drenagens costeiras na baixada da Baía de Guanabara, além do rio Grande e o alto curso do Tietê, que drenam para o interior, rumo à bacia do Rio Paraná. A dissecação resulta na criação de planaltos suspensos (da Bocaina e reversos da Mantiqueira, entre outros) com bordas escarpadas (Serra do Mar e da Mantiqueira) e domínios colinosos ou de *mar de morros* das depressões interplanálticas, destacando o vale do rio Paraíba do Sul. No mapa da Figura 2.1 nota-se também a segmentação da Serra do Mar em várias porções (de oeste para leste): a) Serra do Juqueriquerê, a NNW da Ilha de São Sebastião; b) Serra da Bocaina; c) Serra dos Órgãos, na NNE da Baía da Guanabara; d) o segmento serrano no extremo nordeste, já no Espírito Santo. Assim, em uma seção norte-sul nas folhas do Bloco 1 (ver Figura 2.1), os compartimentos geomorfológicos observados são: a norte, o Planalto da Mantiqueira; na porção central a depressão interplanáltica do médio vale do rio Paraíba do Sul; ao sul, o Planalto da Bocaina incluindo as escarpas da Serra do Mar e a estreita planície costeira da baía da Ilha Grande. A caracterização geomorfológica destes compartimentos apresentam feições e morfogêneses distintas as quais serão descritas a seguir.

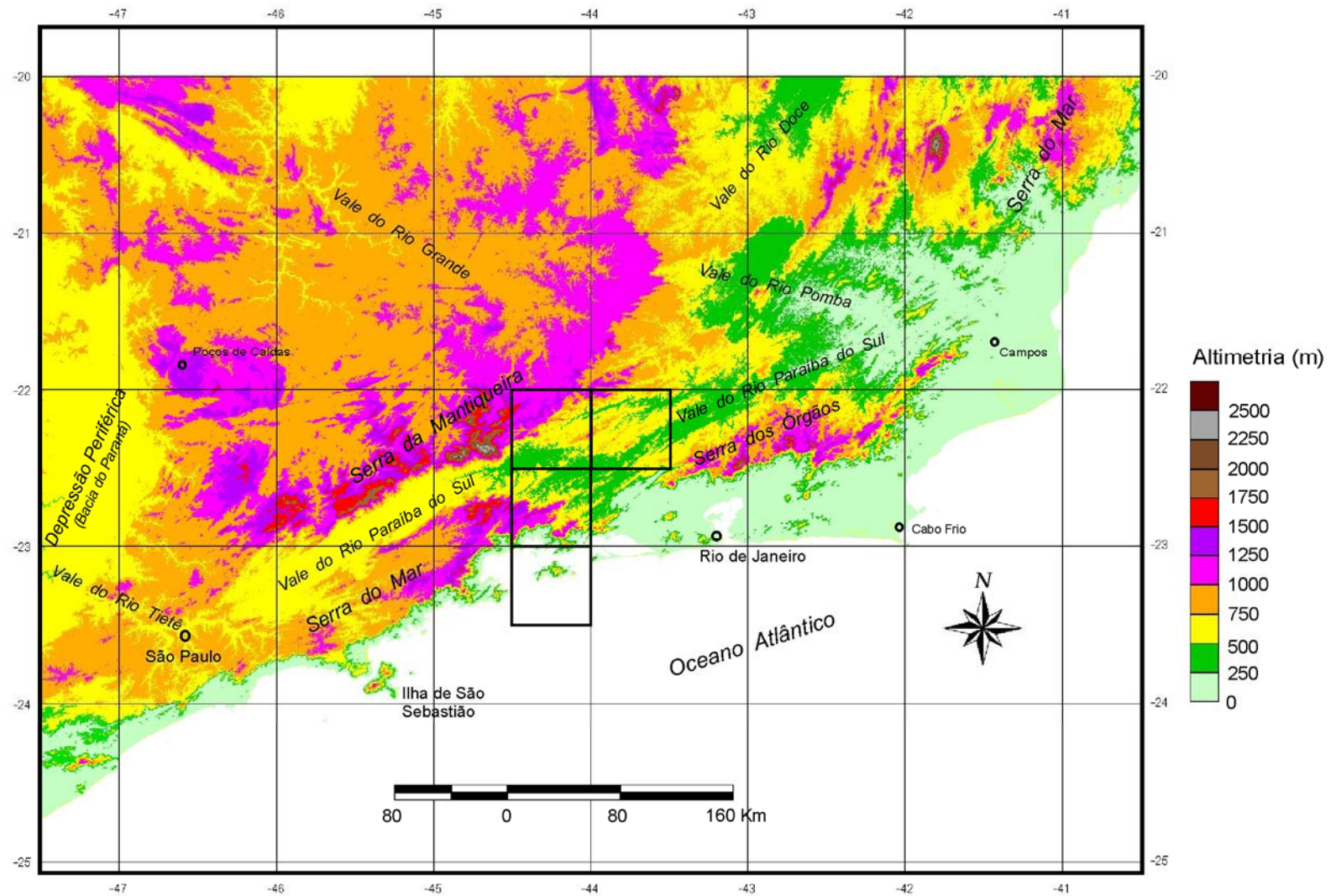


Figura 2.1: Mapa hipsométrico do Planalto Atlântico no Sudeste do Brasil, limitado a oeste pela depressão periférica e a leste pelas baixadas, planícies e maciços costeiros. Destacam-se os principais domínios do relevo: as serras e seus planaltos, e as depressões interplanálticas (vales). Observar a segmentação da Serra do Mar, denominada de Serra da Bocaina (na área de estudo) e de Serra dos Órgãos, a NNE da cidade do Rio de Janeiro. Fonte: imagem Shuttle Radar Topography.

2.2 Planalto e Escarpa da Mantiqueira

A região da Serra da Mantiqueira apresenta escarpas e elevações médias que variam de 900 a 1000 m altitudes podendo, chegar a cotas superiores a 2.500 m, alcançando 2.787 metros no Pico das Agulhas Negras, no Maciço do Alcalino de Itatiaia. Na sua porção ocidental o relevo é mais entalhado com altitudes que diminuem gradualmente em direção SW e, na porção oriental possui escarpas lineares e abruptas, com segmentos ora retilíneos e ora festonados pela dissecação em profundas gargantas epigenéticas voltada para a depressão tectônica do vale do rio Paraíba do Sul.

A área da folha Santa Rita de Jacutinga está posicionada nos domínios da vertente sul e da porção centro-oeste do planalto da Serra da Mantiqueira. A paisagem é marcada por um relevo montanhoso com escarpas íngremes e vales encaixados, apresentando cristas e picos elevados que ultrapassam 1.400 m de altitude. À medida que se segue o rumo leste, em direção à Zona da Mata, a Serra da Mantiqueira torna-se mais dissecada e com a escarpa frontal (sul) mais recuada.

Segundo Heilbron *et al.* (2003) pode-se observar nessa região três grandes domínios geomorfológicos: a) colinas e morros rebaixados; b) escarpa sul da Serra da Mantiqueira; c) morros e serras suspensos do Planalto da Mantiqueira. O domínio de morros e colinas rebaixadas ocupa a parte norte da Folha Santa Rita de Jacutinga, representa a porção mais dissecada do reverso do Planalto da Mantiqueira e apresenta as menores altitudes, entre 400 e 800 m. As cotas mais baixas da região estão situadas junto ao leito a jusante do Rio Preto, entre 500-400 m de altitude. O Planalto da Mantiqueira compreende o domínio que abrange, principalmente, a porção SW da Folha Santa Rita de Jacutinga, possuindo uma altitude média em torno de 1.200 m. Este extenso domínio é constituído de morros e escarpas serranas, além de porções de baixa amplitude altimétrica, caracterizadas por relevo de colinas.

A principal bacia que drena este segmento do Planalto da Mantiqueira é representada pelo Rio Grande e canais tributários. A escarpa sul da Serra da Mantiqueira (Figura 2.2) corresponde ao domínio de vertentes íngremes e vales encaixados que mostram os maiores desnivelamentos topográficos, com altitudes variando de 700 até cerca de 1.700 m. As formas de relevo deste domínio apresentam-se fortemente controladas pelo substrato geológico. As encostas deste domínio possuem forte declividade, são frequente mente compostas por paredões rochosos e é comum a presença de cicatrizes de escorregamento. A vertente é drenada por canais que convergem para o Rio Preto e recebem diversas denominações locais. Segmentos das serras deste domínio (principalmente aquelas situadas entre Santa Rita de Jacutinga e Rio Preto) são sustentados por quartzitos de granulometria grossa, intercalados com paragnaisse e xistos.



Figura 2.2: Mar de Morros do vale do Rio Paraíba do Sul, tendo ao fundo a escarpa da Serra da Mantiqueira com o Pico do Itatiaia em sua cota máxima. Vista a partir da Serra da Bocaina em São José do Barreiro.

No contexto da Folha Barra do Piraí, o relevo é marcado pela alternância de alinhamentos serranos (Serrote do Rio Bonito, Charneca, Serra da Concórdia) e vales encaixados de direção NE, fortemente condicionado pelas estruturas da Faixa Ribeira e pelas unidades litológicas mais resistentes ao intemperismo e erosão (granulitos do Complexo Juiz de Fora, quartzitos da Megassequência Andrelândia, rochas granitóides).

2.3 Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul

Os sopés das escarpas das serra da Bocaina e da Mantiqueira cedem lugar ao Compartimento das Colinas, a 500 m de altitude, que se rebaixa gradualmente até a calha do Rio Paraíba do Sul, a 450 m de altitude, nível de base para a área (ver Figura 2.2). Este relevo colinoso foi inicialmente subdividido por Hasui *et al.* (1982) em dois domínios: Morros Cristalinos, esculpidos sobre rochas metamórficas pré-cambrianas, configurando a clássica morfologia de “mares de morros” (Figura 2.3) do Planalto Sudeste do Brasil (Ab’Saber, 1970), e colinas sedimentares de topos planos, esculpidas nos sedimentos terciários das bacias de Resende e de Volta Redonda.



Figura 2.3: Relevo colinoso “mares de morro” da Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul no vale do Rio Bananal, visto a partir da Serra da Bocaina em Bananal.

O compartimento de colinas ou “mares de morro” possuem encostas com formas convexo-côncavas, marcadas pela presença de concavidades estruturais suspensas ou ajustadas à rede de drenagem (Coelho Netto, 1999). A morfologia dos vales fluviais, tanto no domínio das colinas, como na escarpa, alterna segmentos alveolares preenchidos por terraços e planícies de inundação e segmentos estrangulados gerando *knickpoints* rochosos (Dantas & Coelho Netto, 1991). Na bacia do rio Bananal, os *knickpoints* são controlados pelo substrato geológico, especialmente, pela relação entre fraturas NW e a foliação/bandamento NE, bem como pelos litotipos mais resistentes à erosão. Desta maneira, os *knickpoints* promovem vales suspensos remontantes que contribuem para dissecação e estocagem de sedimentos diferenciais das bacias de drenagem (Eirado Silva *et al.*, 1993; Dantas *et al.*, 1994, 1995).

No contexto da Folha Barra do Piraí, o relevo é marcado pela alternância de alinhamentos serranos (Serrote do Rio Bonito, Charneca, Serra da Concórdia) e vales encaixados de direção NE, fortemente condicionado pelas estruturas da Faixa Ribeira e pelas unidades litológicas mais resistentes ao intemperismo e erosão (granulitos do Complexo Juiz de Fora, quartzitos da Megassequência Andrelândia e rochas granitóides). Dantas (2001) destacou a vulnerabilidade à erosão deste domínio, atestado pela presença frequente de voçorocas (Figura 2.4) em uma faixa WSW-ENE que passa, na área do Bloco 1, entre Bananal (Folha Volta Redonda) e Vassouras (Folha Barra do Piraí).



Figura 2.4: Voçoroca da Fazenda Fortaleza, instalada em encosta convexa do domínio de Mar de Morros da Depressão Interplanáltica do Rio Paraíba do Sul, nos arredores de Bananal.

Processos morfogenéticos que atuaram entre o Terciário e Quaternário deixaram suas marcas na paisagem através das feições erosivas e sedimentares identificadas, sobretudo, na morfologia das colinas, esculpidas por sucessivos eventos de erosão quaternários com retrabalhamento de encostas, na colmatação de fundos de vales e nas cabeceiras de drenagem em anfiteatro suspensas ou ajustadas à rede de drenagem. Este conjunto morfológico caracteriza-se como feições típicas do Planalto Sudeste do Brasil, onde se desenvolveram os “complexos de rampas” e fundos de vales com espessos pacotes sedimentares (Moura & Meis, 1986; Meis & Moura, 1984; Meis *et al.*, 1985; Coelho Netto, 1999; Eirado Silva *et al.*, 1993; Dantas *et al.*, 1994, 1995 e outros).

A coluna estratigráfica quaternária da região baseada em sequências coluviais, aluviais e flúvio-lacustres, utilizando unidades aloestratigráficas foi definida por Moura & Meis (1986) e, posteriormente reestruturada por Moura & Mello (1991) em sete principais eventos da sedimentação, sendo as sequências basais definidas como aloformações Santa Vitória e Bananal, interpretadas como duas fases de retrabalhamento do regolito e reafeiçoamento das encostas no Pleistoceno, e as superiores identificadas como aloformações Rio da Três Barras, Cotiara, Rialto, Manso, Piracema e Carrapato que correspondem às fases alternadas de processos coluviais e aluviais do Holoceno.

2.4 Planalto da Serra da Bocaina

Com uma área em torno de 1.100.000 Km², o Planalto da Bocaina mostra-se mais largo na sua porção centro-oeste, se conectando a SW com a Serra de Parati, e a NW com a Serra do Quebra-Cangalha (Eirado Silva 2006). Na porção leste, entre Bananal (SP) e Lídice (RJ), o planalto sofre um forte estreitamento onde é, localmente, denominado de Serra da Carioca. No contexto regional do Planalto Atlântico, a Serra da Bocaina e a Serra dos Órgãos correspondem aos segmentos mais elevados da Serra do Mar e apresentam porções de domínios planálticos suspensos de baixa amplitude topográfica. A Serra da Bocaina possui um relevo com grande amplitude topográfica cujos altos se elevam acima de 1.200 m, chegando a alcançar 2.088 m no Pico do Tira Chapéu, ao sul de São José do Barreiro, enquanto os entalhes descem a 900 e 1.000 m (IPT, 1981).

As superfícies de cimeira com maiores elevações estão situadas na sua borda norte, especialmente, na porção NW, área conhecida como *Campos da Bocaina*, onde estão situadas as cabeceiras dos rios Mambucaba e Paraitinga (Figura 2.5). Esta porção é marcada por amplitudes de relevo que variam entre 1200 a 1700 m e está estabelecida sobre ortognaisses do Complexo Quirino e paragnaisses do Grupo Paraíba do Sul. Apresenta segmentos de vales largos e pouco encaixados, ora com fundos rochosos e, ora com alvéolos sedimentares, sempre intercalados por rupturas no perfil longitudinal (*knickpoints*). As encostas deste domínio possuem gradientes moderados a altos com paredões rochosos e cicatrizes de escorregamento e são cobertas na base por colúvios e tálus. Estas características levaram vários pesquisadores a identificar estes planaltos elevados como paleosuperfícies de aplainamento (ou de erosão) intensamente dissecadas, que representariam, portanto, relictos de antigas formas de relevo.

No Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo 1:1.000.000 (Ponçano *et al.*, 1981), o Planalto da Serra da Bocaina é definido como um relevo montanhoso maturamente dissecado, inclinado para SE, sendo limitado a sul pela escarpa atlântica, a oeste pelo Planalto do Paraitinga e a norte pelo *mar de morros* do médio vale do Paraíba do Sul). O Planalto da Bocaina está compartimentado em vários planaltos internos e isolados de baixa amplitude topográfica e escalonados de NW para SE (Ponçano *et al.*, 1981; Hiruma *et al.*, 2005).



Figura 2.5: Visão central do Planalto da Bocaina, visto a partir do Pico do Frade na direção WNW. Em primeiro plano está a cabeceira do Rio Mambucaba, em segundo plano a borda NW elevada (Campos da Bocaina), atrás estão as cabeceiras do Paraitinga, e, ao fundo, o Planalto da Mantiqueira.

Segundo Gontijo *et al* (1998), orientações ENE-WSW a NE-SW destacam marcando *landforms* estruturais e tectônicos da região da serra da Bocaina e adjacências bem como controlam preferencialmente as direções de dissecação e níveis distintos de superfícies que podem corresponder a aplainamentos sucessivos ou embutimentos. Assim, os principais *landforms* tectônicos são marcados pelas escarpas de falha que possuem grande continuidade lateral, pouca substituição e forte paralelismo com os lineamentos e controle da dissecação. Com relação aos processos de dissecação da relevo destacam que as direções NE, preferencialmente, e N-S controlam os canais principais e, NW-SE, dos canais das primeiras ordens, evidenciando a direção preferencial do remodelamento do relevo atual, como é visto também em todo o Planalto Atlântico. Ressaltam-se ainda, a importância da direção NW-SE nos processos de capturas de drenagem e de adernamentos de blocos que, em alguns casos, controlam os processos de erosão e sedimentação fluvial e coluvial.

Os vales fluviais intercalam segmentos rasos e alargados com segmentos mais profundos e estrangulados definindo uma sedimentação alveolar onde se desenvolvem canais meandranes e terraços fluviais. Os alvéolos limitados à jusante por cachoeiras ou corredeiras (*knickpoints*), sendo compostos pela intercalação de sedimentos arenosos e argilosos, além de níveis ricos em ruditos como seixos e blocos.

2.5 Escarpa da Serra do Mar/Serra da Bocaina

Este domínio geomorfológico é constituído pela escarpa atlântica da Serra da Bocaina e pelas planícies costeiras da Baía da Ilha Grande. O front da escarpa é marcado por uma face íngremes, voltada para o oceano, alternando vales fluviais encaixados e ombreiras alongadas de interflúvios (Figura 2.6 - Eirado Silva, 2006). O limite superior da frente escarpada com a borda sul do Planalto da Bocaina está situado, em média, entre as cotas 1000 e 1100 m, alcançando 1300m na porção oeste e, altitude máxima de 1.592 m no Pico do Frade (1592m), que é litologicamente formado pelo granito pós-colisional Mambucaba (Figura 2.7).



Figura 2.6: Alternância de interflúvios e vales encaixados na escarpa atlântica da Serra da Bocaina. Ao fundo, no centro, o Pico do Frade, e à direita a Baía da Ilha Grande.

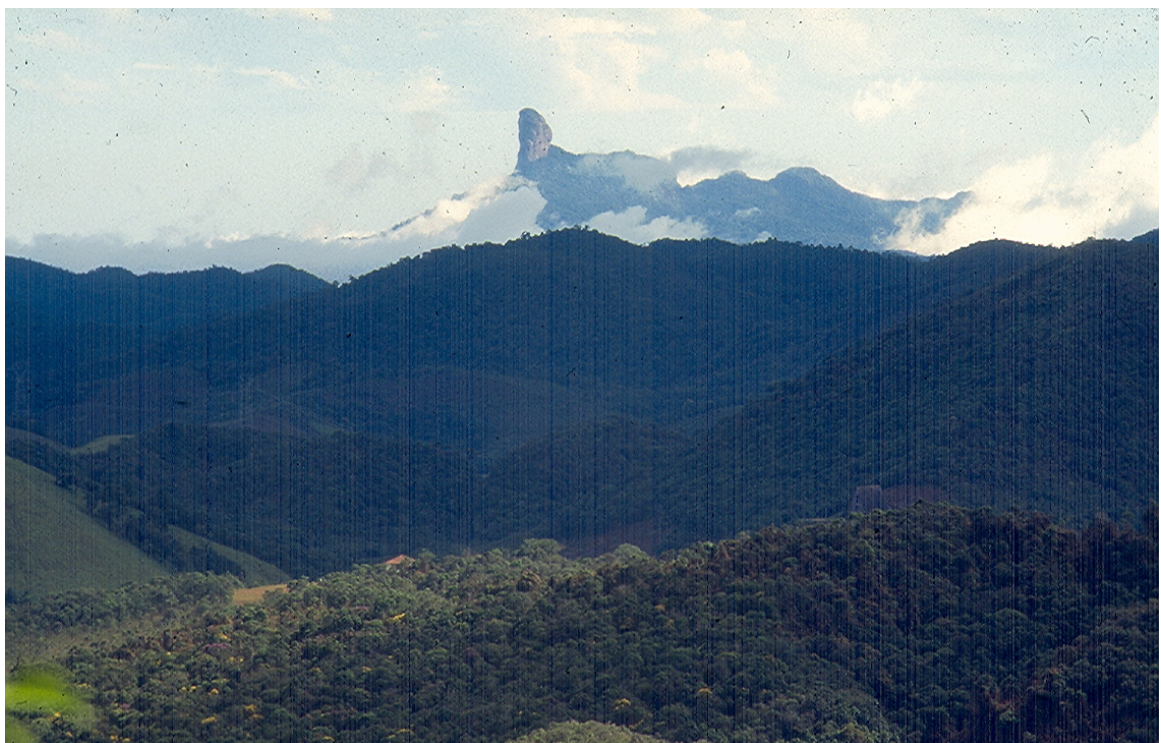


Figura 2.7: Elevação granítica (Granito Mambucaba) do Pico do Frade, visto a partir do vale do Rio Paca Grande, Planalto da Bocaina.

Dois tipos de bacias fluviais drenam as escarpas da Serra da Bocaina: as que possuem suas cabeceiras no alto da escarpa, e aquelas maiores, que nascem a montante, nos domínios do planalto da Bocaina. Essas bacias possuem seus baixos cursos estabelecidos sobre as planícies costeiras. Os dois tipos de bacias contêm canais de forte gradiente e vales estreitos com segmentos encachoeirados que constituem níveis de base locais (*knickpoints*) no trecho da escarpa da Serra do Mar. Os vales da escarpa contêm um reduzido estoque de sedimentos fluviais heterogêneos, predominando granulometria grossa rica em cascalhos e seixos. Entretanto, nos sopés da encostas e os fundos dos próximos às mesmas, correm extensos depósitos de tálus, relacionados a movimentos de massas rápidos. Além dos depósitos correlativos, esses processos erosivos podem ser evidenciados nas inúmeras cicatrizes de deslizamentos ao longo das encostas de morros e das escarpas da serra da Bocaina.

2.6 Baía da Ilha Grande

As planícies costeiras da Baía da Ilha Grande são originadas pela atuação da dinâmica sedimentar fluvial, marinha e lagunar e são preenchidas por sedimentos continentais e marinhos neogênicos. As principais planícies estão associadas aos baixos cursos dos rios da Guarda, Ariró, Paca Grande-Bracuí e Grataú, situados no fundo da Baía da Ribeira (Eirado Silva 2006).

As planícies, em geral, mostram uma morfologia triangular ou tipo delta que, afuniladas à montante vão se tornando mais largas em direção à jusante, quando os vales ficam mais amplos até alcançarem e interagirem com o oceano. Assim, as baixadas litorâneas apresentam uma porção distal à linha de costa, com amplo predomínio da dinâmica fluvial, e outra porção proximal à costa, onde a dinâmica marinha assume maior relevância. Na Baía da Ribeira, por exemplo, a porção da planície com predomínio da dinâmica fluvial, chega até a cota de 20 m e se estreita junto aos fundos de vales (Figura 2.8), sendo composta por sedimentos mais grossos. A jusante, em direção à transição com o domínio flúvio-marinho, a planície se torna mais larga e espreada, os sedimentos são mais finos e os canais fluviais são tipicamente meandrantés, com amplas áreas sujeitas a inundações, onde são frequentes os manguezais.

Uma feição comum nessas planícies é a presença de colinas do embasamento pré-cambriano “afogadas” em meio aos sedimentos, resultante do recuo da escarpa da Serra da Bocaina e dos processos de agradação e espreadamento das planícies. Outro destaque é o caso da Ilha Comprida, no fundo da Baía da Ribeira, que somente é separada da planície costeira adjacente, situada entre o Saco do Bracuí e a Enseada do Ariró por um estreito canal, gerando uma feição litorânea que lembra um istmo.



Figura 2.8: Baía da Ribeira e planícies costeiras. Fotografia obtida a partir do Pico do Frade.

A Ilha Grande compreende um maciço montanhoso com as maiores elevações no centro-leste, na Serra do Papagaio (1 031 m) e no Pico da Pedra D'água (989 m), ambos constituídos do Granito Porfírico Dois Rios. A ilha apresenta dois grandes divisores, um mais extenso de direção aproximada Leste-Oeste, e outro de direção Norte-Sul. O divisor principal, E-O, compartimenta a Ilha Grande em duas grandes vertentes: a Escarpa Sul, voltada para o oceano aberto, e a Escarpa Norte, voltada para o continente. Ambos os domínios apresentam encostas íngremes ricas em paredões rochosos, canais fluviais retilíneos bem encaixados e um grande volume de tálus, provenientes de movimentos de massa das encostas.

A Escarpa Sul apresenta, em geral, encostas com declividades mais acentuadas que a Norte, onde se concentra maior volume de depósitos fluviolagunar-marinhos em suas planícies costeiras adjacentes. A Escarpa Norte posiciona-se frontalmente com o mar aberto conferindo-lhe maior exposição ao impacto das frentes frias, oriundas de SSO, principal fenômeno meteorológico na região que é responsável pela mudança climática levando tempestades e aumento da pluviosidade e da amplitude das ondas. Deste modo, a vertente norte da Ilha Grande, principalmente seu litoral, encontra-se mais protegida à atuação das frentes frias, comparado à vertente sul, o que explica as maiores taxas de erosão das encostas e sedimentação flúvio-marinha encontradas na Escarpa Sul.

3. CONTEÚDO GEOLÓGICO REGIONAL E COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

3.1 Introdução

Para sumarizar a compartimentação tectônica da extremidade sul do Orógeno Brasília e do Orógeno Ribeira utilizamos os seguintes trabalhos: Heilbron *et al.* (1995, 1998b, 2000, 2003b), Campos Neto e Figueiredo (1995), Schmitt *et al.* (1999), Valeriano *et al.* (2000), Campos Neto (2000), Machado & Demange (1994), Campanha & Sadowski (1999), Campanha (2002), Ribeiro *et al.* (1995), Trouw *et al.* (2000), Heilbron & Machado (2003), Pedrosa-Soares *et al.* (2003).

A Região do Bloco 1 está inserida no contexto do segmento central do Orógeno Ribeira, que integra o conjunto de orógenos neoproterozóico-cambrianos da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977, 1981; Heilbron *et al.*, 2004, Figura 3.1).

O Orógeno Ribeira, que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da colisão entre o Craton do São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou microplaca(s) e/ou arco-de-ilhas situado(s) a sudeste, bem como com a porção sudoeste do Craton do Congo. Esta etapa de colisão continental (ca. 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Assim, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes ($> 30^\circ$), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. O Orógeno Ribeira foi subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1989) separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embú, Oriental e Cabo Frio (Figura 3.1). A colagem caracterizou-se pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção à margem do Craton do São Francisco (Figuras 3.1 e 3.2). Os quatro primeiros foram amalgamados há ca. 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio só colidiu contra os demais em ca. 520 Ma.

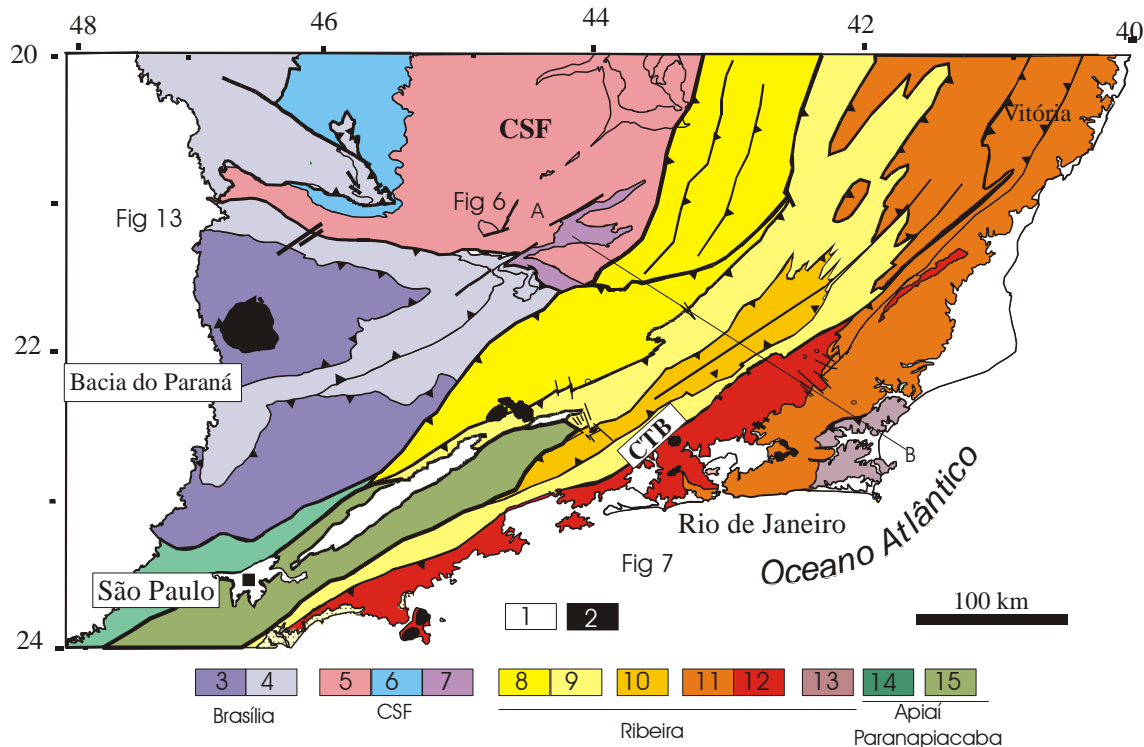


Figura 3.1: Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.

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; 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açunguí; 15- Terreno Embu.

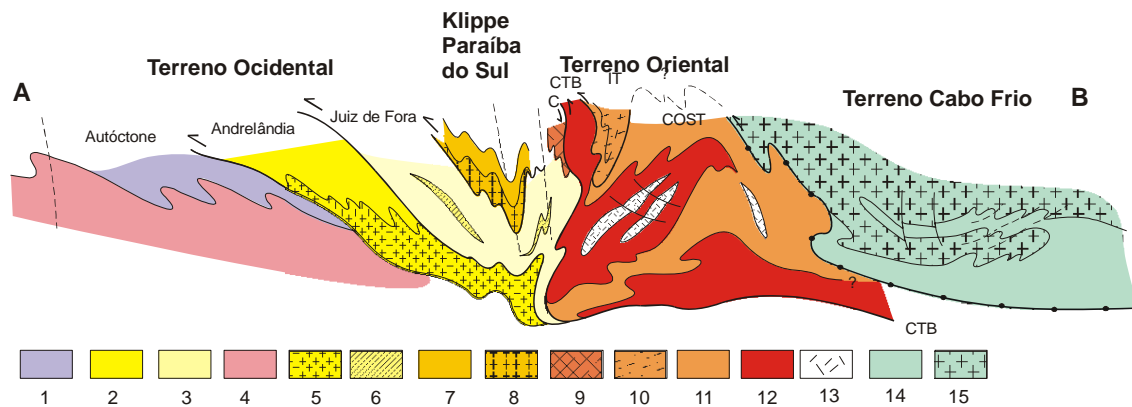


Figura 3.2- Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.

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 Italva; 11- Sequência Costeira; 12- arco magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; 14- Sequências Búzios e Palmital; 15- Complexo Região dos Lagos.

Na região das folhas que integram o Bloco 1, O Terreno Ocidental é subdividido em três domínios estruturais, denominados de Domínio Andrelândia, Klippe de Carvalhos e Domínio Juiz de Fora (Tabela 3.1). Nos dois primeiros, encontram-se vestígios da evolução neoproterozóica mais precoce, que vem sendo atribuída à evolução da extremidade sul da Faixa Brasília, cujo ápice colisional ocorreu a ca. 630 Ma.

Tabela 3.1: Compartimentação tectônica da parte central do Orógeno Ribeira.

N-NW	<i>Terrenos</i>	<i>Domínios Estruturais</i>	Principal período colisional
	Ocidental	Domínio Autóctone Domínio Andrelândia * Klippe de Carvalhos * Domínio Juiz de Fora	ca. 580 Ma (605-560 Ma)
	Embú		
	Klippe Paraíba do Sul		
	Oriental (Microplaca Serra do Mar)	Domínio Cambuci Domínio Costeiro Domínio Italva	
S-SE	Terreno Cabo Frio		<u>Colisão III</u> ca. 520 (535-510 Ma)

4. GEOLOGIA PRECAMBRIANA-CAMBRIANA

4.1 Estratigrafia

Contornando a diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura corrente e, sempre que possível, com base geocronológica, adotamos a seguinte subdivisão, de cunho geotectônico:

embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,8 Ga;

sequências metavulcano-sedimentares neoproterozóicas subdivididas em associações de margem passiva (etapa de abertura oceânica), bacias de ante-arco e retro-arco (etapa de fechamento de oceanos), e bacias sin-colisionais (bacias molássicas e de antepaís);

granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa (período de subducção);

granitóides neoproterozóicos sin-colisionais;

magmatismo pós-colisional. Algumas unidades, em função da carência de dados geocronológicos, ainda possuem posicionamento estratigráfico incerto. As unidades adotadas no mapeamento geológico estão sumarizadas na tabela 4.1.

Tabela 4.1: Distribuição das unidades litoestratigráficas nos diferentes compartimentos tectônicos. Abreviações utilizadas: TOC- Terreno Ocidental; TPS- Terreno Paraíba do Sul; TEM- Terreno Embu; TOR- Terreno Oriental.

	Klippe Carvalhos	TOC DAND	TOC DJF	TPS	TEM	TOR
€2γ5	Granitóides pós-colisionais (520-480 Ma)					
€1γ4	Granitóides sin-colisão II (535-520 Ma)					
NP3γ3	Granitóides tardi- colisão I (560-540 Ma)					
NP3γ2	Granitóides sin-colisão I (600-560 Ma)					
NP2γ1						Complexo Rio Negro
?			Complexo Graminha			
NP	Megassequência Andrelândia					
P (PP)				Complexo Paraíba do Sul	Complexo Embú	
PP (A)		Complexo Mantiqueira	Complexo Juiz de Fora	Complexo Quirino e Suíte Campinho	Complexo Taquaral	

4.1.1 Embasamento pré-1,8 GA

4.1.1.1 Complexo Mantiqueira (PP2ma2)

Breve Histórico

Ao conjunto de gnaisses e migmatitos da Serra da Mantiqueira, Barbosa (1954) atribuiu o nome Série Mantiqueira, entendendo que correspondiam a rochas distintas e mais velhas do que aquelas da Série Barbacena. Posteriormente, Ebert (1955, 1958) reconheceu dois conjuntos distintos: um ortoderivado, de idade Arqueana e retrabalhado na Orogênese Assíntica, o qual ele considerou como uma facies de mais alto grau metamórfico da Formação Barbacena; e outro metassedimentar, ao qual denominou Gnaisse Piedade.

Na década de 80, trabalhos de mapeamento geológico (Oliveira, 1980; Machado Filho *et al.*, 1983; Oliveira & Hasui, 1984; e Trouw *et al.*, 1986) levaram a um maior detalhamento das características lito-estruturais do então denominado Gnaisse Piedade, ou Complexo Barbacena ou Grupo Mantiqueira. Os trabalhos mais recentes associam o termo Mantiqueira a um conjunto ou conjuntos de ortognaisses, com metabasitos e ortogranulitos subordinados (Trouw *et al.*, 1986; Figueiredo *et al.*, 1992; Heilbron, 1993, 1995; Nogueira, 1994; Nogueira & Trouw, 1993; Figueiredo & Teixeira, 1996), o que encontra respaldo na denominação original de Série Mantiqueira proposta por Barbosa (1954).

O presente trabalho segue esta tendência e define o Complexo Mantiqueira como um conjunto de ortognaisses tonalíticos a graníticos, bandados e migmatíticos, com lentes de metabasito associadas. Ortogranulitos enderbíticos ocorrem subordinadamente, como corpos lineares. Aplitos graníticos cinzentos e rosados invadem o conjunto. Assim, o Complexo Mantiqueira representa a unidade do embasamento pré-1,8 Ga, inserida no contexto do Domínio Andrelândia, do Terreno Ocidental.

Associações litológicas

O Complexo Mantiqueira, embasamento pré-1,8 Ga do Domínio Andrelândia no Terreno Ocidental, aflora na porção norte das folhas Santa Rita do Jacutinga e Barra do Piraí. Esta unidade constitui uma associação heterogênea de ortognaisses de composição intermediária a ácida, com lentes métricas a centimétricas de rochas dioríticas e anfibolitos.

Uma grande variedade de ortognaisses de composição tonalítica a granítica, assim como metabasitos associados e raros trondhjemitos, compõem o Complexo Mantiqueira na região das folhas do Bloco 1, segmento crustal central da Faixa Ribeira. Cinco associações litológicas foram identificadas em escala de afloramento ou em mapas geológicos de maior escala, mas não chegam a ser representados nos mapas em escala de 1:100.000 adotados neste projeto (tabela 4.2):

- 1) ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, bandados, intercalados com anfibolitos;
- 2) ortognaisses granodioríticos a tonalíticos fracamente foliados;
- 3) corpos tabulares discordantes de anfibolito que cortam as associações 1 e 2;

- 4) leucognaisses intrusivos nas associações 1, 2 e 3; e
 5) ortognaisses graníticos fracamente foliados intrusivos em todas as associações supracitadas.

Tabela 4.2: Composição mineralógica dos ortognaisses do embasamento.

Legenda: plag - plagioclásio, qz - quartzo, hbl - hornblenda, Kf – K-feldspato, bio - biotita, tit - titanita, ap - apatita, mon - monazita, zr - zircão, all – allanita.

Litotipo	Mineralogia
Biotita hornblenda gnaisse	plag, qz, hbl, Kf, bio, tit, ap, mon, zr, all
Leucognaisse	Kf, qz, pl, bio, all, mon, zr
Hornblenda-biotita gnaisse porfiróide	Kf, qz, plag, bio, tit, +/- hbl, zr, all, ap
Quartzo-diorito	Hbl, bio, plag, qz, tit, ap, op, zi
Anfibolito	Hbl, plag, bio, qz, tit, ap, mon, zr,

Os gnaisses do tipo 1 são principalmente constituídos por biotita-hornblenda gnaisse migmatítico com variações para hornblenda gnaisses máficos. O litotipo dominante possui composição tonalítica (figura 4.1) e subordinadamente granodiorítica, e é composto por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita (figura 4.2), além de K-feldspato. Como acessórios foram encontrados minerais opacos, apatita, zircão, titanita, granada, carbonato, allanita, escapolita e piroxênio. Como minerais secundários ocorrem epidoto, clorita e muscovita.

O *hornblenda gnaisse máfico* é caracterizado pela predominância de minerais máficos e baixas proporções de quartzo. Venulações tonalíticas a trondhjemíticas, ocorrem tanto em escala centimétrica, como podem constituir camadas mais espessas, métricas a decamétricas. Estas lentes são possivelmente o resultado de injeções tonalíticas geradas por fusão parcial desta rocha máfica (figura 4.3). Sua composição mineralógica básica é dada por plagioclásio, hornblenda e minerais opacos. Biotita, quartzo, clinopiroxênio e titanita geralmente estão presentes. Apatita, zircão e K-feldspato ocorrem como minerais acessórios. Nas bandas ricas em minerais máficos são observadas coronas de titanita em minerais opacos, quando em contato com hornblenda e clinopiroxênio. Onde este processo é mais avançado ocorre titanita com inclusões de minerais opacos. Os megacristais de clinopiroxênio podem atingir 6,5 mm, são muitas vezes fraturados e alterados com bordos de hornblenda. Estes minerais podem conter inclusões de minerais opacos com coronas de titanita, ladeadas por hornblenda. A biotita ocorre associada aos minerais opacos ou em bordos de hornblenda. A apatita ocorre em cristais arredondados sempre junto à hornblenda.

A Associação 2 é caracterizada por um ortognaisse migmatítico cinzento, com granulação variando de fina a média, que frequentemente apresenta padrões de dobramentos diversos e estruturas de cisalhamento, chegando a ser milonítico e podendo conter veios centimétricos de quartzo e pegmatíticos. Os tipos de texturas mais comuns são migmatíticas estromáticas onde ocorrem lentes félsicas contínuas centimétricas, intercaladas com bandas de gnaisses cinzentos, lentes pegmatóides e de anfibolitos. São também observadas texturas migmatíticas oftálmicas, dictioníticas e nebulíticas (figura 4.4). Sua foliação é dada pela orientação preferencial de lentes

máficas ricas em biotita, hornblenda e minerais opacos, com bandas félsicas ricas em quartzo e plagioclásio que podem conter K-feldspato. O plagioclásio por vezes ocorre sericitizado ou alterado para carbonato e a biotita pode se apresentar em bordos de alteração de hornblenda. Em regiões mais deformadas, apresenta diferentes graus de recristalização de quartzo e feldspatos formando uma textura lenticular anastomosada. Nestas porções, a rocha é enriquecida em muscovita, biotita, carbonato e, por vezes, podem também ocorrer clorita e escapolita.

As rochas máficas que constituem a Associação 3 se intercalam em várias escalas com as rochas supracitadas, geralmente de forma concordante. Dois tipos principais são observados: o primeiro, mais frequente, ocorre na forma de *boudins* centimétricos a métricos de biotita-anfibolito e é constituído basicamente por plagioclásio e hornblenda, com biotita e minerais opacos em quantidades subordinadas; e quartzo, clinopiroxênio, titanita, apatita e carbonato ocorrendo como minerais acessórios. Possuem granulação variando de fina a muito fina e as texturas observadas vão de granoblástica poligonal a milonítica.

Os leucognaisses intrusivos da Associação 4 possuem composição variando de granodiorítica a granítica, geralmente ocorrendo como bandas com espessuras variadas nos ortognaisses e anfibolitos das associações anteriores. Podem conter, além de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e hornblenda, pequenas quantidades de titanita, apatita, minerais opacos, biotita, zircão e K-feldspato. Possuem granulação variando de fina a muito fina e, localmente, podem conter fenocristais de plagioclásio com diâmetro maior do que 3 mm.



Figura 4.1- Hornblenda gnaiss tonalítico, com enclaves dioríticos, Complexo Mantiqueira, a norte de Santa Rita do Jacutinga



Figura 4.3- Leucossomas ricos em hornblenda, produto da fusão parcial do hornblenda gnaiss tonalítico, mesmo ponto anterior

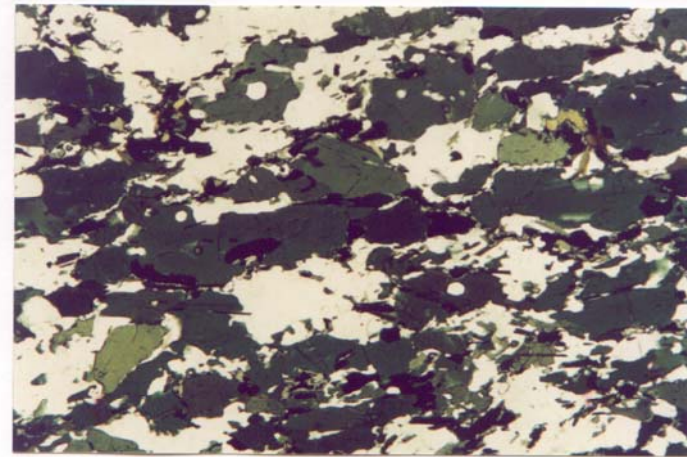


Figura 4.2- Lâmina petrográfica do Hornblenda gnaiss tonalítico. Destacam-se hornblenda e biotita como minerais máficos, além de plagioclásio, quartzo e minerais opacos.



Figura 4.4- Biotita gnaiss granodiorítico, Complexo Mantiqueira com dobras assimétricas da deformação principal, próximo a Liberdade

A Associação 5 compreende rochas graníticas de cores alaranjadas a róseas ricas em fenocristais de K-feldspato. Ocorrem como lentes ou apófises associadas aos gnaisses das associações 1 e 2, particularmente no biotita-hornblenda gnaisse migmatítico. Nos gnaisses graníticos são comuns texturas oftálmicas, com megacristais de K-feldspato (figuras 4.5 e 4.6). Próximo às lentes ou apófises do gnaisse granítico observa-se a ocorrência de porfiroblastos de K-feldspato nos hornblenda gnaisses encaixantes, modificando sua composição original. Enclaves de rochas máficas são comuns nos gnaisses desta associação.

A composição mineralógica dos gnaisses graníticos é dada por quartzo, plagioclásio (~An-23), microclina e biotita. Como minerais acessórios possuem muscovita, minerais opacos, hornblenda, apatita, titanita, zircão. A clorita ocorre como mineral acessório. Ao microscópio petrográfico apresentam texturas oftálmicas (figura 4.6) ou, subordinadamente, texturas miloníticas. Nas porções oftálmicas, os fenocristais são constituídos de microclina de até 3,5 mm de diâmetro e a matriz é composta por quartzo, microclina e plagioclásio, com tamanho em torno de 0,3 mm (figura 4.7). Nestas rochas o plagioclásio ocorre intensamente sericitizado e os fenocristais de microclina apresentam pertitas do tipo filetes e vênulas.

Geoquímica e Geocronologia

Não existem ainda dados litogeoquímicos para o Complexo Mantiqueira na região estudada, entretanto, dados de áreas vizinhas, como por exemplo na Folha Juiz de Fora, indicam várias suítes cálcio-alcálicas distintas, com características de ambientes compressivos, variando de arcos magmáticos a granitos sin-colisionais (Figueiredo & Teixeira, 1996; Duarte *et al.*, 2001, 2004).

Dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd disponíveis em escala regional indicam que a geração principal destes granitóides ocorreu no Paleoproterozóico, com forte contribuição da crosta arqueana mais antiga (Heilbron *et al.*, 1986, 2001; Teixeira *et al.*, 1991, 2000; Machado *et al.*, 1996; Fischel *et al.*, 1998, Silva *et al.*, 2002). Idades metamórficas (em titanitas e monazitas) corroboram a superposição do metamorfismo brasileiro (Machado *et al.*, 1996).

Dados U/Pb-LA-ICPMS de um afloramento de hornblenda-biotita gnaisse tonalítico, situado cerca de 3 Km ao norte de Santa Rita do Jacutinga, resultaram na caracterização da idade de cristalização em torno de 2,1 Ga e metamorfismo em torno de 2,05 Ga (Heilbron *et al.*, 2001; 2003). Idades metamórficas obtidas em titanitas situam-se na faixa entre 604 e 569-565 Ma (Machado *et al.*, 1999).



Figura 4.5- Afloramento de gnaisses granítico porfiróide, Complexo Mantiqueira, a norte de Bocaina de Minas

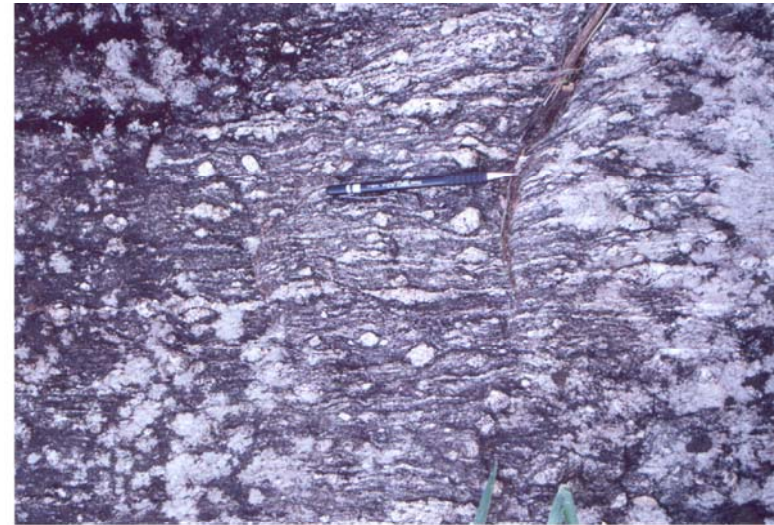


Figura 4.6- Detalhe da textura augen do gnaisse granítico, Complexo Mantiqueira, próximo a Bocaina de Minas

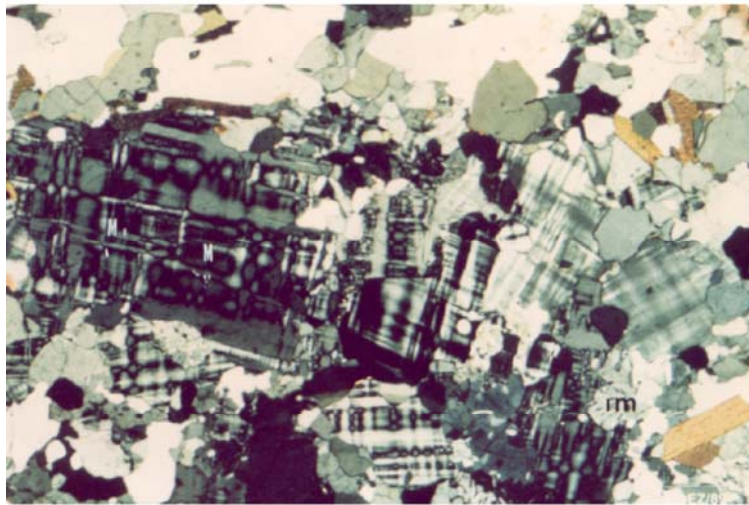


Figura 4.7- Lâmina petrográfica do augen gnaisse granítico, Complexo Mantiqueira, próximo a Bocaina de Minas

Novos dados U/Pb-LA-ICPMS para ortognaisses da região entre Liberdade e Bocaina de Minas, ainda inéditos, confirmam a idade paleoproterozóica, bem como sinais de herança Arqueana.

4.1.1.2 Complexo Juiz de Fora

A associação litológica do embasamento no Domínio Tectônico Juiz de Fora do Terreno Ocidental é representada pelo Complexo Juiz de Fora, redefinido em Heilbron (1993), a partir de modificações das propostas de Ebert (1957, 1968), Barbosa & Grossi Sad (1983) e Machado Filho *et al.* (1983).

Na área alvo, o Complexo Juiz de Fora é constituído somente por ortognaisses migmatíticos, portadores de paragêneses metamórficas da facies granulito. As rochas granulíticas ocorrem como escamas tectônicas intercaladas com rochas da cobertura metassedimentar neoproterozóica (vide mapas e perfis geológicos). Estas lascas tectônicas são frequentes na região da Serra da Mantiqueira (folhas Santa Rita do Jacutinga e Barra do Piraí) e mais discretas na região da Serra do Mar, ocorrendo em uma única escama alongada na folha Volta Redonda.

Breve histórico

O termo Série Juiz de Fora foi pioneiramente utilizado por Ebert (1957, 1968) para englobar um conjunto de rochas metassedimentares com paragêneses diagnósticas para a facies granulito, expostas no setor central da Faixa Ribeira. Posteriormente, ortogranulitos foram também incluídos no então denominado Complexo Juiz de Fora, a fim de englobar todos os granulitos da Faixa, independente do protólito (Barbosa & Grossi Sad, 1983a; Machado Filho *et al.*, 1983; Oliveira, 1980). Dados isotópicos U/Pb e Rb/Sr sugerem que o metamorfismo granulítico ocorreu durante a Colagem Transamazônica (ca. 2,2 - 1,8 Ga; Delhal *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1973), embora os protólitos possam ser tanto paleoproterozóicos (Cordani *et al.*, 1973; Heilbron, 1993; Machado *et al.*, 1996; Figueiredo & Teixeira, 1996) quanto arqueanos (Cordani *et al.*, 1973; Fyfe & Leonardos, 1974; Oliveira, 1980; Machado Filho *et al.*, 1983).

Um evento metamórfico retrógrado, responsável pela formação de paragêneses da facies anfibolito superior, ocorreu durante a Orogênese Brasileira (ca. 605 - 490 Ma, Delhal *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1973; Machado Filho *et al.*, 1983; Teixeira & Figueiredo, 1991; Heilbron, 1993; Valladares, 1996; Machado *et al.*, 1996). Figueiredo & Teixeira (1996) relacionaram esse evento metamórfico tardio à orogênese Rio Doce (550 - 500 Ma), definida por Campos Neto & Figueiredo (1992, 1995).

No presente trabalho, o termo Complexo Juiz de Fora foi adotado para englobar um conjunto de ortognaisses e metabasitos associados com paragêneses diagnósticas para a facies granulito, e biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos metamorfizados em facies anfibolito superior, que afloram ao longo da porção sul/sudeste do Estado de Minas Gerais e região limítrofe com o Estado do Rio de Janeiro, no setor central da Faixa Ribeira.

Associações litológicas

Em toda a região sudeste de Minas Gerais e no estado do Rio de Janeiro, os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora ocorrem ao longo de escamas tectônicas separadas por zonas de cisalhamento, que são caracterizadas pela interdigitação das rochas deste Complexo com lascas de rochas metassedimentares correlatas à Megassequência Andrelândia (Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, 1995; Nogueira, 1994; Duarte, 1998). No interior dessas escamas, os ortogranulitos exibem

cores esverdeadas, texturas granoblásticas e paragênese indicativas de condições metamórficas da facies granulito. Nas zonas de cisalhamento que limitam as escamas, os granulitos do Complexo Juiz de Fora são caracterizados por texturas miloníticas retrógradas (facies anfibolito superior), acompanhadas da substituição parcial de piroxênios e granada por hornblenda e/ou biotita (figuras 4.8 a 4.11).

Na região abordada, o Complexo Juiz de Fora consiste de ortogranulitos de composições variadas, desde básicas a ácidas (Heilbron, 1983, Heilbron *et al.*, 1987, 1998). Descrições semelhantes foram feitas por Duarte (1998) e Duarte & Valente (1999) para a região de Juiz de Fora. Enderbitos, charno-enderbitos e charnockitos predominam, embora noritos e charnockitos quartzosos (quartzo > 80 %vol.) também ocorram. Em termos composicionais, predominam os tipos tonalíticos (enderbitos, figuras 4.10 e 4.11), embora ocorram composições variando desde graníticas até gabróicas (tabela 4.3). Subordinadamente foram encontradas lentes ultramáficas.

Os dados petrográficos disponíveis indicam que as rochas do Complexo Juiz de Fora compreendem vários grupos composicionais. Os granulitos máficos são gabróicos em composição; os granulitos intermediários consistem de quartzo dioritos, tonalitos e granodioritos; enquanto que os granulitos ácidos incluem granodioritos e granitos. Composições trondhjemíticas não foram encontradas, descartando a possibilidade de que o Complexo Juiz de Fora represente uma associação TTG granulitizada e apoiando os dados isotópicos que indicam idade paleoproterozóica para esse conjunto.



Figura 4.8- Ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, incluindo tipos enderbíticos, charno-enderbíticos e gabróticos, além de lentes pegmatóides deformadas. Afloramento próximo a Nossa senhora do Amparo.

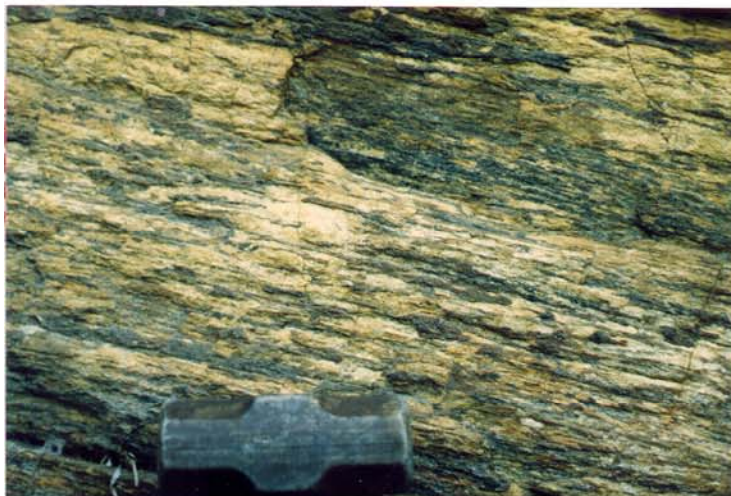


Figura 4.10- Ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora com textura milonítica, afloramento próximo a Conservatória.

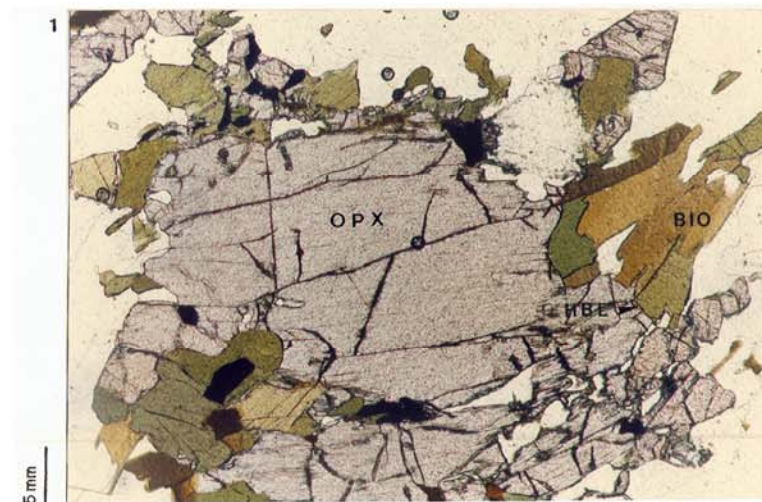


Figura 4.9- Lâmina petrográfica de ortogranulitos charno-enderbítico do Complexo Juiz de Fora, com Opx, biot, hornb, qzo, Kfelds e Plag

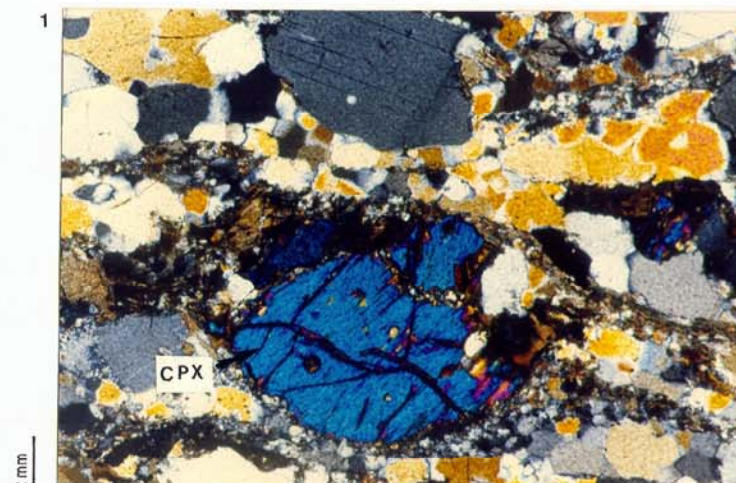


Figura 4.11- Lâmina petrográfica do granulítico enderbítico do Complexo Juiz de Fora, com textura milonítica. Destacam-se o Cpx com franjas de recristalização, hornblenda e biotita como minerais máficos, além de plagioclásio, quartzo e minerais opacos.

Clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e biotita ocorrem como fases máficas de acordo com a composição (figuras 4.9 e 4.11). Plagioclásio, quartzo e K-feldspato formam as fases félsicas predominantes. Zircão, opacos e apatita são acessórios comuns. Granada ocorre localmente nos tipos básicos.

Tabela 4.3: Mineralogia dos Principais Litotipos do Complexo Juiz de Fora.

Litotipos	Mineralogia
Granulitos Básicos e intermediários	opx, cpx, pl, qz, hbl, bio, ap, zr, op, gr
Granulitos Ácidos	kf, qz, pl, bio, hbl, opx, cpx, ap, zr, op
Granulito Ultrabásicos	cpx, hbl, op (magnetita), pl

Lentes decimétricas e camadas de anfibolitos com espessuras em torno de 1m (figura 4.8) ocorrem intercaladas nos ortogranulitos. Petrograficamente, além de plagioclásio e hornblenda, os anfibolitos possuem pequenas quantidades de quartzo e K-feldspato. A biotita pode ocorrer com bordos de alteração para hornblenda. Os minerais opacos estão intimamente associados a hornblenda, inclusos ou em pequenos grãos aciculares paralelos à foliação dada pela hornblenda.

Em diversos afloramentos desta unidade, foi possível observar que a transição entre porções com ortopiroxênio (granulitos) e porções com maior abundância em hornblenda e biotita (hornblenda gnaisses), tanto pode ocorrer de maneira gradacional, paralela ao bandamento, quanto de forma aleatória, formando bolsões de contatos irregulares entre hornblenda gnaisses e rocha granulítica esverdeada, tal como descrito por Nogueira (1994) na região de Juiz de Fora.

A complexa história evolutiva dessa unidade, envolvendo, pelo menos, dois pulsos metamórficos de alto grau e intenso processo de milonitização, levou à total obliteração de paragêneses minerais, texturas e estruturas originais. Com algumas exceções, as observações microtectônicas destas rochas granulíticas indicam a superposição de paragêneses retrógradas da facies anfibolito, durante a Orogênese Brasileira. Em diversas regiões, o metamorfismo retrógrado e a intensa milonitização acabam transformando as rochas granulíticas em hornblenda gnaisses bandados, com relíquias das paragêneses de mais alta temperatura, como, por exemplo, próximo aos principais contatos tectônicos do Domínio Juiz de Fora. Nestas rochas o plagioclásio ocorre invariavelmente saussuritizado e os piroxênios encontram-se parcial a totalmente substituídos por hornblenda e/ou biotita. A biotita, muitas vezes, é um produto de alteração de hornblenda e ocorre constantemente concentrada em bandas máficas ricas também em minerais opacos. Titanita e opacos estão também associados a estas reações retrógradas.

Em alguns setores do embasamento no Domínio Juiz de Fora, tanto em escamas no setor norte (Serra da Mantiqueira), como no setor sul (Serra do Mar), não foram encontradas rochas granulíticas, predominando um conjunto de ortognaisses com hornblenda, com enclaves e lentes de rochas básicas, que também foram incluídos genericamente neste complexo.

Petrologia e Geoquímica

A investigação litogeoquímica dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora confirma esta grande variação composicional, com predominância de rochas tonalíticas calcioalcalinas ou enderbíticas, além de rochas básicas toleíticas (figura 4.12) tal como apontado por diversos autores, como, por exemplo, Oliveira (1982), Grossi Sad & Barbosa (1985), Heilbron (1993c) e Heilbron *et al.* (1998). A última autora apresentou evidências litogeoquímicas para a existência de rochas representantes de quatro séries magmáticas distintas, intensamente interdigitadas na tectônica brasiliana, na região entre Rio Preto (MG) e Barra do Piraí (RJ). São elas: duas séries cálcio-alcalinas, sendo uma de alto-K; uma série toleítica; e poucas amostras de rochas básicas com tendência alcalina (figuras 4.12, 4.13). Todos os autores supracitados também chamam a atenção para a ocorrência de texturas migmatíticas anteriores à granulitização, reforçando a complexidade desta unidade.

Os dados geoquímicos permitiram a subdivisão dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora em três grupos distintos (figuras 4.12 a 4.17 - Heilbron *et al.*, 1997; Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998; Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999):

- 1) um grupo subalcalino, constituído de rochas de composição básica dispostas ao longo de um *trend* toleítico;
- 2) outro grupo subalcalino, constituído de rochas intermediárias a ácidas dispostas ao longo de um *trend* cálcio-alcalino e;
- 3) um terceiro grupo de caráter transicional e afinidade alcalina que inclui apenas granulitos básicos. Além de acompanharem *trends* evolutivos distintos, os dois grupos subalcalinos são separados por um *gap* desde ≈ 50 a 55% SiO_2 .

As características supracitadas, aliadas à análise quantitativa realizada, sugerem que não há cogeneticidade entre os granulitos básicos e as rochas cálcio-alcalinos, nem mesmo entre os granulitos básicos toleíticos e aqueles transicionais (Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999).

Os dados geoquímicos disponíveis para área alvo, aliados àqueles da região de Juiz de Fora, especialmente os valores da razão $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ e sua correlação com SiO_2 e MgO , indicam que os granulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz de Fora constituem três agrupamentos distintos (Heilbron *et al.*, 1997; Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998; Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999 - figura 4.14):

- 1) granulitos intermediários a ácidos, cujos valores $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ situam-se entre 11 e 18 e as anomalias de Eu variam de negativas nos termos menos ácidos a positivas nos mais ácidos;
- 2) granulitos intermediários a ácidos, cujos valores $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ situam-se entre 57 e 72 e anomalias de Eu em geral ausentes ou ora positivas ora negativas;
- 3) granulitos ácidos, cujos valores $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ situam-se entre ≈ 30 e 40 e anomalias de Eu levemente negativas ou marcadamente positivas nos termos mais ácidos (figura 4.14).

A análise quantitativa e o modelamento petrogenético realizados para essas rochas indicam que: a) os granulitos de mais baixo $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ formam um grupo quimicamente heterogêneo de rochas não cogenéticas; b) as demais rochas cálcio-alcalinas formam uma suíte magmática que evoluiu,

principalmente, por processo de cristalização fracionada. O ambiente de câmara magmática parece ter sido bastante dinâmico, levando à bifurcação de trends evolutivos bem como à atuação de processos de assimilação simples localizada (Duarte 1998; Duarte & Valente, 1999). As características químicas dos granulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz Fora indicam ambiente convergente de formação de seus protólitos (figura 4.15; Heilbron et al., 1998; Duarte, 1998).

As rochas toleíticas básicas constituem um grupo heterogêneo, o que é interpretado como resultado do envolvimento de fontes distintas na gênese dos magmas geradores das mesmas. Assinaturas de ambiente oceânico (N-MORB: $[La/Yb]_N < 1$; e E-MORB: $[La/Yb]_N \approx 1 - 2$) e intraplaca continental (tipo platô: $[La/Yb]_N \approx 3 - 4$; e E-MORB) podem ser verificadas (figuras 4.16 e 4.17). Os padrões de ETR das rochas transicionais apontam para um ambiente intraplaca oceânica ou continental ($[La/Yb]_N \approx 4$) (figura 4.16). Em função do pequeno número de amostras e da ampla heterogeneidade química apresentada não foi possível a definição de suítes magmáticas dentre as rochas metabásicas toleíticas do Complexo Juiz de Fora.

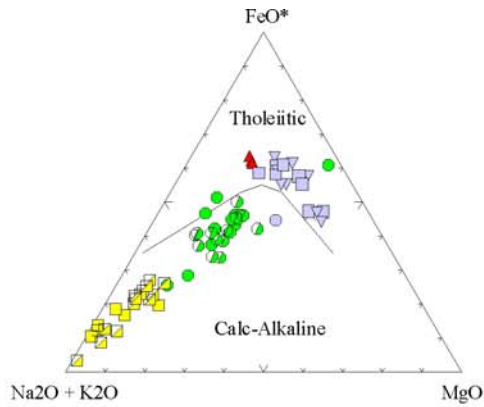


Figura 4.12- Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) com a composição das rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora da região mapeada, comparadas com dados da região de Juiz de Fora..

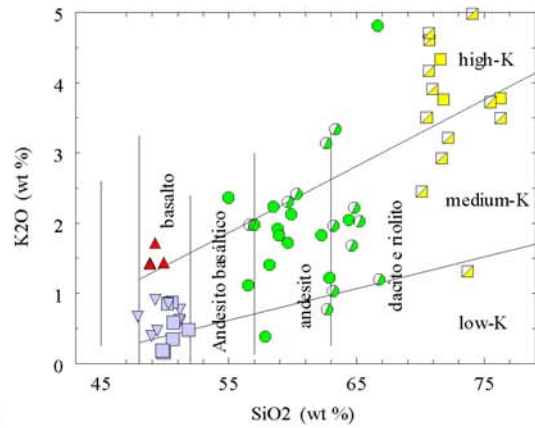


Figura 4.13- Plote dos granulitos do Complexo Juiz de Fora no diagrama $K_2O \times SiO_2$ de Le Maitre (1989).

- intermediate calc-alkaline granulites (area 2a)
- intermediate calc-alkaline granulites (area 2b)
- ultrabasic cumulatic granulite
- acid calc-alkaline granulites (area 2a)
- ◻ acid calc-alkaline granulites (area 2b)
- tholeiitic mafic granulites (area 2a)
- ▼ tholeiitic mafic granulites (area 2b)
- ▲ alkaline mafic granulites (area 2a)

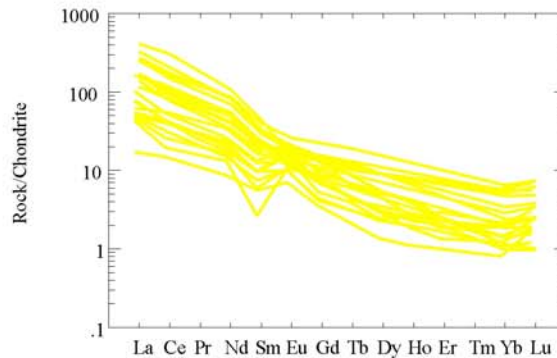
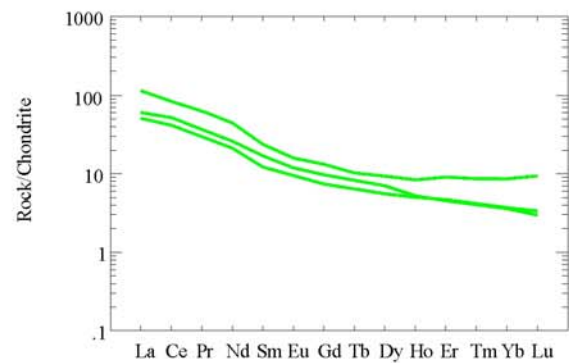
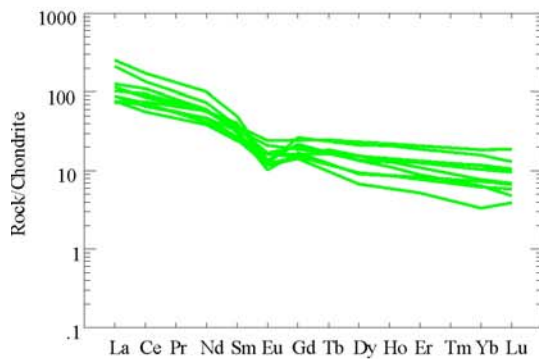


Figura 4.14- Padrões de distribuição de ETR normalizados por condrito (Boynton 1984) para rochas intermediárias e ácidas do Complexo Juiz de Fora.: a) e b) rochas intermediárias a ácidas definem duas suites calcioalcalins (em verde; c) as rochas ácidas integram uma suite calcioalcalina de alto-K (em amarelo)

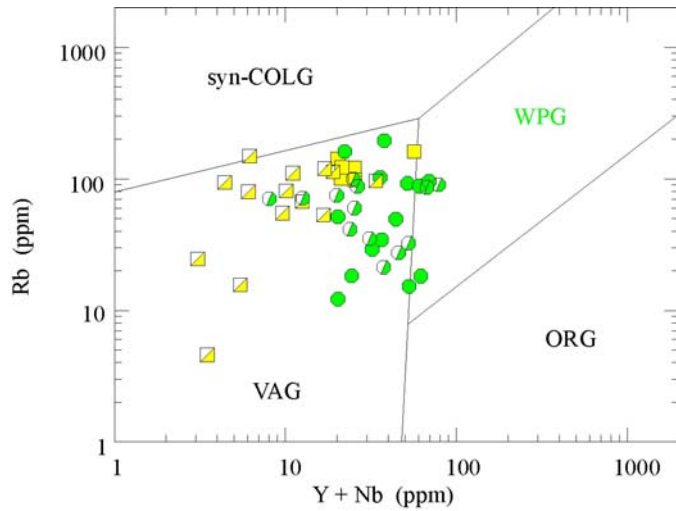


Figura 4.15-Plote das rochas calcio-alcalinas no digrama Rb x Y+ Nb, de discriminação tectônica de Pearce et al. (1984). Legend: syn-COLG - granitóides sin-colisionais; WPG- granitóides intra-placa VAG- granitóides de arcos vulcânicos; ORG- granitóides de dorsal meso-oceânica

Figura 4.16- Diagramas de REE normalizados por condrito (Boynton, 1984) com as diferentes assinaturas dos granulitos básicos do Complexo Juiz de Fora (símbolos e cores como nas figuras anteriores). Em vermelho a suíte alcalina-transicional e em cinza as rochas toleíticas.

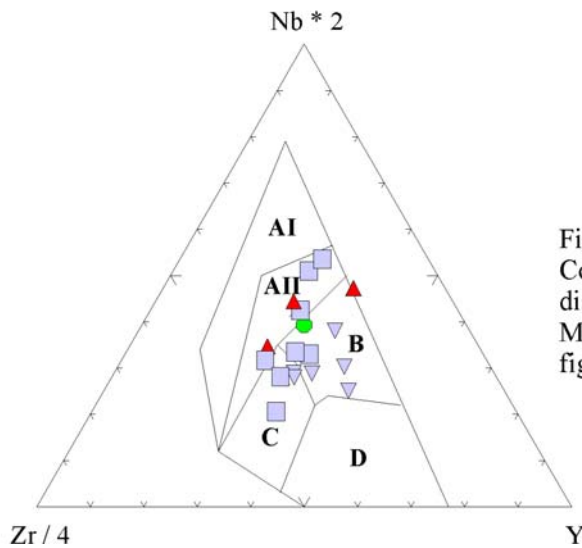
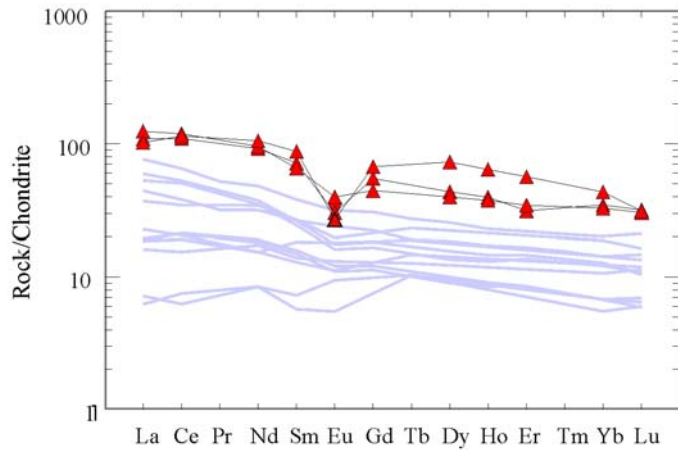


Figura 4.17-Plote dos granulitos básicos do Complexo Juiz de Fora do diagrama de discriminação tectônica Nb*2 x Zr/4 x Y de Meschede (1986). Simbologias como nas figuras anteriores

Geocronologia

Os dados isotópicos disponíveis na região do projeto são os seguintes:

- a) dados U/Pb-TIMS em zircão de granulito charnockítico coletado ao norte da cidade de Conservatória, que definem uma discórdia com interceptos em 2134 e 579 Ma, enquanto que dados de monazita da mesma amostra são concordantes em 563 Ma (Machado *et al.*, 1996).
- b) dados U/Pb-LAS-ICPMS de granulito básico alcalino, coletado no mesmo afloramento anterior indicam idades de cristalização de ca. 1,71 Ga e de superposição metamórfica em ca. 0,60 Ga (Heilbron *et al.*, 2001, 2003).

Na região a nordeste da seção abordada (Três Rios e Juiz de Fora), o metamorfismo brasileiro aumenta sua temperatura, chegando a atingir também a facies granulito, porém em regime de pressão mais alta. Como resultado, observa-se a recristalização dinâmica do clinopiroxênio, bordos de granada ao redor de clinopiroxênio e simplectitos de clinopiroxênio e granada entre plagioclásio e ortopiroxênio.

Os dados geocronológicos disponíveis (Delhal *et al.*, 1969; Teixeira & Figueiredo, 1991; Oliveira, 1980; Heilbron, 1993) indicam idades transamazônicas para o metamorfismo granulítico para alguns protólitos, com sugestão de idades mais antigas para outros.

Outras denominações vêm sendo usadas para estas rochas como, por exemplo, Complexo Mantiqueira para o setor norte (Heilbron, 1993), ou Unidades Graminha (Dios *et al.*, 1993) e Itaocara (Reis *et al.*, 1982) para o setor sul.

4.1.1.3 Complexo Quirino

Breve Histórico

No final da década de oitenta e início da década de noventa foram reconhecidas no Complexo Paraíba do Sul, na região NW do Estado do Rio de Janeiro e de seu limite com os Estados de São Paulo e de Minas Gerais e também no Espírito Santo, duas sequências de características genéticas distintas: uma metassedimentar superior e outra gnáissica-migmatítica inferior, provavelmente ortoderivada (Machado, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993). A sequência inferior foi denominada na região de Valença (RJ), por Machado (1986), de Sequência Quirino. As duas unidades supracitadas foram individualizadas por cartografia geológica detalhada (escala 1:50.000) em região compreendida na Folha Volta Redonda 1:250.000, levando Heilbron *et al.* (1991, 1993) e Almeida *et al.* (1993) a proporem a denominação de Grupo Paraíba do Sul (GPS) para as unidades essencialmente metassedimentares. A unidade, supostamente ortoderivada, seria composta por granitóides cálcio-alcalinos graníticos a granodioríticos e considerada intrusiva nos metassedimentos do GPS, sendo assim denominada de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia (Heilbron *et al.*, 1991, Heilbron, 1993). A falta de dados de geocronologia de precisão nas rochas desta unidade e as características geoquímicas de plutonismo de arco magmático cordilheirano levaram Campos Neto e Figueiredo (1995) a interpretarem o então denominado Maciço Quirino-Dorândia como granitóides cálcio-alcalinos sin-orogênicos relacionados à Orogenia Brasileiro I dos referidos autores.

A publicação de dados de geocronologia U-Pb de precisão, obtidos por Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996) nos ortognaisses do Complexo Paraíba do Sul, levaram os autores a interpretar estas rochas como paleoproterozóicas, e as denominarem como Unidade Quirino. Recentemente, Heilbron *et al.* (2000) e Valladares *et al.* (2002) utilizaram a denominação de Complexo Quirino para esta unidade.

Associações Litológicas

Neste trabalho o Complexo Quirino é entendido como a unidade basal do Terreno Paraíba do Sul. Sua constituição litológica é dada por extensos corpos de ortognaisses homogêneos, leuco a mesocráticos, de granulometria variando de média à grossa, composicionalmente variando entre granitóides tonalíticos/granodioríticos a graníticos, e apresentando enclaves de rochas ultramáficas, máficas e calcissilicáticas (ricas em tremolita).

O Complexo Quirino aflora na porção central do Bloco 1, ocupando uma faixa de direção NE-SW que se estende desde a folha Barra do Piraí até as folhas Santa Rita do Jacutinga e Volta Redonda.

A rocha típica desta unidade é um gnaisse de grão grosso, meso a leucocrático, com foliação descontínua marcada por aglomerados minerais de hornblenda e enclaves máficos alongados (figuras 4.18 e 4.19). Os enclaves máficos podem atingir dimensões métricas (figura 4.20) e podem incluir também gnaisses bandados (figura 4.19); geralmente, encontram-se estirados ao longo da foliação, mas podem apresentar formas angulares.



Figura 4.18- Hornblenda biotita gnaiss granítico, Complexo Quirino sul de Valença, com enclaves de hornblenda gnaiss máfico.



Figura 4.19- Detalhe do contato de um enclave máfico no afloramento anterior, com crescimento de diopsídio nos bordos .



Figura 4.20- Enclaves de rochas metálicas nos ortognaisses do Complexo Quirino. Pedreira em Valença. Ponto com idade U-Pb de ca. 2.1 Ga e herança arqueana.

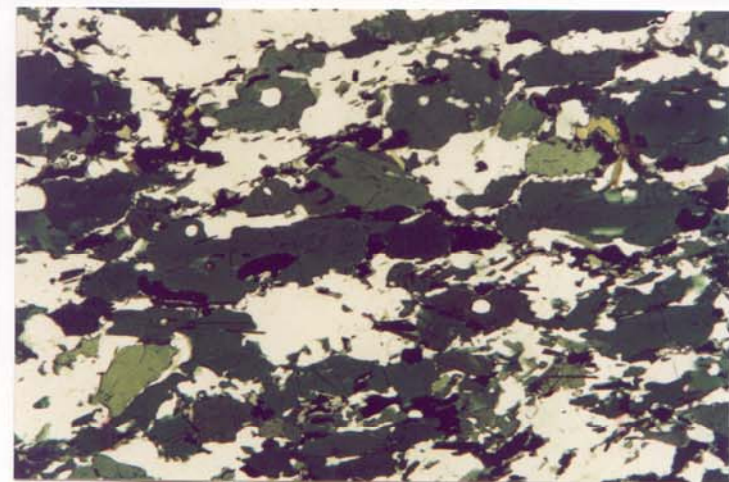


Figura 4.21- Lâmina petrográfica de biotita— 0,8 mm hornblenda gnaiss do Complexo Quirino, com destaque para a presença de biotita e hornblenda.

Duas variedades petrográficas ocorrem nesta unidade. O hornblenda gnaisse apresenta porfiroblastos de plagioclásio e a hornblenda como máfico principal, contrastando com o biotita gnaisse que apresenta porfiroblastos de K-feldspato e biotita. O hornblenda gnaisse possui composição variando entre granodiorítica e tonalítica, com biotita e hornblenda como minerais máficos principais (Figura 4.21). Veios leucossomáticos caracterizados pela presença de cristais centimétricos de hornblenda ocorrem nas variedades migmatíticas. Enclaves de anfibólito, tremolitito e quartzo diorito, com espessuras centimétricas a métricas, são encontrados com frequência nesta unidade. O biotita gnaisse possui composição monzogranítica a granodiorítica, com grandes cristais de biotita e xistosidade mais marcante do que a variedade anterior. Neste, ocasionalmente encontram-se lentes e/ou *boudins* centimétricos de coloração esverdeada constituídos quase que exclusivamente por anfibólito do tipo tremolita-actinolita, com hornblenda, quartzo, biotita e carbonato ocorrendo em proporções variadas. Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, apatita e epidoto em ambos tipos petrográficos.

Geoquímica e Geocronologia

Os dados geoquímicos permitiram a identificação de duas suítes cálcio-alcálicas distintas: uma de médio-K e outra de alto-K (figuras 4.22 e 4.23), que apresentam características de granitóides metaluminosos a fracamente peraluminosos, com índice de *Shand* menor que 1,1 (figura 4.24). A suíte cálcio-alcálica de médio-K compreende gnaisses tonalíticos a granodioríticos e apresenta padrão de ETR normalizado pelo condrito moderadamente fracionado ($La_N/Yb_N=20-8$), com ETRP sub-horizontal ($Sm_N/Lu_N=2-5$) e anomalias positivas e negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,52-2,0$). O conteúdo de La é moderado (La_N ca. 60-180 vezes o condrito) (figuras 4.25 e 4.26). A suíte cálcio-alcálica de alto-K compreende predominantemente gnaisses granodioríticos /adamelíticos/ graníticos com padrão de distribuição de ETR fortemente fracionado ($La_N/Yb_N = 100-3$ e $Yb_N=3-30$) e enriquecimento em ETRL ($La_N/Sm_N = 1-7$). O conteúdo de La é moderado a elevado (La_N ca. 80-400 vezes o condrito) e predominam as anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,32-1,00$). O padrão de distribuição de elementos incompatíveis, normalizado para o ORG para ambas as suítes, apresenta feições similares às descritas para granitos gerados em ambiente de arcos vulcânicos com envolvimento de crosta oceânica em ambiente de subducção (figura 4.26).

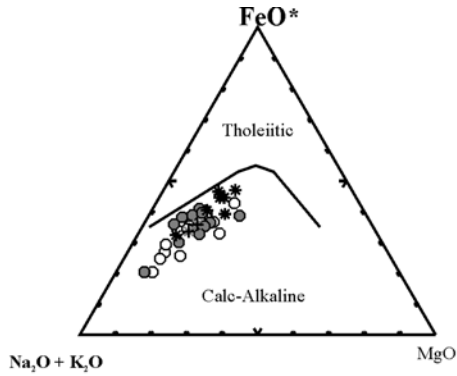


Figura 4.22- Diagrama AFM com os ortogneisses do Complexo Quirino

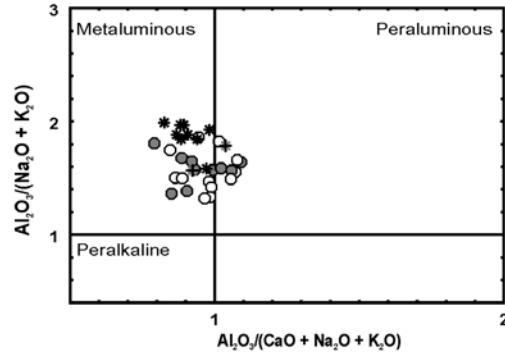


Figura 4.23 Composição metaluminosa a fracamente peraluminosa dos ortogneisses do Complexo Quirino.

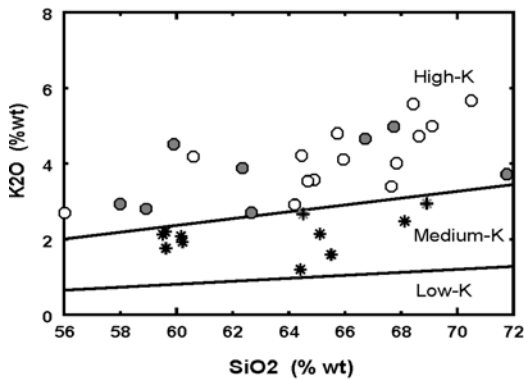


Figura 4.24- Classificação dos ortogneisses em duas suítes de médio e alto-K.

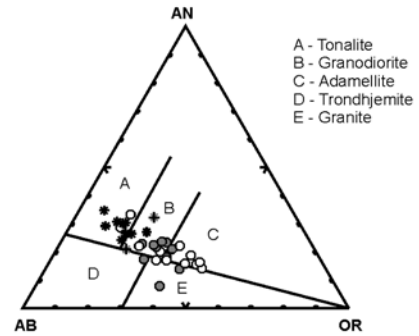


Figura 4.25- Classificação geoquímica dos ortogneisses nas duas suítes magmáticas.

Legenda:

●/○ Suíte calcioalcalina de alto-K */* Suíte calcioalcalina de Meddio-K

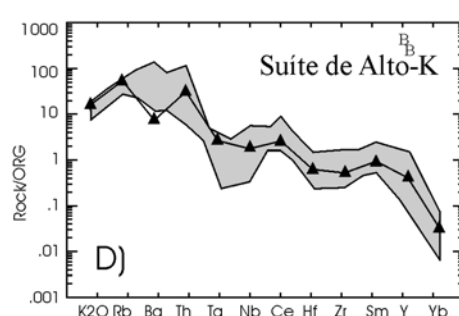
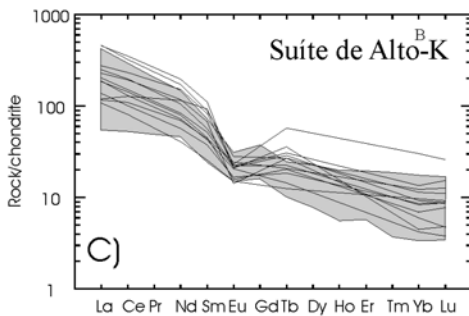
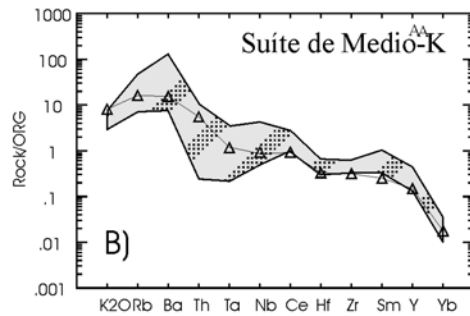
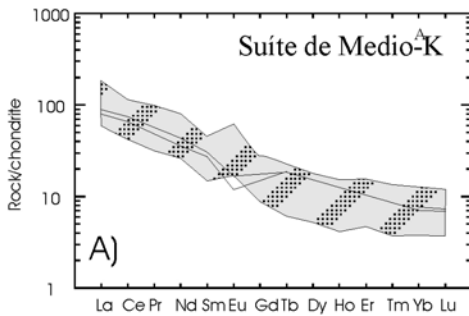


Figura 4.26-Aranhogramas normalizados por Condrito (a e c) e pelo ORG (b e d) para as duas suítes de Médio e Alto-K, respectivamente

As duas suítes magmáticas acima descritas foram geradas num mesmo evento colisional no Transamazônico, tratando-se de ortognaisses paleoproterozóicos, formados há 2169 ± 3 Ma e 2185 ± 8 Ma (dados U-Pb em zircão), caracterizando uma associação temporal com a evolução do Ciclo Transamazônico (Valladares, 1996; Machado *et al.*, 1996; Valladares *et al.*, 1997a; Valladares *et al.*, 2001a). Idades mínimas de 2846 Ma e 2981 Ma (dados U-Pb em zircão) revelam a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaisses investigados. Idades entre 605 e 503 Ma (dados U-Pb em zircão e titanita) indicam retrabalhamento do Complexo Quirino durante a Orogênese Brasileira (Machado *et al.* 1996; Valladares, 1996).

Os únicos dados Sm-Nd disponíveis (Valladares *et al.*, 2002) mostram razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ típicas de rochas crustais. As idades modelo obtidas e os valores ϵ_{Nd} recalculados para $T=2,1$ Ga (idades de cristalização U-Pb em zircão) foram respectivamente 2,2 Ga e -0,16 para rochas da suíte granítica, e 2,1 e -9,08 para rochas da suíte tonalítica. Os dados sugerem a existência tanto de fontes juvenis paleoproterozóicas, como de fontes arqueanas retrabalhadas, corroborando os dados U/Pb previamente descritos.

4.1.1.4 Suíte Campinho

Esta unidade compreende um conjunto de ortognaisses ricos em hornblenda que ocorrem como dois corpos lenticulares de direção NE/SW, intercalados com as rochas metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul descrito anteriormente.

O litotipo mais comum é o hornblenda-biotita gnaisse, por vezes porfirítico, de composição granítica a granodiorítica, com enclaves máficos ricos em hornblenda, de composição tonalítica a quartzo-diorítica. Enclaves centimétricos a métricos de gnaisses mesocráticos ricos em minerais máficos, de composição tonalítica a diorítica ocorrem em diversos afloramentos (figura 4.27). Em termos petrográficos, é composto por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda e biotita, tendo titanita, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios comuns (Figura 4.28).

Este conjunto apresenta grande semelhança com os ortognaisses do Complexo Quirino, embora não existam ainda dados geoquímicos e geocronológicos para posicionar corretamente esta unidade. Novos dados LA-ICPMS-U-Pb obtidos no Laboratório da Universidade de Alberta, em Edmonton no Canadá, confirmam idades paleoproterozóicas para o conjunto.



Figura 4.27- Hornblenda biotita gnaiss granitóide do Complexo Campinho, no Terreno Paraíba do Sul. Notar os enclaves de ortognaisses máficos. Afloramento coletado para geocronologia U-Pb, situado a norte de Bananal (SP)..



Figura 4.28- Detalhe do afloramento anterior, com a textura composição dos ortognaisses do Complexo Campinho



Figura 4.29- Ortognaisses do Complexo Taquaral, com lentes rochas básicas veios de leucognaisses. Afloramento situado a sul da Bacia de Volta Redonda.



Figura 4.30- Textura porfirítica de ortognaisse do Complexo Taquaral.

4.1.1.5 Complexo Taquaral

Associados às rochas metassedimentares da Unidade Rio Paraitinga, ocorrem corpos alongados de ortognaisses e rochas granitóides concordantes, denominados por Heilbron *et al.* (1995) de Suíte Taquaral (figuras 4.29 e 4.30). Neste trabalho esta unidade foi redefinida como Complexo Taquaral, que compreende uma variedade de litotipos e pode ser sendo subdividido em duas suítes distintas como descrito a seguir.

A suíte 1 é composta por hornblenda-biotita gnaisses bandados migmatíticos, mesocráticos, localmente porfiríticos, de composição variando de tonalítica a granítica, ricos em enclaves máficos centimétricos dioríticos e tonalíticos. Pereira (2001) denominou de Granito São José do Barreiro, que aflora próximo à cidade homônima, um biotita granito porfirítico foliado, aqui incluído na suíte 1 do Complexo Taquaral. A suíte 2 consiste de biotita leucogranitos foliados, de granulação variando de grossa a fina, coloração cinza claro, por vezes porfiríticos e com granada. Relações de campo indicam que os leucogranitos da suíte 2 cortam os ortognaisses da suíte 1. Corpos métricos de granitos tardios finos a porfiríticos, leucocráticos e com foliação incipiente, cortam rochas de ambas suítes.

Datações U-Pb em titanitas do Complexo Taquaral foram realizadas por Machado *et al.* (1996). Leucossomas dos gnaisses da suíte 1 forneceram idades de 584 ± 3 Ma, interpretadas como referentes ao metamorfismo e à anatexia relacionadas à etapa sin-colisional, enquanto que os leucogranitos da suíte 2 resultaram numa idade mínima de 553 Ma, confirmando serem mais novos. Neste sentido, a idade dos ortognaisses do Complexo Taquaral continua em aberto, pois pode ser mais antiga do que aquela registrada nas titanitas.

Durante a execução do projeto, foram analisadas duas amostras desta unidade, pelo método U/Pb-LA-ICMPS. Os resultados, ainda em preparação, indicam idades paleoproterozóicas.

4.1.2 Unidades de posicionamento estratigráfico indefinido

4.1.2.1 Grupo Paraíba do Sul

Breve Histórico

O termo Série Paraíba foi inicialmente cunhado por Ebert (1955) para designar os metassedimentos de alto grau que afloravam na porção interna da Faixa Paraíbaides, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Posteriormente o mesmo autor utilizou a denominação de Grupo Paraíba (Ebert, 1968). No mesmo período, Rosier (1965) utilizou a denominação de Série Paraíba-Desengano (Rosier, 1965) para as unidades metassedimentares do estado do Rio de Janeiro. Nas décadas de 70 e 80, diversos termos foram aplicados, como por exemplo: Associação Paraíba do Sul (Brandalise *et al.*, 1976), Grupo Paraíba do Sul (Oliveira *et al.* 1978) e Complexo Paraíba do Sul.

Nos anos 80 e 90 diversos autores começaram a individualizar nesta unidade duas sequências de características genéticas distintas: uma metassedimentar, superior, e outra gnáissica-migmatítica, inferior, provavelmente ortoderivada (Machado, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993). A obtenção de dados geocronológicos U/Pb por Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996) indicaram que a sequência ortoderivada possui idade

paleoproterozóica e, portanto, representaria o embasamento do conjunto metassedimentar. A partir daí, os ortognaisses foram denominados de Complexo Quirino e o termo Paraíba do Sul passou a se restringir ao conjunto paraderivado (Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993).

Com base na cartografia geológica de detalhe na região entre Bananal e Volta Redonda, Almeida *et al.* (1991, 1993) apresentaram uma subdivisão informal para o Grupo Paraíba do Sul em três unidades (A, B, C ou Três Barras, São João e Beleza).

No mapeamento desenvolvido para o projeto, adotamos uma subdivisão simplificada para o grupo em duas unidades de mapeamento, uma rica em gnaisses quartzo-feldspáticos (basal) e outra, constituída por gnaisses pelíticos, ricos em granada e sillimanita (seção mediana e topo).

Unidades Litológicas

O Grupo Paraíba do Sul corresponde à cobertura metassedimentar do Terreno Paraíba do Paraíba do Sul que, na região estudada, aflora somente nas folhas Barra do Piraí e Volta Redonda. As unidades litológicas descritas para este Grupo incluem litotipos metamorfizados na facies anfíbolito superior (Almeida *et al.*, 1993; Eirado Silva *et al.* subm.).

A sua porção basal (Unidade Três Barras de Almeida *et al.*, 1993) é composta principalmente por biotita gnaisses bandados, cujo bandamento composicional e migmatítico (milimétrico a centimétrico) é dado pela alternância de níveis máficos ricos em biotita e níveis quartzo-feldspáticos. A presença de níveis ricos em porfiroblastos de feldspatos é bastante comum. Localmente, podem ocorrer granada e hornblenda, sendo este último especialmente encontrado nos afloramentos próximos ao contato com os ortognaisses do Complexo Quirino (figura 4.31). Nos tipos migmatíticos ocorrem porções (métricas a centimétricas) de leucogranitos foliados e níveis xistosos de granulação grossa, essencialmente biotíticos. Nestes gnaisses bandados são observadas intercalações de lentes e *boudins* de rochas calcissilicáticas esverdeadas, além de níveis de muscovita-biotita-quartzo xisto e sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto.

A porção mediana (Unidade São João de Almeida *et al.*, 1993) consiste de granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss (figura 4.32), uma rocha muito micácea e xistosa, contendo camadas ricas em sillimanita, quartzo e muscovita, assim como níveis leucossomáticos (centimétricos a métricos) com granada e turmalina. Os afloramentos desses gnaisses pelíticos são, normalmente, alterados, sendo muitas vezes descritos como xistos. Este litotipo também pode gradar para um gnaiss mais grosso rico em porfiroblastos de feldspato e granada. São encontradas frequentes intercalações lenticulares de rochas calcissilicáticas, mármore, anfíbolitos e gonditos (figuras 4.33 e 4.34). Os mármore são calcíticos e dolomíticos, de cor branca, homogêneos e com textura granoblástica (figura 4.33), ocorrendo na forma de lentes de espessuras variadas, alcançando até algumas dezenas de metros. Além do carbonato, esses mármore são compostos de tremolita e diopsídio, podendo conter quartzo, mica branca ou olivina. Já os anfíbolitos ocorrem sob a forma de lentes, *boudins* ou corpos tabulares decimétricos interpretados como diques ou *sills* metamorfizados (Marins, 2000). São constituídos basicamente de hornblenda, plagioclásio, biotita e titanita e quantidades variáveis de granada, quartzo, hiperstênio e/ou diopsídio, minerais opacos, apatita e zircão.

A seção de topo do Grupo Paraíba do Sul compreende uma marcante intercalação de (granada)-biotita gnaisses com xistos e gnaisses pelíticos ricos em sillimanita, muscovita e biotita, estes últimos semelhantes àqueles da associação anterior. Comparada às outras duas associações litológicas, este conjunto apresenta maior frequência de intercalações lenticulares (métricas a centimétricas) de diversos litotipos supracrustais; são eles: rochas calcissilicáticas maciças ou bandadas, gonditos, mármore e, subordinadamente, anfibolitos e quartzitos. As lentes de mármore e anfibolitos são semelhantes àquelas descritas anteriormente para a associação pelítica. Quartzitos são raros, finos e impuros e afloram como camadas lenticulares pouco espessas. Esta associação litológica consiste de uma alternância de litotipos de composição psamítica, pelítica e carbonática.

Geoquímica e Geocronologia

Não existem dados litogeoquímicos sobre as unidades metassedimentares na região das folhas abordadas no bloco 1.



Figura 4.31- Biotita gnaiss bandado, milonítico, da porção basal do Complexo Paraíba do Sul. Afloramento próximo ao contato Complexo Quirino, no Rio Bananal.



Figura 4.32- Granada biotita gnaiss bandado da porção mediana do Complexo Paraíba do Sul. Pedreira abandonada localizada na estrada entre Bananal e Arapeí.



Figura 4.33- Mármore dolomítico com intercalações de rochas calciossilíceas no topo. Afloramento situado próximo a borda norte da bacia de Volta Redonda.



Figura 4.34- Formação manganésifera bandada (gondito) intercalada em gnaisses pelíticos do Complexo Paraíba do Sul, na Serra da Bocaina, ao sul de Bananal.

Os estudos geoquímicos sobre os anfibolitos intercalados nesta unidade foram realizados por Marins (2000) e Marins & Duarte (2001, 2002). Os dados obtidos por estes autores para metabasitos desta região e da região de Três Rios indicam que os protólitos dos anfibolitos são basaltos subalcalinos a transicionais de filiação toleítica, relacionados a ambientes tectônicos extensionais.

Da mesma forma, ainda não existem dados geocronológicos U/Pb sobre a sequência metassedimentar da *Klippe* Paraíba do Sul. Os dados Sm/Nd disponíveis indicam idades TDM entre 2.0 e 1.7 Ga. (Ragatky *et al.*, 2000).

4.1.2.2 Complexo Embu

Breve Histórico

O Complexo Embu foi definido por Hasui (1975) para designar migmatitos e gnaisses aflorantes no Estado de São Paulo e Paraná, mais migmatíticos e provavelmente mais antigos que o Grupo Açungui. O termo vem sendo utilizado por diversos autores, como por exemplo Hasui & Sadowski (1976), Hasui & Oliveira (1982), Machado Filho *et al.* (1983), Campos Neto & Basei (1983), embora exista ainda muita controvérsia quanto a seus limites.

Fernandes (1991) apresentou uma proposta de subdivisão para o Complexo Embu, em três unidades, assim denominadas: Rio Una, Rio Paraibuna e Redenção da Serra. Eirado Silva *et al.* (subm.) utiliza a denominação Complexo Embu para gnaisses e xistos pelíticos com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas, em facies anfibolito, que afloram na Serra da Bocaina e sua vertente norte, voltada para o Vale do Paraíba. Estes últimos autores separaram este conjunto, proporcionalmente mais rico em quartzitos, do Complexo Paraíba do Sul, rico em rochas carbonáticas. Neste trabalho, adotamos esta concepção, embora ainda não exista consenso quanto à idade ou à relação desta unidade com o Complexo Paraíba do Sul.

Associações litológicas

O termo Complexo Embu é aqui utilizado para designar a associação metassedimentar que aflora no terreno homônimo. Na tentativa de correlacionar esta unidade com a proposta estratigráfica apresentada por Fernandes *et al.* (1990) e Fernandes (1991), para a região vizinha no Estado de São Paulo, subdividimos o referido complexo, na região do projeto, em duas associações litológicas, separadas pelo extenso corpo do granito Campo Alegre, e descritas a seguir da base para o topo:

- a) Unidade Rio Guaripu – constituída de sillimanita-muscovita-biotita gnaisse/xisto, ora com granada e/ou turmalina, muscovita-biotita gnaisse fino, com diversas intercalações de lentes de rochas calcissilicáticas, quartzitos micáceos, e, raramente, mármore e anfibolito. Os gnaisses xistosos possuem composição semipelítica a pelítica e, normalmente, apresentam leucossomas anatéticos. Esta unidade é truncada a nordeste pelo granito Campo Alegre. Em relação às três unidades do Complexo Embu propostas por Fernandes *et al.* (1990), a Unidade Rio Guaripu parece corresponder, em parte, às unidades Rio Paraibuna e Redenção da Serra.
- b) Unidade Rio Paraitinga – aflora a norte do Granito Campo Alegre e apresenta uma constituição litológica semelhante àquela da unidade basal, predominando um (turmalina)-(granada)-

sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto e um (turmalina)-muscovita-biotita gnaiss fino. Porém, além das frequentes intercalações de lentes de rochas calcissilicáticas e quartzitos impuros, agora mais espessos, ocorrem ainda, nessa unidade, níveis de estauroлита-muscovita-biotita xisto, granada-hornblenda-biotita gnaiss fino e raras lentes de tremolita xisto. Ocorrem ainda intercalados nos gnaisses xistosos desta unidade, níveis concordantes e centimétricos de turmalinitos que podem sugerir uma origem vulcano-sedimentar (Pereira, 2001). A Unidade Rio Paraitinga pode ser correlacionada, parcialmente, às unidades Rio Una e Redenção da Serra definidas por Fernandes *et al.* (1990).

A fusão parcial dos gnaisses xistosos do Complexo Embú, como nas demais sucessões metassedimentares, gerou diversos níveis concordantes de leucogranitos foliados com muscovita, turmalina e granada. Semelhante ao encontrado nas rochas do Grupo Paraíba do Sul, a sillimanita, que ocorre no Complexo Embú, é do tipo fibrolita, coexistindo com muscovita gerada no evento metamórfico principal. Porém, a presença de estauroлита em pelitos do topo da Unidade Rio Paraitinga pode indicar um metamorfismo um pouco mais baixo, ainda dentro da facies anfíbolito, do que o observado na unidade basal Rio Guaripú e no Terreno Paraíba do Sul. Deste modo, o metamorfismo seria do tipo normal, ou seja, diminuindo em direção às unidades do topo.

4.1.3 Unidades Metassedimentares Neoproterozóica

4.1.3.1 Megassequência Andrelândia

A associação metassedimentar dos Domínios Andrelândia, Juiz de Fora e da *Klippe* de Carvalhos é conhecida como Grupo, Complexo, Ciclo (CDA) (Andreis *et al.*, 1989) ou, mais recentemente, como Megassequência Depositional Andrelândia (Paciullo, 1997, 2000).

Breve Histórico

Ebert (1955, 1956, 1957, 1968, 1971) definiu originalmente duas faixas geossinclinais assínticas, denominadas Araxaídes e Paraíbides (equivalentes às Faixas Brasília e Ribeira na terminologia hoje adotada), situadas, respectivamente, a W e SW e a S e SE da área estável (ante-país). Na faixa geossinclinal Paraíbides, paralela à costa oriental brasileira e de polaridade voltada para o ante-país, o autor individualizou os Grupos São João del Rei, Andrelândia e Paraíba, interpretados, respectivamente, como correspondentes às zonas externa, de transição e interna da faixa. Ao longo desses anos, este autor redefiniu as duas últimas unidades que passaram a receber as denominações de Grupo Andrelândia e Grupo Paraíba. Este último passou a englobar as rochas granulíticas da antiga Série Juiz de Fora e sua denominação procurou aceitar a proposição de Rosier, que utilizou o termo Série Paraíba para o Estado do Rio de Janeiro. As rochas granulíticas da Série Juiz de Fora e os granitos e migmatitos da região da Serra dos Órgãos foram interpretados como representantes da zona axial de divergência desta faixa.

Com relação a esta unidade estratigráfica, na região sul de Minas Gerais, a partir de 1980, foram realizados inúmeros trabalhos de mapeamento geológico detalhado incluindo várias teses de mestrado defendidas no IGEO/UFRJ (Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980; Heilbron, 1984; Valeriano, 1985; Magalhães, 1985; Maciel, 1986, Gonçalves, 1987; Bittar, 1990; Silva, 1990; Chrispim, 1990; Nummer, 1991; e Almeida, 1992), além de diversas sínteses regionais (Ribeiro & Heilbron, 1982; Trouw *et al.*, 1980, 1982, 1983, 1984, 1986; Andreis *et al.*, 1989; e Ribeiro *et al.*, 1990). A

subdivisão do Grupo Andrelândia em unidades litoestratigráficas, a análise da deformação e sua relação com o metamorfismo foram extensivamente abordadas por estes autores.

Rochas da Megassequência Andrelândia (CDA, de Andreis *et al.*, 1989; modificado de Trouw *et al.*, 1986 e Ebert, 1956, 1957) ocorrem desde o Domínio Autóctone, onde recobrem unidades do Ciclo Depositional Carandaí, aparentemente em paraconformidade, até áreas mais distais, com características transgressivas, ultrapassando os limites da bacia Carandaí e depositando-se em "onlap" sobre o embasamento. Parte das unidades da megassequência ocorrem também nos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora, embora, para muitos autores, os limites de ocorrência desta unidade situem-se ao sul da cidade de Bom Jardim de Minas. A partir daí para sul, a nomenclatura utilizada modifica-se e as interpretações adotadas para a cobertura metassedimentar são diversas e conflitantes. Na presente abordagem tectônica, apesar dos problemas de nomenclatura identificados, as unidades metassedimentares desta Megassequência foram estendidas para toda a cobertura metassedimentar do Terreno Ocidental, incluindo o Domínio Juiz de Fora, já no Estado do Rio de Janeiro. Estas correlações foram realizadas com base na continuidade e semelhança litológica das unidades da cobertura, mas encontram também suporte geocronológico (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 1995, 2000; Valladares *et al.*, 1999, 2001).

Na região do sul de Minas Gerais a Megassequência Andrelândia foi subdividida em seis litofácies, reinterpretadas por Paciullo (1993) como integrantes de dois ciclos deposicionais (CDA I e CDA II), separados por discordâncias regionais.

Associações Litológicas

Na área abordada, foram identificadas duas associações litológicas nos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora:

- a) biotita gnaisses bandados com intercalação de quartzitos, granada gnaisses, anfíbolitos e rochas meta-ultramáficas e;
- b) granada-biotita gnaisses; e xistos bandados, com variações metamórficas para K-feldspato-cianita gnaisses. Esta última associação possui muitas intercalações de gnditos, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos, biotita gnaisses e quartzitos.

A primeira associação, mais basal, parece corresponder à Sequência de Carrancas, enquanto que a segunda, à Sequência Rio Turvo de Paciullo *et al.* (2003).

Unidade Basal

A unidade basal de biotita gnaisses bandados é caracterizada por gnaisses de composições variadas, sempre contendo plagioclásio e biotita, e subordinadamente granada. O bandamento composicional observado tem espessuras centimétricas a métricas e os contatos gradacionais entre as bandas de diferentes composições, sugerindo que esta estrutura representaria, pelo menos em parte, o acamamento sedimentar. Texturas migmatíticas são requentes, graças à ocorrência de veios ou bandas leucossomáticas, em geral bordejadas por filmes ricos em biotita (melanossomas), sugerindo origem anatética. (figuras 4.34 a 4.42). Intercalações (decamétricas a centimétricas) de quartzitos puros a feldspáticos, filitos a xistos cinzentos, biotita filitos a xistos, rochas calcissilicáticas (figuras 4.37 e 4.38), constituem a unidade basal.

O granada-biotita gnaissé ocorre como camadas decamétricas na porção norte da área. É caracterizado por um gnaissé muito micáceo, sem bandamento composicional conspícuo, de derivação pelítica, composto por biotita, granada, sillimanita, plagioclásio e quartzo, em proporções variadas (figura 4.39). Como minerais acessórios destacam-se: zircão, turmalina e opacos. A anatexia local produziu estruturas migmatíticas estromáticas, sendo que o melanossoma destes gnaisses é muito enriquecido nos aluminossilicatos resistatos (granada, sillimanita e biotita). Aplitos graníticos grossos, localmente com porfiroblastos azuis de cordierita (figura 4.40), cortam o granada-biotita gnaissé. Muitas intercalações centimétricas e *boudins* de rochas calcissilicáticas e manganíferas, além de camadas de sillimanita quartzitos feldspáticos, completam os tipos litológicos encontrados nesta unidade.

Nesta unidade basal ocorrem ainda, com requentes, camadas decamétricas a centimétricas de rochas quartzíticas (figuras 4.41 e 4.42) caracterizadas por uma associação cíclica de quartzitos puros, quartzitos feldspáticos, quartzitos ferruginosos (figura 4.42), filitos/xistos cinzas; sillimanita xistos e quartzo-biotita gnaisses. Os quartzitos sustentam a linha das serras mais altas na porção norte da região mapeada, como as Serras da Mira, Fumaça, Candonga e Matão. Os quartzitos variam desde puros a feldspáticos, podendo ainda conter mica branca, sillimanita, turmalina, opacos (magnetita e ilmenita) e zircão. Localmente gradam para rochas calcissilicáticas ou gonditos.

Unidade Superior

A unidade superior da Megassequência Andrelândia é constituída por granada-biotita gnaisses bandados, de derivação pelítica, ricos em biotita, granada e sillimanita (figuras 4.43 e 4.44), com abundantes intercalações métricas a centimétricas de rochas manganíferas (gonditos? Figura 4.45), biotita gnaisses bandados, rochas calcissilicáticas (figura 4.46), sillimanita quartzitos, quartzitos puros e granada-plagioclásio gnaissé (ou biotita xisto Santo Antônio, como denominado por Trouw *et al.*, 1986).



Figura 4.35- Biotita gnaiss bandado da unidade basal da Megassequência Andrelândia. Observar texturas migmatíticas e dobras apertadas. Serra do Mar, ao sul de Lídice



Figura 4.36- Biotita gnaiss bandado, milonítico, da unidade basal da Megassequência Andrelândia, Domínio Juiz de Fora próximo a Nossa Senhora do Amparo.



Figura 4.37- Biotita gnaiss bandado, milonítico, da unidade basal da MSA, com boudin de rocha calciossilicática. Domínio Juiz de Fora, próximo a Manuel Duarte.



Figura 4.38- Biotita gnaiss bandado da MSA com camadas cms de rocha calciossilicática. Domínio Juiz de Fora, litoral da Baía da Ilha Grande.

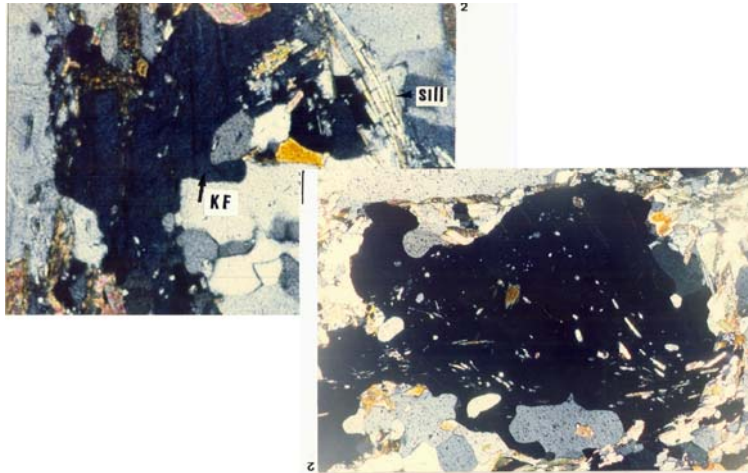


Figura 4.39-Lâminas petrográficas do granada biotita gnaiss da unidade basal da MSA. Sillimanita, granada, biotita e Kf indicam sua composição pelítica. Afloramento junto a Cachoeira do Pacau, a norte de Santa Rita do Jacutinga .



Figura 4.40- Leucossoma com cordierita e granada no granada biotita gnaiss da unidade basal da MSA. Domínio Juiz de Fora, próximo a Pedro Carlos, Serra da Beleza Conservatória.



Figura 4.41- Quartzito puro grosso intercalado em biotita gnaisses bandados da MSA. Afloramento próximo ao Rio Preto, a norte de Manuel Duarte, Domínio Juiz de Fora.



Figura 4.42- Quartzitos puros a feldspáticos intercalados com quartzitos feríferos e rochas calciossilicáticas da unidade basal da MSA. Corte na BR a sul de Lidice.



Figura 4.43-Sillimanita granda biotita gnaiss da unidade superior da MSA, com lentes dobradas de rochas anfibolíticas. Afloramento próximo a Pentagna, Domínio Juiz de Fora.

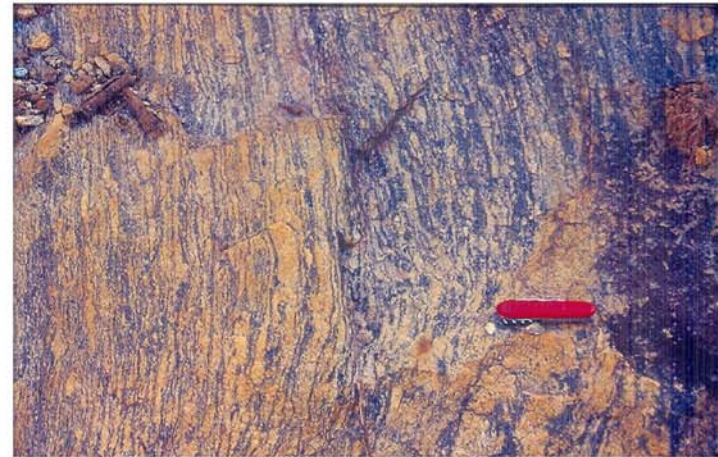


Figura 4.44-Detalhe da mineralogia e textura do granada biotita gnaiss da unidade superior da MSA. Afloramento a norte de Manuel Duarte, Domínio Juiz de Fora



Figura 4.45- Gondito bandado intercalado na unidade superior da MSA. Afloramento em Ipiabas, ao sul de Conservatória, Domínio Juiz de Fora.

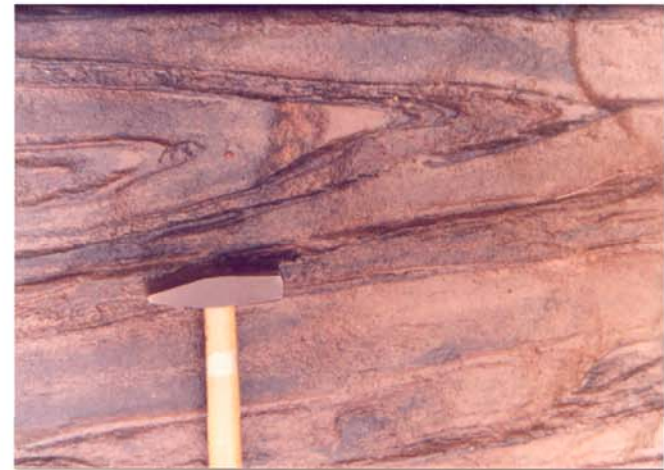


Figura 4.46- Rochas calcissilicáticas bandadas intercaladas na unidade superior da MSA, com dobras D2 apertadas. Afloramento próximo a Pentagana, Domínio Juiz de Fora.

Na parte noroeste da região aqui considerada, em função de variações no grau de metamorfismo, foram encontrados porfiroblastos de cianita, característicos para os níveis pelíticos desta unidade mais a norte. Variações nos teores de muscovita e biotita, resultam em bandas xistosas, enquanto que bandas muito ricas em quartzo (quartzo gnaisses) transicionam para quartzitos feldspáticos e micáceos. Além de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e granada, ocorrem sillimanita e/ou cianita em proporções variadas, em função de variações nas condições metamórficas. Turmalina, rutilo, zircão e monazita são acessórios requêntes.

Corpos irregulares concordantes e diques deformados de orto-anfibolitos cortam as unidades supracitadas da Megassequência Andrelândia.

Xistos e felsos ultramáficos (figura 4.49) têm sido descritos em diversas regiões de ocorrência das rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia, principalmente encaixados em sua unidade basal, como, por exemplo, nos arredores de Liberdade (Silva *et al.*, 1991).

Unidade Superior na Klippe de Carvalhos

Já na *Klippe* de Carvalhos, na porção noroeste da folha Santa Rita do Jacutinga, as rochas são gnaisses de coloração branca, cuja paragênese com K-feldspato e cianita diagnostica condições da reqüe granulito. O K-feldspato-cianita gnaisse, litotipo predominante dessa unidade, é leucocrático e tem proporções variadas de granada e biotita. Turmalina, rutilo, zircão, titanita e apatita são acessórios comuns. Em alguns afloramentos, texturas granoblásticas predominam sobre as xistosas. Bandas mais micáceas (cianita-granada-mica xistos e cianita-granada-biotita gnaisses) e quartzíticas (granada-cianita quartzitos) ocorrem intercaladas aos gnaisses leucocráticos. Quartzitos manganésíferos e rochas calcissilicáticas formam lentes e intercalações menores.

As rochas metabásicas que ocorrem intercaladas com os K-feldspato-cianita gnaisses e xistos, também em função da reqüe metamórfica da *Klippe* de Carvalhos, são granulitos máficos com paragêneses características para a reqüe granulito de alta pressão. Granada-clinopiroxênio anfibolitos granoblásticos representam os anfibolitos nesta escama tectônica. Sua mineralogia principal é definida por plagioclásio, hornblenda, granada, clinopiroxênio e quartzo, além de minerais opacos, titanita e apatita. Texturas coroníticas como colares de plagioclásio ao redor de granada, colares de anfibólio ao redor de clinopiroxênio, simplectitos de plagioclásio e hornblenda entre granada e clinopiroxênio, além de exsolução de minerais opacos neste último, são muito requêntes nas rochas anfibolíticas desta escama.

Anfibolitos

Lentes irregulares e *boudins* centimétricos de rochas anfibolíticas foram encontrados em todas as unidades da Megassequência Andrelândia. Os anfibolitos possuem granulometria fina a média e são constituídos de hornblenda, plagioclásio, biotita, titanita, opacos, e, mais raramente, por granada e diopsídio, em função de variações no grau metamórfico.

Nos arredores de Conservatória, na folha Barra do Pirai, foi encontrada uma camada descontínua de anfibolito muito grosso, com textura ígnea semi-preserveda, sempre próximo ao contato do quartzito com o biotita gnaisse bandado.

Sua ocorrência em todos os níveis do pacote metassedimentar, bem como a presença de texturas reliquias e a forma discordante detectada em alguns afloramentos são sugestivas para origem ortoderivada desses anfíbolitos.

Rochas Meta-ultramáficas

Rochas meta-ultramáficas ocorrem como lentes, de dimensões decamétricas, intercaladas nos gnaisses e xistos pelíticos da Unidade Superior da MSA. Três corpos destacam-se na área da folha Santa Rita do Jacutinga (vide mapa geológico). Estes corpos apresentam núcleos preservados com textura isotrópica e bordos xistosos e serpentinizados.

O corpo do Morro do Corisco, encaixado na *Klippe* de Carvalhos, é o melhor estudado (Silva, 1990; Almeida, 1992). Esta ocorrência já foi explorada para Ni (garnierita), e hoje está sendo explorada para fertilizantes. Predominam serpentinitos maciços, com núcleos mais preservados de harzburgito, dunito e espinélio hornblendito. Os serpentinitos são compostos por lizardita, minerais opacos, espinélio, por traços de clorita, talco e carbonato, além de relíquias de piroxênios e olivina. Os núcleos mais preservados de dunito e harzburgito possuem, respectivamente, maiores proporções de olivina e olivina + ortopiroxênio. O espinélio hornblendito é composto por anfibólio (hornblenda tremolítica a hornblenda magnésiana; Almeida S., 1998), espinélio, clinopiroxênio, clorita e opacos.

As duas outras ocorrências estão encaixadas nos gnaisses e xistos pelíticos da unidade superior do Domínio Andrelândia, a sul da localidade de Franceses. Estes são representados por clorita e tremolita xistos.

Geoquímica

Os dados geoquímicos disponíveis para a Megassequência Andrelândia são referentes aos anfíbolitos e rochas meta-ultramáficas.

Paciullo (1992) subdividiu os anfíbolitos toleíticos em dois conjuntos: toleítos ricos em ferro (HFT) e toleítos ricos em Mg (HMT). A primeira família é relativamente mais enriquecida em Zr e Y e empobrecida em Ni, Cr e Nb. A interpretação tectônica do autor aponta para magmatismo subalcalino toleítico continental distribuído por toda a Megassequência, embora exista uma tendência ao predomínio de basaltos pouco diferenciados para o topo. A falta de indícios geoquímicos para extensiva contaminação crustal, a forma de ocorrência, distribuição e reduzida espessura dos corpos encontrados são indicativos para ascensão rápida em crosta continental afinada, provavelmente como diques ou sills. Semelhante interpretação geoquímica foi apresentada por Gonçalves e Figueiredo (1992), sendo que estes autores admitem um estágio de oceano restrito, representado pelos basaltos mais empobrecidos (N-Morb), no topo da bacia Andrelândia.

Para as rochas ultramáficas, Almeida (1993), com base em dados geoquímicos, sugeriu derivação de magmas basálticos, por processos de diferenciação fracionada. Esta interpretação é sugestiva para a associação tanto do magmatismo basáltico como de seus diferenciados a períodos distensivos da bacia Andrelândia.

Geocronologia

Dados geocronológicos disponíveis para a idade de sedimentação da Megassequência Andrelândia são idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Valladares *et al.* (1997, 1999, 2001, 2004) e idades U-PbTIMS (Valeriano *et al.*, 2004) obtidas em zircões detríticos de quartzitos intercalados em diversas unidades desta megassequência. Os resultados obtidos corroboram as correlações regionais entre as unidades desta Megassequência e apontam para uma fonte predominantemente paleoproterozóica com menor contribuição de rochas arqueanas. Idades mesoproterozóicas ocorrem de forma subordinada, e o zircão detrítico mais jovem apresentou idade de 1001+/-40 Ma, limitando a idade de sedimentação desta unidade ao Neoproterozóico.

Heilbron *et al.* (1990) reportaram em anfíbolitos inseridos na Megassequência idades modelo Sm/Nd de 1184 e 1053 Ma e respectivos valores de ϵ_{Nd} (chur) de +4,8 e +3,5. Estas idades foram interpretadas como a época de geração do magma basáltico em um reservatório astenosférico. Trouw & Pankhurst (1993) apresentam novos dados Sm/Nd para metabasitos da região de Andrelândia: uma isócrona mineral de cerca de 600 Ma, interpretada como a época do metamorfismo dos corpos básicos, e uma isócrona de referência de 1780 Ma, de difícil interpretação.

As diversas idades metamórficas obtidas nas unidades desta Megassequência serão descritas no item de metamorfismo, mais adiante.

4.1.4 Rochas Granitóides Brasileanas

4.1.4.1 Introdução

A convergência neoproterozóico-Eopaleozóica no segmento central da Faixa Ribeira (FR) gerou inúmeros corpos granitóides que podem ser subdivididos temporalmente em cinco pulsos principais, segundo datações geocronológicas e suas relações com as fases de deformação (Heilbron *et al.*, 1995; 2000; 2003; Machado *et al.*, 1996; Tupinambá *et al.*, 2000; Schmitt, 2001):

- a) ca. 790-600 Ma, período pré-colisional e geração do arco magmático Rio Negro
- b) ca. 600-560 Ma período sin-colisão I, colisão entre os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental
- c) ca. 560-540 Ma período tardi-colisão I
- d) ca. 535-520 Ma período sin-colisional II (Orogênese Búzios), colisão do Terreno Cabo Frio
- e) ca. 520-480 Colapso Orogênico

Desta forma as rochas granitóides brasileiras, mapeadas na região do Bloco 1, foram subdivididas segundo esta classificação. Além de seu enquadramento temporal, com base em dados geoquímicos e petrológicos, os corpos granitóides foram classificadas em granitos do tipo I (metaluminosos), do tipo S (peraluminosos) e alguns híbridos (tabela 4.4).

4.1.4.2 NP2 γ 1 Magmatismo Pré-colisional: Complexo Rio Negro-ca.790-600

Breve Histórico

Rochas associadas a processos de subducção anteriores à etapa colisional do orógeno Brasileiro são encontradas no Domínio Costeiro do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. São ortognaisses pertencentes a uma série metaluminosa do tipo gabro-diorito-tonalito e trondhjemitó, descritos por Tupinambá *et al.* (1996) como *Complexo Rio Negro (CRN)*. Análises litogeoquímicas e geocronológicas deste complexo podem ser encontradas em Tupinambá (1999), Tupinambá *et al.* (2000) e Fernandes (2001).

Tabela 4.4: Relação dos principais corpos granitóides com a deformação e os episódios tectônicos da Colagem Brasileira na região do Bloco 1.

Estágio da Colagem deformação	Tempo (Ma)	Classificação Petrográfica e Geoquímica	Principais Plútons	Estruturas	Ambiente Tectônico
Pós-Colisionais Sin a pós D4	< 520 γ_5	Granitos calcialcalinos à alkali-cálcicos (Tipo I) Granitos Mambucaba, Mombaça (ca. 490 Ma) Granitos Parati, Vila dos Rios (ca. 510 Ma)	Aplitos de granitos rosados e pegmatitos	<i>Stocks</i> não foliados e na maior parte das vezes zonados e <i>sheets</i> , foliação de fluxo primária e diques acamadados,	Colapso extensional do cinturão orogênico
			Granitos Mambucaba, Mombaça (ca. 490 Ma) Granitos Parati, Vila dos Rios (ca. 510 Ma)		
			Granitos Parati, Vila dos Rios (ca. 510 Ma)		
Sin-Colisão II Sin-D3	540-520 γ_4	Leucogranitos fracamente peraluminosos (tipo I diferenciado)	Granitos Getulândia (535-528Ma), Fortaleza e Serra do Ipiranga.	Diques subverticais e plútons relacionados à zonas de cisalhamento D3 fracamente foliados nos bordos.	Retrabalhamento crustal das rochas do embasamento e da cobertura
Tardi-Colisão I Tardi-D2	560-540 γ_3	Biotita granitos a granodioritos Charnockitos a Charnocenderbitos	Granito serra dos Orgãoe Charnockito Ilha grande		
Sin-Colisão I Sin-D1+D2	600-560 γ_2	1- Granitos porfiríticos, metaluminosos, com enclaves básicos dioríticos (Tipo-I) Biotita Granitos Porfiróides, peraluminosos (Híbridos) Leucogranitos peraluminosos à duas micas subordinados (Tipo S)	Granitos Serra do Lagarto Pedra Selada, Maromba	Plútons com texturas variando desde fracamente foliados a miloníticos	Retrabalhamento crustal das rochas do embasamento
			Granitos Serra da Concórdia, Bananal, Campo Alegre, Serra do Piloto	Plútons foliados e milonitizados	Retrabalhamento crustal das rochas do embasamento e da cobertura
			Granito Capivara, Rio Turvo, Resgate	Plútons e <i>sheets</i> foliados e milonitizados	Retrabalhamento crustal das rochas da cobertura
Não determinado		Granitos do Tipo-I metaluminosos	Granito Graminha		Não estudado
Pré-colisional Pré-D1	790-600 γ_1	Tonalitos à granodioritos		Plútons foliados estruturas miloníticas associadas com contatos tectônicos	Arco Magmático Cordilherano
		Granodioritos a granitos (Tipo I)	Complexo Rio Negro		
		Gabros toleíticos			

As primeiras referências acerca das rochas do Complexo Rio Negro foram feitas por Rosier (1957) que as considerou como migmatitos arqueanos de sua *Série Serra dos Órgãos*. Durante os trabalhos do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (DRM/RJ), estas rochas foram divididas em três unidades: a) *Unidade Rio Negro* (Matos *et al.* 1980), constituída por migmatitos, cujo paleossoma seria constituído por um biotita gnaissse fino, o mesossoma por hornblenda-biotita gnaissse cinzento e o leucossoma por muscovita-biotita granito; b) *Unidade Santo Aleixo* (Penha *et al.*, 1979, 1980), com migmatitos estromáticos formados de bandas leucossomáticas graníticas ou pegmatóides e bandas de melanossoma constituído principalmente por hornblenda-biotita gnaissse; c) *Unidade Bingen* (Penha *et al.* 1979, 1980), representada por biotita gnaissse granítico homogêneo, de cor clara e grão médio a fino, com uma gnaissificação moderada. Corpos intrusivos de diorito e gabro foram descritos em meio aos migmatitos, a norte de Cantagalo e Cordeiro (Matos *et al.*, 1980), em Nova Friburgo (Ludka, 1997) e em Miguel Pereira (Junho *et al.*, 1980).

Barbosa & Sad (1985) subdividiram a Unidade Rio Negro em *Migmatitos bandados* e *Gnaissse Graníticos*, equivalentes, respectivamente, às unidades Santo Aleixo e Bingen, de Penha *et al.* (1980). Com esta correlação, estas rochas passaram a ter uma larga extensão areal, se distribuindo do litoral norte do Estado de São Paulo até a região serrana fluminense (Barbosa & Sad, 1985; Reis & Mansur, 1995) e, como tal, passaram a constituir uma grande parte do Terreno Oriental da Faixa Ribeira.

Na região do projeto, os ortognaissse afloram no Terreno Oriental, somente nas folhas Volta Redonda e Angra dos Reis (Heilbron *et al.*, 2000, 2004), tendo sido estudados em maior detalhe por Fernandes (2001) e Eirado Silva *et al.* (subm.) que utilizam a denominação de Complexo Rio Negro. Estes ortognaissse, na região do projeto, também receberam outras denominações, como Unidade Serra do Piloto (Dios, 1995), ou foram incluídos na Unidade Itaocara V, do Complexo Paraíba do Sul por Castro *et al.* (1984).

Associações litológicas

Na região de estudo, o Complexo Rio Negro aflora sob a forma de uma faixa alongada de direção NE/SW, com mergulhos para NW. Regionalmente as rochas do Complexo Rio Negro estendem-se desde a região serrana do Estado do Rio de Janeiro até o litoral norte do Estado de São Paulo (Barbosa & Grossi Sad, 1985; Reis & Mansur, 1995). Apresenta relação de contato francamente tectônica com as rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia inseridas no Domínio Juiz Fora. As demais rochas granitóides do Terreno Oriental, como a Suíte Charnockítica Ilha Grande, o granito Vila Dois Rios e o granito Mombaça, são intrusivas no Complexo Rio Negro.

Na região das folhas Volta Redonda e Angra dos Reis, esta unidade litoestratigráfica é composta por ortognaissse derivados de rochas granitóides metamorfizadas na facies anfibolito alto, com geração de anatexia local, o que conferiu aspecto migmatítico ao conjunto. Em escala de afloramento e em mapas de maior detalhe do que aquele apresentado neste projeto, o Complexo Rio Negro foi subdividido em dois conjuntos: a) hornblenda-biotita gnaissse porfiróides e b) hornblenda-biotita gnaissse. Na maioria das vezes, na escala de afloramento, estes litotipos apresentam contatos gradacionais entre si. Entretanto, nas proximidades de Angra dos Reis verifica-se, predominantemente, a ocorrência do hornblenda-biotita gnaissse. Enclaves e camadas

de rochas intermediárias (quartzo-dioritos, dioritos) a básicas (anfíbolitos e meta-gabros) ocorrem com frequência (Figuras 4.47 a 4.50).

O Hornblenda Biotita Gnaiss Porfiróide aflora em uma faixa alongada de direção NE-SW, na Baía da Ilha Grande. Os melhores afloramentos ocorrem nos costões rochosos à beira mar e nos cortes de estrada da BR-101.

Macroscopicamente apresenta-se como biotita granitóide, porfiróide, foliado, com veios leucossomáticos indicativos de origem anatóica (Figura 4.48). Seu paleossoma tem com cinzenta e composição granodiorítica a quartzo-monzonítica predominante. Texturalmente aparece tanto com forte xistosidade, por vezes milonítica, como mais homogêneo, de textura granoblástica. As variedades miloníticas apresentam porfiroclastos de K-feldspato de 1-7 cm de comprimento, dispersos numa matriz recristalizada de granulação fina a média e cor cinza escura, rica em minerais máficos (Figura 4.50). Nota-se com certa frequência a presença de xenólitos de rocha melanocrática de composição diorítica à quartzo-diorítica de diversos tamanhos e formatos, podendo variar desde 5cm até 5m de extensão (Figuras 4.48 e 4.49).

Diversas gerações de veios leucossomáticos, com colorações brancas a rosadas, que ora são concordantes à foliação e ora discordantes, ocorrem nesta unidade.

A análise petrográfica mostrou os seguintes minerais essenciais: K-feldspato (microclina), quartzo, plagioclásio (oligoclásio), hornblenda, biotita e titanita (tabela 4.5). Como minerais acessórios têm-se apatita, zircão, minerais opacos e mica branca (secundária). Os cristais de microclina, de hábito prismático e geminação Tartan típica, destacam-se na matriz mais fina. Inclusões de apatita, zircão, quartzo e biotita são frequentes. O plagioclásio (de 0,5 a 1mm de diâmetro) é o oligoclásio e apresenta inclusões de apatita, zircão, titanita e hornblenda. Como minerais máficos ocorrem a hornblenda esverdeada, de hábito anédrico, e a biotita, de coloração marrom escura. A titanita, a apatita e os minerais opacos ocorrem em frequente associação.

Já a unidade do hornblenda-biotita gnaiss aflora entre as praias de Monsuaba e Itapinhaocanga (Condomínio Porto Galo), cobrindo toda a Serra do Leste, na BR 101 próximo a Parati, bem como na Ilha Grande. Esta unidade compreende hornblenda-biotita gnaisses, migmatíticos, de cor cinza escura e de composição tonalítica a quartzo-diorítica (Figura 4.47). Possui granulometria fina a média e texturas variando entre gnáissica e isotrópica, com variações miloníticas. Os ortognaisses miloníticos exibem forte foliação e lineação de estiramento, principalmente junto ao contato com os paragnaisses do Domínio Juiz de Fora (junto ao CTB, figura 4.50). Sua composição mineralógica é dada por plagioclásio (oligoclásio), microclina, quartzo, biotita, hornblenda e titanita como minerais essenciais, além de apatita, zircão, minerais opacos e mica-branca como minerais acessórios. Sua textura varia de granonematoblástica a granoblástica.

A mica branca ocorre em grãos inclusos nos cristais de microclina e plagioclásio, bem como nas bordas e em fraturas destes grãos. Foi interpretada como de origem secundária, resultante de processos de sericitização e saussuritização.

Tabela 4.5: Composição modal dos litotipos do Complexo Rio Negro na área estudada.

Composição Modal	hornblenda-biotita gnaissé porfiroblástico composição granodiorítica	hornblenda-biotita gnaissé composição tonalítica a quartzito diorítica
Quartzo	19 a 30%	5 a 10%
K-feldspato	13 e 26 %	13 a 22%
Plagioclásio	28 a 37%	31 a 60%
Hornblenda	5 a 12 %	8 a 23 %
Biotita	3 a 11%	1 a 14 %
Titanita	2 a 3%	1 a 5 %
Opacos	Tr	Tr a 3 %
Apatita	Tr	Tr a 2 %
Mica Branca	Tr	Tr



Figura 4.47-Ortoganisses do Complexo Rio Negro, na região da Baía da Ilha Grande, Terreno Oriental



Figura 4.48-Detalhe da mineralogia e textura porfiróide do hornblenda gnaisses porfiróide, além de veios leucossomáticos Corte na BR 101



Figura 4.49- Corpos dioríticos no hornblenda ortognaisse do Complexo Negro. Corte no litoral da Baía da Ilha Grande.



Figura 4.50- Texturas miloníticas a ultramiloníticas nos ortognaisses do Complexo Rio Negro, junto ao contato (CTB) com o terreno Ocidental.

Leucognaisse

Este litotipo aflora como lentes alongadas e descontínuas na direção NE-SW, dispostas concordantemente à foliação dos ortognaisses do Complexo Rio Negro. Ocorre também sob a forma de pequenas apófises intrusivas em rochas do mesmo Complexo. Trata-se de uma rocha de coloração cinza clara, com discreta foliação, granulometria que varia de fina a grossa, textura predominantemente granoblástica, embora porfiroblastos de K-feldspato de até 3 cm possam ser verificados.

Quando analisado sob o microscópio petrográfico, o leucognaisse revelou composição granítica e a seguinte composição mineralógica: K-feldspato (microclina), plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita e mica branca; além de hornblenda, apatita, zircão e minerais opacos como minerais acessórios.

Geoquímica e Geocronologia

Os dados geoquímicos disponíveis foram obtidos por Fernandes (2001) e indicam que o conjunto dos ortognaisses do Complexo Rio Negro pertence à série subalcalina, com tendência álcali-cálcica e amplas variações composicionais (Figuras 4.51 e 4.52).

A análise dos diagramas de variação de Harker, bem como das figuras 4.52 a 4.53 sugere que os dois conjuntos petrográficos acima descritos possam representar duas suítes magmáticas calcioalcalinas distintas. A unidade dos gnaisses porfiróides compreende tipos mais pobres em quartzo (quartzto-monzonitos, monzonitos, granodioritos e granitos), representantes de uma suíte de ultra-alto-K. Já o conjunto do hornblenda gnaisse com gnaisses dioríticos integra uma suíte de alto a médio-K, à semelhança do que foi descrito para a mesma unidade na Serra dos Órgãos, por Tupinambá *et al.* (2000). Esta última compreende tonalitos, dioritos e granodioritos (Figura 4.52).

Em termos de distribuição de elementos terras raras (Figura 4.54) ambas suítes apresentam um padrão muito semelhante entre si, com enriquecimento em terras raras leves e um padrão mais horizontal de distribuição de terras raras pesadas. A suíte de ultra-alto-K é mais enriquecida em LREE, da ordem entre 300 a 700 vezes o condrito, enquanto que a suíte de alto a médio-K mostra enriquecimento da ordem de 200 a 500 vezes. As razões La/Lu também indicam esta diferença, com respectivamente os valores entre 450-250 e 200-50. Ambas possuem anomalias negativas de Eu, com razões normalizadas (Eu/Eu*) de 0,075 entre 0,063.

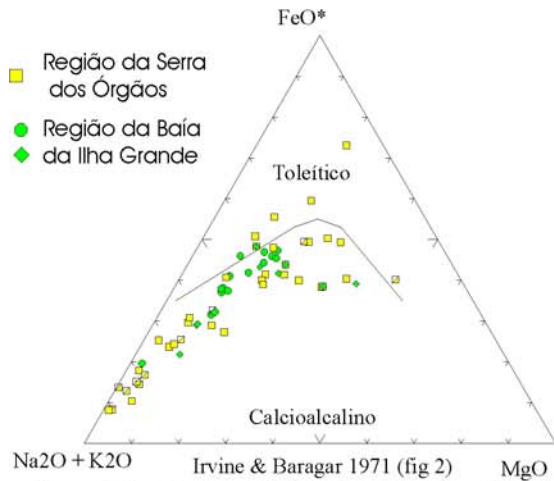


Figura 4.51- Diagrama AFM com as rochas do Complexo Rio Negro. Em verde amostras da região da Baía da Ilha Grande, em amarelo região da Serra dos Órgãos (Tupinambá, 1999)

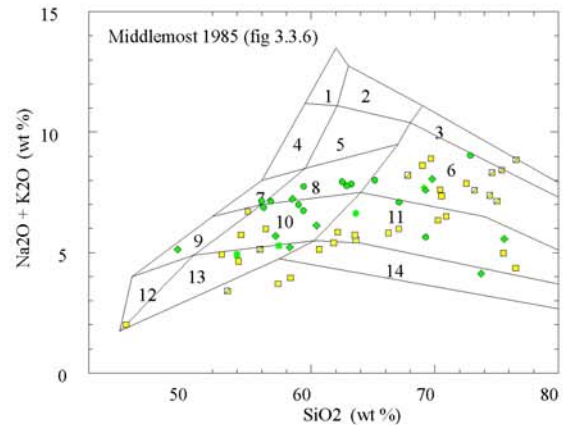


Figura 4.52- Diagrama Alc x SiO₂ de Middlemost (1985) com as rochas do Complexo Rio Negro. Símbolos como figura 4.51.

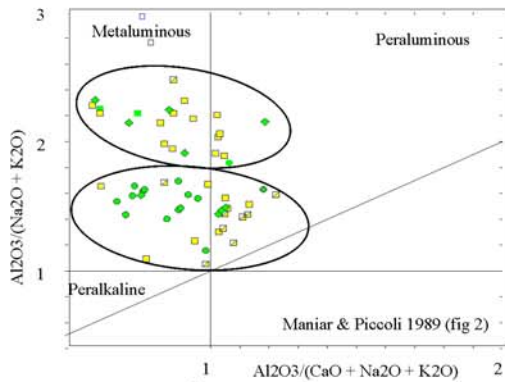


Figura 4.53- Índice de Shand das amostras do Complexo Rio Negro, segundo Maniar & Piccoli (1989). Símbolos como figura 4.51.

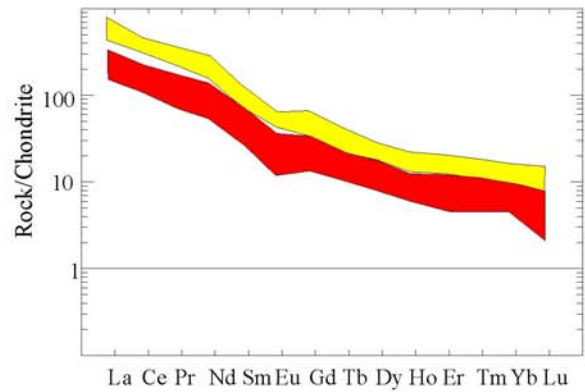


Figura 4.54- Diagrama de REE normalizado por condrito, para as amostras do Complexo Rio Negro. Vermelho-suíte de médio a alto-K; Amarelo-suíte de ultra-alto-K.

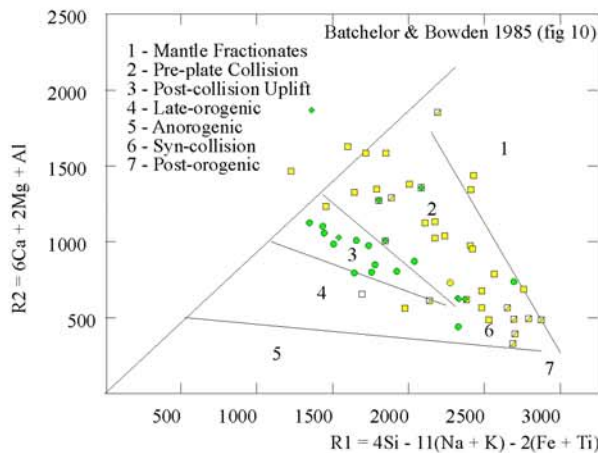


Figura 4.55- Diagrama R1R2 de Batchelor & Bowden (1985), com as rochas do Complexo Rio Negro, que plotam nos campos 2 e 3, indicando progressivo amadurecimento do arco magmático. Símbolos como 4.51

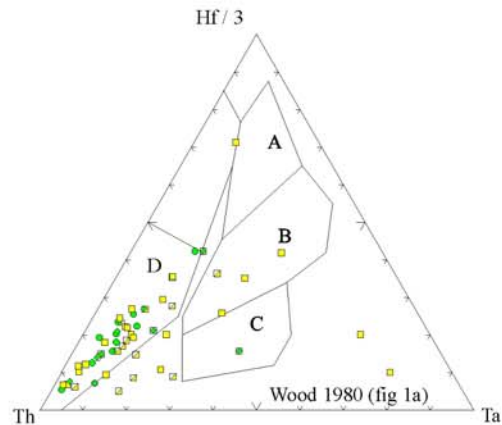


Figura 4.56- Diagrama Hf/3 x Th x Ta de Wood (1980) com a subdivisão de ambientes tectônicos. As rochas do Complexo Rio Negro plotam, em sua maioria, no campo para margens destrutivas. Símbolos como 4.51..

Os elementos incompatíveis, plotados nos aranhogramas normalizados segundo ORG de Pearce (1983), mostram anomalias positivas de Rb, Th, Ce e Sm e anomalias negativas de Ba, Ta, Nb, Hf e Zr. O padrão dos elementos incompatíveis é muito semelhante para as séries de alto- e médio-K, valendo ressaltar que os padrões de ambas as séries são semelhantes àquele apresentado pelos granitos de arco vulcânico do Chile.

O plote dos dados geoquímicos em diagramas de ambiência tectônica indica sua filiação a partir de ambientes de arcos magmáticos e sugerem progressiva continentalização (Figuras 4.55 e 4.56).

4.1.4.3-NP3γ2 Granitóides Sin-colisão I-ca. 600-560 Ma

Três tipos principais de ortognaisses foram gerados durante a etapa colisional I, no segmento central da Faixa Ribeira: a) leucogranitos a duas micas (Tipo S); b) biotita granitos porfiróides com granada, turmalina e mica branca (Híbridos) e; c) granitos porfiriticos com enclaves de rochas dioríticas (Tipo I). A fusão de diferentes proporções entre embasamento retrabalhado e a cobertura metassedimentar, além de contribuições matélicas, poderiam explicar esta grande variedade, tal como sugerido como Mendes *et al.* (2006).

A Suíte Graminha aflora na região da Serra do Mar, e ainda não possui controle geocronológico preciso, será descrita separadamente. Este conjunto, compreende hornblenda ortognaisses, migmatíticos com lentes de gnaisses bandados (figura 4.57). Duas frações de zircões forneceram idades de ca. 589 e ca.532, que foram interpretadas por Machado *et al.* (1996) como idades de cristalização e metamorfismo, respectivamente.

4.1.4.3.1- NP3γ2 Granitóides tipo S ou híbridos

Leucogranitos e Granito Capivara

Os corpos menores de leucogranito ocorrem na forma de lentes métricas e *stocks*. Esses granitos apresentam granulação fina a média, foliação fraca e lentes ou enclaves de rochas supracrustais. As relações de contato com os metassedimentos da Megassequência Andrelândia variam desde gradacionais e difusas até bruscas. É comum a ocorrência de enclaves de rochas supracrustais mais refratárias, que sugere sua origem a partir da fusão parcial do conjunto metassedimentar. Os corpos de leucogranito são encontrados com maior frequência no granada-biotita gnaiss, que provavelmente possui composição química mais adequada para o início do processo anatético (Figura 4.58). Sua ocorrência, tanto na forma de corpos alongados subparalelos aos planos axiais de megadobras D2, como na forma de lentes paralelas à foliação principal S₂ (Silva, 1990; Junho *et al.*, 1999), sugerem seu posicionamento temporal como sin-D2.

Os corpos mais expressivos ocorrem nas porções noroeste e oeste da Folha Santa Rita do Jacutinga (Junho *et al.*, 1989). O maior deles, na área alvo, é o Granito Capivara que ocorre como um corpo elíptico, a oeste de Bocaina de Minas. Predomina um leucogranito (Figura 4.59) de composição monzogranítica, composto por quartzo, plagioclásio e K-feldspato, com menores proporções de biotita, muscovita, granada e turmalina. Zircão, apatita, monazita e minerais opacos são minerais traços comuns. Texturas magmáticas, tais como zonação de plagioclásio, bordos corroídos e intercrescimento mirmequítico, são observadas com frequência. Suas relações de contato com as unidades metassedimentares são caracterizadas por zonas de intensa migmatização das rochas

encaixantes. Possui fraca orientação de seus minerais tabulares e poucos vestígios de deformação intracristalina no estado sólido. Seus contatos podem ser tanto subparalelos como discordantes da foliação principal das encaixantes. Muitas vezes observa-se clara relação espacial entre os diques de leucogranito e os planos axiais das dobras tardias. Todas estas relações foram utilizadas para posicionar estes corpos preferencialmente em associação à fase de deformação tardia D₃.

Os dados litogeoquímicos de Esteves (1992) indicam pouca variação composicional, definindo uma suíte cálcio-alkalina de alto-K, peraluminosa (índices de *Shand* maiores que 1,1), Figura 4.61. Variações nos teores de TiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ são controladas pela proporção de biotita na rocha. Os teores de Rb, Sr, Zr, Ba e REE são compatíveis com ambientes tectônicos sin a pós-colisionais.

Granito Porfiróide Foliado

Ocorre na forma de pequenos corpos de, no máximo, 1,5 Km², ou como lentes paralelas à foliação principal S2 das rochas de vários terrenos (Terreno Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul). Poucos corpos puderam ser cartografados na escala do mapeamento.

Trata-se de granitóide de granulometria grossa e textura porfiróide (os cristais de microclina possuem, em média, 1,5 cm de comprimento). Sua mineralogia é constituída por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e, localmente, granada, além de monazita, zircão e opacos como minerais acessórios. São frequentes enclaves de rochas supracrustais refratárias (especialmente quartzitos e calcissilicáticas - Figuras 4.60, 4.62 e 4.63) e os contatos com os metassedimentos da Megassequência Andrelândia e/ou Paraíba do Sul são difusos, sugerindo origem a partir de fusão parcial *in situ* dos conjuntos metassedimentares.



Figura 4.57- Ortognaisses do Complexo Graminha, com posicionamento estratigráfico indefinido. Afloramento na Serra do Mar, ao sul de Rio Claro.



Figura 4.58- Lentes de leucogranito-gnaiss intercaladas em granada biotita gnaisses da MSA. Afloramento na Serra da Mantiqueira, próximo a Liberdade.



Figura 4.59- Leucogranito Capivara, na porção oeste da Folha Santa Rita do Jacutinga.



Figura 4.60- Granito porfiróide foliado, tipo Rio Turvo, alterado, com enclaves de rochas calcissilicáticas do Grupo Paraíba do Sul. Afloramento ao sul de Quirino, na folha Barra do Pirai.

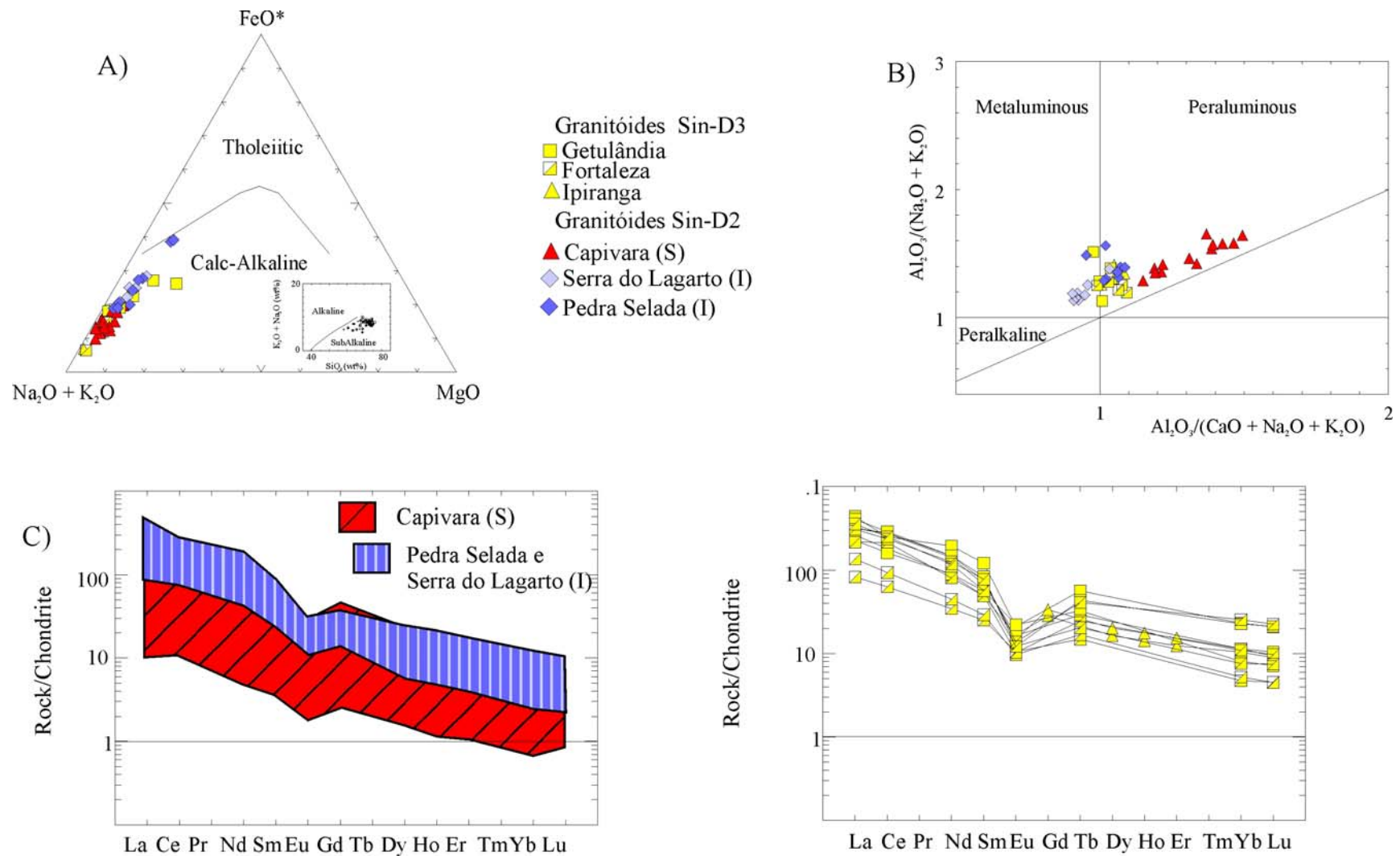


Figura 4.61- Dados geoquímicos dos granitos Sin-colisão 1(605-560Ma) e Sin-Colisão 2 (540-510 Ma) disponíveis (Junho et al., 1989 Esteves , 1992; Heilbron et al., 1993; Junho et al., 1997 et al., Mendes et al, 2006): a) Diagrama AFM, b) Índice de Shand, no diagrama de Maniar e Piccoli (1989), Diagramas de Variação de REE normalizados pelo condrito de Boynton (1984). Dados sintetizados em Valladares et al (2000)



Figura 4.62-Xenólito de quartzito da MSA em granito porfiróide foliado. Afloramento na região da Serra do Mar, a Se de Rio Claro. Domínio Juiz de Fora, TOC.



Figura 4.63-Detalhe da mineralogia e textura porfiróide do granitóide. Mesmo ponto da figura anterior.



Figura 4.64-Leucogranito Resgate, intrusivo no Complexo Paraíba do Sul, a sul de Barra Mansa, na BR para Rio Claro.



Figura 4.65- Granitóide Campo Alegre. Afloramento a SW de Barra Mansa.

Outro ponto interessante, que deve ser ressaltado, é que estes corpos granitóides posicionam-se preferencialmente nas regiões de adelgaçamento de camadas quartzíticas mais espessas (*necks de megaboudins*) ou nas zonas de cisalhamento D2.

Apresentam sinais de deformação no estado sólido, como sombras de pressão ao redor de porfiroblastos e forte xistosidade na matriz (incluindo foliações S e C). Com base nestas relações, estas rochas granitóides foram posicionadas temporalmente como corpos sin-D2.

Granito Rio Turvo

O Granito Rio Turvo aflora como três corpos alongados de direção NE-SW, concordante com a foliação regional, na porção sudeste da folha Santa Rita do Jacutinga, encaixado em rochas do Domínio Juiz de Fora.

A idade concordante de 579 ± 6 Ma (U-Pb em monazita), obtida por Machado *et al.* (1996) para este corpo, é interpretada como idade de *emplacement* do plúton, e se encontra dentro da faixa de idade do estágio metamórfico M1, contemporâneo ao principal evento deformacional D1+D2 na região estudada. Por outro lado, no mesmo afloramento, também foi encontrada uma idade discordante de 551 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) em titanita, sugerindo reequilíbrio metamórfico tardio.

Dados preliminares Sm-Nd para o Granito Rio Turvo (T_{DM} de 1,61 Ga e 1,56 Ga) podem indicar uma mistura de fontes paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Entretanto, os baixos valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (em torno de 0,07), apesar de comuns em granitos do tipo S à monazita e granada, podem sugerir algum grau de fracionamento.

Granitos Bananal e Serra da Concórdia

Ocorre como corpos lenticulares de dimensões variadas, constituídos de (granada)-biotita gnaiss porfiroblástico de composição granítica, encaixados em rochas do Terreno Paraíba do Sul, na porção central da folha Volta Redonda (Granito Bananal) e na porção sudeste da folha Barra do Piraí (Granito Serra da Concórdia). Esses corpos possuem enclaves de rochas supracrustais (paragneisses, calcissilicáticas e gonditos), *schlierens* biotíticos, por vezes com granada e/ou sillimanita, e mantém contatos gradacionais com os paragneisses do Grupo Paraíba do Sul. As características apresentadas sugerem que estes granitos tenham sido gerados por fusão parcial dos paragneisses do Complexo Paraíba do Sul.

Granito Resgate

Compreende um extenso corpo alongado de granada-turmalina-biotita-muscovita gnaiss/xisto leucocrático, de composição granítica. Também representa um granito tipo S, intrusivo nos metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul. Aflora como um corpo lenticular, de direção NE-SW, na folha Volta redonda. O Granito Resgate apresenta-se bastante deformado e raramente ocorrem afloramentos inalterados. Desta forma, no campo aparece como uma rocha xistosa, rica em mica branca, quartzo, feldspato, e sempre com turmalina (figura 4.64).

Granito Campo Alegre

O Granito Campo Alegre aflora na folha Volta Redonda em dois corpos alongados de direção NE-SW, sendo um deles de dimensão batolítica com, pelo menos, 75 km de extensão, encaixado nas

rochas metassedimentares do Complexo Embu, no terreno homônimo (folhas Volta Redonda e Santa Rita do Jacutinga). Compreende um granito foliado, porfirítico, com cristais de K-feldspato, de até 8 cm de comprimento, dispersos em uma matriz rica em biotita, quartzo, plagioclásio, K-feldspato e, subordinadamente, granada e hornblenda (Figura 4.65). Monazita, zircão, titanita e opacos são as fases acessórias observadas. Análises modais indicam uma composição variável entre granito e álcali-feldspato granito. Além da facies porfirítica, ocorrem, subordinadamente, níveis de leucogranito equigranular foliado de granulação média. O Granito Campo Alegre é rico em enclaves lenticulares (xenólitos) de paragnaisse, xistos pelíticos e rochas calcissilicáticas, apresentando, em geral, contatos gradacionais com as rochas metassedimentares, indicando ser um granito do tipo S.

Os dados químicos demonstram uma natureza predominantemente peraluminosa (índice de *Shand* entre 1,0 e 1,3) com padrões de terras raras, normalizados para o condrito, fortemente fracionados (La_N/Yb_N 50-200) e fortes anomalias negativas de Eu. O padrão de distribuição multi-elementar normalizado para o ORG mostra similaridades entre o Granito Campo Alegre e o granito sin-colisional do Tibet. O conjunto dos dados apresentados indica ser este um granito do tipo S.

Numa área a norte da área estudada, junto à Represa do Funil, aflora um corpo denominado Granito Funil, aqui correlacionado ao Granito Campo Alegre, que possui idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de 584 ± 5 Ma (Pereira, 2001). Resultados similares para esse magmatismo sin-colisional foram reportados por Filipov e Janasi (2001) e Janasi *et al.* (2003), que apresentaram idades U-Pb em monazita dos seguintes maciços graníticos peraluminosos intrusivos no Complexo Embu: Mauá (588 ± 2 Ma), Mogi das Cruzes (ca. 580 Ma) e Natividade da Serra (587 ± 7 Ma).

Granito Serra do Piloto

Aflora na Serra do Mar, na vertente voltada para o mar, em direção a Mangaratiba, na folha Volta Redonda. Esta unidade engloba um granito megaporfirítico, com variações texturais para augen gnaisse e milonitos junto ao contato com o Terreno Ocidental. Possui pórfiros de K-feldspato de até 5-6 cm, dispersos em matriz grossa rica em biotita. Foi descrito primeiramente por Dios (1993), em sua dissertação de mestrado.

4.1.4.3.2-NP3Y2 Granitóides Tipo I

Granitos megaporfiríticos tipo Serra do Lagarto e Pedra Selada

Correspondem a corpos alongados na direção NE/SW, com cerca de 2 Km de largura e, no mínimo, 12 km de extensão, na porção central da folha Santa Rita do Jacutinga, nas vizinhanças de Visconde de Mauá (RJ), Bocaina de Minas e Passa Vinte (MG). São intrusivos tanto nos ortognaisse do embasamento como nas rochas da cobertura metassedimentar do Domínio Andrelândia, no Terreno Ocidental. Seus afloramentos são caracterizados por paredes lisas e íngremes, que sustentam as cotas mais altas da Serra da Mantiqueira, entre Santa Rita do Jacutinga e Bocaina de Minas (figuras 4.66 e 4.67).

Estes corpos compreendem granitos porfiríticos, com megacristais subeuédricos de K-feldspato de até 12 cm de comprimento. A proporção entre megacristais e matriz varia entre 80%-20% e 60%-40%. A matriz é rica em biotita, mas pode conter menor proporção de quartzo, plagioclásio e K-

feldspato (figuras 4.68 e 4.69). Hornblenda hastingsítica pode aparecer como fase máfica, e titanita, zircão, apatita e allanita são fases acessórias frequentes (Heilbron, 1993; Junho *et al.*, 1999). A textura predominante nestes corpos é caracterizada por um *fabric* planar ou linear, interpretado como resultante de fluxo magmático sob *stress*, contemporâneo à deformação D2.

Enclaves máficos, com composição quartzo diorítica rica em anfibólio, ocorrem como lentes ou enclaves microgranulares. São compostos por fenocristais de plagioclásio zonado e, mais raramente, de hornblenda, em matriz equigranular tonalítica com biotita, hornblenda, titanita, apatita, allanita e zircão.

Os dados químicos indicam que ambos granitos compreendem uma suíte cálcio-alcálica de alto-K, com características metaluminosas a fracamente peraluminosas, com padrões de REE altamente fracionados e anomalia negativa de Eu (Figura 4.61).

O Granito Pedra Selada apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 580 ± 6 Ma, enquanto que para o Granito Serra do Lagarto, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida foi de 588 ± 5 Ma (Mendes *et al.*, no prelo).



Figura 4.66-Granitóide Pofirítico Pedra Selada, no pico homônimo, situado a norte da Bacia de Resende, na porção oeste da folha Santa Rita do Jacutinga.



Figura 4.67-Granitóide Pofirítico Serra do Lagarto, na serra homônima, próximo a Passa Vinte, na folha Santa Rita do Jacutinga.

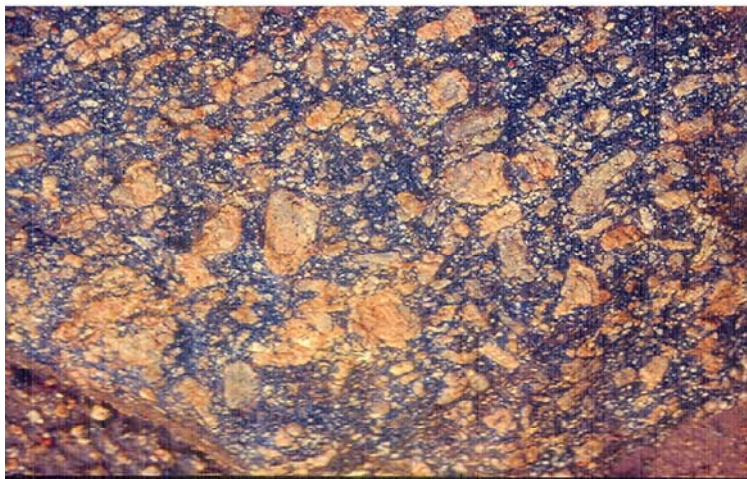


Figura 4.68- Textura porfirítica do Granito Serra do Lagarto, nos arredores de Passa Vinte. Folha Santa Rita do Jacutinga.



Figura 4.69- Variação textural do granito porfirítico, agora com menor relação matriz-pórfiros, e maior proporção de enclaves dioríticos. Borda do corpo Pedra Selada, na folha Santa Rita do Jacutinga

Granito Maromba

O Granito Maromba compreende um corpo alongado na direção NE/SW que, em sua maior extensão, aflora em área adjacente (folha Pouso Alto). A pequena extensão deste corpo que aflora na porção oeste da folha Santa Rita do Jacutinga, compreende um biotita granito foliado, porfirítico, com cerca de 20 a 45% de megacristais de K-feldspato. Este corpo ocorre encaixado em rochas do embasamento (Complexo Mantiqueira) e em rochas da Megassequência Andrelândia, no domínio homônimo. Possui clara xistosidade interna, paralela à foliação principal regional S_2 das rochas encaixantes. É composto por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita, tendo zircão, allanita e opacos como fases acessórias. Os fenocristais possuem formas tabulares ou estiradas com franjas de recristalização. Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 592 ± 2 Ma foi recentemente obtida para este corpo (Mendes *et al.*, no prelo).

4.1.4.4 NP3y3-Granitóides Tardi-colisão I-ca.560-540 Ma

Suíte Charnockítica Ilha Grande

Corpos charnockitóides, de granulometria grossa e foliação descontínua fraca ocorrem no Terreno Oriental, na região costeira da folha Angra dos Reis e na Ilha Grande (Castro *et al.*, 1984; Fernandes, 2001).

Esta suíte é constituída por charnockitos, charnoenderbitos e jotunitos (suíte charnockítica). As rochas da Suíte Charnockítica Ilha Grande apresentam aspecto maciço e homogêneo, com granulometria média na maioria das vezes. Em alguns casos, apresentam textura porfirítica com pórfiros de K-feldspato de até 3 cm de comprimento. Sua trama comumente é equigranular fina a média, podendo, em alguns casos, ocorrer uma textura mosqueada. A foliação nestas rochas é incipiente e só foi observada nos afloramentos mais intemperizados, sendo definida pelo alinhamento planar de minerais máficos como a biotita e a hornblenda. Sua mineralogia é definida por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e biotita. Nos tipos menos ácidos foram encontradas hornblenda e titanita. Dentre os minerais acessórios, destacam-se zircão, allanita e minerais opacos. As rochas da Suíte Charnockítica Ilha Grande possuem enclaves de rochas dioríticas e mostram contatos intrusivos com os ortognaisses do Complexo Rio Negro. Sua composição varia entre granítica e granodiorítica e, tal como sugerido por Fernandes (2001), seu quimismo é muito semelhante àquele do Batólito Serra dos Órgãos.

Segundo Fernandes (2001), as rochas da Suíte Charnockítica Ilha Grande representam a série cálcio-alcalina, de caráter metaluminoso. O padrão de distribuição dos elementos terras raras mostra fracionamento moderado ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 56$), com padrão mais fracionado para os elementos terras raras leves (La_N/Sm_N igual a 14 e com La de até 400 x o condrito de Boyton (1983) e padrões mais sub-horizontais para os elementos terras raras pesadas.

A Suíte Charnockítica Ilha Grande parece também ser correlata aos plutons charnockíticos de Ubatuba, no litoral norte paulista, que forneceram idade Rb/Sr de 551 ± 5 Ma (Gasparini & Mantovani, 1979, *in* Machado Filho *et al.*, 1983). Novos dados TIMS-U-Pb, ainda inéditos, indicaram uma idade de cristalização de $541,4 \pm 9,3$ Ma.

4.1.4.5 E1γ4 Granitos Sin-colisão II- ca. 535-520 Ma

Granitos Serra do Ipiranga, Getulândia e Fortaleza

Este magmatismo, bem distribuído na *Klippe* Paraíba do Sul, é caracterizado por diques subverticais e plútons alongados NE-SW relacionados a estruturas do evento deformacional tardio (zonas de cisalhamento D3). Os exemplos mais expressivos são o corpo do Granito Serra do Ipiranga (Heilbron *et al.*, 1992), aflorante próximo à cidade de Barra do Piraí (RJ), e os corpos dos Granitos Getulândia e Fortaleza (Valladares, 1996), que afloram entre as cidades de Barra Mansa e Rio Claro (RJ).

São rochas homogêneas em composição, sendo granitos s.s. (Figura 4.61), e apresentam biotita como único mineral máfico (Figuras 4.70 e 4.71). O Granito Getulândia apresenta foliação NE-SW subvertical S₃, melhor evidenciada nas bordos do corpo. O plúton Serra do Ipiranga possui uma foliação fraca NE-SW interpretada como foliação de fluxo magmático (Heilbron e Machado, 1995). A mesma interpretação foi dada para a fraca foliação observada no plúton Fortaleza (Valladares, 1996).

Os dados geoquímicos são típicos de granitos do tipo I Caledoniano, com caráter fracamente peraluminoso (índices de *Shand* entre 1,0 e 1,1). Os padrões de ETR, normalizados para o condrito, são fracionados e demonstram uma pronunciada anomalia negativa de Eu (Figura 4.61).

Até o momento, os dados geocronológicos mais confiável representativo deste evento magmático são duas análises U-Pb em monazita apresentadas por Machado *et al.* (1996) e Valladares (1996) para o Granito Getulândia. Estes dados forneceram idades concordantes de 527± 3Ma e 535± 3 Ma que foram tomadas como idades mínimas de movimentação na zona de cisalhamento (Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul) em que o corpo Getulândia foi colocado durante o estágio D₃. O único dado isotópico de Nd disponível forneceu idade modelo (T_{DM}) de 1,97 Ga, sugerindo sua derivação a partir do retrabalhamento de rochas do embasamento.

Leucogranitos

Na região das folhas Volta Redonda e Ilha Grande ocorrem ainda pequenos corpos alongados de leucogranito, não mapeáveis na escala do mapa. São especialmente frequentes, no interior do Complexo Quirino (no Terreno Paraíba do Sul, Figuras 4.70 e 4.71) e no Terreno Embu. Trata-se de rocha homogênea, consistindo basicamente de muscovita-biotita granito cinza claro, equigranular médio. Esses leucogranitos possuem uma foliação incipiente subvertical, geralmente, associados a zonas de cisalhamento da fase D₃, que condicionam o posicionamento desses corpos. Foram correlacionados ao Granito Getulândia, acima descrito.

4.1.4.6- E2-3γ5-6 Granitos Pós-colisão II - ca. 520-480 Ma

Granitos E2γ5

Granito Vila Dois Rios

Aflora principalmente na porção central da Ilha Grande e no litoral, próximo à Conceição de Jacareí, intrudindo as rochas da Suíte Charnockítica Ilha Grande (figura 4.72) e do Complexo Rio Negro. Esta unidade, bem caracterizada por Fernandes (2000), consiste de biotita granito porfirítico, com

fenocristais de K-feldspato rosa de 2 a 5 cm de comprimento. Contém enclaves lenticulares de rocha fina, máfica, e xenólitos de rochas charnockíticas (figura 4.72). Subordinadamente, apresenta fácies equigranular de granulação média a fina. Este granito ocorre também na forma de apófises e veios no Complexo Plutônico Parati, mas a distinção entre as duas unidades, que apresentam facies porfíricas, nem sempre é fácil.

Esta unidade parece correlata ao plúton Pedra Branca (Fernandes, 2000) que aflora na porção oeste da cidade do Rio de Janeiro, cujos dados U-Pb em monazita e zircão (Heilbron & Machado, 2003) indicam idade de 513 ± 5 Ma.

Granitos E3γ6

Granitos Mambucaba, Mombaça e Mangaratiba

Compreendem os corpos de granitos equigranulares que afloram na costa da baía da Ilha Grande, relatados originalmente por Castro *et al.* (1984) e Penha (1989). Consistem de biotita granito cinza claro, isotrópico, equigranular médio a ligeiramente porfírico, contendo titanita, hornblenda, pirita e magnetita como acessórios principais. Foram observados xenólitos de paragnaises e rochas calcissilicáticas de unidades litológicas do Terreno Ocidental e de ortognaisse bandado do Complexo Rio Negro (figuras 4.73 e 4.74). O corpo do Granito Mambucaba intrude rochas dos terrenos Ocidental e Oriental, e na sua porção superior, na borda do planalto da Bocaina, o contato com as encaixantes e a foliação de fluxo magmático são subhorizontais. Veios e apófises associados a esses granitos cortam o Granito Vila Dois Rios.

Dados químicos para o Granito Mombaça indicam magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso, de alto-K (Fernandes, 2001). O padrão de distribuição de ETR mostra que o granito Mombaça apresenta razões La_N/Yb_N de 130, sendo extremamente enriquecido em terras raras leves com La até 1000 x o condrito.

Dados U-Pb em titanitas do Granito Mangaratiba forneceram idade de 492 ± 15 Ma (Machado *et al.*, 1996). Recentemente, Heilbron & Machado (2003) dataram zircões de diques de granitos similares na cidade do Rio de Janeiro, que renderam uma idade de 482 ± 6 Ma, caracterizando o período de magmatismo pós-colisional no Terreno Oriental.

Allanita granito

Veios de allanita granito rosado, isotrópico, foram encontrados no canto NE da folha Barra do Pirai. Uma pequena pedreira, nesta região, é explorada para paralelepípedos. Este granito é constituído por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, allanita, apatita e minerais opacos.

Granitos E3-Oγ7

Fechando o quadro do magmatismo brasileiro, ocorrem diversos aplitos graníticos, corpos de pegmatito e veios de quartzo, intrusivos nos granitos tardi- a pós-colisionais, muitas vezes encaixados em zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis (figura 4.75). Estes corpos, não mapeáveis na escala do mapa, cortam as rochas de todos os terrenos tectônicos, porém ocorrem com maior frequência no Terreno Oriental.



Figura 4.70- Granito Serra do Ipiranga (sin-D3), encaixado na Zona de Cisalhamento Além Paraíba, próximo a Vassouras, Terreno Paraíba do Sul, folha Barra do Pirai. Cortado por aplitos graníticos.

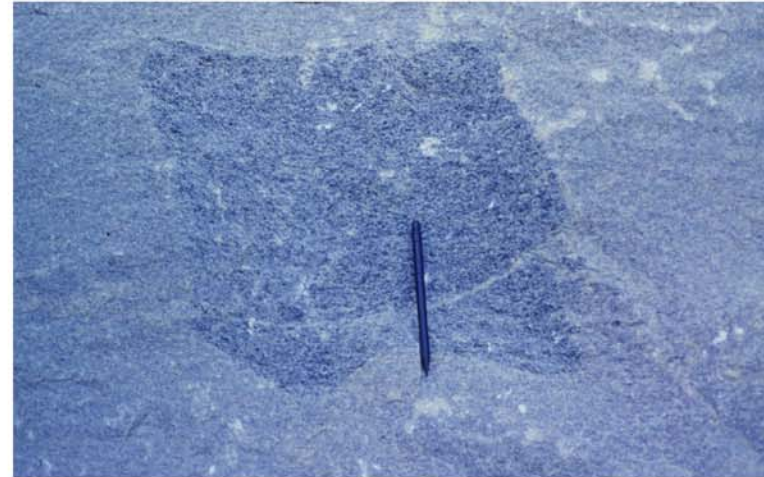


Figura 4.71- Detalhe da textura homogênea, equigranular do Granito Serra do Ipiranga, em uma pedreira junto a Barra do Pirai, na folha homônima. Notar o xenólito de ortogneisse do Complexo Quirino.



Figura 4.72- Granito porfírico Vila Dois Rios, com xenólitos de rochas charnockíticas, Sítio Forte, Ilha Grande, terreno Oriental.



Figura 4.73- Granito Mambucaba, com xenólito de ortogneisse do Complexo Rio Negro. Corte próximo a Usina de Angra.



Figura 4.74-Detalhe da mineralogia e textura equigranular do Granito Mambucaba. Detalhe do afloramento anterior



Figura 4.75- Pegmatitos intrusivos em zonas de cisalhamento D4, sinistrais, no Complexo Rio Negro, Ponta do Morrinho.

4.2 Geologia Estrutural

4.2.1 Introdução

As estruturas observadas no Orógeno Ribeira são resultantes de diversas etapas colisionais associadas à amalgamação do segmento oeste do supercontinente Gondwana. As estruturas deformacionais foram subdivididas em quatro etapas sucessivas, com base na relação com o metamorfismo, magmatismo, critérios de superposição e apoiado em datações geocronológicas. As duas primeiras, D_1 e D_2 , são entendidas como progressivas e denominadas de Deformação Principal, por ser mais penetrativa no segmento estudado. As duas outras, D_3 e D_4 , foram denominadas de Fases da Deformação Tardia.

4.2.2 Deformação Principal (D_1+D_2): Período Sin-Colisão I (ca. 600-560 Ma)

Neste período da evolução do Orógeno Ribeira, a colisão entre o terreno Ocidental, do lado do São Francisco, e os terrenos Paraíba do Sul; Embú e Oriental localizados originalmente mais a sul/sudoeste e leste, resultou na geração de estruturas de baixo ângulo, de transporte tectônico voltado para o CSF. O metamorfismo associado a esta etapa, foi denominado de M_1 e tem características de média a alta pressão, e temperaturas que podem atingir a *facies* granulito.

A etapa principal de encurtamento crustal observada no Segmento Central da Faixa Ribeira, é representada por duas fases geométricas de deformação (D_1+D_2), que geraram as estruturas mais importantes e penetrativas observadas em quase todos os afloramentos de todos os Domínios Tectônicos, salvo nas zonas de cisalhamento tardias, onde são mascaradas por fases de deformação mais jovens (D_3 e D_4). Em escala regional, a Deformação Principal é responsável pela compartimentação tectônica da faixa, gerada através do empilhamento de escamas de empurrão com transporte tectônico direcionado para a área do Craton do São Francisco (figuras 3.1 e 3.2). Desta tectônica de empurrões resultaram: dobras assimétricas, apertadas à isoclinais, variando de recumbentes a inclinadas; foliação principal observada tanto em escala macro como microscópica, materializada como clivagem ou xistosidade de crenulação, como xistosidade recristalizada ou como foliação milonítica; zonas de cisalhamento com formação de milonitos; e na lineação de estiramento, além de lineações mineral e de interseção.

Diferenças no padrão e na penetrabilidade das estruturas desta etapa deformacional parecem ter se originado a partir da deformação em níveis crustais distintos, já que os diferentes domínios estruturais só foram justapostos ao final da tectônica de empurrões. Heterogeneidades causadas pela partição da deformação também resultam em variações no estilo estrutural ao longo deste segmento da Faixa Ribeira (figura 4.76). De forma resumida, apresenta-se abaixo uma descrição dos elementos estruturais gerados, bem como a orientação dos principais indicadores cinemáticos em cada um destes compartimentos.

4.2.2.1 Deformação Principal no Terreno Ocidental (TOC)

Deformação Principal no Domínio Andrelândia/Terreno Ocidental

O estilo estrutural neste domínio é dominado pelo dobramento D_2 , representado por dobras apertadas a isoclinais, identificadas desde a escala microscópica até a escala do mapa (figuras 4.76

a 4.78). A foliação S_2 ou S_{1+2} é a estrutura planar mais importante neste compartimento e, morfologicamente, varia de uma clivagem de crenulação apertada até uma xistosidade grossa, com raros vestígios da crenulação D_2 . Estas variações ocorrem em função do aumento no grau metamórfico para sudeste, em toda faixa, o que facilita a recristalização e o crescimento dos minerais metamórficos, mascarando as microdobras.

A orientação da lineação de estiramento e/ou mineral, em relação aos eixos das dobras D_2 , varia tanto em escala de afloramento como em escala megascópica, embora esteja sempre contida na foliação S_2 ou S_{1+S_2} . Os trabalhos de Gonçalves (1986), Bittar (1990), Ribeiro *et al.* (1990) e Nummer (1992) reportam a orientação da lineação mineral no âmbito da folha Barbacena a norte de Arantina (região do Domínio Andrelândia próximo ao Domínio Autóctone). Nesta região, a lineação mineral possui direção preferencial NNW a NNE, e os indicadores cinemáticos apontam para o transporte principal voltado para a área cratônica. Na região das folhas do Bloco 1, a variação em mapa da relação angular entre este elemento geométrico e o eixo das dobras D_2 , sempre medida no plano S_2 ou S_{1+S_2} , foi estudada detalhadamente por Heilbron (1993), no segmento entre as cidades de Bom Jardim de Minas (MG) e Barra do Piraí (RJ). Ali, próximo ao contato com o Domínio Juiz de Fora sobrejacente, acompanhando a modificação para mergulhos mais íngremes da foliação principal, a lineação mineral passa a assumir ora caimento suave para NE, ora caimento íngreme para SE (figura 4.79). Neste segmento, o transporte tectônico indica uma movimentação oblíqua (Heilbron, 1993), com uma combinação de indicadores destrais e inversos.

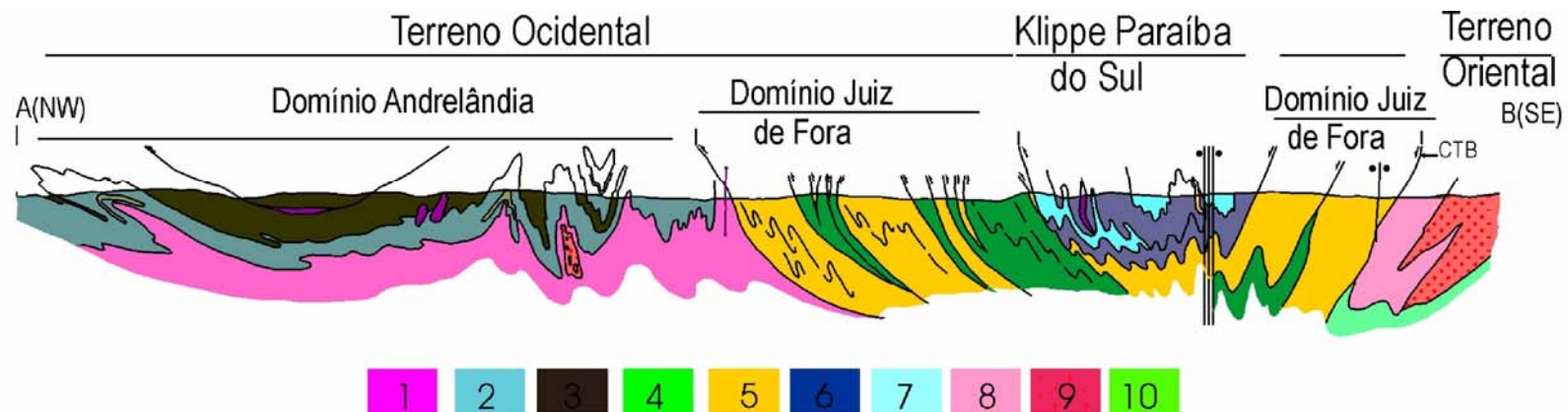


Figura 4.76- Perfil estrutural regional através das folhas do Bloco 1. Observar os diferentes estilos estruturais da deformação principal nos diferentes compartimentos tectônicos. No Domínio Andrelândia predominam dobras D2 de escala regional, enquanto que no Domínio Juiz de Fora ocorre intensa intercalação tetônica entre os metassedimentos e o embasamento. 1- Complexo Mantiqueira, 2-3-5- Megassequência Andrelândia, 4-Complexo Juiz de Fora, 6- Complexo Quirino, 7-Complexo Paraíba do Sul, 8- Complexo Rio Negro, 9- Granitos tardi-colisionais, 10-Complexo Costeiro.



Figura 4.77- Dobras D2 assimétricas em ortognaisses do Complexo Mantiqueira, próximo a Bocaina de Minas

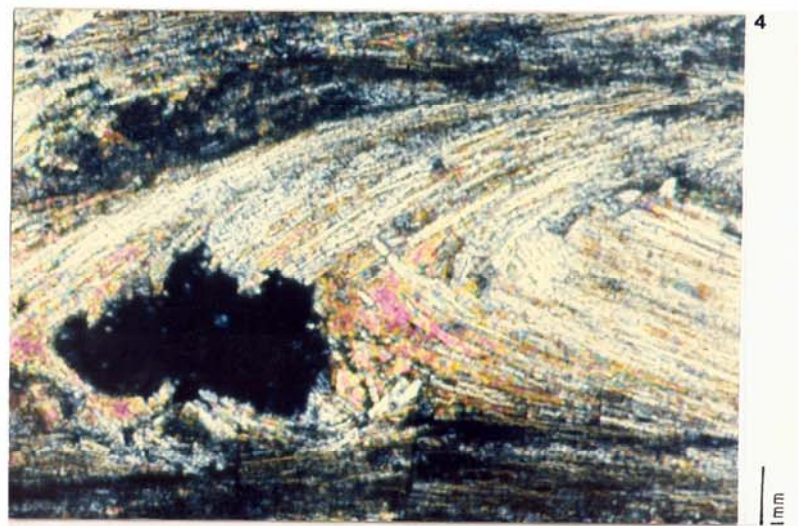


Figura 4.78- Microdobras D2 em sillimanita muscovita biotita gnaisses na Unidade Superior da Megassequência Andrelândia, a norte de Santa Rita do Jacutinga.

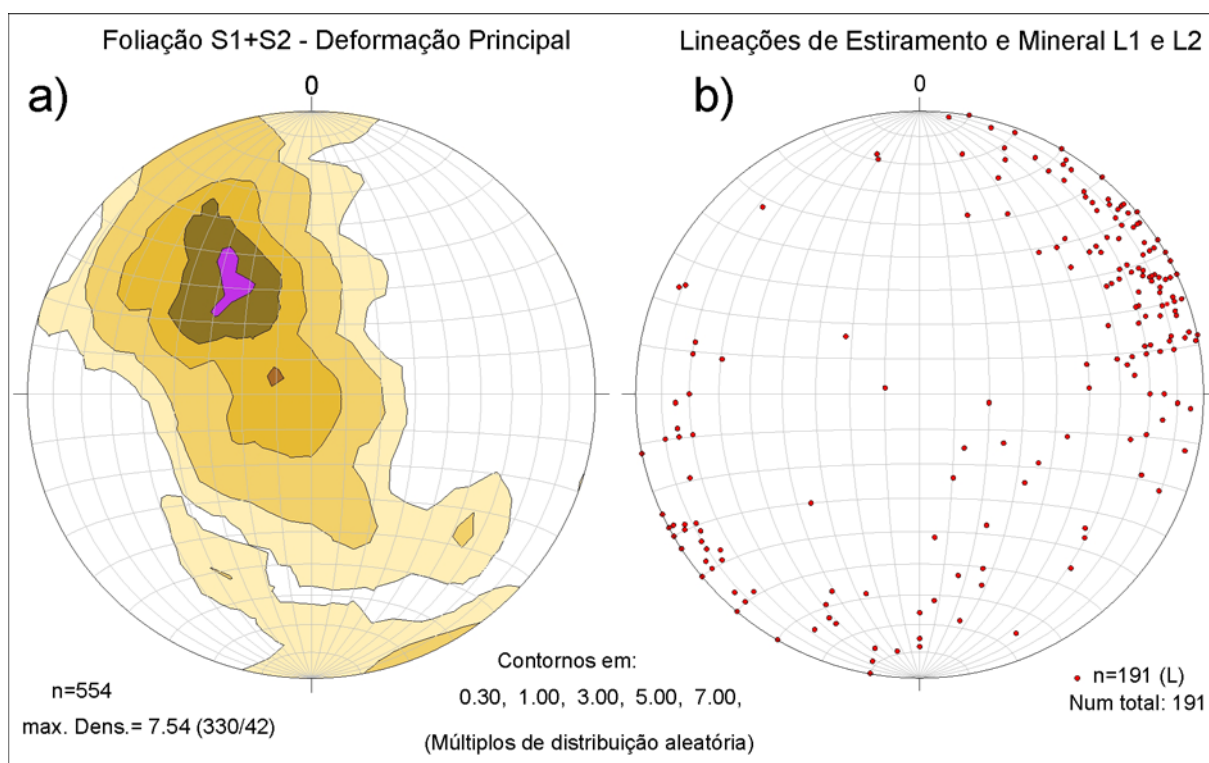


Figura 4.79: Estereogramas com os elementos estruturais da Deformação Principal D_1+D_2 no Domínio Andrelândia, Terreno Ocidental: a) foliação principal S_{1+2} ; b) lineação mineral e de estiramento L_{1+2} .

Deformação Principal no Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental

Caracteriza-se pela interdigitação tectônica entre rochas metassedimentares da cobertura da Megassequência Andrelândia com rochas granulíticas do embasamento (Complexo Juiz de Fora). Esta intercalação pode ser verificada tanto em escala de afloramento, especialmente na região da Serra da Mantiqueira, onde são observadas, com frequência, lascas de diversas dimensões (centímetros a dezenas de metros) de rochas granulíticas embutidas no conjunto supracrustal, como na escala de mapa, que se caracteriza por um conjunto de lentes amendoadas na direção NE-SW (figura 4.76).

As dobras D_2 são comuns em escala de afloramento, com perfis apertados a isoclinais (figura 4.80). São frequentes dobras desmembradas, limitadas por zonas de cisalhamento (figura 4.81).

A lineação mineral e/ou de estiramento associa-se à foliação milonítica, caracterizando a Deformação Principal neste Domínio Tectônico. Pode ser observada em quase todos os afloramentos, sendo definida pela orientação preferencial de minerais individuais alongados (comumente quartzo, anfibólios, piroxênios), ou pelo estiramento de conjuntos minerais. Nas zonas de deformação mais intensa, a lineação mineral se torna mais evidente que a foliação S_2 , formando L-tectonitos, como, por exemplo, nas rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora, próximo ao contato com o Domínio Paraíba do Sul, entre Conservatória e Barra do Pirai. A orientação da lineação mineral varia muito, embora já predominem atitudes sub-horizontais na direção NE/SW, indicando a importância da componente de movimentação lateral. Em alguns setores deste compartimento, concentram-se medidas *down dip* da lineação mineral, indicando ainda a componente de encurtamento para NW (figuras 4.82, 4.83 e 4.84).

Na região da Serra do Mar, em virtude do redobramento D_3 subsequente, a foliação S_2 e os planos axiais D_2 passam a mergulhar para NW. Apesar desta posição dobrada, os indicadores cinemáticos observados no plano S_2 continuam a indicar transporte tectônico para o Craton do São Francisco. A foliação principal (S_2+S_1), paralela ao bandamento composicional dos metassedimentos, apresenta mergulhos de alto ângulo para NW (máximo 335/72) e localmente para SE (figura 4.85). A foliação neste terreno é comumente milonítica, especialmente junto aos contatos tectônicos com os outros terrenos (Oriental e Paraíba do Sul). A lineação de estiramento (L_2) possui caimento suave para NE e SW, paralela aos eixos das dobras apertadas a fechadas desta etapa de deformação. As lineações com caimentos *down dip* para NW são raras, enquanto que lineações oblíquas com caimento para NE tenham sido observadas (figura 4.85).

4.2.2.2 Deformação Principal no Terreno Embu (TEM)

A foliação principal (S_1/S_2) é similar às que ocorrem nas rochas do Terreno Paraíba do Sul, descrito a seguir. Caracteriza-se como uma xistosidade nos gnaisses e xistos, e uma clivagem nas rochas quartzíticas. A foliação milonítica (S_1+S_2) ocorre no contato com o Terreno Paraíba do Sul e, por vezes, no interior dos metassedimentos e no Complexo Taquaral. A característica marcante deste terreno é a variação do mergulho da foliação, ora para NW, ora para SE, devido ao efeito das dobras abertas a fechadas D_3 (figuras 4.86).

A foliação tem mergulhos íngremes a moderados (máx. 305/78; submáx. 127/73 e 290/36), e as lineações mineral e de estiramento apresentam caimentos suaves a moderados para SW e NE, ou *down dip* para SE (figura 4.86). Localmente, ocorrem foliações com mergulhos suaves associadas às charneiras de dobras D_3 ou às dobras D_2 recumbentes.

As direções da foliação variam entre N20-50E, apresentando uma inflexão da foliação de 10°-30° para norte, gerando um padrão anastomosado ou sigmoidal, situado por cima do Terreno Paraíba do Sul. Esta feição estrutural pode estar relacionada ao empilhamento dos terrenos durante a etapa sin-colisional, ou então, devido à reativação de zonas de cisalhamento durante a etapa tardi-colisional.



Figura 4.80-Dobras D2 em escala de afloramento, observadas em biotita gnaisse bandado da MSA, na região da Serra do Mar, próximo a Lídice. Domínio Juiz de Fora Sul.

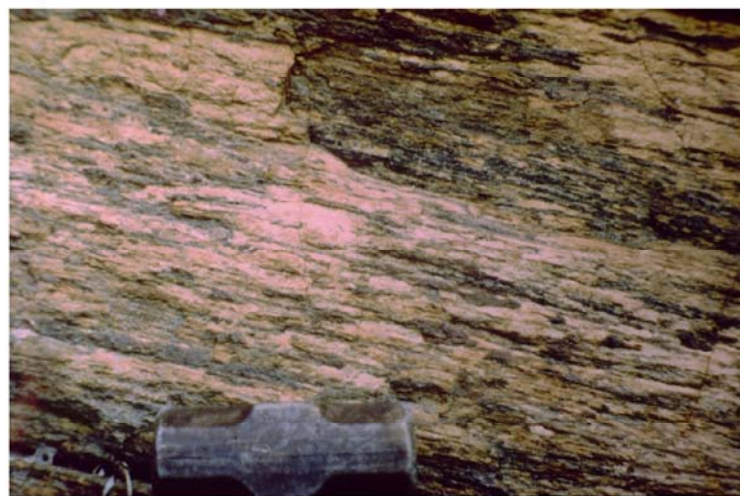


Figura 4.82- Lineação de estiramento L1+2 em ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, ao sul de Conservatória (RJ)



Figura 4.81-Dobras D2 em escala de afloramento, observadas em rochas calcissilicáticas da unidade superior da MSA, na região de Conservatória (RJ), Domínio Juiz de Fora Norte.



Figura 4.83- Giro da lineação L1+2 no plano S2 resulta na formação de dobras em bainha. Anfibolito intercalado em granada biotita da unidade superior da MSA. Domínio Juiz de Fora Norte, próximo a Pentagna (RJ).

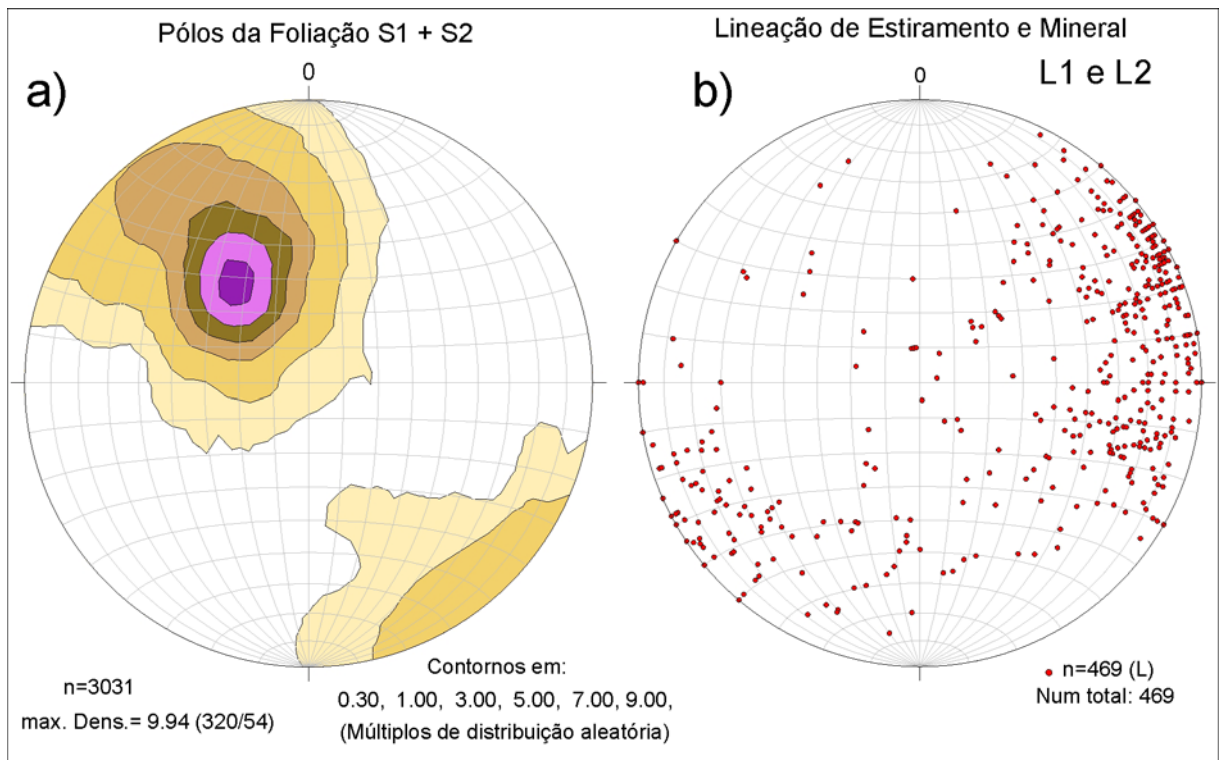


Figura 4.84: Estereogramas com os elementos estruturais da Deformação Principal D_1+D_2 no Domínio Juiz de Fora Norte (Serra da Mantiqueira), Terreno Ocidental: a) foliação principal S_{1+2} ; b) lineação mineral e de estiramento L_{1+2} .

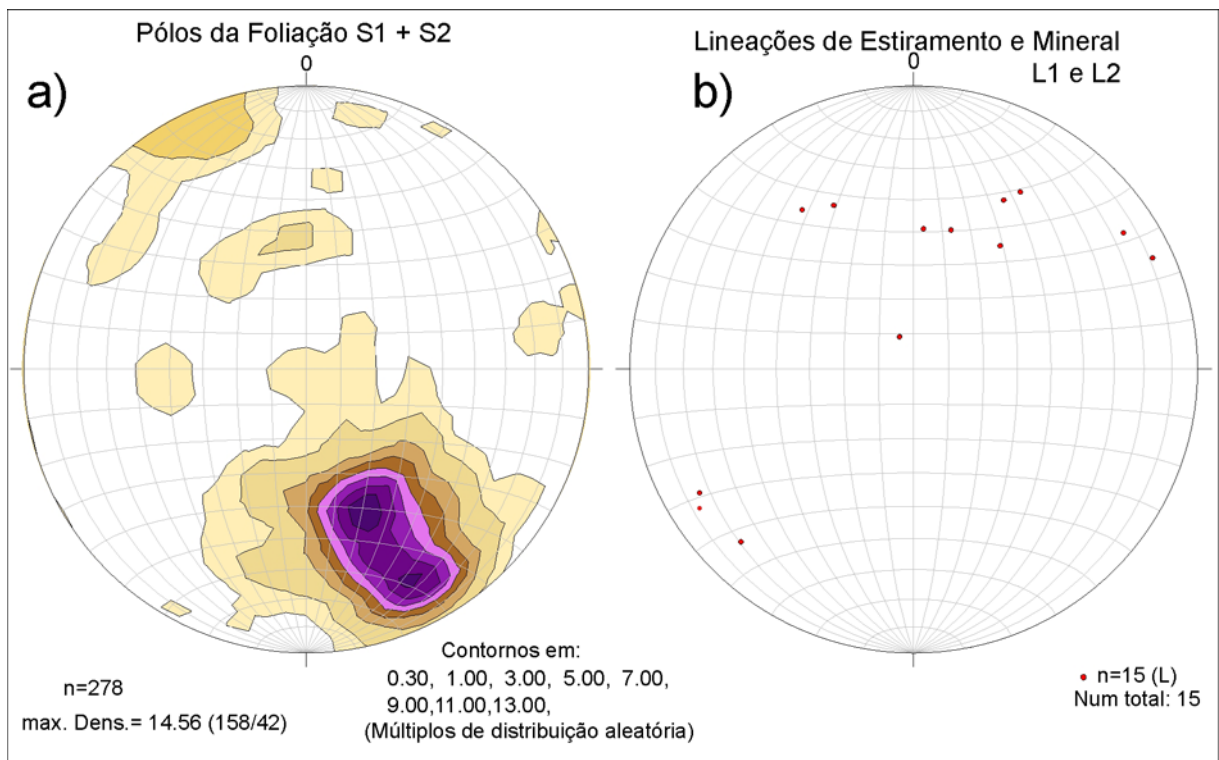


Figura 4.85: Estereogramas com os elementos estruturais da Deformação Principal D_1+D_2 no Domínio Juiz de Fora Sul (Serra da Mar), Terreno Ocidental: a) foliação principal S_{1+2} ; b) lineação mineral e de estiramento L_{1+2} .

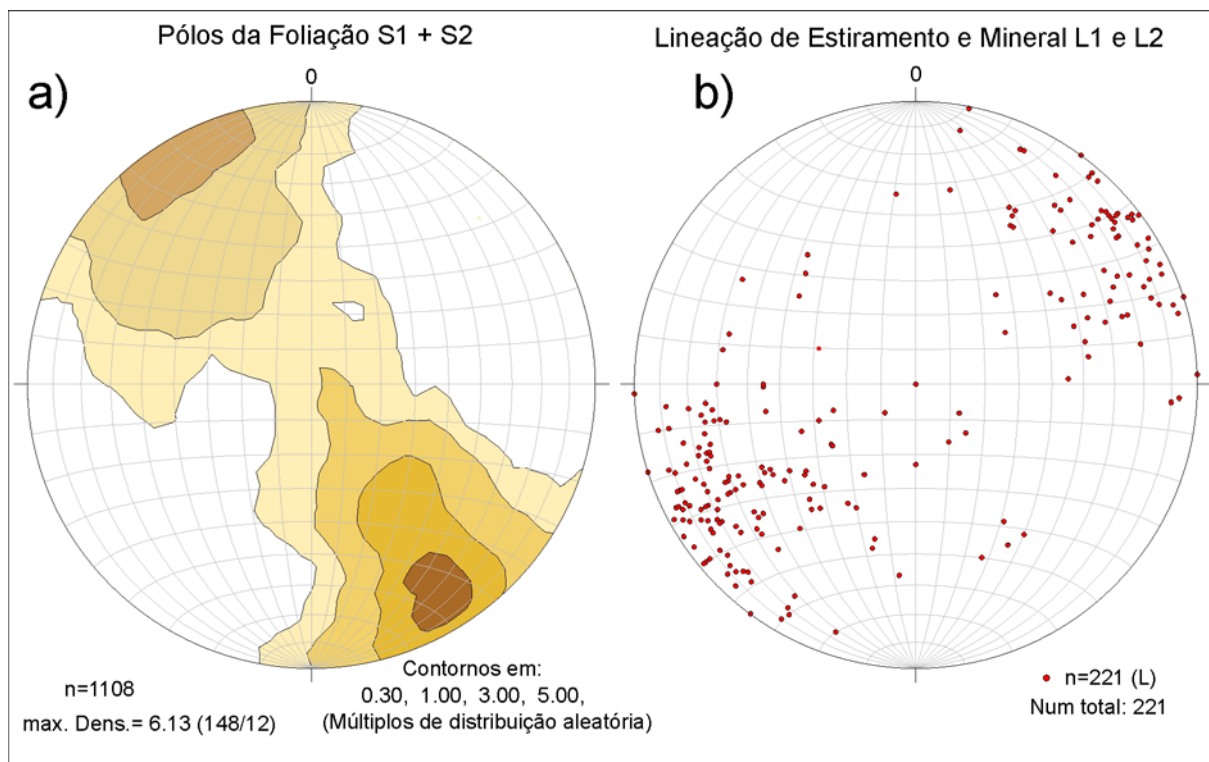


Figura 4.86: Estereogramas com os elementos estruturais da Deformação Principal D_1+D_2 nos Terrenos Paraíba do Sul e Embú: a) foliação principal S_{1+2} ; b) lineação mineral e de estiramento L_{1+2} .

O contato basal do Terreno Embú com o Terreno Paraíba do Sul é uma estreita faixa milonítica, a Zona de Cisalhamento Rio do Gavião (ZCRG), em referência a um tributário do rio Mambucaba situado no Planalto da Bocaina, encaixado nesta estrutura. A ZCRG possui mergulho subvertical para NW e lineação de estiramento com caimento suave, geralmente, para SW. Os poucos indicadores cinemáticos observados sugerem um movimento oblíquo dextral, com topo descendo para norte. Deste modo, a ZCRG é aqui interpretada como um empurrão oblíquo de alto ângulo, desenvolvido na fase D_2 . Esta zona revela sinais de reativações dúcteis (fase D_3) e, notadamente, rúpteis (fase D_4 e/ou posterior), já que ocorrem texturas cataclásticas e estrias de falhas, superpostas ao *fabric* milonítico D_2 .

4.2.2.3 Deformação Principal no Terreno Paraíba do Sul (TPS)

Apresenta outro estilo estrutural e diferentes condições metamórficas se comparado ao Domínio Juiz de Fora subjacente (Figura 4.76). A estrutura mais evidente gerada é a xistosidade grossa, definida pelo arranjo de todos os minerais constituintes dos diversos litotipos. Contrasta com os outros dois domínios alóctones, por possuir raras ocorrências de dobras D_2 , bem como de zonas de cisalhamento expressivas. Milonitos associados à deformação principal são encontrados preferencialmente na região de contato com o Domínio Juiz de Fora, onde a foliação assume também mergulhos mais íngremes, especialmente na Serra da Mantiqueira (figura 4.86). Neste setor, a lineação mineral/estiramento e os indicadores cinemáticos encontrados indicam movimentação oblíqua, dextral e inversa (Heilbron, 1993). Além de milonitos e L-tectonitos, comuns nessa região, este contato se caracteriza por uma mistura tectônica entre litotipos do Grupo Paraíba do Sul e da Suíte Intrusiva Quirino, com metapelitos da cobertura e granulitos do

Complexo Juiz de Fora do domínio homônimo, que se distribuem geometricamente como duplexes na escala do mapa (vide mapa geológico).

Assim como observado no Terreno Oriental, descrito a seguir, a foliação principal no Terreno Paraíba do Sul é uma xistosidade grossa paralela ao bandamento composicional e migmatítico dos paragneisses e xistos (figura 4.87). Localmente, nos gnaisses mais pelíticos verifica-se relictos de uma clivagem de crenulação S_2 . Próximo às zonas de cisalhamento D_2 , ocorre transposição da foliação S_1 para S_2 como, por exemplo, no empurrão basal que o limita do Terreno Ocidental, e no contato superior com o Terreno Embú. Localmente, ocorrem milonitos no contato entre as unidades Três Barras (metapsamitos) e São João (metapelitos), ou de forma restrita nos ortogneisses do complexo Quirino e da Suíte Campinho (figuras 4.88 e 4.89).

Na região da Serra do mar, a foliação principal S_1/S_2 possui mergulhos de médio ângulo para NW (máx. 320/36), expressando, de forma geral, uma estrutura monoclinal (Figuras 4.76, 4.86, 4.87). As lineações minerais e de estiramento apresentam caimentos suaves a moderados para SW e NE (máx. 240/06); as lineações com caimento *down dip* são localizadas. As dobras D_1 e D_2 são apertadas a fechadas, ambas com eixos paralelos às lineações. Na Unidade Beleza, topo do Terreno Paraíba do Sul próximo ao contato com o Terreno Embú, ocorrem grandes dobras inclinadas D_2 . Na porção SW, as unidades do Terreno Paraíba do Sul são truncadas pela zona de cisalhamento que limitam a base do Terreno Embú. A assimetria das dobras D_2 , bem como outros indicadores cinemáticos apontam para uma componente de transporte normal para NNE (figura 4.90), além da componente direcional dextral (Heilbron *et al.* 1989; Eirado *et al.*, subm.). Esta situação foi interpretada por estes autores como resultante do redobramento D_3 subsequente.



Figura 4.87- Xistosidade grossa S1+S2, típica para o Terreno Paraíba do Sul. Afloramento de granada muscovita biotita gnaïsse, próximo a Bananal (SP)



Figura 4.88-Afloramento de ortognaïsses do Complexo Quirino, com textura milonítica, no contato basal com o Domínio Juiz de Fora Sul (TOC). Serra da Bocaina.



Figura 4.89- Textura milonítica em biotita gnaïsses da Unidade basal do Complexo Paraíba do Sul, Serra da Bocaina (SP-RJ)



Figura 4.90- Porfiroclasto do tipo sigma, indicativo de transporte tectônico de topo para NNE. Afloramento de ortognaïsses do Complexo Campinho, situado a NE da cidade de Bananal

4.2.2.4 Deformação Principal no Terreno Oriental (TOR)

A foliação principal (S_1) consiste de uma xistosidade paralela ao bandamento migmatítico dos ortognaisses do Complexo Rio Negro, possuindo mergulhos de médio a alto ângulo para NW (máx. 333/66), localmente, para SE e WSW (figura 4.91 e 4.92). A foliação só é milonítica junto ao contato com o Terreno Ocidental, onde S_2 transpõe S_1 (figuras 4.93 e 4.94). As lineações minerais e de estiramento possuem caimentos moderados a suaves tanto para SW, como para NE. As dobras da fase D_2 são fechadas e possuem, geralmente, eixos com caimentos para SW, paralelos à lineação L_2 . São frequentes padrões de interferência entre as fases de deformação, como por exemplo dobras dobradas tanto D_1 versus D_2 , como D_2 versus D_3 (figura 4.95).

O contato com o Terreno Ocidental é uma importante zona de cisalhamento denominada de Limite Tectônico Central (CTB- Central Tectonic Boundary, figura 4.93), que corresponde a uma importante sutura da Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 1998). Na área mapeada, este limite é caracterizado por uma zona de cisalhamento com mergulho íngreme para NW, redobrada por D_2 e D_3 . Neste setor do orógeno, até a porção central do Estado do Rio de Janeiro, o Terreno Oriental encontra-se estruturalmente por baixo do Terreno Ocidental (Figura 4.76), numa posição invertida, já que o esperado seria um mergulho para SE, com a placa contendo o arco magmático sobreposta à placa subductada. Esse mergulho invertido do CTB pode ser efeito de indentação do TOR sob o TOC, ocorrido no ápice da colisão. Em parte, esta situação pode ser decorrente dos dobramentos tardi-colisionais D_3 .

Neste setor da Faixa Ribeira, ainda não existe o mesmo nível de detalhamento nos estudos de orientação e vergência dos elementos estruturais da deformação D_1+D_2 , como nos outros terrenos. Como exemplos de estudos localizados podem ser citados os trabalhos de Valeriano & Magalhães (1984), Silva *et al.* (1989) e Silva e Silva (1987) no município do Rio de Janeiro; Machado (1990) na região de Araruama; e Heilbron *et al.* (1991) e Dios (1993) na região entre Rio Claro e Mangaratiba. Alguns autores sugerem transporte tectônico para NW (Heilbron *et al.*, 1991), enquanto outros indicam vergência oposta para SE (Machado & Endo, 1993). Desta forma, não existe consenso quanto à direção principal do transporte tectônico neste setor do orógeno.

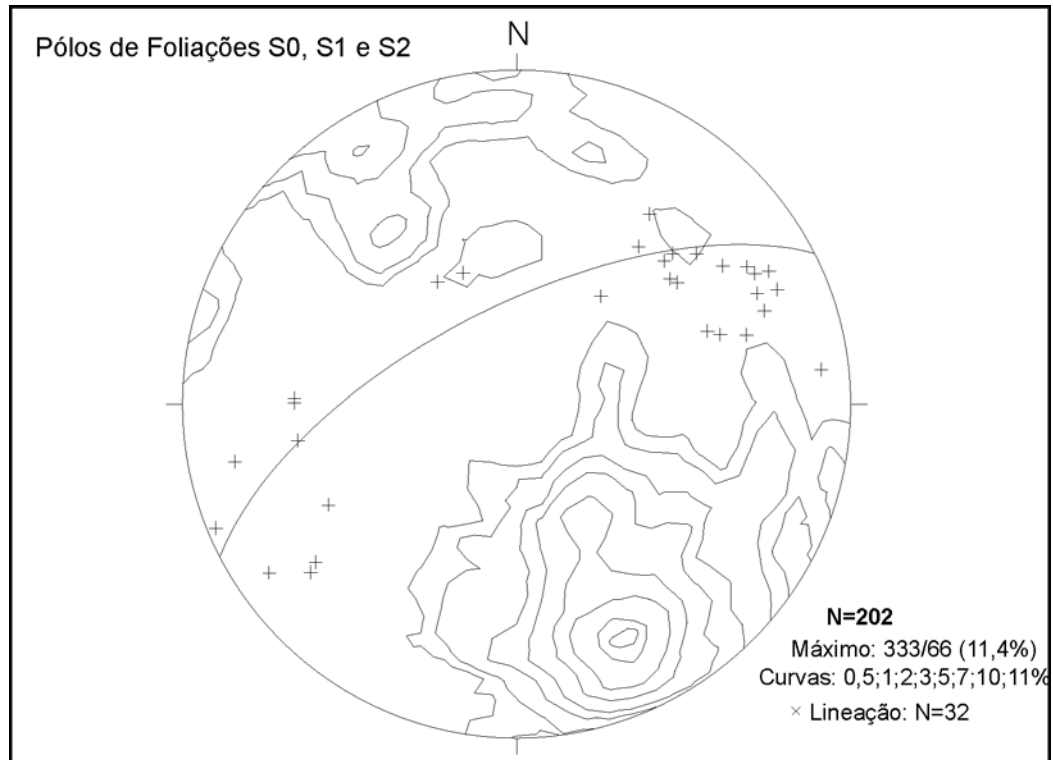


Figura 4.91- Estereogramas com os elementos estruturais da Deformação Principal D_1+D_2 no Terrenos Oriental: a) foliação principal S_{1+2} ; b) lineação mineral e de estiramento L_{1+2} .

4.2.3 Fases de Deformação Tardia D_3 e D_4

Em todos os domínios tectônicos dos Terrenos Ocidental, e nos Terrenos Embú, Paraíba do Sul e Oriental foram encontradas estruturas posteriores à foliação principal gerada no primeiro evento colisional. Estas estruturas foram agrupadas, com base em critérios geométricos, nas fases de deformação D_3 e D_4 .

4.2.3.1 Estruturas D_3 : Período entre 540 e 520 Ma

Dados geocronológicos (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 1995, 2000, 2003) indicam que as estruturas geradas na Fase de Deformação D_3 são contemporâneas à amalgamação do Terreno Cabo Frio à Faixa Ribeira (Orogênese Búzios, Schmitt *et al.*, 2004).

A deformação D_3 , que resolveu a contínua compressão através do redobramento de todas as estruturas previamente formadas, gerou dobras empinadas abertas a apertadas, subordinadamente isoclinais, com eixos NE/SW com caimento sub-horizontal e planos axiais com mergulhos íngremes para SE ou NW (figuras 4.76, 4.96 a 4.99).



Figura 4.92-Foliação S1+2 com mergulhos moderados para NW e lineação de estiramento oblíqua para NNE, típica para o Terreno neste segmento da Faixa Ribeira. Costão na Baía da Ilha Grande.

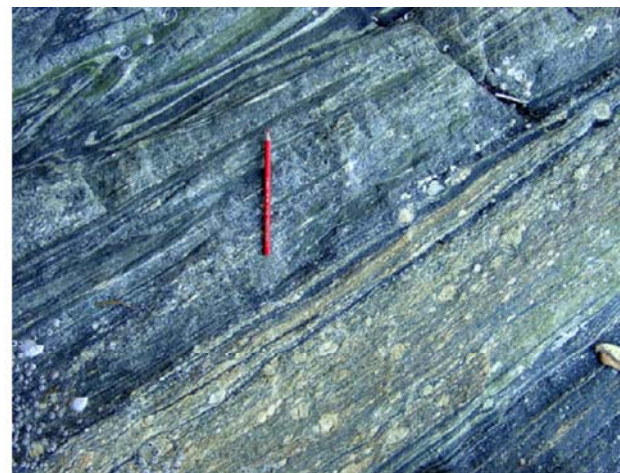


Figura 4.93-Contato tectônico (CTB) entre os Terrenos Ocidental e Oriental (subjacente). Afloramento no litoral da Baía da Ilha Grande. Os metassedimentos da MSA;TOC encontram-se na porção esquerda da foto (lapis vermelho)



Figura 4.94- Detalhe da textura milonítica dos ortognaisses do Complexo Rio Negro junto ao CTB. Afloramento no litoral da Baía da Ilha Grande.



Figura 4.95- Padrão de interferência entre dobras D2 e D3 em ortognaisses do Complexo Rio Negro. Afloramento no litoral da Baía da Ilha Grande.

Dentre as dobras de maior porte geradas nesta fase de deformação podem ser mencionadas a Megassinforma do Rio Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 1991), cujo traço axial está situado próximo à calha deste rio (Figura 4.76); e a Megantiforma do Rio de Janeiro, cujo traço axial se estende desde o município do Rio de Janeiro (a sudoeste) até Lumiar, já na Serra do Mar (a nordeste). Estas dobras em escala regional perturbam o padrão estrutural estabelecido ao final da Deformação Principal, e podem ser facilmente visualizadas tanto em mapa como em perfil (Figuras 4.96 e 4.97). A estrutural megassinformal ou divergente do Rio Paraíba do Sul já foi mencionada por diversos autores (Lamego 1936; Rosier, 1957; Ebert 1957; Machado Filho *et al.*, 1983; Machado, 1983; Heilbron *et al.*, 1991).

Em escala de mapa, além da megassinformal acima descrita, destacam-se as dobras assimétricas em Z, que podem ser observadas em camadas quartzíticas da Megassequência Andrelândia (figuras 4.96 e 4.97), na porção norte das folhas Santa Rita do Jacutinga e Barra do Piraí, e o redobramento assimétrico do CTB na folha Angra dos Reis.

Em escala de afloramento, a morfologia das dobras D_3 varia muito, possuindo perfis desde abertos (figuras 4.98 e 4.99), praticamente sem nenhuma foliação plano axial associada, até dobras apertadas com forte clivagem de crenulação plano axial. No interior das zonas de cisalhamento D_3 , as dobras chegam a possuir perfis isoclinais e a foliação milonítica S_3 torna-se a estrutura planar mais importante, transpondo a foliação principal (S_1+S_2).

A orientação dos elementos estruturais, especialmente dos eixos das dobras D_3 , varia muito em função da atitude e orientação da xistosidade S_2 anteriormente formada. Assim, quando a superfície envoltória desta xistosidade possui mergulhos íngremes, as dobras D_3 tendem a ser reclinadas ou inclinadas, enquanto que nos setores em que a foliação S_2 tem atitude sub-horizontal, o redobramento D_3 é predominantemente normal ou empinado. De outro lado, como descrito por Heilbron (1993) para a região de contato entre os domínios Andrelândia e Juiz de Fora, onde a foliação S_2 já possuía atitudes sub-paralelas à futura direção S_3 , verificou-se simplesmente o achatamento das estruturas anteriormente formadas, sendo raras as dobras D_3 . Esta variação na orientação das dobras D_2 e D_3 gera padrões de redobramento, desde em laço até domos e bacias e, subordinadamente, do tipo cogumelo.

Comparado aos outros terrenos, o TEM mostra maior intensidade dos dobramentos D_3 , na porção norte da área, setor associado à zona de charneira da Megassinforma do Paraíba do Sul, uma estrutura de caráter regional.

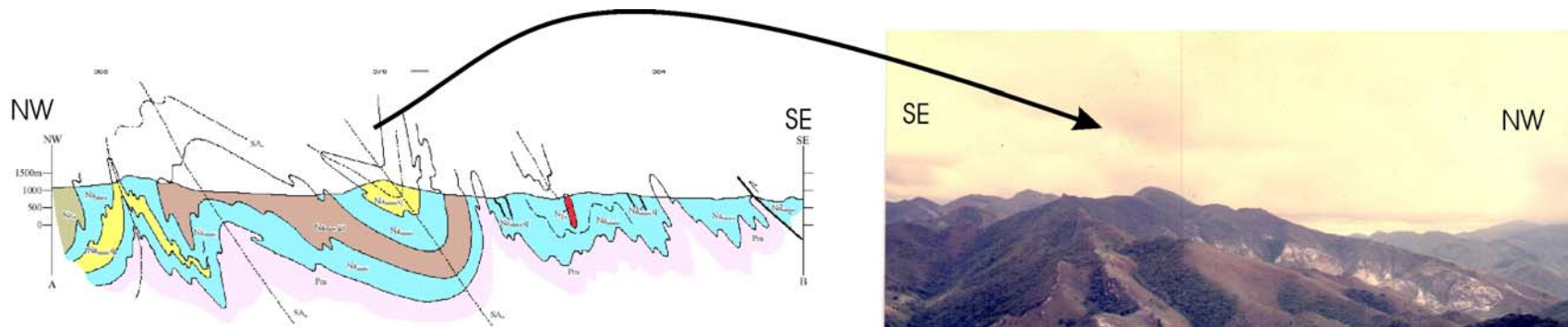


Figura 4.96-Perfil geológico mostrando Dobra D3 em escala regional, observada em quartzitos intercalados na unidade basal da MSA, próximo a Vila de Itaboca, a norte de Santa Rita do Jacutinga.



Figura 4.93- Variação no padrão do dobramento D3, em escala de afloramento, mostrando analogia com a partição da deformação impressa em escala regional, onde se alternam domínios com S2 sub-horizontal com dobras abertas, e outros com dobras D3 mais apertadas e S2 subvertical. Gnaisses da MSA, Rio Pirai.



Figura 4.97-Mesma dobra da figura anterior (sinformal da Serra da Candonga, olhando para NW. Observar o contato entre a unidades basal e superior da MSA, marcada pela drenagem no meio da foto.

Figura 4.99- Dobras D3 assimétricas em ortognaisses do Complexo Rio Negro, em afloramento no litoral da Baía da Ilha Grande.

A xistosidade de crenulação (S_3) desenvolve-se especialmente em litotipos mais micáceos, como nos pelitos da cobertura aflorantes no Domínio Autóctone e setor norte do Domínio Andrelândia; nos níveis muito biotíticos do Complexo Quirino no Terreno Paraíba do Sul e em níveis melanossomáticos de todos os litotipos estudados. Nos quartzitos grossos e nos gnaisses muito quartzosos, em todos os Domínios Tectônicos, observa-se o desenvolvimento da clivagem disjuntiva S_3 . Nos afloramentos ocorre como fraturas espaçadas, na ordem de centímetros, e possui distribuição em leque com relação às dobras D_3 . Associada à geração das foliações S_3 acima descritas, observou-se, em alguns afloramentos, a formação de lineações de crenulação e interseção, sempre paralelas aos eixos das dobras. Como já mencionado anteriormente, a deformação D_3 não produziu uma xistosidade penetrativa em escala regional, com exceção das zonas de cisalhamento D_3 , onde é encontrada uma foliação milonítica associada.

Outra importante estrutura D_3 regional é o Lineamento de Além Paraíba, ou Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul (ZCPS), muito estudada no setor centro-norte fluminense (Campanha & Ferrari, 1984; Chrispim & Tupinambá, 1989; Dayan & Keller, 1989; Almeida, 2000). Diversos estudos realizados nesta zona de cisalhamento indicam importante componente de movimentação dextral, além de movimentação vertical inversa. Mais recentemente, seguindo a terminologia mais moderna, foi redefinida como uma zona de cisalhamento com caráter transpressivo (Chrispim & Tupinambá, 1989; Ebert *et al.*, 1991; Correa Neto *et al.*, 1993; Heilbron, 1993). Os trabalhos detalhados de Correa Neto *et al.* (1993), na região entre Três Rios e Sapucaia, indicam a existência de uma estrutura em flor positiva, com um *pop up* de sua área central. Em outras zonas de cisalhamento D_3 , verificou-se que a componente vertical inversa também é importante, causando inclusive descontinuidades metamórficas, como descrito na zona de cisalhamento do Pombeiro ou Três Corações (Heilbron, 1984; Almeida, 1994), situada à oeste da região aqui abordada.

Um dos pontos mais polêmicos referentes a estas zonas de cisalhamento D_3 , é a questão da separação lateral. Apesar de existirem estimativas de grandes rejeitos horizontais, desde muitas dezenas a centenas de quilômetros, o mapeamento geológico detalhado realizado até o presente não indica que a movimentação lateral tenha sido desta magnitude, pois os contatos litológicos são pouco deslocados nos dois blocos separados por estas zonas de cisalhamento. Almeida (1994), com base na separação lateral entre importantes contatos litológicos, obteve para a Zona de Cisalhamento Três Corações uma estimativa entre 11 e 18 Km para a componente de rejeito lateral máxima, sem computar-se a componente de rejeito de mergulho.

Na região das folhas do Bloco 1, a Zona de cisalhamento do Paraíba do Sul ocupa a posição central da estrutura, atravessando as folhas Barra do Pirai e Volta Redonda. Nesta porção da região estudada, também ocorrem zonas de cisalhamento D_2 subverticais, dificultando, muitas vezes em escala de afloramento, a distinção entre estas estruturas.

Foliação milonítica e lineação de estiramento da fase D_3 ocorrem, localmente, no interior das zonas de cisalhamento subverticais de direção NE e paralelas aos planos axiais das dobras D_3 . São observados corpos e veios de leucogranitos (tardi-colisionais) encaixados nessas zonas de cisalhamento D_3 , como aqueles relatados anteriormente por Machado *et al.* (1996), que obtiveram idades TIMS-U-Pb entre 535 e 527 Ma em cristais de monazitas do Granito Getulândia. Outros

corpos menores destes granitóides ocorrem com frequência encaixados em zonas de cisalhamento D₃ nos terrenos Paraíba do Sul e Embu.

Na borda norte do Planalto da Bocaina, dentro da Unidade Rio Paraitinga do terreno Embú, as zonas de cisalhamento D₃ são dúctil-rúpteis, geralmente associadas às charneiras de dobras desta fase, com marcante rejeito vertical. Estas zonas mostram sinais de reativações rúpteis posteriores, devido à presença de espelhos de falhas com estrias. Por fim, os limites tectônicos dos terrenos, principalmente, o CTB e a ZCRG, também apresentam registros de reativação durante a fase D₃.

4.2.3.2 Estruturas D₄: Período entre 520 e 480 Ma

Esta fase de deformação gerou dobras abertas a suaves, associadas às zonas de cisalhamento dúctil/rúptil. As estruturas resultantes não se distribuem de forma homogênea neste segmento do orógeno, e tendem a se concentrar em zonas restritas, como nos arredores de Santa Rita do Jacutinga, Valença, Juiz de Fora (Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, 1994; Nogueira & Trouw, 1993; Duarte *et al.*, 1994) e área metropolitana do Rio de Janeiro (Valeriano & Magalhães, 1984; Silva *et al.* 1991, Heilbron *et al.*, 1993b).

A atitude destas zonas de cisalhamento, paralela aos planos axiais das dobras D₄, possui direção entre N40W a N30E, com mergulhos sub-verticais para E ou W. Possui movimentação preferencial direcional dextral, ou sinistral (figuras 4.100 a 4.103) com pequenos componentes de rejeito vertical, sendo que, via de regra, o bloco leste é o bloco abatido. Machado (1984) descreveu pela primeira vez esta fase de deformação, por ele denominada F₄, ortogonal às fases de deformação anteriores, resultando em padrões de interferência do Tipo 1, na região de Vassouras. Não existem estudos detalhados das estruturas desta fase de deformação. Entretanto, Heilbron (1993) sugere um provável regime transtensional em um nível crustal mais raso, na transição entre os campos dúctil e rúptil.

Foram observadas nestas zonas de cisalhamento, pseudotaquilitos e texturas cataclásticas, denotando a transição para um nível crustal mais raso (figura 4.103) de regime friccional. São frequentes os veios de leucogranitos, pegmatitos e quartzo encaixados nessas zonas de cisalhamento (figuras 4.99 a 4.102). Esta fase de deformação está relacionada à etapa pós-colisional, ou seja, provavelmente ao colapso do Orógeno Ribeira.

4.3 Metamorfismo

4.3.1 Introdução

Na área alvo, as rochas do setor central da Faixa Ribeira, registram três eventos metamórficos distintos ora denominados M₀, M₁ e M₂. As paragêneses minerais e texturas relacionadas a M₀ ocorrem impressas apenas nas rochas do Complexo Juiz de Fora (embasamento pré-1,8 Ga do domínio homônimo) e são claramente anteriores à tectônica de empurrões brasileira responsável pelo empilhamento dos domínios tectônicos nesse setor da faixa (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Duarte, 1998). O M₁ é o evento metamórfico mais pervasivo, sendo claramente impresso em todas as unidades litológicas dos diferentes domínios tectônicos desse setor da Faixa Ribeira. Relações de campo e estudos petrográficos mostram que M₁ foi contemporâneo à tectônica de empurrões (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Duarte, 1998). Dados U-Pb em zircão, monazita e titanita de

granito sin-colisional (Granito Rio Turvo) indicam que M_1 teve seu auge em ≈ 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996). O evento M_2 foi responsável pela rehomogeneização de sistemas isotópicos, principalmente nas rochas dos terrenos Paraíba do Sul e Oriental, levando à formação de novos arranjos que obliteram parcialmente aqueles relacionados a M_1 e às fases da deformação principal. Dados de campo indicam que M_2 é contemporâneo às fases de deformação tardia, especialmente D_3 , e dados U-Pb em zircões, monazitas e titanitas de granitos e leucossomas tardios forneceram idades de 535 Ma para este evento (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996).

A melhor caracterização dos eventos metamórficos que afetaram esse segmento da Faixa Ribeira será dada a seguir, para cada um dos terrenos/domínios tectônicos incluídos nas folhas do Bloco 1.



Figura 4.100-Zona de cisalhamento D4, com componente de separação horizontal sinistral, em ortoganisses do Complexo Taquaral, Terreno Embú



Figura 4.101-Zona de cisalhamento D4, com componente de separação horizontal sinistral, em ortoganisses do Complexo Rio Negro. Ponta do Morrinho Baía da Ilha Grande. Preenchimento de dique pegmatítico.



Figura 4.102-Zona de cisalhamento D4, também em ortoganisses do Complexo Rio Negro na Ponta do Morrinho, Baía da Ilha Grande



Figura 4.103-Zona de cisalhamento D4, também em rochas calcissilicáticas da MSA, Baía da Ilha Grande.

4.3.2 Metamorfismo no Terreno Ocidental

4.3.2.1 Metamorfismo M_0

O pulso metamórfico mais antigo (M_0) é somente registrado nas rochas do Complexo Juiz de Fora no domínio tectônico homônimo, nas quais paragêneses com ortopiroxênio, indicando condições da *facies* granulito, ocorrem em arranjos granoblásticos e são claramente anteriores ao desenvolvimento da foliação principal Brasileira e às paragêneses a ela associadas. Estudos microtermométricos, realizados em granulitos de área vizinha (região de Juiz de Fora), indicaram que fluidos carbonosos (81-93% CO_2) de densidade moderada foram aprisionados às estruturas minerais sob condições P-T relacionadas à *facies* granulito (P: 4-6 Kb e T: 750-850°C) (Nogueira, 1994). As inclusões fluidas primárias apresentam, sistematicamente, densidades mais baixas do que as secundárias, sugerindo que a pressão manteve-se elevada depois do pico metamórfico, indicando caminho P-T-t anti-horário de resfriamento isobárico (IBC). Cálculos termométricos (Duarte, 1998), também realizados em rochas da região de Juiz de Fora, indicam temperaturas entre aproximadamente 800 e 895°C para as condições pico do metamorfismo M_0 . Em função da inexistência de barômetros adequados, nesta mesma região, as condições de pressão baixa deste pulso metamórfico foram estimadas a partir da composição química do anfibólio em equilíbrio com a paragênese granulítica de M_0 . A integração dos dados levou à elaboração de um modelo de metamorfismo passivo para M_0 , promovido por fluidos carbônicos e calor provenientes, provavelmente, de magma básico acrescido à base da crosta (*underplating*) durante um evento distensivo (Nogueira, 1994; Duarte, 1998; Heilbron *et al.*, 1998; Nogueira *et al.*, 2000). A idade desse evento distensivo é ainda especulativa, mas M_0 poderia estar associado à extensão de 1,7 Ga, relacionada à formação dos riftes de São João del Rei, Espinhaço e correlatos, ou ainda à extensão entre 1,0 e 0,9 Ga que deu origem à margem passiva neoproterozóica. Uma terceira possibilidade, ainda em estudo, é a de que M_0 seja de idade paleoproterozóica, associado à convergência e colisão continental desenvolvidas durante o evento Transamazônico.

4.3.2.2 Metamorfismo M_1

Efeitos do evento metamórfico M_1 estão impressos nas rochas de todos os domínios tectônicos do Terreno Ocidental (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Heilbron *et al.*, 1995). M_1 se desenvolveu contemporaneamente à fase principal de deformação, o que é caracterizado pela materialização de sua paragênese na foliação principal, gerada durante a Orogênese Brasileira. M_1 evoluiu sob regime de pressão intermediária e teve ápice térmico durante e/ou logo após o empilhamento dos domínios tectônicos. A ocorrência de paragêneses minerais de graus mais altos estruturalmente sobre aquelas de graus mais baixos (*facies* anfíbolito superior no Domínio Andrelândia e *facies* granulito no Domínio Juiz de Fora) evidencia o caráter inverso desse evento metamórfico. Assim, em cada domínio tectônico do Terreno Ocidental, esse metamorfismo mostrou ter evoluído sob condições específicas de temperatura e/ou pressão de fluidos. As paragêneses minerais registram, nas unidades metassedimentares, um aumento nas condições termais de NW para SE, desde aquelas relacionadas à zona da sillimanita (*facies* anfíbolito), no Domínio Andrelândia, até aquelas relacionadas à zona do K-feldspato-sillimanita-granada-ortopiroxênio (*facies* granulito), no Domínio Juiz de Fora. A sucessão das zonas da biotita, granada, estauroлита, cianita e cianita/sillimanita (no Domínio Autóctone, mais a norte), sillimanita (no Domínio Andrelândia) e K-feldspato-granada-

sillimanita (no Domínio Juiz de Fora) indica metamorfismo sob regime de pressão intermediária. Condições de alta pressão e alta temperatura são registradas em paragnaisses brancos da base da *Klippe* de Carvalhos no Domínio Andrelândia. Paragêneses com K-feldspato e cianita em paragnaisses e a paragênese granada + clinopiroxênio + quartzo + plagioclásio, observada em anfibolitos intercalados àqueles, são diagnósticas para a *facies* granulito de alta pressão (T entre 800° e 900 °C e P entre 12 e 13,5 Kbar; Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw & Castro, 1995; Campos Neto & Caby, 1999). Estas paragêneses são parcialmente obliteradas pelas assembléias mineralógicas da *facies* anfibolito e, portanto, têm sido interpretadas como o registro de sutura colisional em um estágio precoce da Colagem Brasileira, provavelmente relacionada à colisão E-W no extremo sul da Faixa Brasília (Trouw *et al.*, 2000). O Domínio Juiz de Fora registra evidências de que durante M₁ houve gradientes de temperatura e/ou pressão de fluidos: as rochas metassedimentares sofreram reações de desidratação, enquanto que os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora foram hidratados, principalmente ao longo da foliação principal e zonas de cisalhamento geradas durante a tectônica de empurrão. As rochas metapelíticas do Domínio Juiz de Fora, em geral, não desenvolveram paragêneses inequívocas para *facies* metamórfica. Entretanto, nas rochas metassempelíticas, este metamorfismo desenvolveu paragêneses com ortopiroxênio e processo de fusão parcial, envolvendo a quebra de biotita. Como resultado, as rochas metassempelíticas são intensamente migmatizadas e desenvolvem leucossomas e corpos plutônicos diatexiticos, como, por exemplo, o Granito Rio Turvo. Nos planos de cavalgamento, granada, hornblenda e biotita são formadas a partir de piroxênios e plagioclásio nos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, mostrando o caráter retrógrado de M₁ para essas rochas. Com base em dados de campo, análise petrográfica e cálculos geotermobarométricos realizados para as rochas do Domínio Juiz de Fora na região homônima, o período tardi-M₁ evoluiu sob condições de T > 750°C, P entre 6 e 7 Kb e gradientes variáveis de P_{H₂O} (Duarte, 1998). As inclusões fluidas aprisionadas durante M₁, estudadas em rochas do Grupo Andrelândia no Domínio Juiz de Fora (Nogueira 1999; Nogueira *et al.* 2004), apresentaram composições ricas em CO₂ (de 92 a 100% CO₂), e densidades moderadas a altas, representando densidades mais elevadas e composições químicas mais ricas em CO₂, se comparadas às inclusões fluidas encontradas em ortogranulitos do mesmo domínio, geradas durante o M₀. A integração dos dados permitiu a elaboração de modelo metamórfico desenvolvido ao longo de caminho P-T-t horário, com período de descompressão isotérmica (Duarte, 1998; Nogueira, 1999; Nogueira *et al.* 2004). Gradientes de P_{H₂O} sugerem modelo do tipo ferro de engomar, no qual escamas quentes de rochas desidratadas, provenientes de maiores profundidades (ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora), foram justapostas a um conjunto litológico mais frio e hidratado de rochas metassedimentares correlatas à Megassequência Andrelândia (Duarte, 1998; Duarte & Heilbron, 1999). A migmatização abundante, os granitóides tipo-S e os veios anatéticos com cordierita demonstram as altas temperaturas alcançadas por M₁ ao final do período colisional (Heilbron *et al.*, 1995)

4.3.2.3 Metamorfismo M₂

A recristalização e/ou o crescimento de minerais metamórficos contemporâneos à fase de deformação D₃ são atribuídos à etapa metamórfica M₂. Na porção norte do Domínio Andrelândia, M₂ gerou paragêneses da *facies* xisto verde, retrógradas em relação às paragêneses de M₁. Nas rochas da Megassequência Andrelândia, minerais como clorita e biotita cristalizaram-se nas

charneiras de dobras D_3 ou nas bordas de granada gerada por M_1 , mostrando que M_2 é contemporâneo à D_3 e posterior à etapa principal de colisão. Em função das baixas condições termais de M_2 nesses domínios, idades U-Pb referentes a esse evento não foram encontradas (Machado *et al.*, 1996).

4.3.3 Metamorfismo no Terreno Paraíba do Sul

As rochas do embasamento e as supracrustais do Terreno Paraíba do Sul registram efeitos dos pulsos metamórficos M_1 e M_2 . M_1 é o evento principal, contemporâneo às fases da deformação principal ($D_1 + D_2$), e, de maneira mais generalizada, teve ápice sob condições da *facies* anfíbolito superior, com anatexia associada. Nesse domínio, os paragnaisses metapelíticos apresentam muscovita e sillimanita em equilíbrio com os demais minerais do ápice de M_1 , o que evidencia condições da *facies* anfíbolito superior.

Localmente, os metabasitos associados às rochas metassedimentares desse domínio registram paragêneses transicionais para a *facies* granulito (anfíbolitos com clinopiroxênio), paragêneses diagnósticas para *facies* granulito (granada + clinopiroxênio + quartzo + plagioclásio e, paragêneses com ortopiroxênio (Marins, 2000).

A partir do contato basal do Terreno Paraíba do Sul para sul, a temperatura da etapa M_2 aumenta, causando a recristalização dinâmica de minerais na xistosidade S_3 , especialmente nas zonas de cisalhamento relacionadas a essa fase de deformação como a Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul. A ocorrência de leucossoma anatótico, bem como o aumento na proporção de granitóides de posicionamento inter- D_2/D_3 a sin- D_3 (por exemplo, Granitos Ipiranga, Getulândia e Fortaleza), também indicam aumento nas condições termais de M_2 para sul (Heilbron *et al.*, 1995). A ausência de foliação S_3 sugere que M_2 tenha promovido, em parte, a recristalização de minerais na foliação principal. Valores de idades U/Pb na faixa entre 535 e 520 Ma (Machado *et al.*, 1996) indicam que M_2 está relacionado ao período pós-colisional da Orogênese Brasileira nesse setor da faixa (Heilbron *et al.*, 1995).

A relação de M_2 com o intervalo de tempo pós-empilhamento $D_1 + D_2$, sua associação com abundante magmatismo calcioalcalino metaluminoso e o aumento nas condições termais para sul parecem indicar que este evento metamórfico pode estar associado ao espessamento e à intensa fusão crustal alcançados ao final da etapa colisional (Heilbron *et al.*, 1995).

4.3.4 Metamorfismo no Terreno Embu

Ainda pouco estudado, o metamorfismo principal no Terreno Embú situa-se na *facies* anfíbolito, com paragêneses metamórficas com mica branca, granada, biotita e estauroлита em gnaisses pelíticos. Assim como nos terrenos anteriores as paragêneses metamórficas estão impressas na foliação principal S_{1+2} .

4.3.5 Metamorfismo no Domínio Costeiro do Terreno Oriental

Nas rochas metapelíticas do Domínio Costeiro, paragêneses com K-feldspato-sillimanita-granada registram, na foliação principal S_1 , um primeiro evento metamórfico, possivelmente correlacionado

ao evento M_1 definido para o Terreno Ocidental. Esse equilíbrio evidencia evolução sob regime de pressão intermediária e condições termais transicionais da *facies* anfíbolito para a granulito ou, alternativamente, condições termais francas da *facies* granulito.

O crescimento tardio de cordierita em paragnaisses e leucossomas associados da cidade do Rio de Janeiro poderia representar o desenvolvimento do estágio metamórfico M_2 nesse domínio (Pires *et al.*, 1986).

A falta de dados geotermobarométricos e geocronológicos para os eventos metamórficos desse domínio não permite uma clara correlação com as etapas metamórficas definidas para os Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul, impossibilitando, até o momento, a elaboração de modelos mais regionais para a evolução dessas etapas metamórficas.

4.4 Evolução Tectônica

A construção do segmento central do Orógeno Ribeira está ligada ao fechamento do Oceano Adamastor, que resultou na subducção da placa são franciscana, com polaridade para leste, gerando rochas de arco magmático, seguida por dois episódios colisionais, em ca. 580 e ca. 520 Ma. Em todos estes episódios, encontram-se registros magmáticos, estruturais e metamórficos, que serão descritos adiante. Nos mapas geológicos, adotamos a mesma subdivisão para as diferentes rochas granitóides cartografadas.

4.4.1 Estágio pré-colisional: 790-605 Ma

Rochas geradas em ambientes de arco magmático de margem continental ativa e/ou arco de ilhas são produtos que evidenciam o processo de subducção. No Orógeno Ribeira, no segmento central da Província Mantiqueira, estes produtos (Complexo Rio Negro) estão localizados no Terreno Oriental (Figura 4.104). Apenas a porção plutônica do Arco Magma Rio Negro está preservada e compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos, cálcio-alcalinos, com corpos gabróicos associados. Dados litogeoquímicos indicam a presença de duas suites magmáticas cálcio-alcalinas, sendo uma mais expandida e de médio-K e a outra de alto-K, com predomínio de rochas mais ácidas. Estes granitóides estão alojados em paragnaisses do Domínio Costeiro, que provavelmente integravam a porção distal (turbidítica) da margem passiva do Terreno Oriental.

Dados isotópicos sugerem pelo menos duas etapas de geração de rochas neste arco: 790 Ma e 635-620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Destaca-se que os dados isotópicos de Pb indicam ausência de herança paleoproterozóica ou mais antiga, e que os dados de Nd indicam dois grupos de rochas, com níveis de contaminação crustal contrastante. Dados U-Pb sugerem que o Arco Magma Rio Negro atuou como área-fonte de sedimentos para o Domínio Cambuci (bacia ante-arco?) e para unidades do topo do Domínio Costeiro (bacia retro-arco?), indicando deposição contemporânea ao processo de subducção.

4.4.2 Estágio Colisional I: 590-560 Ma Orogênese II ou Ribeira

O fechamento do Oceano Adamastor resultou na colisão entre o Paleocontinente São Francisco - Congo e outro(s) continente(s) localizados a leste (Terreno Oriental ou Serra do Mar). Este novo

episódio colisional, denominado Colisão I, ocorreu entre 590 e 550 Ma, com ápice em 580 Ma, e estruturou o Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003; Machado *et al.*, 1996). Contrastando com o estilo estrutural de colisão frontal observado no Orógeno Brasília, a Colisão I foi oblíqua. Isto resultou na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal vergentes para oeste e zonas de mergulho íngreme, orientadas a NE-SW, com componente transpressivo destal. Por isto, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por falhamentos reversos, com mergulhos íngremes (30° a 60°), ou por zonas de cisalhamento oblíquas (figuras 4.104).

A Colisão I colocou os terrenos Paraíba do Sul e Oriental (incluindo o Arco Rio Negro) sobre o Terreno Ocidental, que representa o embasamento retrabalhado do Cráton do São Francisco, e sobre os terrenos recém amalgamados da porção sul do Orógeno Brasília.

A intensa deformação resultante da Colisão I originou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade, muitas vezes milonítica, e lineação de estiramento. O metamorfismo no Terreno Ocidental varia desde a *facies* xisto verde, na borda cratônica, até a *facies* granulito de média pressão próximo ao contato com os terrenos Oriental e Paraíba do Sul. No topo do Terreno Ocidental, o domínio Juiz de Fora se caracteriza como uma verdadeira *mélange* tectônica, definindo um duplex de escala crustal, onde rochas do embasamento e rochas da cobertura neoproterozóica estão milonitizadas e interdigitadas tectonicamente. As condições metamórficas sugerem gradiente de média pressão, com T e P máximas estimadas da ordem de 700 °C e 7 kbar. Restos de granulitos de pressão mais elevada são encontrados em metabasitos. O zoneamento metamórfico no Terreno Ocidental também é inverso e as idades metamórficas distribuem-se entre 595 e 550 Ma.

O metamorfismo na Klippe Paraíba do Sul situa-se na *facies* anfíbolito, mas no Terreno Oriental varia da *facies* anfíbolito (Domínio Italva) à *facies* granulito (domínios Cambuci e Costeiro). Nestes terrenos, a deformação principal está representada por uma xistosidade associada a dobras isoclinais a apertadas.

O espessamento resultante da Colisão I originou diversas suítes granitóides, a exemplo da suíte porfirítica cálcio-alcalina de alto-K precoce (*ca.* 590-580 Ma; tipos Maromba, Pedra Selada e Serra do Lagarto), leucogranitos (tipo Rio Turvo) e/ou granada charnockitos (*ca.* 580 Ma), suíte cálcio-alcalina de alto-K tardia (*ca.* 575-560 Ma; tipo gnaiss facoidal do Rio de Janeiro), e biotita granitos (*ca.* 560 Ma; - tipo Serra dos Órgãos). Os granitóides relacionados à Colisão I são mais abundantes no topo do Terreno Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e no Terreno Oriental (figura 4.104).

4.4.3 Estágio Colisional II: ca. 535-510 Ma: Orogênese Búzios/Rio Doce

O último episódio colisional foi datado por Schmitt (2000) no Terreno Cabo Frio, que o designou Orogênese Búzios. Naquela época (meados do Cambriano), praticamente todos os orógenos em torno do Paleocontinente São Francisco - Congo já tinham completado sua história evolutiva, o que dificulta o entendimento do cenário tectônico naquele momento. Alguns autores sugerem a possibilidade deste episódio estar relacionado com o rápido fechamento de uma bacia oceânica, localizada entre o Arco Rio Negro/Terreno Oriental (bacia retro-arco ??) e a borda sul do

paleocontinente do Congo (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado 2003). Este último episódio colisional resultou no amalgamamento tardio do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira.

A Colisão II gerou importante deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio. O metamorfismo é de pressão média a alta, apresentando cianita e feldspato potássico nos granulitos peraluminosos. Condições de P e T mínimas, sugeridas por Schmitt (2000) para esta rocha, são 9 kbar e 780 °C.

Nesta mesma época ocorrem registros de deformação e metamorfismo nos terrenos já previamente amalgamados ao Orógeno Ribeira. Nos terrenos Oriental, Paraíba do Sul, e no Terreno Ocidental, este episódio resultou em redobramento normal de estruturas previamente formadas, associado à geração de zonas de cisalhamento destrais, espaçadas, como por exemplo as zonas de cisalhamento do Paraíba do Sul, de Três Corações e de Caxambú. A separação lateral máxima calculada é da ordem de 15-18 km, para as duas últimas. Um novo episódio metamórfico (M₂ de Machado *et al.*, 1996) e granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento indicaram idades entre 535 e 520 Ma.

Dentre estas zonas de cisalhamento, a do Paraíba do Sul – ZCPS - (Campanha, 1981) tem maior expressão regional, estendendo-se desde o Estado de São Paulo até o norte do Estado do Rio de Janeiro. A ZCPS apresenta faixas miloníticas a ultramiloníticas, com forte estrutura planar e lineação de estiramento, que se alternam com faixas com dobras e foliação protomilonítica mais localizada.

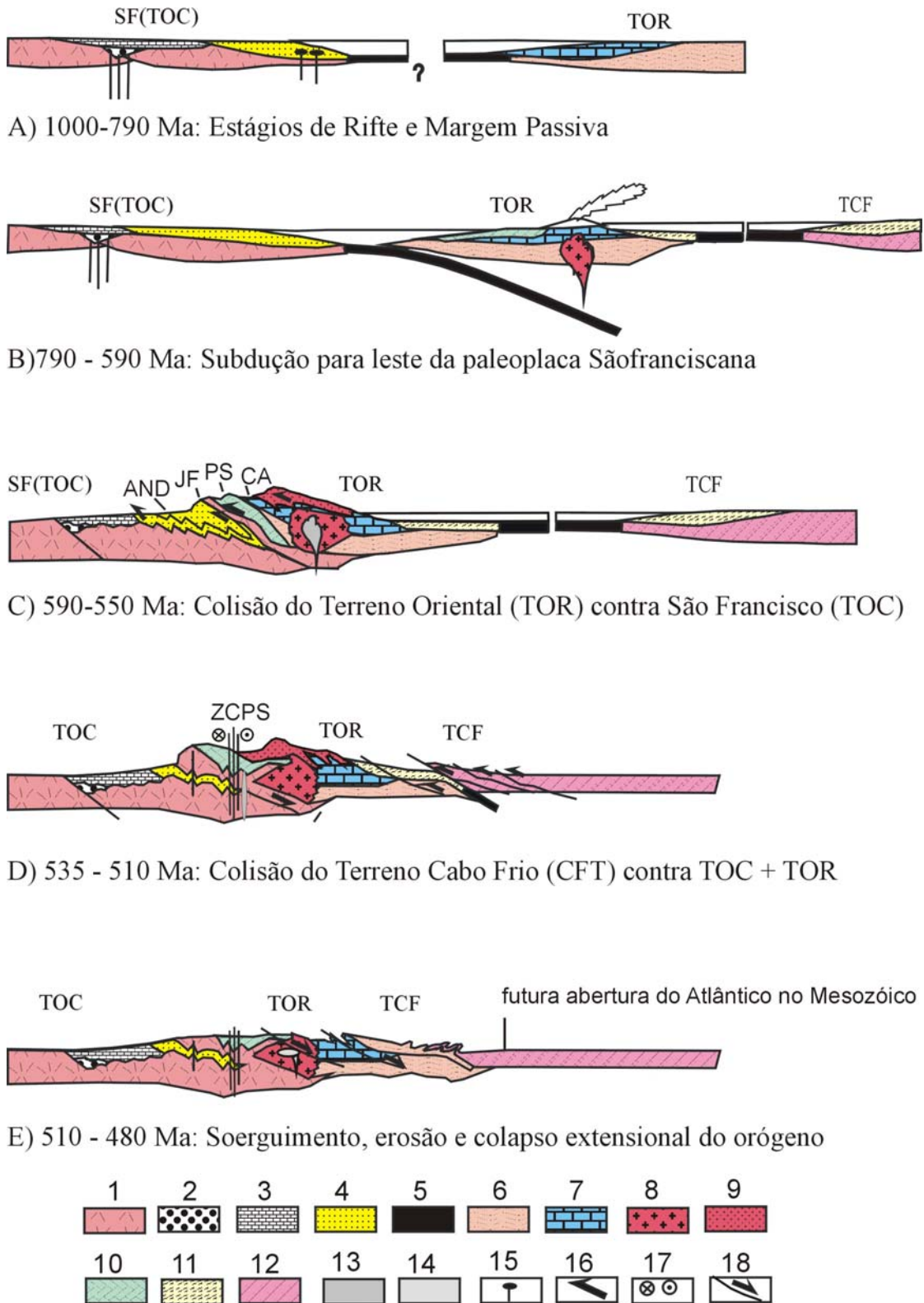


Figura 4.104: Etapas evolutivas do Orógeno Ribeira, segundo Heilbron & Machado (2003).

1-Embasamento do São Francisco retrabalhado, 2- Bacia São João del rei, 3- Bacia Carandaí, 4- Bacia Andrelandia, 5- Litosfera oceânica, 6-Embasamento do TPS, 7- Bacia Costeiro, 8 e 9- Plutonitos e vulcanitos Arco Magmático Rio Negro, 10-Bacias Paraíba do Sul e Embú, 11- Bacia Búzios, 12- Embasamento do terreno Cabo Frio, 13 e 14- granitóides sin a tardi colisionais, 15- diques máficos, 16 a 18- Estruturas maiores

Estudos cinemáticos e análises de *strain* indicam componente transpressivo (Ebert *et al.*, 1991, 1995; Ebert & Hasui, 1998, Machado & Endo, 1993, Almeida, 2000). No seu eixo, na região de Três Rios (figura 4.104) afloram rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora e gnaisses kinzigíticos da megassequência Andrelândia em núcleos antiformais. Alguns autores já interpretaram esta estrutura antiformal como do tipo “*pop up*” (Machado & Endo, 1993). Outros autores, com base em estudos cinemáticos, microtexturais e experimentais sugerem que há evidências de reativação da trama milonítica (Almeida, 2000).

É possível que os registros térmicos e deformacionais acima comentados estejam relacionados à colisão do Terreno Cabo Frio (colisão II). Neste caso, os efeitos deste episódio tectônico teriam ultrapassado os limites do Terreno Cabo Frio, atingindo os terrenos adjacentes com estilo estrutural diferente.

4.4.4: Estágio pós-colisional (ca. 510-480 Ma)

Nos terrenos Oriental e Cabo Frio ocorre uma fase de deformação pós-colisional que marca a transição para um regime tectônico extensional (figura 4.104). Tal como no Orógeno Araçuai esta fase é interpretada como resultante do colapso extensional do edifício orogênico (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron e Machado, 2003). Está representada por dois conjuntos de estruturas: a) zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, normais, longitudinais ao orógeno e associadas a dobras com vergência para leste, e b) zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, com regime transtensivo e predomínio do componente lateral dextral e do componente vertical normal (abatimento do bloco leste).

Este regime tectônico está associado à geração de plutonismo pós-colisional com idades entre 510 e 480 Ma. Em geral são granitos cálcio-alcálicos que ocorrem como stocks circulares ou na forma de diques e soleiras. Este magmatismo evoluiu regionalmente, adquirindo uma tendência mais alcalina na direção sudoeste (Junho, 1992). As zonas de cisalhamento deste episódio têm importante papel como condutos para a ascensão destes magmas. Estruturas de fluxo magmático são frequentes.

Outra característica importante é a frequente associação com corpos básicos, gerando estruturas de mistura magmática. Como exemplos deste magmatismo temos os granitos Parati, Ilha Grande, Pedra Branca (ca. 510 Ma), Suruí, Teresópolis, Nova Friburgo e Sana. (Penha *et al.*, 1980; Pires *et al.*, 1982; Penha & Wiedemann, 1984; Junho, 1993; Heilbron *et al.*, 1995; Machado e Demange, 1992, 1994, 1996; Machado, 1997, Porto Jr e Valente, 1988; Tupinambá, 1999).

5. GEOLOGIA FANEROZÓICA

5.1 Estratigrafia

5.1.1 Diques Toleíticos do Cretáceo Superior

Na região das folhas que integram o Bloco 1 foram mapeados aproximadamente 135 corpos magmáticos toleíticos (Figura 5.1) que ocorrem como enxames de diques com direções NNW e NNE. Estes corpos vêm sendo estudados em detalhe por Guedes *et al* (2005). No trecho entre as bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda, os autores supracitados apontaram corpos que ocorrem na direção NNW e alguns de direção NE. Com base em idades K/Ar e Ar/Ar, os corpos toleíticos foram subdivididos em dois grupos, um com idades variando entre 192.9 ± 2.2 e 160.9 ± 1.9 Ma, e outro mais jovem, entre 148.3 ± 3 to 133.9 ± 0.5 (Guedes *et al*, 2005).

Os diques toleíticos afloram na região mapeada sob duas formas distintas: a) corpos maiores, com espessuras variando entre 10-20 metros e comprimentos da ordem de centenas de metros, contatos retilíneos (Figura 5.2), com zoneamento textural da borda para o centro e; b) corpos menores com espessuras que não ultrapassam 1 a 1,5 metros, com margens resfriadas, formas irregulares e muitos xenólitos do embasamento. Muitas vezes, estes corpos não formam afloramentos propriamente ditos, mas são representados por blocos arredondados alinhados segundo a direção do corpo (Figura 5.3).

Os dados petrográficos indicam que a mineralogia principal dos diques é constituída por plagioclásio, augita (cristais zonados e corroídos), pigeonita, opacos (ilmenita e titano-magnetita), além de apatita e quartzo em menores proporções. Cristais de olivina foram encontrados como pórfiros na borda de alguns corpos. No centro dos diques mais espessos ocorrem texturas equigranular fina e porfírica (ofítica a sub-ofítica), enquanto nas bordas texturas afanítica, vítrea e em plumas são comuns (Figuras 5.4, 5.5, 5.6).

Com base em dados geoquímicos e petrográficos, Guedes *et al*. (1999a,b) classificaram os diques como basaltos a basaltos traquiandesíticos e basaltos transicionais. integrantes de uma série toleítica, com teores de TiO_2 maiores que 3,5% peso. O claro enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), associado à acentuada anomalia negativa de nióbio, pode indicar processos de contaminação crustal para estes diques (Figura 5.7).

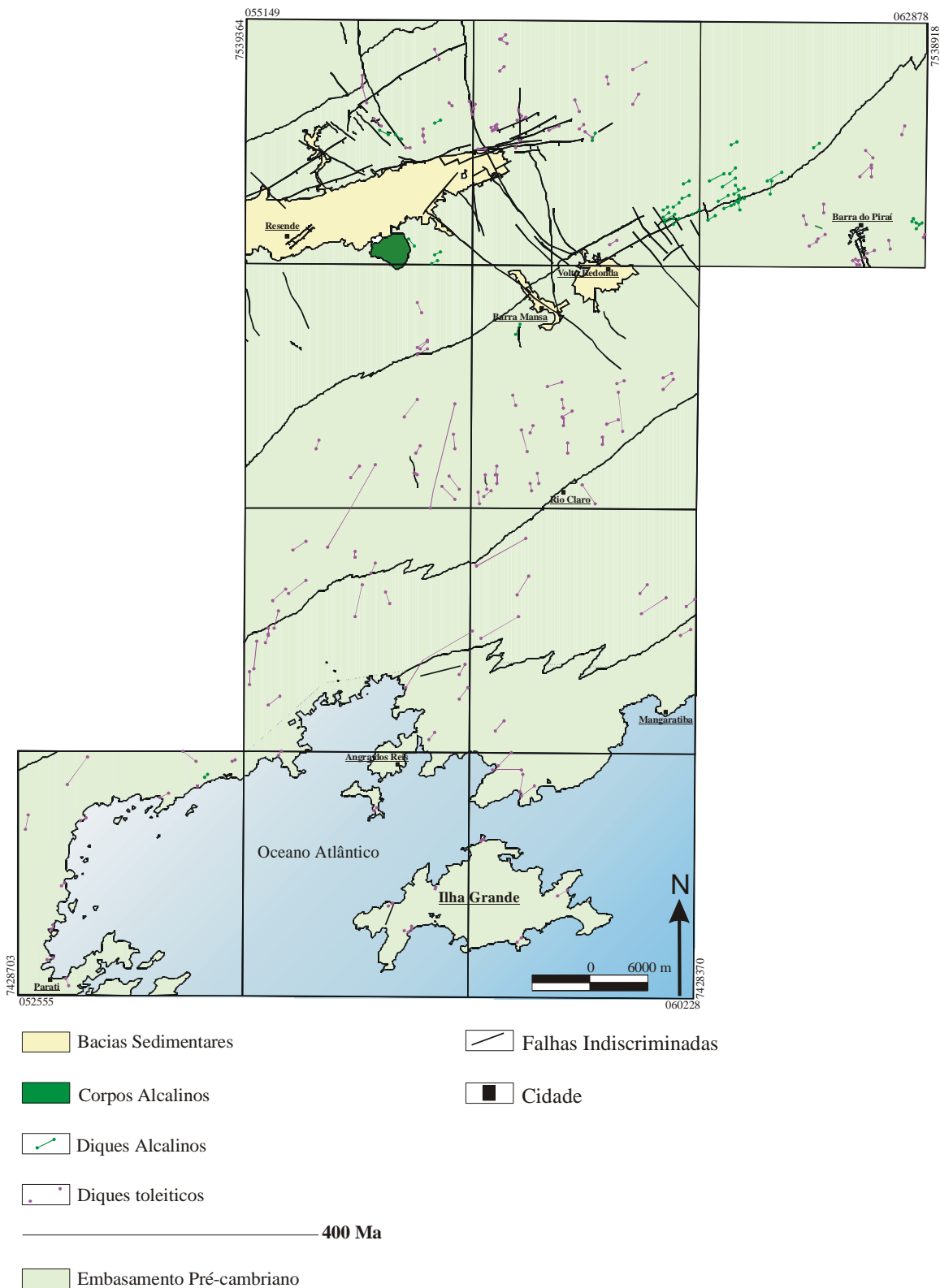


Figura 5.1: Distribuição dos diques básicos cretáceos e corpos e diques alcalinos do Cretáceo Superior/Paleoceno (Guedes et al., 2005).



Figura 5.2: Dique de diabásio no Rio Bananal, na Folha Volta Redonda.



Figura 5.3: Alinhamento de blocos arredondados de diabásio, na região costeira da Baía da Ilha Grande, na Folha Angra dos Reis.



Figura 5.4: Detalhe da textura sub-oftica no bordo de dique mais espesso, situado na estrada entre Lídice e Angra do Reis. Ponto CB-DQ-02, aumento de 5x, nicóis cruzados. Observar cristais de plagioclásio, augita em marrom e pigeonita em formas arredondadas e cores mais quentes. Nos interstícios dos cristais maiores ocorre textura granofírica.

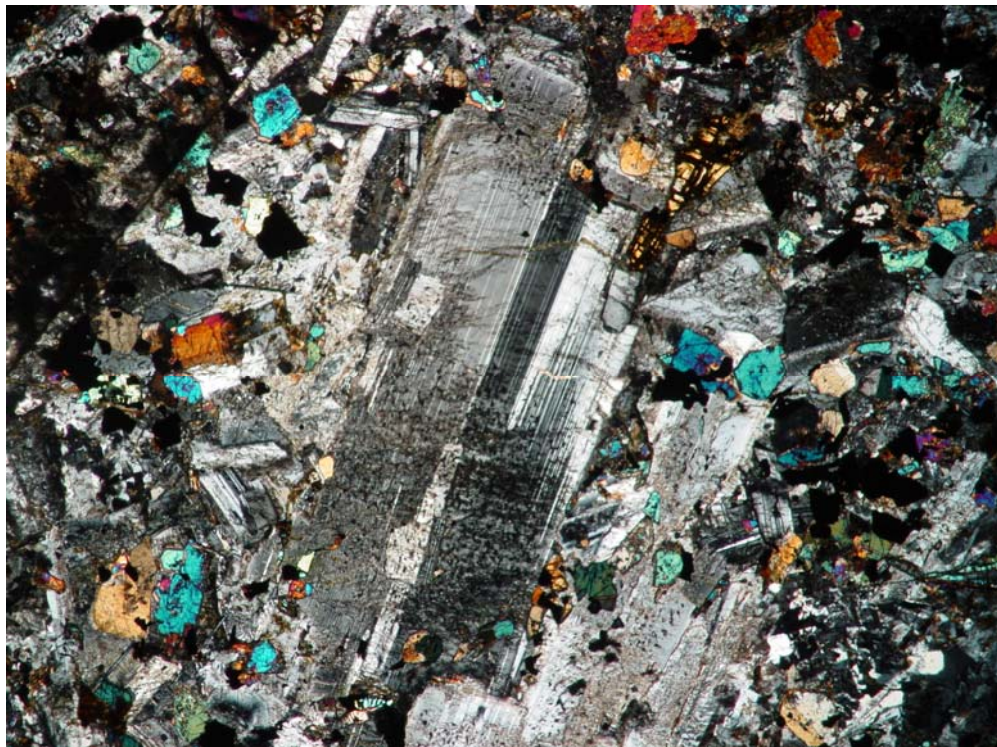


Figura 5.5: Fenocristal de plagioclásio zonado em matriz composta por plagioclásio, augita, pigeonita, quartzo e opacos.



Figura 5.6: Fenocristal de plagioclásio em matriz com textura em plumas (aumento 5X, luz natural), resultante de resfriamento rápido em dique de basalto da região costeira da Baía da Ilha Grande.

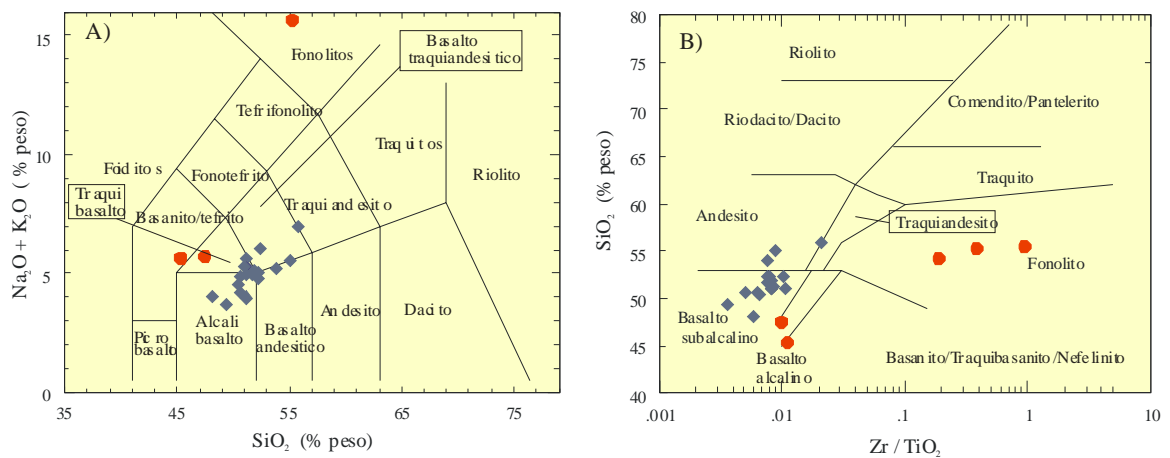


Figura 5.7: Classificação geoquímica dos diques básicos e alcalinos da região estudada (Guedes *et al.*, 2005).

5.1.2 Diques e Corpos Alcalinos do Neocretáceo/Paleoceno

O magmatismo alcalino félsico se apresenta como complexos plutônicos alcalinos, *plugs*, *stocks*, diques e derrames nas bacias terciárias. Os diques têm direção NE a ENE, concordantes com as estruturas do embasamento. Na região sudeste, este magmatismo faz parte da "Província Serra do Mar" (Almeida, 1983) e são encontradas, aproximadamente, 30 intrusões. Poços de Caldas, Itatiaia- Passa Quatro, Mendanha, Ilha de São Sebastião, Ilha dos Búzios, Morro Redondo, Cabo Frio, Tinguá, Tanguá, Serra dos Tomazes e Rio Bonito são alguns destes corpos alcalinos.

Na área abordada no mapeamento ocorrem o maciço do Moro Redondo, um *plug* sienítico na área próxima a Volta Redonda (Guedes *et al.*, 2005), diques de direção NE e derrames de lavas na Bacia de Volta Redonda.

O Morro Redondo é constituído por nefelina sienitos e por brechas magmáticas. Brotzu *et al.* (1989) classificaram petrologicamente este corpo como sendo formado por nefelina-sienitos, alcali-sienitos, fonotefritos e fonolitos. São reportadas idades de 73,6 Ma (K-Ar) para os sienitos e de $68 \pm 4,9$ Ma para os fonotefritos (Brotzu *et al.*, 1989). Cordani e Teixeira (1979) dataram, pelo método K-Ar, amostras do Morro Redondo, encontrando idade de 65 Ma. O *plug* sienítico encontrado na folha Barra do Piraí, forneceu idades de 70 Ma (Guedes *et al.*, 2005, Figura 5.1). Além destes complexos, ocorre um grande número de diques de rochas alcalinas e de lamprófiros, em geral, concentrados como um enxame na direção ENE-WSW, na região das bacias, ou como diques próximos às intrusões de grande escala. A descrição detalhada destes diques alcalinos na área abordada foi executada por Guedes (2001). Estes diques ocorrem, algumas vezes, junto aos maciços alcalinos da área e, em outras, no embasamento com direção preferencial ENE. Os litotipos são lamprófiros e fonolitos (Figura 5.7). Idades Ar/Ar e K/Ar obtidas situam-se entre ca. 82 Ma para os lamprófiros e entre ca. 64-59 Ma para os diques félsicos.

Na Bacia de Volta Redonda, situada na porção sudoeste da Folha Barra do Piraí, Riccomini *et al.* (1983) descreveram a ocorrência de um derrame de ankaramito de aproximadamente 20 m, intercalado com conglomerados e diques. Idades K-Ar em rocha total indicam idades de 43,8 Ma.

5.1.3 Bacias Sedimentares de Resende e Volta Redonda

As Bacias Sedimentares de Resende e Volta Redonda integram o de Sistema de Riftes da Serra do Mar ou Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (Almeida, 1976 e Riccomini, 1989). Este sistema de riftes constitui uma feição alongada e deprimida, desenvolvida entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ), com extensão aproximada de 800 Km e distante, aproximadamente, 80 Km da linha de costa. Compreende as bacias tafrogênicas de idade terciária de Curitiba, Taubaté, São Paulo, Resende, Volta Redonda e Itaboraí e os grábens da Guanabara e de Barra de São João. Na região estudada pelo projeto (Figura 3.1), ocorrem as bacias de Resende e Volta Redonda.

5.1.3.1 Bacia de Resende

A Bacia de Resende possui superfície de cerca de 240km², estendendo-se por 47km na direção N75^oE, entre Engenheiro Passos (Município de Itatiaia/RJ), a oeste, e a ferrovia do Aço (Município de Quatis/RJ), a leste. A depressão possui largura média de 4,5km, tendo largura máxima de 7,3km a oeste de Resende/RJ, e mínima de 1,2 km a oeste de Itatiaia/RJ.

Um dos principais aspectos da bacia de Resende é seu forte controle tectônico ao longo da borda norte, limitada por importantes falhas de direção ENE-WSW (Figura 5.8). A presença de abundantes depósitos de fluxos gravitacionais da borda norte da bacia, bem como as maiores espessuras do pacote sedimentar registradas adjacentes a este setor, reforçam sua condição de borda ativa do hemi-*graben*.

A bacia é segmentada em sua porção central por um alto estrutural (*soleira* de Resende) gerado pela atuação de falhas NNE-SSW durante a tectônica extensiva que gerou o hemi-graben (Riccomini, 1989; Melo *et al.*, 1983; Melo, 1985; Melo *et al.*, 1985a, b; Albuquerque, 2001). Foram identificados dois depocentros principais, um a leste com profundidade estimada entre 300 e 500m, e outro a oeste, com profundidade em torno de 300m (Escobar, 1999; Flexor *et al.*, 2000).



Figura 5.8: Vista para NW a partir das proximidades da fábrica de vidros Guardian (Porto Real/RJ), observando-se em primeiro plano a superfície aplainada da bacia de Resende e, ao fundo, as elevações que marcam a borda principal do hemi-graben (Foto Renato Ramos - 2002).

A sucessão sedimentar mais antiga reconhecida na bacia, restrita a sua extremidade oriental, ocorre em inconformidade com o embasamento e é caracterizada, na base, por camadas de conglomerado amalgamadas, intercaladas por camadas de arenito e escassas lentes pelíticas e de brecha intraformacional. Os conglomerados são maciços ou com estratificação mal definida, médios a grossos, constituídos predominantemente por seixos bem arredondados de quartzo e matriz de areia muito grossa. Os arenitos são arcoseanos, grossos a muito grossos, laminados ou com estratificações cruzadas acanaladas. No restante da sucessão fluvial predominam arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e conglomerados maciços e, subordinadamente, conglomerados com estruturas acanaladas e pelitos maciços e pouco laminados, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes, de espessura decimétrica. Paleofluxos no sentido NE foram obtidos neste depósito através de medidas em seixos imbricados (Figura 5.9) e estruturas acanaladas em arenitos.



Figura 5.9: Conglomerado com seixos imbricados da base da Formação Ribeirão dos Quatis, corte da Ferrovia do Aço entre os km 18+440 e 18+560, UTM 0580206/7521528, município de Quatis/RJ (Foto Renato Ramos – 2005).

Esta unidade, inicialmente denominada Formação Quatis (Ramos, 1997, 2003; Ramos & Andreis, 1998), foi renomeada em virtude de já ter sido definida anteriormente, no sul do Estado de São Paulo, uma unidade litoestratigráfica homônima (Campanha & Teixeira, 1986). A Formação Ribeirão dos Quatis, portanto, constitui o registro de um antigo sistema fluvial anterior e/ou contemporâneo às primeiras manifestações da reativação do sistema de falhas ENE-WSW que gerou o hemi-graben no início do Eoceno. A amalgamação de camadas conglomeráticas sugere uma bacia com taxa de subsidência reduzida, onde o espaço disponível para a acumulação sedimentar era exíguo. O paleoambiente de sedimentação era representado por um sistema fluvial entrelaçado com acentuadas flutuações na descarga das correntes, o qual produzia a erosão recorrente das formas de leito e o intenso retrabalhamento dos sedimentos. A predominância, acima desta sucessão basal, de arenitos arcoseanos sobre os conglomerados, bem como a preservação de ciclos com granodecrescência ascendente e de camadas pelíticas, sugere um incremento do tectonismo, que gerou relevo e um aumento na taxa de subsidência da bacia.

Com a evolução do processo extensional, durante o Eoceno, o desenvolvimento da falha principal do hemi-*graben* produziu, ao longo da borda norte da bacia, a formação de leques aluviais coalescentes e de um sistema fluvial axial, cujos depósitos representam a maior parte do volume de sedimentos que preencheu a bacia de Resende, e foram incluídos na consagrada Formação Resende (Amador, 1975).

Nas proximidades dos maciços alcalinos do Itatiaia e do Morro Redondo e dispersos ao longo da borda norte da bacia, ocorrem depósitos onde predominam brechas clasto e matriz suportadas e arenitos lamosos com seixos e blocos dispersos, representando a porção proximal de leques aluviais dominados por fluxos de detritos. O afloramento observado na subida da estrada para Visconde de Mauá (UTM 0550507/7518576), após o trevo da entrada de Penedo, é formado por camadas de geometria lenticular a lenticular, constituídas predominantemente de brechas clasto e matriz-suportadas e arenitos lamosos com proporções variadas de fragmentos detríticos grossos (Figura 5.10). Cada uma das camadas representa um episódio de fluxo gravitacional não canalizado, oriundo de área-fonte bastante próxima. A maior parte dos detritos que compõem esta sucessão aluvial é de gnaisses miloníticos, provenientes da falha WSW-ENE localizada algumas centenas de metros a montante deste afloramento.

Dentre os depósitos derivados de fluxos gravitacionais, possuem ampla dominância na bacia aqueles derivados de corridas de lama, onde predominam os arenitos lamosos e lamitos arenosos com grânulos e seixos de quartzo e feldspato dispersos.

As sucessões fluviais mais típicas da Formação Resende são caracterizadas pela alternância de ciclos granodecrescentes, com espessura variando de 1,5 a 3m, formados na base por conglomerados finos a médios, maciços ou com estruturas cruzadas acanaladas (Figura 5.11), com intraclastos lamíticos centimétricos a decimétricos. Acima, ocorrem arenitos arcoseanos finos a grossos, esverdeados, com estratificações cruzadas acanaladas agrupadas e, no topo, camadas maciças ou gradadas de lamitos ou siltitos.

O sistema fluvial "Resende" caracterizava-se, provavelmente, por um ou mais cinturões de canais entrelaçados com abundante carga arenosa, fluindo através de uma planície de inundação pelítica. Um elevado volume de sedimentos finos penetrava lateralmente na bacia através de corridas de lama, que se depositavam tanto sobre a planície fluvial como nos cinturões de canais entrelaçados. Em relação ao paleofluxo deste sistema fluvial, foram obtidos dados direcionais majoritariamente através de estruturas cruzadas em arenitos, que forneceram sentidos predominantes para E e SE.



Figura 5.10: Aspecto do depósito de leque aluvial do início da estrada para Visconde de Mauá, observando-se a superposição de camada de brecha clasto-suportada (fanglomerado), lamitos arenosos e arenitos lamosos com seixos espalhados. O matacão de gnaisse milonitizado no centro da fotografia possui mais de 2m de comprimento maior (Foto Renato Ramos – 1996).

Os depósitos de leques aluviais adjacentes aos maciços alcalinos e suas porções distais, onde há o predomínio de sedimentos fluviais, foram incluídos no Membro Itatiaia da Formação Resende. Estes são distinguíveis dos depósitos da Formação Resende *strictu sensu*, marcadamente pela sua composição rica em detritos derivados da erosão dos maciços alcalinos, o que confere a estes sedimentos tons cinzas ou esbranquiçados. A sucessão sedimentar do Membro Itatiaia está em posição estratigráfica lateral e contato gradacional com os depósitos da Formação Resende *strictu sensu*.



Figura 5.11: Depósito fluvial típico da Formação Resende, observando-se conglomerados finos e arenitos com estruturas cruzadas, sobre sedimentos finos esverdeados. Afloramento adjacente a Via Dutra, no bairro de Fazenda da Barra, Resende/RJ (Foto Renato Ramos – 1996).

No sopé do maciço alcalino de Itatiaia ocorrem os depósitos de leques aluviais mais expressivos da bacia. No afloramento situado próximo à entrada para o Parque Nacional do Itatiaia (Figura 5.12), predominam brechas clasto-suportadas e arenitos lamosos maciços, e menor participação de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas. As brechas são constituídas por fragmentos subangulosos a subarredondados de sienitos, micro-sienitos, fonolitos/traquitos, e possuem matriz areno-lamosa. Foram observadas camadas de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e planares, evidenciando o retrabalhamento parcial da antiga superfície dos leques por fluxos trativos, sugerindo condições paleoclimáticas mais úmidas que as inferidas para o leque aluvial de Penedo. Cabe ressaltar que a microfauna descrita por Lima & Melo (1994) em nível de silte arenoso com matéria orgânica proveniente do mesmo local aqui estudado, indicou um clima tropical a subtropical úmido.

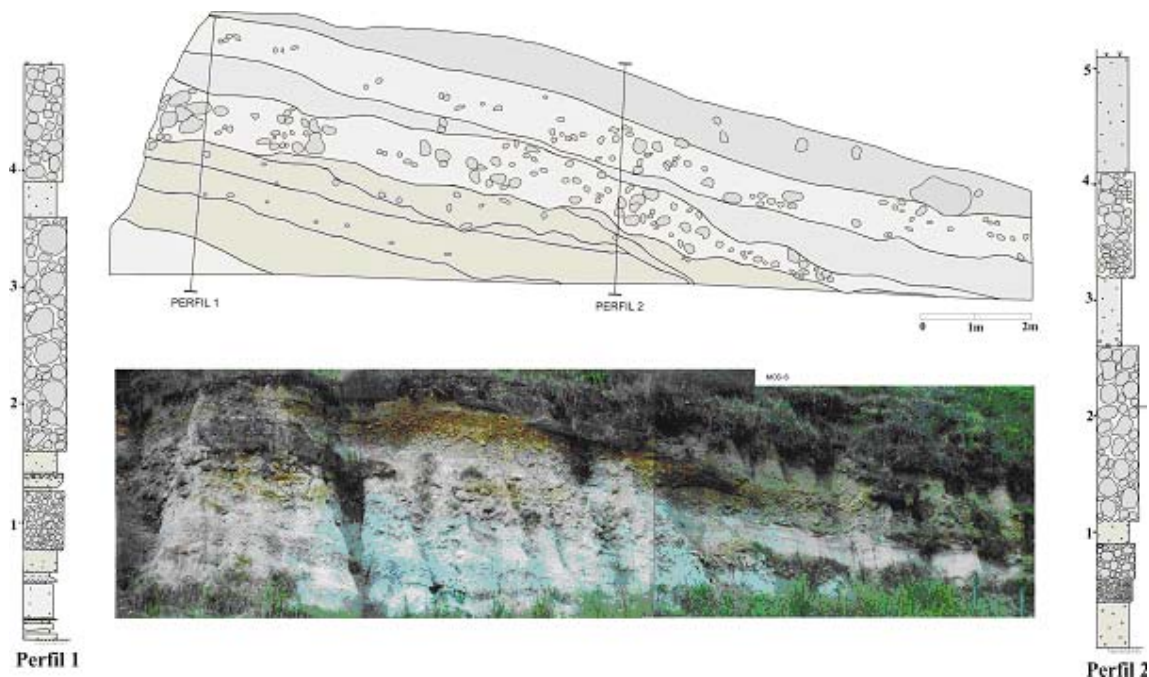


Figura 5.12: Seção e perfis do depósito de leque aluvial do sopé do morro da Veneranda, cerca de 750 m a oeste do cruzamento da estrada para o Parque Nacional do Itatiaia com a linha férrea da EFCB (coord. 22°29'13"S; 44°34'30"W) (Ramos, 2003).

Foi reconhecida na metade oriental da bacia, acima dos depósitos aluviais mais típicos da Formação Resende, uma sucessão fluvial caracterizada pela superposição de ciclos granodécrescentes com espessura média em torno de 2-3m (Figura 5.13), podendo alcançar até 4m, incluída no Membro Acácias da Formação Resende. Cada ciclo granodécrescente é formado na base por conglomerado fino maciço, com clastos subarredondados a subangulosos, matriz de areia arcoseana média a grossa, e geometria lenticular, sendo comuns intraclastos pelíticos milimétricos a decimétricos, que podem formar lentes ou acúmulos irregulares de brechas intraformacionais de espessura centimétrica a decimétrica. Acima destes ruditos, ocorrem arenitos arcoseanos médios a grossos, com estruturas acanaladas agrupadas de médio porte, litofácies predominante nesta unidade. No topo desses ciclos, são registradas camadas pelíticas maciças ou gradadas com espessuras desde centimétricas até métricas, geometria lenticular a tabular e cores esverdeadas a avermelhadas. Estima-se para esta subunidade uma espessura da ordem de 30-40m. Os paleofluxos deste sistema fluvial tinham sentido predominante para NE-ENE.

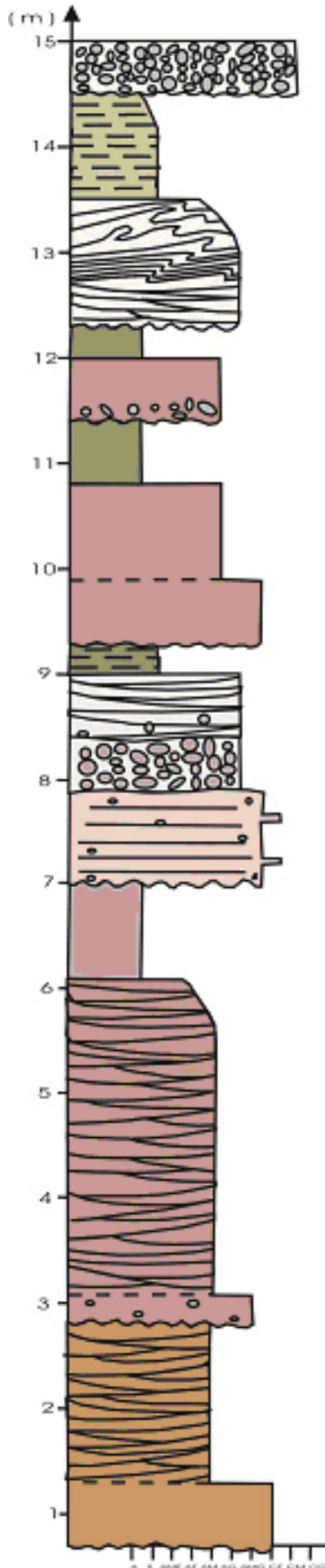


Figura 5.13: Perfil estratigráfico da sucessão fluvial do Membro Acácias aflorante próximo à ponte dos Arcos (coord. 22°26'55"S, 44°19'36" W), Via Dutra, município de Porto Real/RJ (Ramos, 2003 modificado).

Associa-se o Membro Acácias a um sistema fluvial entrelaçado distal, com episódios de inundação relacionados, provavelmente, a barramentos da drenagem devido às reativações periódicas de estruturas rúpteis transversais à bacia. O tectonismo responsável pelo caráter episódico das inundações seria representado por pulsos que promoveriam a subsidência localizada da planície entrelaçada, que causaria um rápido afogamento das drenagens nos setores mais subsidentes e avulsão de canais em outras (Ferrari, 2001). Ao contrário da Formação Ribeirão dos Quatis, cuja amalgamação das camadas sugere uma bacia com reduzida subsidência, a intensa acreção vertical registrada no Membro Acácias é indicativa de um período de acentuada subsidência na bacia, onde era gerado espaço suficiente para acomodar e preservar os estratos.

A mais nova unidade "terciária" da bacia de Resende, denominada Formação Floriano (Amador, 1975; Ramos, 2003), caracteriza-se por uma sucessão de camadas arenosas dispostas em corpos de geometria lenticular ou sigmoidal, com espessuras entre 1 e 2m, e camadas lamosas com grande persistência lateral (Figura 5.14), formando ciclos granodecrescentes com espessura entre 2 e 3m. A base de cada ciclo é formada por delgada camada de conglomerado fino, maciço com abundantes intraclastos, às vezes produzindo brechas intraformacionais, capeados por arenitos arcoseanos finos a médios, maciços ou com estruturas acanaladas, de tons avermelhados ou amarelados.



Figura 5.14: Sucessão fluvial da Formação Floriano na área urbana de Quatis/RJ, observando-se arenito capeado por espesso estrato pelítico avermelhado (Foto Renato Ramos – 1996).

Os depósitos da Formação Floriano são característicos de um sistema fluvial meandrante arenoso, que representou a fase de colmatção da bacia de Resende, tendo se desenvolvido tanto sobre os depósitos lamosos e arenosos da Formação Resende, como sobre o embasamento cristalino da soleira de Resende. Escassos dados de paleocorrentes em depósitos desta unidade forneceram um sentido predominante de paleofluxos para SE.

A carta estratigráfica da bacia de Resende está apresentada na Figura 5.15.

5.1.3.2 Bacia de Volta Redonda

A bacia de Volta Redonda corresponde a uma depressão tectônica apresentando orientação ENE-WSW, localizada no Sul do Estado do Rio de Janeiro, inserida no contexto do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), feição geotectônica cenozóica, cuja gênese é atribuída a movimentos de caráter extensional de direção NW-SE durante o Eoceno-Oligoceno, em virtude de um basculamento termo-mecânico da bacia de Santos (Riccomini, 1989).

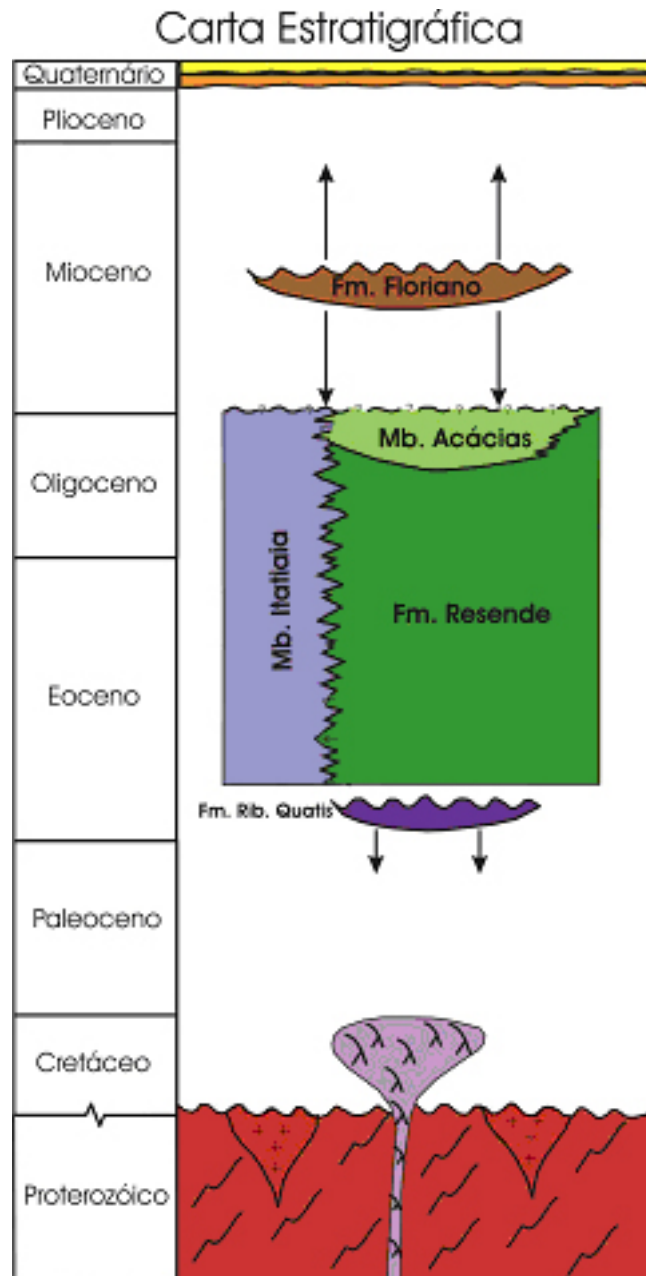


Figura 5.15: Carta estratigráfica da bacia de Resende (Ramos, 2003, modificada).

Melo *et al.* (1983) identificaram na região da bacia de Volta Redonda duas áreas com registro deposicional paleogênico, separadas por uma região de embasamento aflorante. A primeira região está localizada entre os municípios de Barra Mansa e Volta Redonda, ao longo do rio Paraíba do Sul, sendo caracterizada pela ocorrência do registro sedimentar paleogênico sob formas de manchas descontínuas. A outra área está situada entre as localidades de Casa de Pedra e Pinheiral, e se caracteriza por apresentar um registro sedimentar paleogênico contínuo, disposto em uma depressão alongada segundo a direção ENE-WSW e com aproximadamente 2,5 a 3 km de largura, sendo denominada de "Graben da Casa de Pedra" (Melo *et al.* 1983). Riccomini (1989), estudando o segmento central do RCSB, reuniu todas as ocorrências de registro sedimentar com idade paleogênica na bacia de Volta Redonda com a denominação de Formação Resende.

No setor oeste do graben da Casa de Pedra, Melo *et al.* (1983) identificaram derrames de rocha ultrabásica alcalina entre os depósitos paleogênicos. Essas rochas foram datadas pelo método K/Ar em $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma (Riccomini *et al.*, 1983) e, pelo método Ar-Ar, em $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma (Riccomini *et al.*, 2004). Foi sugerida a existência de, ao menos, dois derrames, a partir da identificação de superfícies descontínuas e irregulares e pela diferenciação relacionada à textura dessa rocha (Melo *et al.* 1983).

O preenchimento sedimentar da bacia de Volta Redonda é caracterizado por duas sucessões sedimentares de idade paleogênica, denominadas, respectivamente, de formações Ribeirão dos Quatis e Resende. As rochas vulcânicas ocorrem intercaladas aos depósitos relacionados à Formação Resende. Sobre a sucessão sedimentar paleogênica ocorrem depósitos coluviais e aluviais neogênicos.

A Formação Ribeirão dos Quatis é proposta para designar depósitos rudáceos, constituídos por seixos de quartzo arredondados a bem arredondados, maciços e apresentando estratificações cruzadas de caráter trativo, e em menor proporção, arenitos estratificados (Figura 5.16), interpretados como sendo formados em um ambiente fluvial entrelaçado conglomerático, que fluía no sentido NE-SW, encaixado ao longo de depressões no embasamento pré-cambriano. Esta unidade corresponde à Formação Quatis, definida por Ramos (1997, 1998, 2003) e sua área de ocorrência, na região da bacia de Volta Redonda, se limita a afloramentos isolados encontrados na região ao norte do rio Paraíba do Sul, sempre de maneira discordante sobre rochas intemperizadas do embasamento. Ramos (2003) considera que essa sucessão fluvial teria sua origem relacionada a uma calha de estiramento, formada antes ou durante as primeiras manifestações do evento tectônico distensional NW-SE responsável pela gênese das bacias que compõem o segmento central do RCSB.

Acredita-se que esta unidade corresponderia ao registro estratigráfico cenozóico mais antigo na bacia de Volta Redonda, apresentando uma espessura de 5 a 6 m, com uma idade suposta para o Eoceno Inferior ou Paleoceno.

O termo Formação Resende é utilizado para os depósitos formados em resposta ao evento tectônico responsável pela gênese das bacias que compõem o RCSB, durante o Eoceno-Oligoceno, e que compreendem a maioria do registro estratigráfico da bacia de Volta Redonda.



Figura 5.16: Seção representativa da Formação Ribeirão dos Quatis. Notar superfícies indicando reativações de barras de cascalhos no sistema fluvial. Ponto V-91, localizado no final da Rua A (UTM: 0595004/7509892), bairro Belmonte, município de Volta Redonda.

Como resposta à mudança no relevo provocada pela tectônica distensiva NW-SE atuante durante o Eoceno, puderam ser caracterizados conglomerados e brechas matriz-suportadas, arenito lamosos e lamitos arenosos com seixos e grânulos, formados por fluxos de detritos coesivos e corridas de lama, respectivamente, em um contexto de pequenos leques aluviais ao longo da borda sul do graben da Casa de Pedra (Figura 5.17).



Figura 5.17: Depósitos de leques aluviais dominados por fluxos de detritos representados por brechas matriz-suportadas e assentados sobre o embasamento pré-cambriano alterado. Ponto V-60 (UTM: 0596240/7506330), localizado na borda sul do graben da Casa de Pedra.

Interdigitados com o registro sedimentar restrito à borda sul do graben da Casa de Pedra, ocorrem arenitos maciços e com estratificações cruzadas e, secundariamente, conglomerados clasto-suportados, apresentando cores variando desde cinza-esbranquiçado até oliva-pálido. Considera-se que estes depósitos têm sua gênese relacionada a um ambiente fluvial entrelaçado, apresentando leito predominantemente arenoso.

O topo desta unidade é caracterizado por uma erosão significativa, sugerindo uma reativação de canais fluviais entrelaçados (Figura 5.18). O registro deposicional é caracterizado por conglomerados clasto-suportados e arenitos com uma coloração branco-amarelado a branco-alaranjado, estratificados, apresentando um caráter rítmico de sedimentação. Eventualmente são identificados níveis pelíticos em meio aos depósitos de origem trativa, sugerindo períodos de afogamento do sistema fluvial.



Figura 5.18: Depósitos arenosos da Formação Resende separados por uma superfície erosiva, sugerindo duas fases de sedimentação. Ponto V-17 (UTM:0595491/7507342), bairro Jardim Tiradentes, município de Volta Redonda.

A espessura média estimada para a Formação Resende, através de levantamentos audiomagnetotélúricos realizados na bacia de Volta Redonda (Padilha & Vitorello, 1992), sugere esta unidade presente cerca de 120 m de espessura.

A unidade caracterizada como **Basanita Casa de Pedra** corresponde às ocorrências de rochas vulcânicas ultrabásicas alcalinas identificadas na porção oeste do graben da Casa de Pedra. É sugerida uma espessura máxima de aproximadamente 11 m, podendo ser diferenciados, ao menos, dois derrames (Figuras 5.19 e 5.20), a partir da identificação de superfícies descontínuas e irregulares e pela diferenciação relacionada à textura dessa rocha.



Figura 5.19: Afloramento apresentando derrames de rochas ultrabásicas alcalinas no ponto V-55 (UTM: 0595649/7506682). As linhas tracejadas indicam uma diferenciação na morfologia do afloramento, sugerindo a predominância de mais de um derrame nesta região durante o Cenozóico.



Figura 5.20: Derrame de rocha ultrabásica alcalina alterada intensamente fraturada, localizada no ponto V-55 (UTM: 0595649/7506682).

Sanson *et al.* (2005) assumem que a presença das rochas vulcânicas presentes na área do graben da Casa de Pedra possa marcar um período de descontinuidade expressiva entre dois eventos deposicionais relacionados à Formação Resende, limitados por uma superfície erosiva bastante significativa na região, que também ocorre imediatamente acima das rochas vulcânicas (Figura 5.21).



Figura 5.21: Rocha vulcânica ultrabásica alcalina sendo erodida por uma superfície de cascalhos associada a um novo pulso deposicional da Formação Resende, localizados no ponto V-57 (UTM: 0595843/7506870).

5.1.4 Coberturas Neogênicas

Uma grande variedade de depósitos neogênicos cobre o embasamento, associados a ambientes de encostas, fluviais, costeiros, marinhos e, localmente, lagunares. Os depósitos associados à dinâmica erosiva das encostas ocorrem de maneira generalizada em toda área de estudo, sendo representados por sedimentos coluviais, rudáceos (p. ex. tálus) e leques aluviais.

Os depósitos fluviais ocorrem em maior abundância nos fundos de vales situados no domínio de colinas do médio vale do rio Paraíba do Sul, entre a vertente norte da Serra da Bocaina e a vertente sul da Serra da Mantiqueira. Deste conjunto, destacam-se as planícies e terraços fluviais da folha Volta Redonda, relacionados às bacias dos rios Bananal–Piracema e do Barreiro de Baixo, localizados entre Bananal e Arapeí (SP). Além destes, destacam-se também os depósitos fluviais associados aos vales dos rios Grande e Preto na Serra da Mantiqueira, folhas Santa Rita do Jacutinga e Barra do Piraí, bem como os rios das Flores e Bonito, na folha Barra do Piraí.

Na região das bacias de Resende e Volta Redonda, os sedimentos aluvio-coluviais holocênicos compreendem areias-argilosas apresentando coloração castanha, com grânulos e seixos de quartzo, com tamanho médio de 2 cm de diâmetro, dispersos e muito mal selecionados, na maioria

das vezes marcados na base por linhas de seixos de quartzo. Foram reconhecidas camadas tabulares de areias finas laminadas e silte, intercalados, preenchendo o fundo de vales e nas adjacências de colinas dissecadas. Mello (1992) interpretou esse tipo de sedimentação relacionado a inunditos, como o produto de fluxos não-canalizados de alta energia. O registro sedimentar relacionado à sedimentação holocênica identificado é associado a uma seqüência sedimentar holocênica (Aloformação Manso) descrita por Mello (1992), no médio vale do rio Paraíba do Sul.

Na região de Bananal, a norte da folha Volta Redonda, uma significativa sucessão de sedimentos fluviais datados do limite Pleistoceno–Holoceno são agrupados na Aloformação Bananal (Moura & Mello, 1991). Posteriormente, deposição fluvial marcante só é registrada na área, por volta de 1.000 A.P., mas principalmente, a partir dos séculos XVIII e XIX, com aumento da erosão das encostas e acumulação de sedimentos nos fundos de vales, decorrente do desmatamento promovido pelo *Ciclo do Café* (Coelho Netto *et al.*, 1994, Mello *et al.*, 1995, Coelho Netto, 1999). Junto às encostas dos vales acontece, frequentemente, a interdigitação entre depósitos fluviais e coluviais, relacionada à dinâmica dos *Complexos de Rampas* (Meis *et al.*, 1985). Os depósitos fluviais são geralmente segmentados em alvéolos, limitados à jusante por cachoeiras (*knickpoints*).

Na região costeira da folha Volta Redonda, junto à escarpa da Serra do Mar (Serra da Bocaina), os depósitos fluviais são expressivos, destacando os vales dos rios Bracuí, Ariró, da Guarda e Japuiba, entre outros, encontrando-se sob forte interação com a dinâmica erosiva-sedimentar das encostas e marinha, formando extensas planícies costeiras. Essas planícies flúvio-marinhas ocorrem em todo o fundo da Baía da Ilha Grande e consistem, normalmente, de ambientes protegidos da ação das ondas. Nestes estuários, pequenos deltas e os depósitos de planícies e canais de maré representam a interação entre os processos marinhos e fluviais. As planícies situadas ao fundo da Baía da Ribeira, um segmento da Baía da Ilha Grande, são exemplos típicos deste ambiente. Já as planícies expostas à ação das ondas e com praias arenosas situam-se, principalmente, na costa sul da Ilha Grande voltada para o mar aberto, como as planícies das enseadas de Lopes Mendes, Dois Rios e da Praia do Sul, sendo que nesta última, a SW da ilha, ocorrem depósitos lagunares atuais.

5.2 Geologia Estrutural e Evolução Geológica

A gênese e a evolução bacias do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Macacú) está relacionada a um evento termal ocorrido durante a fase preliminar da abertura do oceano Atlântico entre o Permiano e o Triássico. Os processos de afinamento da crosta relacionados à distensão e à concomitante acumulação de sedimentos na bacia de Santos teriam determinado, durante o final do Cretáceo e o Paleógeno, um acentuado desequilíbrio isostático entre as áreas continental e oceânica. Esses esforços extensionais proporcionaram a reativação de zonas de cisalhamento proterozóicas de direção ENE-WSW, formando *hemi-grabens* que receberam um volume significativo de sedimentos (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978). As bacias têm orientação ENE, seguindo a direção das falhas do embasamento, e desenvolvem *hemi-grabens* basculados para NNW. Feições do tipo estrutura em flor são encontradas nas bacias de Taubaté e Resende (Riccomini, 1989) e são interpretadas como produto de atividade neotectônica residual sob regime de esforços transpressivos. Melo *et al.* (1985) propuseram um modelo de cisalhamento puro com estiramento maior ao longo do eixo NW.

Dentre os modelos evolutivos apresentados para estas bacias do tipo rifte, o de Riccomini (1989) indica a ocorrência de quatro fases, que são descritas abaixo e apresentadas na Figura 5.22.

- Fase extensional NNW-SSE, que reativou uma antiga zona de cisalhamento brasileira, com formação da depressão original na forma de hemi-grabens basculados para NW e a deposição das Formações Resende, Taubaté e São Paulo;
- Fase transcorrente sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e compressão local NE-SW, que teria provocado soerguimentos locais e a erosão de parte dos sedimentos depositados;
- Fase transcorrente dextral de direção E-W, com compressão NW-SE, que são associadas à formação das soleiras e altos estruturais;
- Fase extensional NW (WNW)- SE (ESE), responsável pelos falhamentos normais dos depósitos de idade pleistocênica.

Na área de Volta Redonda, Valeriano e Heilbron (1993) descreveram a ocorrência de uma zona de transferência denominada de Zona de Transferência de Volta Redonda, de direção NNW a NW, caracterizada por falhas normais de direção ENE e mergulho para SW. Estas falhas são evidenciadas pela ocorrência de brechas e zonas de silicificação e, também, por delimitarem depósitos terciários (Figura 5.23).

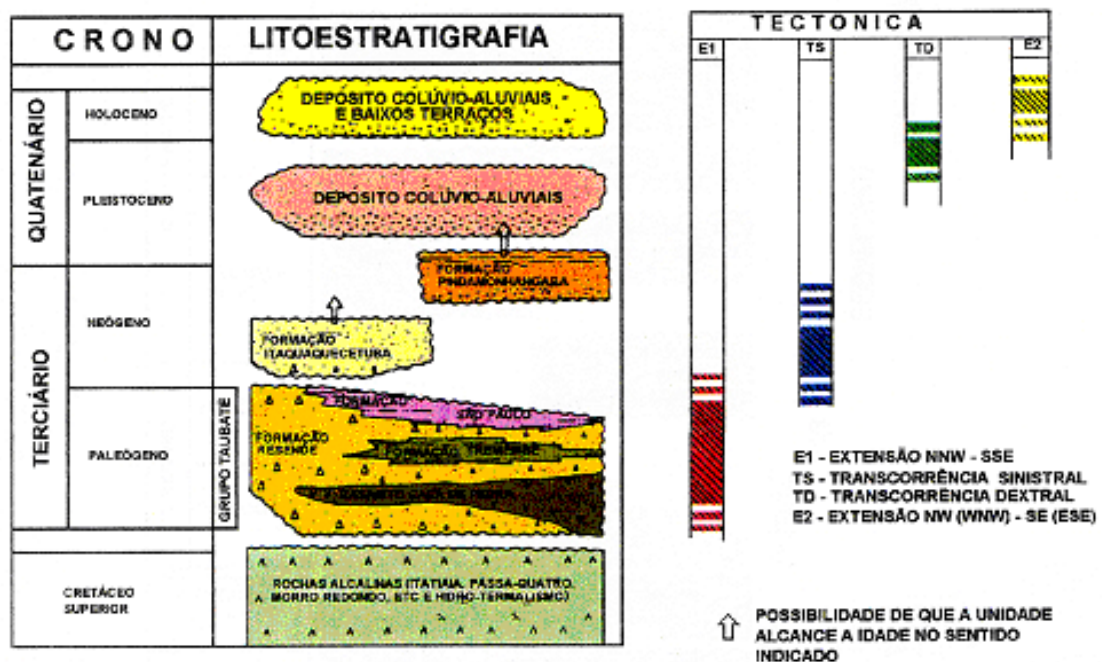


Figura 5.22: Episódios Evolutivos do Sistema de Riftes do Sudeste, Riccomini (1989).

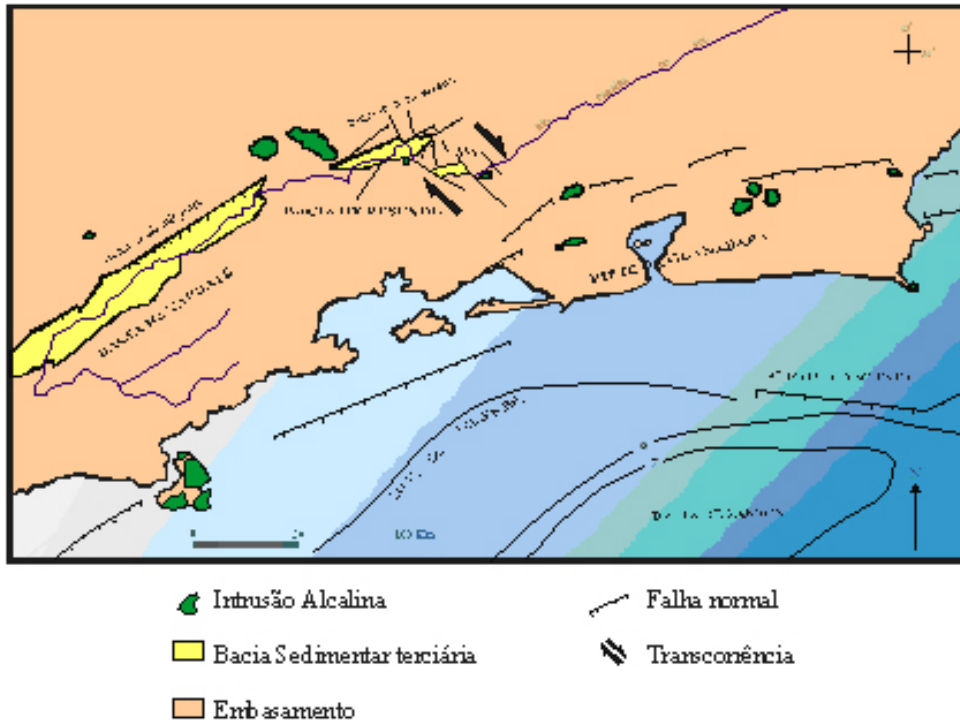


Figura 5.23: Localização da Zona de Transferência de Volta Redonda, bem como dos corpos alcalinos no contexto do Sistema de Riftes do Sudeste (Valeriano & Heilbron, 1993).

As principais estruturas rúpteis mapeadas, incluindo a direção preferencial dos diques básicos e alcalinos estão sumarizadas na Figura 5.24.

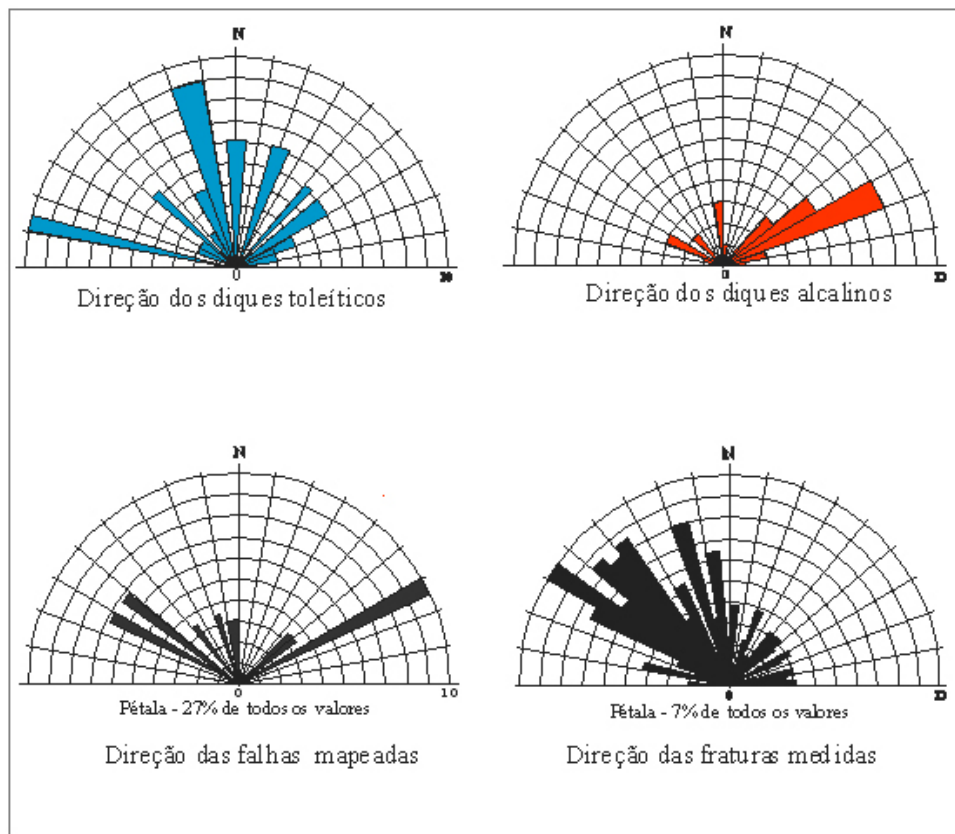


Figura 5.24: Diagramas de orientação da estruturas rúpteis no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda (Guedes *et al.*, 2005).

O grande número de corpos alcalinos que ocorre na região entre Poços de Caldas e Cabo Frio suscitou inúmeras hipóteses sobre os fenômenos magmáticos e tectônicos que ocorreram nesta área durante as eras Mesozóica e Cenozóica, dentre os quais destacamos Marsh (1973), Herz (1977), Sadowski e Dias Neto (1981), Almeida (1991), Thomaz Filho e Rodrigues (1998). O modelo mais aceito, propõe que as rochas alcalinas que se distribuem num lineamento uma direção aproximada W a NW, denominado "Lineamento de Cabo Frio", tenham sido formadas pela passagem de um *Hot Spot* sob a placa sul-americana no período de tempo entre 90 e 53 Ma. Sismicidade observada por Alves *et al.* (1997) sugeriu que o prolongamento deste lineamento coincide com a Zona de Fratura Martins Vaz (ZFMV), que produz um deslocamento na cadeia meso-atlântica.

6. RECURSOS MINERAIS E CONTROLES DAS MINERALIZAÇÕES

6.1 Introdução

Os recursos minerais localizados no Bloco 1 relacionam-se principalmente com as Rochas e Minerais Industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil, e mais raramente na indústria de transformação.

Dentre os vários fatores que norteiam a extração dos RMI destaca-se principalmente a importância do mercado consumidor local, sendo esse o caso dos bens minerais explorados nas áreas que compõem o Bloco 1. Nesse contexto, a extração desses bens torna-se errática e sazonal, dificultando sobremaneira a tentativa de catalogação dos mesmos. Nesse sentido faz-se necessário discutir a seguir os critérios adotados no presente relatório para o cadastramento desses bens com a finalidade de expor o panorama mineral da área em questão.

O cadastramento dos bens minerais para o Bloco 1 seguiu as seguintes etapas: coleta de informações na literatura, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação do banco de dados georreferenciados.

As informações coletadas na literatura sofreram uma revisão criteriosa relacionada principalmente às coordenadas geográficas, pois que poucas eram as numericamente referenciadas, a maioria das ocorrências estava assinalada em mapas de caminhamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1:50.000.

Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 2005 e feita a devida atualização de dados e ajustes nas coordenadas geográficas. No Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de agosto de 2005, foram selecionadas as áreas com pedidos e concessões de lavra e de licenciamento para o confronto com os dados existentes no DRM e na literatura e para conferência no campo.

Os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.). Esses dados foram então considerados como preliminares e agrupados num banco de dados georreferenciados que serviu de base para a etapa de campo.

No campo foi feita, sempre que possível, a checagem das coordenadas geográficas e a descrição geológica das principais frentes de lavras em atividade ou paralisadas.

Na consolidação final do banco de dados dos recursos minerais foi verificada a possível duplicidade de pontos oriundos de diferentes fontes e adicionadas as informações de campo.

Para o Bloco 1 foram cadastradas 247 minas estando 93 em atividade e o restante inativa, 59 ocorrências/indícios. Algumas ocorrências ou minas paralisadas não foram localizadas no campo, pois a extração do bem mineral não deixou vestígio como é o caso da extração de areia, saibro, minerais pesados entre outros, ou ainda talvez pela falta de acurácia na informação das coordenadas geográficas. Nesse caso, os depósitos foram considerados como inativos ou ocorrências sem informações.

Do total de 306 ocorrências cadastradas, 97 encontram-se na Folha Barra do Piraí, 112 na Folha Santa Rita de Jacutinga, 92 na Folha Volta Redonda e 5 na Folha Angra dos Reis.

- Folha Barra do Piraí: 97
- Folha Santa Rita de Jacutinga: 112
- Folha Volta Redonda: 92
- Folha Angra dos Reis: 5

As substâncias minerais em exploração na região em questão são: areia, argila, rocha para brita, quartzito e serpentinito. O gráfico da figura 6.1 demonstra a importância da extração de areia em relação aos outros bens minerais.

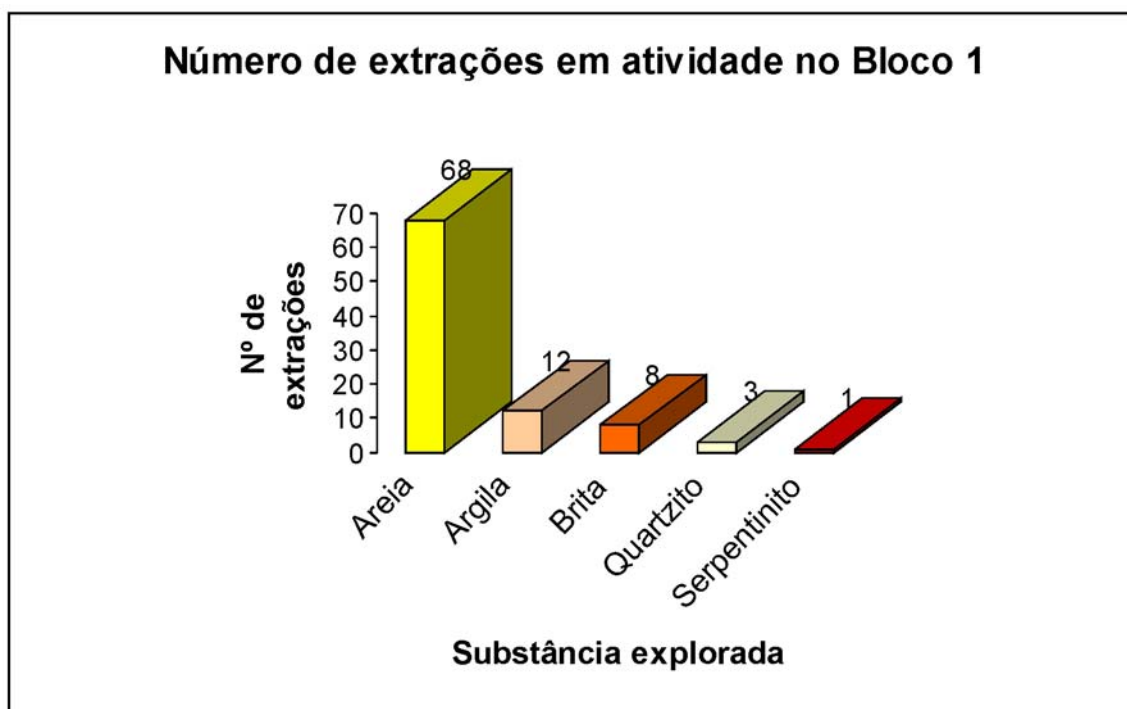


Figura 6.1: Gráfico comparativo entre o número de minas em exploração e a substância mineral explorada na região do Bloco 1.

A seguir descrição dos depósitos, indícios e ocorrências minerais das áreas do Bloco1.

6.2 Panorama Mineral

A área delimitada pelo Bloco 1 é caracterizada por uma atividade mineral razoavelmente desenvolvida próxima às cidades de Resende e Barra do Piraí, onde se encontra o pólo siderúrgico estadual. A presença dessas siderurgias e indústrias afins é provavelmente a alavanca principal de desenvolvimento local e indiretamente do consumo mineral.

O maior destaque deve ser dado à exploração de areia que é retirada do leito do Rio Paraíba do Sul entre as cidades de Resende e Vassouras, e dos afluentes do mesmo. A produção estimada é de 13 mil m³ (DRM, 2005) gerados por 20 empresas. A extração de areia ocorre ainda pontualmente nos leitos dos rios Preto, Bananal e Turvo.

A produção de materiais cerâmicos (telhas e tijolos) concentra-se também nessa região. As indústrias são abastecidas por jazidas de argila de pequeno e médio porte situadas nas zonas de baixada recobertas por sedimentos pertencentes às Bacia de Volta Redonda e Resende.

As minas que produzem brita encontram-se em pontos isolados próximos a cidades como Resende, Volta Redonda, Barra do Piraí e Valença abastecendo o mercado local, e na região da Costa Verde voltado provavelmente para o mercado de construção de imóveis nessa importante região turística do estado.

Dos demais bens minerais existentes na região, despontam em menor grau de importância, a extração de quartzito localizada em Resende para a utilização na indústria de vidro e a extração de serpentinito em Liberdade, MG, utilizado na indústria de fertilizante.

Ainda podem ser mencionados, dentre os recursos minerais da região: bauxita encontrada em Morro Redondo e Barra do Piraí, berilo em Pentagna e Rio Claro, mármore encontrados em uma faixa que se prolonga de Valença a Barra Mansa, minerais pesados descritos entre Angra dos Reis e Mangaratiba, ouro garimpado no leito dos rios Preto e Ribeirão da Conceição, pirita e turmalina de Lídice, além de caulim, feldspato, grafita, muscovita, e saibro. No geral, eles correspondem a jazidas exauridas ou a ocorrências e indícios que, até o momento, não suscitaram um maior interesse econômico. Apenas uma fonte de água mineral encontra-se em fase de início de atividade na região e esta localizada no Município de Barra Mansa.

Os processos protocolados no DNPM até agosto de 2005 referentes a áreas para concessão (16) e requerimento de lavra (8) e para licenciamento (61) estão assinaladas na figura 6.2. Essa figura compara as áreas requeridas no DNPM com os dados levantados no presente projeto. Muitas áreas requeridas no DNPM referem-se a áreas de exploração mineral cadastradas no presente projeto, porém em alguns casos não foi possível identificar informações de exploração recente ou antiga no campo ou na literatura e em outros algumas empresas exercem suas atividades fora das poligonais como no caso de argila e areia.

6.2.1 Areia

A areia representa o principal bem mineral explorado na região em estudo. As extrações de areia distribuem-se em duas regiões distintas: cerca de 90% na região do Médio Paraíba e outros 10% na região da Costa Verde (figura 6.3).

Isto pode ser explicado pela posição geográfica do Rio Paraíba do Sul, situado entre centros urbanos com importante atividade econômica e com boas vias de circulação, como Resende, Volta Redonda, Vassouras e Valença, fator que viabiliza o consumo local e a comercialização e escoamento do produto entre as cidades. Outro fator preponderante é a largura de seus canais que chega a atingir mais de 200 metros, implicando numa maior recarga sedimentar e recomposição rápida dos leitos explorados. O gráfico da figura 6.4 demonstra a importância do Rio Paraíba do Sul para a extração de areia.

O rio Bananal, tributário do Rio Paraíba do Sul que desemboca nas proximidades de Barra Mansa, também apresenta aptidão para a atividade de exploração de areia em seu leito, porém atualmente constam poucas extrações ativas.

No Rio Preto, na divisa do estado do Rio de Janeiro e Minas Gerais, encontram-se algumas extrações em Manuel Duarte, Parapeúna e próximo a Santa Rita de Jacutinga (figura 6.5). Outros rios menores como Pirapetinga em Resende e rio Turvo em Nossa Senhora do Amparo, são alvos de extração de areia. Na Região da Costa Verde existem alguns areais em exploração na área do município de Angra dos Reis e Mangaratiba.

A areia apresenta em geral granulometria de fina a grossa, e composição variando de areia quartzosa, composta essencialmente de grãos de quartzo a areia feldspática composta essencialmente de quartzo e feldspato. Refere-se a depósitos aluvionares quaternários-holocênicos em leitos de rios. Os locais de extração de areia na região do Médio Paraíba possuem a contribuição de sedimentos originados dos gnaisses migmatíticos do Complexo Quirino e de unidades metassedimentares, ricas em quartzo, como os gnaisses com intercalação de quartzitos da Megassequência Andrelândia. O método de exploração faz-se por dragas e por bombas de sucção. A separação granulométrica é feita com auxílio de peneiras em silos (figura 6.6).

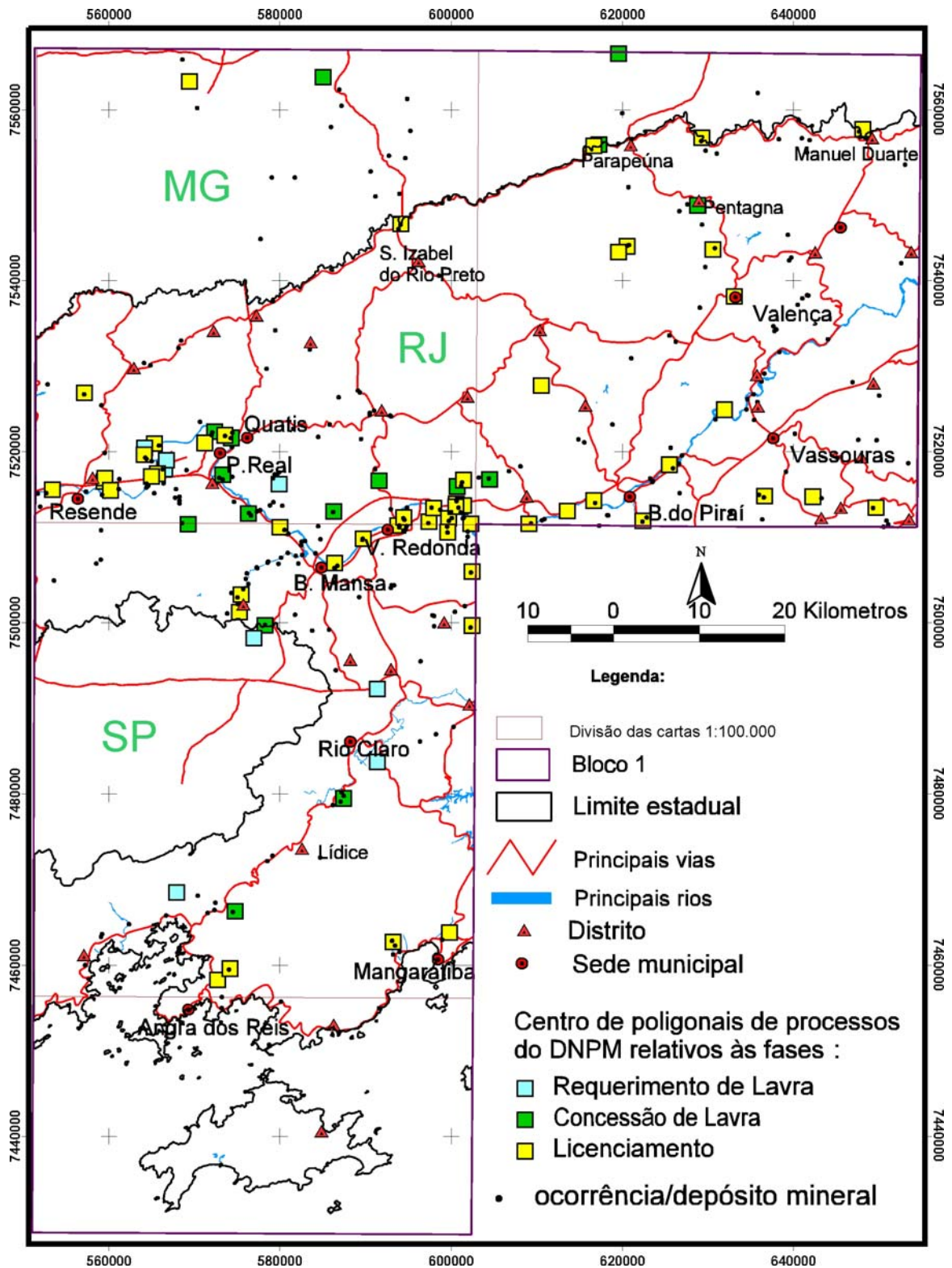


Figura 6.2: Mapa de localização dos processos do DNPM/agosto/2005 e dos recursos minerais listados nesse relatório, região do Bloco 1.

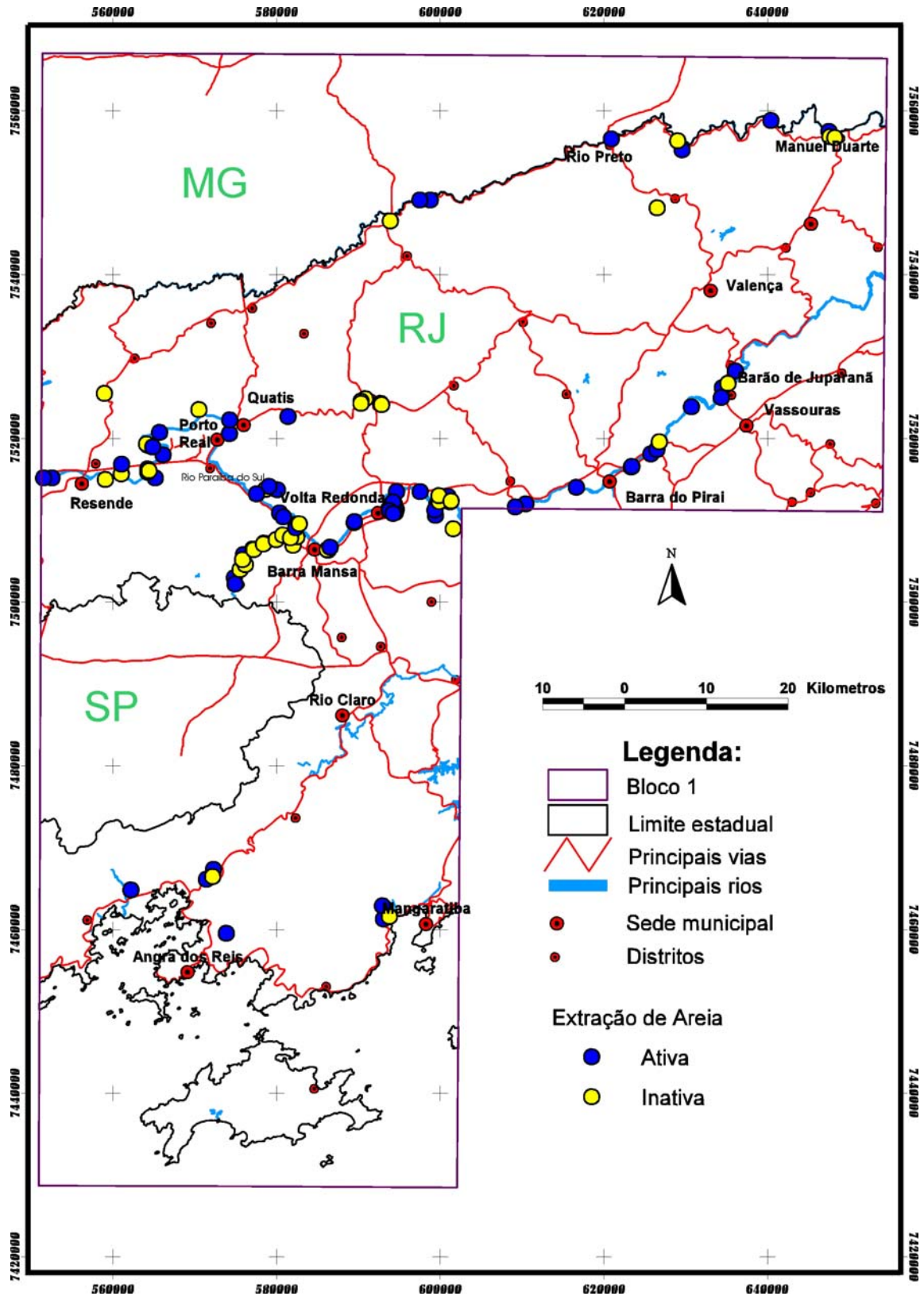


Figura 6.3: Mapa de localização das extrações de areia na região do Bloco 1.

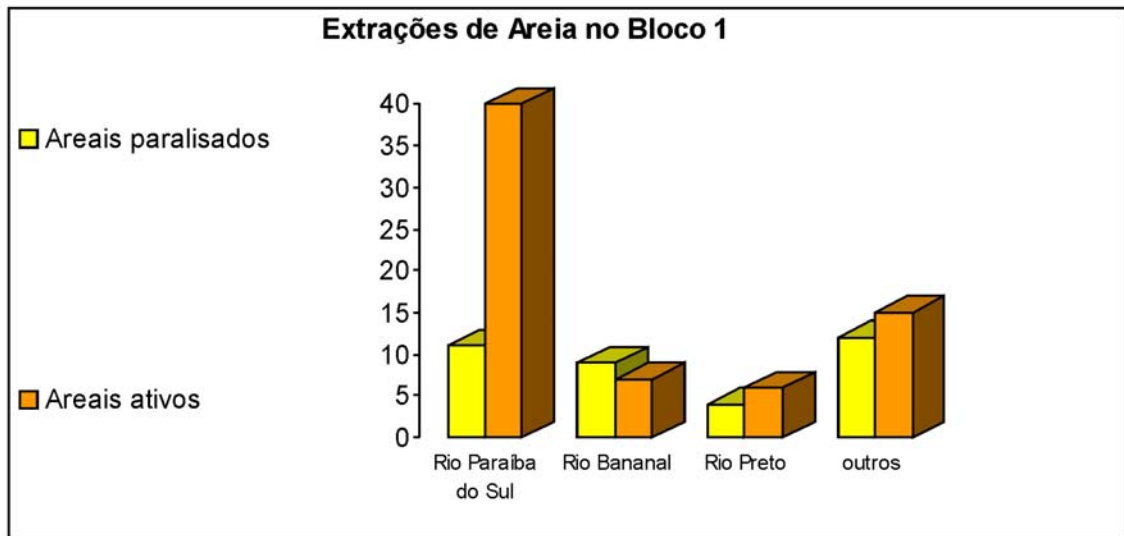


Figura 6.4: Gráfico comparativo do número de extrações de areia no Rio Paraíba do Sul em relação aos rios de menor ordem.

Esse material é utilizado para a indústria da construção civil. O maior produtor de areia na região do Médio Paraíba do Sul é a empresa Catal Mineração que atinge uma produção mensal de 2800 metros cúbicos, empregando aproximadamente 19 funcionários.

6.2.2 Argila

As extrações de argila em atividade encontram-se nas imediações das cidades de Resende e Volta Redonda onde também se localizam as olarias para fabricação de cerâmica vermelha, predominantemente tijolos. As principais empresas em atividade nessa região são a Olaria São Sebastião Ltda e a Cerâmica Arrozal Ltda.

Nas planícies aluviais do rio Paraíba do Sul, no município de Barra do Piraí foi documentada extração de argila para cerâmica vermelha atualmente paralisada.

As argilas são de coloração cinza a laranja amarelada, em geral plásticas e por vezes com presença de quartzo. Pertencem aos sedimentos das Bacias de Resende e Volta Redonda de idade Paleógena. Raramente são encontrados nos leitos de rios como sedimentos quaternários.

A espessura do pacote explotado atinge até quatro metros de profundidade, sendo descartado o material mais superficial de até 1,5 metro de espessura (figura 6.7). Sua extração é feita com auxílio de retroscavadeiras para a confecção de uma lavra retangular. Após o término da extração é feito a recomposição da área com a recolocação do solo orgânico e capeamento vegetal original (figura 6.8).



Figura 6.5- Caminhões sendo carregados por areia retirada por draga do leito do Rio Preto, MG. Ao fundo pode ser observado erosão do terraço.



Figura 6.6- Extração de areia com draga em rio de planície, Angra dos Reis, RJ.



Figura 6.7- Extração de argila cinzenta em Pirai, RJ.



Figura 6.8- Frente de lavra de argila antes da recuperação ambiental, Barra do Pirai, RJ.

As argilas são transformadas em olarias situadas próximo às extrações, e que utilizam em geral forno de lenha. São fabricados essencialmente tijolos vazados e não vazados de dimensão 20 por 20 cm, 20 por 30 cm e tijolos para laje.

6.2.3 Rocha para brita

As pedreiras para brita em atividade encontram-se distribuídas aleatoriamente nas áreas do Bloco 1: três na Folha Santa Rita de Jacutinga, quatro na Folha Barra do Piraí e uma na Folha Volta Redonda (região da Costa Verde).

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região. Na Folha Santa Rita de Jacutinga as pedreiras concentram-se em rochas granitóides (granitóides sin-tectônicos), biotita gnaisses (Megassequência Andrelândia) e sillimanita-granada biotita gnaisses (Complexo Paraíba do Sul). Destacam-se nessa área, a Pedreira Pombal no Município de Barra Mansa (Figura 6.9) e a Pedreira Volta Redonda no Município de Volta Redonda produzindo brita, pó de pedra e pedra de mão.

Na Folha Barra do Piraí, pequenas a médias pedreiras em hornblenda-biotita gnaisses (domínio tectônico Complexo Quirino), ortognaisses (domínio tectônico Complexo Juiz de Fora), e leucogranitos tardi-tectônicos foram encontradas servindo ao mercado local. Destaca-se a Pedreira Maracanã em Barra do Piraí.

Na folha Volta Redonda, a Pedreira Grama Granito-Mármore Ltda é a principal produtora de brita na Região da Costa Verde, comercializando seu produto (brita, pó de pedra e pedra de mão) nessa região turística. Os litotipos explorados são ortognaisses equigranulares a porfiroblásticos, bandados, cortados por pegmatitos, pertencentes ao domínio Complexo Rio Negro.

As pedreiras variam de pequeno a médio porte, cortando paredões de rochas *in-situ* e matacões (Figura 6.10). O método de lavra varia de artesanal (desmonte com explosivo e corte manual de paralelepípedos e brita) à mecanizada (desmonte com explosivo, utilização de retroescavadeiras e britadores).

Foram identificadas várias pedreiras paralisadas localizadas ao longo da ferrovia do Aço e das principais rodovias que cortam a região. Essas pedreiras produziram grande parte dos materiais utilizados na construção dessas estradas. O mapa da figura 6.11 apresenta a distribuição das pedreiras em atividade e paralisadas, destacando as principais rodovias.



Figura 6.9- Extensa pedreira de brita em Barra Mansa, RJ



Figura 6.10- Exploração de rocha (matacão) para confecção de paralelepípedo, Barra do Pirai-RJ.

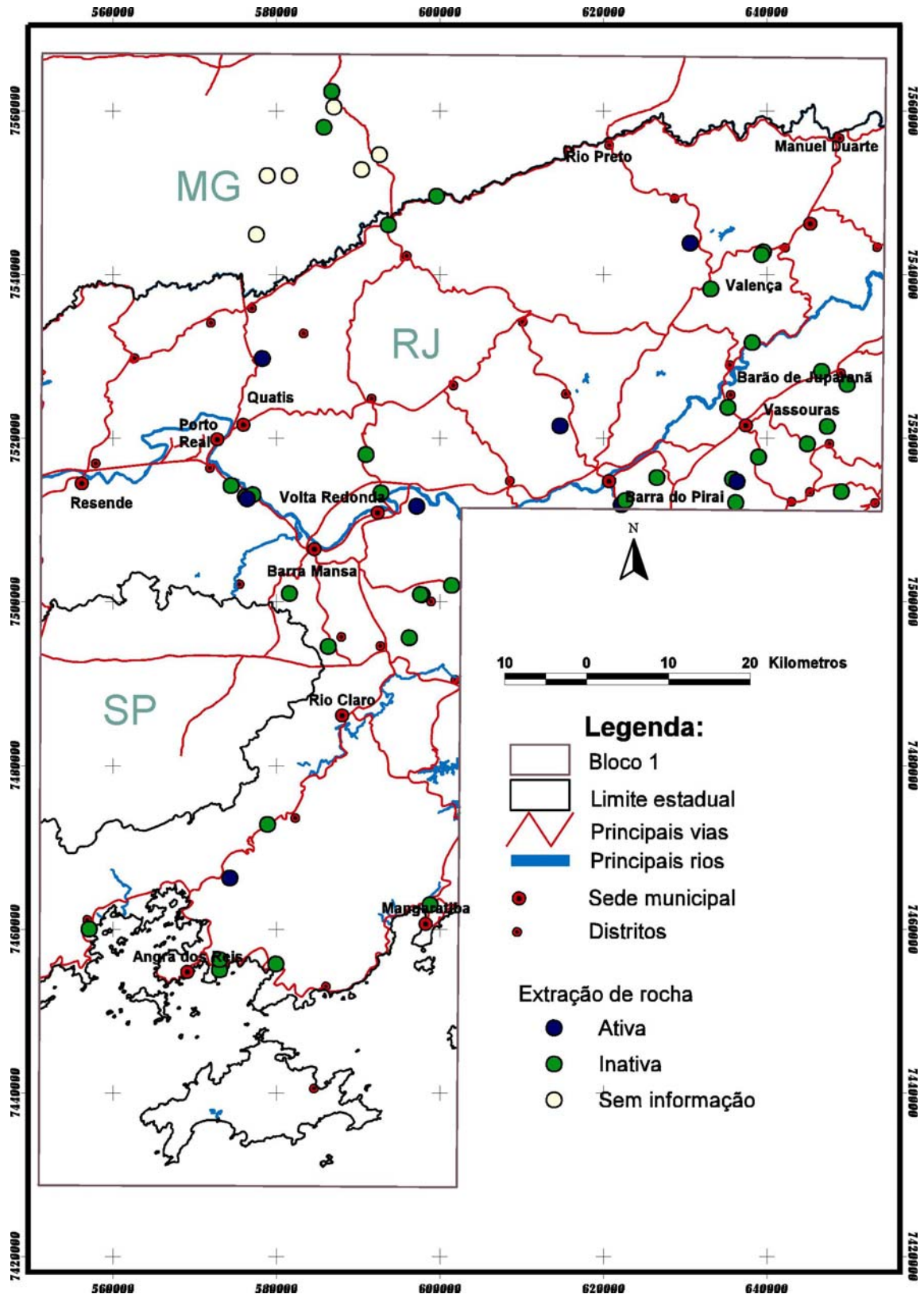


Figura 6.11: Mapa com a localização das explorações de rochas para brita no Bloco 1.

6.2.4 Quartzito

Na região foram identificadas três locais de extração de quartzito, localizadas nos Municípios de Liberdade, Resende e Quatis.

Duas minas em atividade, em Liberdade e em Resende, exploram o quartzito micáceo (muscovita) e desagregado pertencente a Megassequência Andrelândia. Esse material é retirado como saibro de área de empréstimo, para a manutenção de estradas.

Em Quatis, a Santo Estevão Mineração explora quartzito puro, recristalizado, pertencente ao Complexo Embú. Essa rocha é britada e moída para a fabricação de vidros (Figura 6.12).

6.2.5 Serpentinito

A mina de serpentinito localiza-se no município de Liberdade, e esta sendo explorada para fertilizantes pela Cia de Níckel do Brasil – Termofosfato Huzifértil.

Nesse depósito, os serpentinitos ocorrem como lentes elípticas de dimensões decamétricas intercaladas nos gnaisses e xistos pelíticos da Megassequência Andrelândia. Apresentam-se maciços, com núcleos preservados de hazburgitos, dunitos e hornblenditos (Heilbron *et al.*, 2003).

Essa rocha apresenta teores significativos de níquel, formando depósito supergênico de garnierita (depósito de níquel laterítico) (Castañeda, C *et al.*, 2003), atualmente inativo (Figura 6.13).

Foram encontradas na literatura algumas citações da presença de rochas ultramáficas (serpentinitos e talco xistos) e minerais associados como amianto e garnierita nas localidades de Valença, Conservatória, Barra Mansa e Resende. No entanto, essas citações não são precisas em relação a localização dessas ocorrências, o que dificultou a sua localização em campo (Guimarães, 2001).

6.2.6 Água mineral

A empresa Alex Oliveira Empresa Mineradora esta atualmente dando início ao processo de exploração da fonte de água mineral no Município de Barra Mansa. Esse ponto d'água encontra-se posicionado em ortognaisses fraturados do Complexo Juiz de Fora. Não se tem informação até o momento sobre as características físico-químicas das águas e parâmetros hidráulicos da fonte.



Figura 6.12- Amostra de quartzito recristalizado e moído utilizado na fabricação de vidros, Quatis-RJ.



Figura 6.13- Afloramento de garnierita sobre serpentinito, no “Morro do Níquel” em Liberdade-MG.

6.2.7 Recursos Minerais de menor importância

Vários bens minerais foram citados na literatura como ocorrências, indícios e minas atualmente exauridas. Alguns vestígios dessas mineralizações foram encontrados em campo. São eles: *bauxita, grafita, mármore, minerais de pegmatitos (caulim, feldspato, muscovita, turmalina e berilo, minerais pesados (ouro, diamante, titanita/scheelita/ilmenita/monazita) pirita e saibro.*

Bauxita: Em Barra do Piraí, são citadas duas ocorrências de bauxita relacionadas ao Maciço Alcalino da Serra dos Tomazes. Nessa região identificou-se sienito porfirítico fino e brechas alcalinas, possivelmente a rocha primária da mineralização. A leste da cidade de Resende encontram-se as ocorrências de bauxita do Morro Redondo, algumas citadas como exploradas. Nessa área foi encontrada rocha alcalina, porém não se verificou vestígio de bauxita.

Grafita: Na literatura encontra-se uma citação de ocorrência de grafita no Município de Resende no contato tectônico entre brecha alcalina e biotita gnaíse. Porém não se encontrou vestígios desse mineral em campo.

Rochas carbonáticas (mármore): Totalizam nove registros de antigas extrações e ocorrências de mármore na Folha Barra do Piraí, três na Folha Volta Redonda e uma na Folha Santa Rita de Jacutinga.

Essas jazidas de mármore formam um *trend* principal nordeste/sudoeste de aproximadamente 70 km cortando essas folhas do Bloco 1. Esse *trend* inclui na Folha Barra do Piraí seis antigas extrações descritas como mármore e mármore dolomítico encaixados em gnaíses do Complexo Quirino, Paraíba do Sul e Megasequência Andrelândia, localizadas nas proximidades dos lugares denominados Dorândia (Figura 6.14), Barão de Juparanã e Abarracamento. A produção era destinada a empresa Celite, fabricante de louças sanitárias e também a CSN- Companhia Siderúrgica Nacional, para uso na siderurgia.

Duas antigas extrações e uma ocorrência estão fora deste *trend*, estando situadas a sudeste da Folha Barra do Piraí, entre a cidade de Governador Portela e o lugarejo Sacra Família do Tinguá. Estas duas antigas extrações estão encobertas por deslizamentos, porém informações locais informaram que o mármore dolomítico destas minas era destinado à construção civil.



Figura 6.14- Lente de mármore em biotita gnaiss. Frente de lavra abandonada, Barra do Piraí-RJ.



Figura 6.15- Amostra de muscovita, mina paralizada em Pentagna-RJ.

Na Folha Volta Redonda, as lentes de mármore estão encaixadas em sillimanita gnaisses do Complexo Paraíba do Sul. Foram identificadas duas ocorrências e uma mina paralisada.

Na Folha Santa Rita de Jacutinga somente uma mina abandonada foi citada em lentes de mármore encaixados no Complexo Paraíba do Sul.

Minerais de pegmatitos: Na região do Bloco 1 foram identificados importantes bens minerais em corpos pegmatíticos : *caulim, feldspato, muscovita, turmalina e berilo*. Em geral, esses corpos pegmatíticos situam-se paralelamente ao Rio Paraíba do Sul delineando um trend de direção nordeste-sudoeste cortando rochas metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul e granitos sintectônicos.

- *Caulim*: As minas de caulim encontram-se atualmente paralisadas. Existiram três jazidas distribuídas ao longo de 800 metros na localidade Sítio do Oriente em Valença. No local, foram identificados alguns blocos de caulim com cerca de 20 centímetros de diâmetro e mais raramente atingindo 1,5 metros, provenientes do intemperismo de feldspatos que ocorrem em corpos pegmatíticos que cortam biotita gnaisses intemperizados. Atualmente a área esta sendo usada para extração de saibro.

Duas ocorrências/indícios de caulim, sem expressão econômica, estão identificadas no mesmo local das acima referidas.

Outra mina inativa de caulim em pegmatito situa-se na localidade de Pentagna, na rua de acesso a escola Municipal João Esteves. A lavra foi iniciada no final do século passado com a abertura de um poço (Menezes, 1982) e entre 1920 e 1930 explorou-se caulim e quartzo leitoso. O mesmo autor menciona que após esta data houve exploração de caulim, quartzo (leitoso e cristal de rocha), berilo (comercial e gema), muscovita e columbita-tantalita. No local foram identificados blocos de até 3 metros de diâmetro de quartzos leitoso, hialino e fumê, placas de muscovita variando de 5 cm. a 25 centímetros de diâmetro e grãos centimétricos de berilo em agregados de quartzo.

- *Feldspato*: Atualmente não há registro de extrações ativas de feldspato. Na literatura foram citadas cinco antigas extrações (Menezes, 1982) e 12 ocorrências de feldspato no Bloco 1. As jazidas situam-se ao longo do Rio Paraíba do Sul, na Folha Barra do Piraí, e ao sul de da cidade de Volta Redonda. As ocorrências/indícios deste bem mineral distribuem-se em sua grande maioria na Folha Volta Redonda.

A jazida mais significativa de feldspato encontra-se a sudoeste da cidade de Barra do Piraí (Santa Cecília) e foi explorada na década de 50. Esta encaixada em pegmatito de cerca de 800 metros de extensão, dez de largura e 30 metros de altura. Essa exploração foi interrompida devido a presença de intercrescimento gráfico de quartzo-feldspato, com concentrações de turmalina e granada (Menezes, 1982).

Outras jazidas inativas de menor porte fecharam devido a desmoronamento das galerias de exploração.

- *Muscovita*: Indícios de muscovita são encontrados em Valença e Pentagna provenientes de pegmatitos. No pegmatito de Pentagna já houve extração de muscovita (Menezes, 1982), e hoje ainda são encontradas no local placas deste mineral com cerca 25 cm de diâmetro (Figura 6.15).

Nos registros do Cadastro Mineiro do DNPM estão protocolados dois processos de concessão de lavra para muscovita (localidades de Pentagna e Rio Preto, Folha Barra do Pirai). A concessão de Pentagna cita ainda extração de berilo e caulim.

- *Turmalina* : Uma única ocorrência de turmalina preta encaixada em pegmatito foi citada na literatura, no Município de Rio Claro. No local, existe uma antiga galeria de alguns metros de extensão em pegmatito composto por quartzo, feldspato róseo e muscovita. Turmalina aparece em grãos diminutos e disseminados nessa rocha.

- *Berilo*: Na localidade de Pentagna, no mesmo local de antiga exploração de feldspato encontra-se berilo, que segundo Menezes (1982) já foi explorado comercialmente. Atualmente, encontram-se alguns indícios desse mineral no local (Figura 6.16).

Dois indícios de berilo foram encontrados próximos a cidade de Lídice e ao lugarejo de Barão de Vassouras. Em Lídice, berilos de até cinco centímetros de coloração azul a azul-esbranquiçada foram identificados disseminados em veios de quartzo e veios de quartzo-feldspato de até um metro de largura que cortam rochas calcissilicáticas ricas em granada (figura 6.17).



Figura 6.16- Amostra de berilo, mina paralisada em Pentagna-RJ.



Figura 6.17- Berilos centimétricos em pegmatito, Lídice-RJ (indício).

Em Barão de Vassouras, os berilos são milimétricos de coloração azul claro. Ocorrem em pegmatitos (centimétricos) encaixados em gnaisses leucocráticos. Esse indício foi observado em rochas de uma pedreira abandonada que provavelmente explorou rocha para brita.

Minerais pesados : Na região do Bloco 1 foram citados ocorrências de minerais pesados como ouro, diamante, titanita/scheelita/ilmenita/monazita.

- *Ouro:* Duas ocorrências foram citadas nos aluviões do Rio Preto e tributário, próximo a cidade de Rio Preto, Minas Gerais (Castañeda *et al.*, 2003). Não foram atualmente encontrados vestígios dessas ocorrências.

- *Diamante:* A única citação de ocorrência de diamante foi feita por Lamego (1936) próximo a localidade Bocaina, na Folha Santa Rita de Jacutinga.

- *Titanita/scheelita/ilmenita/monazita:* As ocorrências desses minerais pesados foram descritas nos sedimentos arenosos de praia entre as cidades de Angra dos Reis e Parati. A fonte provável desses minerais deve ser os granitos pós-tectônicos da região.

Pirita: A conhecida jazida de pirita próximo a cidade de Rio Claro (Folha Volta Redonda) foi explorada na época da II Guerra Mundial e considerada por Fonseca *et al.* (1979) como expressivamente econômica. Mais recentemente, foi alvo de pesquisa mineral pela Mineração Riofinex do Brasil que realizou sondagens e constatou a presença de esfalerita e galena.

No local, foram encontradas três galerias horizontais de aproximadamente 5 metros de altura e até 8 metros de largura, e sua extensão não foi determinada (Figura 6.18).

A pirita encontra-se disseminada ou formando agregados de grãos bem formados milimétricos a centímetros em rocha silicosa esbranquiçada, facilmente desagregável e porosa (Figura 6.19). Identificou-se mais raramente a presença de feldspato róseo. Essa rocha está localizada no domínio de litotipos metassedimentares da Megassequência Andrelândia com predomínio de calciosilicáticas, níveis de gonditos e muscovita quartzitos. Essa rocha pode ser preliminarmente interpretada como níveis de metachert ou como rocha derivada de alteração hidrotermal intensa. Segundo Fonseca *et al.* (1979) nos relatórios da Mineração Riofinex a mineralização é caracterizada como singenética.



Figura 6.18- Galeria de antiga exploração de pirita, Rio Claro, RJ.



Figura 6.19- Amostra de pirita em rocha quartzosa porosa, mina inativa de Rio Claro, RJ.

Ocorrências de sulfetos (pirita, calcopirita, bornita e molibdenita) próximo ao lugarejo de Cruzeiro e entre Bom Jardim de Minas e Santa Rita de Jacutinga, Folha Santa Rita de Jacutinga, foram citadas na literatura porém sem a localização precisa (Castañeda *et al.*, 2003).

Saibro: Existem 59 saibreiras paralisadas na região do Bloco 1 citadas nos relatórios da Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro coordenada pelo DRM . Em geral essas explorações não deixaram vestígios no campo.

É comum encontrar pequenas saibreiras denominadas de áreas de empréstimo, espalhadas por toda a área do Bloco 1, fornecendo material para manutenção de pequenas estradas.

A única saibreira em atividade atualmente, encontra-se próxima à localidade de Pentagna (Folha Barra do Piraí). Em geral, o saibro é derivado do intemperismo de rochas gnáissicas e/ou quartzíticas.

6.3 Projeções e Perspectivas

A maioria das minas presentes no Bloco 1 deve ser considerada como de pequeno porte, ou seja sua produção bruta é superior a 10.000 t/ano e menor ou igual a 100.000t/ano. Segundo dados do DNPM, as minas de pequena escala representam quase 70% das minas brasileiras e em geral estão ligadas as rochas e minerais industriais. A pesquisa e exploração dos minerais industriais em geral estão intimamente relacionadas a demanda na construção civil, além de proximidade de centros urbanos e rodovias. Esses aspectos tornam a produção dessas minas irregular, podendo mesmo a paralisar definitivamente ou temporariamente, dificultando indiretamente as tentativas de avaliações econômicas desse setor.

Nos municípios que compõem a área estudada, pode-se considerar a atividade mineira como unicamente direcionada ao consumidor local. A extração de areia ao longo do Rio Paraíba do Sul entre Resende e Barra do Piraí, abastece o pólo siderúrgico dessa região. A brita espalha-se em toda a área, servindo unicamente a pavimentação de estradas e ferrovias e a construção local.

Com relação aos materiais de construção (areia, argila, rocha para brita) não há grandes perspectivas para o incremento da sua produção pois o mercado é restrito. A pequena produção local tem emprego imediato na construção civil, atividade que entretanto, não apresenta grande expressão, considerando que as cidades da região possuem um pequeno número de habitantes.

Quanto aos bens minerais metálicos (bauxita, pirita, níquel) e preciosos (diamante e ouro) é importante salientar que se tratam de ocorrências ou antigas minas paralisadas. A região deve portanto ser averiguada por uma campanha prospectiva visando esses recursos e as minas paralisadas averiguadas o potencial econômico não exaurido.

As principais ocorrências e jazidas de minerais de pegmatito como caulim, feldspato e muscovita ocorrem próximo ao eixo urbanizado ao longo do Rio Paraíba do Sul (de Resende a Valença) e podem eventualmente ser reativadas. Os indícios de berilo devem ainda ser pesquisados quanto ao potencial como gema.

A exploração de rochas carbonáticas (mármore) para a indústria de louças sanitárias ou para a indústria cimenteira demonstra uma potencialidade significativa na região, pois se encontram várias lentes espessas de mármore aflorantes na porção sul do Bloco 1, intercaladas nas unidades metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul.

O potencial da região para depósitos de minerais pesados como titanita, scheelita, ilmenita e monazita é importante, visto que ocorrências desses minerais já foram encontradas nos sedimentos de praia no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro entre Angra dos Reis e Mangaratiba.

Vale ressaltar o aproveitamento de quartzito para a fabricação de vidros, indústria que vem tendo atualmente grande interesse de desenvolvimento próximo aos eixos urbanos.

Os recursos minerais em exploração na área do Bloco1 não tiveram suas reservas rigorosamente avaliadas. Entretanto, pode-se estimar que, em relação aos Recursos Minerais Industriais haja um volume bastante expressivo desses bens minerais, garantindo a demanda local por períodos seguramente superiores a várias **dezenas de anos**.

6.4 Aspectos ambientais

Um dos problemas ambientais gerados pela extração de areia na região do Médio Paraíba, entre as cidades de Resende e Barra do Piraí, corresponde à degradação dos leitos e terraços aluvionares. A retirada de areia por dragas de sucção pode provocar uma mudança no regime de fluxo das águas dos canais fluviais, gerando erosão de seus terraços e por conseguinte o assoreamento do mesmo. Nesse caso, estudos de impacto ambiental estão sendo executados pelos órgãos competentes.

No caso de pedreiras para exploração de brita é necessário o comprometimento das empresas mineradoras quanto ao impacto na paisagem e a quantidade de rejeito gerado. Lindas paisagens naturais da Serra da Bocaina e Região da Costa Verde, ambas de importante interesse turístico, devem ser preservadas do impacto visual causado pela abertura de lavras a céu aberto que interfiram na paisagem (Figura 6.20). No entanto, apesar do funcionamento intermitente das pedreiras, não foi identificado na região impactos significativos e nota-se inclusive que a vegetação tente a recobrir a frente de lavra abandonada (Figura 6.21).

6.5 Considerações sobre o potencial econômico

A região do Bloco 1 é cortada na sua área central pelo Rio Paraíba do Sul e por rodovias estaduais e interestaduais. Cidades com mais de quinhentos mil habitantes encontram-se ao longo do Médio Paraíba do Sul, como Resende e Volta Redonda. Nessa região central localiza-se o pólo siderúrgico do estado com a presença da Cia Siderúrgica Nacional e Cia Gerdau.

Essa região é cortada por importantes rodovias interestaduais, como a BR 116 (Via Dutra) na parte central e a rodovia Rio – Santos na porção sul. Essa situação favorece o escoamento dos recursos industriais produzidos nessa região.

Na porção setentrional do Bloco 1 no estado de Minas Gerais, encontra-se instalada a fábrica da Rio Doce Mineração (Grupo da Cia Vale do Rio Doce) para confecção de pelotas de Si-Mn-Fe que abastecem as usinas siderúrgicas de Volta Redonda. A região litorânea do Bloco 1 denominada de

Região da Costa Verde é um importante pólo turístico regional. Nessa região, encontra-se a Usina Nuclear de Angra III.

A maioria das minas presentes no Bloco 1 estão relacionadas aos Recursos Minerais Industriais como areia, argila e rocha para brita. São consideradas como de pequeno porte e atendem a indústria da construção civil local. Essas jazidas são intermitentes e independentes de controle geológico, mas principalmente dependentes do consumidor local. Nesse sentido, as reservas minerais desses bens são expressivas garantindo o consumo local e regional por período indeterminado.

No entanto, o potencial para gemas e minerais metálicos deve ainda ser averiguado. As ocorrências de gemas e minerais metálicos são restritas e não tem no momento nenhuma exploração em atividade.

Uma campanha de prospecção mineral é necessária para a identificação de pegmatitos com potencial para produção de berilo, como nos arredores de Pentagna e Rio Claro.



Figura 6.20- Paisagem vista do topo de pedra de brita em Angra dos Reis-RJ.



Figura 6.21- Vegetação avançando sobre frente de pedra paralisada, Angra dos Reis, RJ.

Os ambientes metalogenéticos para depósitos de níquel e bauxita estão presentes na região. Rochas metaultramáficas ocorrem como lentes no norte da região do Bloco 1 e necessitam de estudos dirigidos voltados para a possibilidade de mineralização de níquel. No caso das bauxitas, corpos de rocha alcalina situam-se próximo às cidades de Resende e Barra do Pirai. Deve-se considerar a possibilidade da alteração intempérica dessas rochas terem gerado depósitos econômicos de bauxita.

A pirita presente em Rio Claro, explorada na década de 40, foi alvo de pesquisa por empresa de mineração nos anos 80. Como não se tem acesso aos resultados obtidos, não se pode desconsiderar o seu potencial. As rochas aflorantes nas galerias antigas dessa mineralização (quartzitos ricos em granada, metachert?, rochas calciossilicáticas) sugerem um ambiente tipo sedimentar exalativo. Uma campanha de sondagem poderia definir o pacote litológico encaixante da mineralização e por conseguinte o ambiente metalogenético associado e o potencial econômico da ocorrência.

O potencial hidrogeológico da região do Bloco 1 está associado diretamente ao Rio Paraíba do Sul e Rio Preto, que cruzam a parte central e norte do Bloco 1 respectivamente. O Rio Paraíba do Sul, que apresenta seus canais com até mais de 200 metros de largura, está situado num eixo entre centros urbanos de maior densidade populacional e industrial do Bloco 1. Estas cidades que cresceram nas proximidades deste eixo de desenvolvimento, estão diretamente ligadas aos recursos hídricos do Rio Paraíba do Sul, desde a indústria até o abastecimento de água para a população local.

As bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda apresentam grande potencial hídrico superficial e subterrâneo renovável. Existem inúmeros poços para abastecimento de indústrias, localizados sobre terrenos das bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda.

O Bloco 1 apresenta um potencial geoturístico diversificado devido aos diferentes ambientes geomorfológicos existentes nesse bloco que facilitam uma variedade de atividades de lazer. No litoral da região da Costa Verde, lindas enseadas e praias de areia fina propiciam esportes aquáticos e náuticos. Na Região de Santa Rita de Jacutinga, as cachoeiras e montanhas são a atração local com a presença de associação de jipeiros *off road*. Destaca-se também o circuito das cidades históricas como Valença, Vassouras e Conservatória. Os Parques Nacionais da Ilha Grande e Bocaina preservam paisagens naturais propiciando o desenvolvimento do ecoturismo.

Quanto aos riscos ambientais que as atividades minerais e industriais possam gerar deve-se observar a legislação pertinente para minimizar os danos.

As extrações de areia e rocha para brita são as principais preocupações quanto à modificação do meio ambiente. A exploração desses bens minerais na região não provocou até o momento impactos ambientais significativos.

É necessário o monitoramento constante do desenvolvimento industrial nas proximidades do Rio Paraíba do Sul, visando mantê-lo a salvo de rejeitos e contaminações.

As margens dos principais rios e tributários deve ser preservada de uma ocupação desordenada que conduz ao assoreamento do leito dos rios. Na região costeira, a ocupação de encostas por residências é também um fator importante que interfere no meio físico da região.

Os riscos geológicos estão associados à zona de deslizamento em corte de estradas principalmente ao longo da rodovia Rio Santos, na região da Costa Verde próximo a cidade de Angra dos Reis. Estes deslizamentos estão associados em geral à declividade do terreno e o risco torna-se mais evidente devido ao intenso trânsito de veículos nessa rodovia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. 1970. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. Boletim de Geomorfologia, 18, IGEO/USP, São Paulo.
- ALBUQUERQUE, A.P.B. 2001. Análise dos padrões de fraturamento neotectônico e a sua possível aplicação na avaliação hidrogeológica da bacia sedimentar de Resende (RJ). Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. Monografia de Graduação, 61pp.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo, Inst. Geogr. Geol., Boletim 41, p. 167-263.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Suplemento), 48:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, **7** (4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. 1993. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: Síntese dos conhecimentos. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II, Salvador. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, Anais, p. 256-259.
- ALMEIDA, F.F.M de, AMARAL, G., CORDANI, H.G., KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: Nairs, A.E.M. and Stehli, F.G. (eds.). The ocean basins and margins, I. p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., NEVES B.B DE B. & FUCK., R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Bol. Esp., Campina Grande: SBG. 12p.
- ALMEIDA, F.F.M. DE, HASUI, Y. NEVES B.B. DE B & FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, v. 17 (1/2), p. 1-29, Amsterdam
- ALMEIDA, J.C.H. 1992. Mapeamento Litoestrutural da folha Luminárias, MG. 1:50.000, com ênfase nos metassedimentos do ciclo deposicional Andrelândia. Dissertação de Mestrado. 116p. IG/UFRJ. Inédita.
- ALMEIDA, J.C.H. 1994. Caracterização Geométrica do Rejeito da Zona de Cisalhamento de Três Corações, Sul de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38 . Bol de Res. Exp..., Balneário de Camboriú. SBG-RJ, V 2, p. 248-249
- ALMEIDA, J.C.H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. IGCE, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 190 p. Inédita.
- ALMEIDA, J.C.H; EIRADO SILVA, L.G.; AVELAR, A.S. 1991. Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal-SP. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, 1992, Atas... São Paulo, SBG:SP/RJ/ES, p. 509-517.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G.; VALLADARES, C.S. 1993. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, 1993. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, p. 155-160.
- ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M, HEILBRON M., TROUW R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: SBG-MG, Congr. Bras. Geol., 39, Belo Horizonte, Anais, 32.
- ALMEIDA, S. 1993. Metamorfismo de Corpos Ultramáficos na Região de Liberdade, MG. IN: Simpósio de Geologia do Sudeste, III, Rio de Janeiro, 1993. Atas... Rio de Janeiro, SBG., p: 132-137.

- ALVES, F. 1998. Atenção aos pequenos. *Revista Brasil Mineral*, **167**, p.3.
- AMADOR, E.S. 1975. Estratigrafia e sedimentação na Bacia de Resende - RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Suplemento)*, 47: 181-223.
- ANDREIS, R.R.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1989. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste 1, Rio de Janeiro, Boletim, 97-98.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: PETROBRÁS. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p.75-88. (Série Projeto REMAC, 4).
- AZEVEDO, H.C.A. *et al.* 1994. *Catálogo de rochas ornamentais da Bahia*. SGM, Salvador, 148pp.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. 1983. Reinterpretação da "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-15.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. 1985. Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Contrib. Geol. Petrol. SBG, Núcleo de Minas Gerais*, p. 49-61.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A.N. 1964. Palaogeographische und palaoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sudbrasilien. *Zeitschrift f. Geomorphologie*, Berlin, NF 8 (3): 286-312.
- BIGARELLI, W. & ALVES F. 1998. Areia e brita: produção nacional é quase igual a do ferro. *Revista Brasil Mineral*, **167**: 16 - 45.
- BITTAR, S.M. 1990. Mapa geológico-estrutural da folha Caxambu e de parte sul da folha Luminárias, MG. In: Congr. Bras. Geol. 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. V.6: 2798-2807.
- BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H.; FERRARI, P.G. 1976. Projeto Vale do Paraíba do Sul; Relatório Final. DNPM/CPRM (CPRM, rel. nº 590), 41p.
- BRITO NEVES, B.B. 1993. De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: placa, continente/península, cráton e ante-país *Anais do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, Salvador, Bahia, Agosto de 1993, SBG/NBA-SE/SGM: 3-5.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40
- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C. & FUCK, R.A., 1999. From Rodínia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22, 155-166.
- BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp.63-114. Elsevier, Amsterdam.
- CABRAL JR., M. *et al.* 1998. Os Minerais industriais nos congressos brasileiros de geologia; uma análise histórica do tema. In: SBG, Congr. Bras. de Geologia, 40, *Boletim de resumos*, p.320.
- CAMPANHA, G.A.C., 1981. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ), *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 3, 159-171.
- CAMPANHA, G.A.C, 2002. O papel das zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese Livre-Docência (inédita): 105 p.
- CAMPANHA, G.A.C. & FERRARI, A.L. 1984. Lineamento Além Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*SBG, 12:5425-5432.
- CAMPANHA, G.A.C & TEIXEIRA, A.L. 1986. Nota sobre a ocorrência de um novo depósito molássico de possível idade eopaleozóica no Estado de São Paulo: Fm. Quatis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58(4):595.
- CAMPANHA, G.A.C. AND SADOWSKY, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apaí Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.

- CAMPOS NETO, M.C., 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan-African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Editores). Tectonic Evolution of South America, 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S., 1983. Evolução estrutural brasileira do NE de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: Anais do 4º Simpósio Regional de Geologia de São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1: pp. 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais... SBG, **6**:2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. A Orogênese Rio Doce. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos... SBG, **1**:276-277.
- CAMPOS NETO M.C. & CABY R. 1999 Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from nappe system south of the São Francisco craton, southeast Brazil. Precambrian Research 97:3-26.
- CAMPOS NETO, M.C. & CABY, R., 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. Tectonics, **19**, 669-687.
- CAMPOS NETO M.C. & FIGUEIREDO M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences. **8**(2): 143-162.
- CASTAÑEDA, C. ET AL. 2003. Recursos Minerais: Projeto Sul de Minas – etapa 1. In *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, Convenio SEDE-COMIG-UFMG, Projeto Sul de Minas – etapa 1, Vol.II, 7. Comig, pp.: 660 - 671.
- CASTRO, H.O.; QUEIROZ, M.A.; BARBOSA, A.L. & SAD, J.H.G. 1984. Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do Piraí e Vassouras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, p: 2346-2354.
- CHRISPIM, S. J. 1990. Mapeamento geológico de uma área na Folha Carmo da Cachoeira (MG) com ênfase nas Serras da Bocaina e Faria (Rio de Janeiro), Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. IG/UFRJ. 197p. Inédita.
- CHRISPIM, S. & TUPINAMBÁ, M.A. 1989. Observações sobre o caráter transpressivo da deformação entre as zonas de cisalhamento do Paraíba do Sul (RJ) e Guaçuí (ES). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, Rio de Janeiro, 1989. Atas..., Rio de Janeiro, SBG/RJ, p. 120-121.
- CIMINELLI, R.R.1994. *Uma proposta para viabilização tecnológica dos produtos brasileiros de minerais industriais*. Monografia do curso MBA Executive, Universidade de São Paulo, 23p.
- COBBOLD, P.R.; MEISLING, K.E.; MOUNT, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bulletin. 85, 1925-1944.
- COELHO, J.M. *et al.* 2000. Rochas e Minerais Industriais do Brasil . In Instituto Tecnológico Geominero de Espana (ed.) *Rocas y Minerales Industriales de Iberoamérica*, pp.: 115-152.
- COELHO, J.M. *et al.* 1996. O papel da monitoração da disponibilidade primária dos minerais industriais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, **5**: 147-149.
- COELHO NETTO, A.L. 1999. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. Suppl. Geog. Fis. Dinam. Quat. III, T.3: 21-48.
- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.; DANTAS, M.E.; DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D.; DAVIS, J.C.; PROCTOR, I.; VOGGEL, J. SOUTHON, J. 1994. ¹⁴C AMS evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brasil: stratigraphy and stratigraphic inversions. 14th Intern. Sedim. Congr., IAS, Recife, 28-30.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília, 4 CDRom.
- CONDET CONSULTORIA DE EMPREENDIMENTOS LTDA 1999. *Estudo setorial de Rochas Ornamentais do Estado do Rio de Janeiro*. Sumário executivo, Rio de Janeiro, 27pp.
- CORDANI U.G., DELHAL L., LEDENTE O. 1973. Orogêneses Superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Revista Brasileira de Geociências., **3**(1):1-22

- CORDANI, U.G., COUTINHO, J.M.V. & NUTMAN, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embú Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 903-910.
- CORDEIRO P.A.C., PALERMO N., ERTHAL F.L.C., MANSUR K.L. E SCHULER M.A. 2000. Mineral Resource Database of Rio de Janeiro State, Brazil.. *In: IGS, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Anais, CDRom.*
- CORRÊA NETO, A.V; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G & CABRAL R. 1993. Geologia e estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios e Sapucaia (RJ). *In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, 1993. Boletim de Resumos...Rio de Janeiro, SBG, p. 194-200.*
- DANTAS 2001. Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. *In: CPRM - Estudo Ambiental do Estado do Rio de Janeiro. Ministério de Minas e Energia, Brasília (DF). CD-ROM.*
- DANTAS, M.E. & COELHO NETTO, A.L. 1991. Morfologia dos fundos de vales da bacia do rio Bananal (RJ-SP): médio vale do rio Paraíba do Sul. *Simp. Geogr. Fis. Aplic., 4, P. Alegre, Anais. AGB, p. 113-120.*
- DANTAS, M.E.; EIRADO, L.G., COELHO NETTO, A.L. 1994. Spatially nonuniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoints in the southeastern brazilian plateau. *14th Intern. Sedim. Congr., IAS, Recife, 12-13.*
- DANTAS, M.E.; EIRADO SILVA, L.G.; COELHO NETTO, A.L. 1995. Níveis de base locais e estocagem diferencial de sedimentos nas bacias dos rios Bananal (SP/RJ) e do Salto (RJ): controles geológicos e morfométricos. *In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa), 5, Niterói, p.176-182.*
- DAYAN, H & KELLER, J.V. 1989. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências, 19(4): 465-506.*
- DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia, 5(4): 523-550, IBGE, Rio de Janeiro.*
- DE MARTONNE, E. 1944. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia, 6(2), p.155-178, IBGE, Rio de Janeiro.*
- DELHAL J., LEDENT D., CORDANI U, 1969. Ages Pb/U; Sr/Rb et Ar/K de Formations Métamorphiques et Granitique du Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro e Minas Gerais). *An. Soc .Geol. Belg. 92: 271-283.*
- DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS, 1995. Integração das Folhas Geológicas 1:50.000 do Estado do Rio de Janeiro na escala 1:400.000, DRM, Niterói, mapa.
- DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS, 2005. Registro Mineral, DRM, Niterói, relatório interno.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL 1977. Avaliação Regional do Setor Mineral-RJ. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 43.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL 1983. Sumário Mineral. Rio de Janeiro, DNPM, vol.1, 86p.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL 1994. Plano Plurianual para o Desenvolvimento do Setor Mineral, Brasília, DNPM, vol.1.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL 2005. *Cadastro Mineiro*. DNPM, Rio de Janeiro, www.dnpm.gov.br.
- DIOS, F.R.B.; ALMEIDA, J.C.H.; CRUZ, E.L.C. 1993. Seção geológica entre Mangaratiba e Rio Claro, RJ. *Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Outubro/1993. SBG, Núcleos Rio de Janeiro/São Paulo, p. 161-167.*
- DIOS, F.R.B. 1995. Geologia, petrologia e metamorfismo dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba (1:50.000). Rio de Janeiro 119p. (Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- DUARTE, B.P. 1998. Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica. *Inst.de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado 284pp. Inédita.*

- DUARTE, B.P. & HEILBRON, M. 1999. Metamorphic Evolution of the Early to Medium Proterozoic Granulite Facies Rocks of the Central Segment of the Brasiliano-Panafrican Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: European Union of Geosciences. Journal of Conference. Abstracts, **4** (1): 792. Cambridge Publications, Strasbourg, France.
- DUARTE, B.P. & VALENTE, S.C. 1999. Modelamento Petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, e Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Porto Seguro, BA, 1999. Boletim de Resumos Expandidos, SBGq, p. 488-491.
- DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1994. Geologia da Região Juiz de Fora e Matias Barbosa (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário de Camboriú, 1994. Boletim de Resumos... Balneário de Camboriú, SBG V2, p: 88-90.
- DUARTE B.P.; FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.; HEILBRON M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, **27**(1): 67-82.
- DUARTE B.P., HEILBRON M., CAMPOS NETO M.C. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt., Revista Brasileira de Geociências, 30(3): 358-362.
- DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S.; VALENTE, S.C. & HEILBRON, M. 2001. Embasamento Arqueano a Eoproterozóico do Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 8, e Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 1, Curitiba, PR, Outubro, 2001. CD-ROM de Resumos Expandidos, SBGq, registro 79 (5p.).
- DUARTE, B.; HEILBRON, M.; NOGUEIRA, J.R.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L.G.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.C.H.; GUIA, C. 2003 Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In : Coordenadores: Pedrosa Soares, A.C.; Noce, C.M.; Trouw, R.; Heilbron, M. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e Versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Volume I, Capítulo 6: p.153-258.
- DUARTE B.P., VALENTE, S.C., CAMPOS NETO, M.C. 2004. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central ribeira Belt, SE Brazil: an Archean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African orogeny. Gondwana Research, 7:437-450.
- EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, p. 62-81, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. 1956. Relatório de Atividades. IN: Relatório Anual do Diretor da Divisão de Geologia e Mineração, DNPM, Rio de Janeiro, Ano 1955: 62-81.
- EBERT H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- EBERT H. 1958. Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais: Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 48 p. (Boletim 183).
- Ebert H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40:215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides.
- EBERT, H.D. 1984. Os Paraibides entre São João del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. São Paulo, SBG-SP. p. 72-103. (Publicação 12).
- EBERT, H.D. & HASUI, Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society London, Spec. Publ. 135:231-252.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y; COSTA, J.B.S. 1991. O caráter transpressivo do Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul. In: Boletim III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, SBG, pp. 139-141

- EBERT, H.D., NEVES, M.A.; HASUI, Y.; LOPES, J.A.; GUERRA M. 1995. Compartimentação crustal e evolução cinemática da Província Mantiqueira através de modelagem física. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, 26-28.
- EBERT H.D., CHEMALE, F., BABINSKI, M., ARTUR A.C., VAN SCHMUS W.R. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics* **15**(2):688-699.
- EIRADO SILVA, L.G. 2006. A Interação entre os Eventos Tectônicos e a Geomorfologia da Região da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, FGEL/ UERJ. Inédita.
- EIRADO SILVA, L.G.; DANTAS, M.E.; COELHO NETTO, A.L. 1993. Condicionantes litoestruturais na formação de níveis de base locais (knick points) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, **3**, Atas, Rio de Janeiro, p. 96-102.
- EIRADO SILVA, L.G., ALMEIDA, J., HEILBRON, M. (subm). Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na região da Serra da Bocaina e Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*.
- ENDO I. & MACHADO R. 1993a. Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais, SBG, 283-285.
- ESCOBAR, I.P. 1999. Estudo Regional da Bacia de Resende com base no Método Gravimétrico. Relatório Final, Projeto MODESTHI. CPRM, Rio de Janeiro. 26 p.
- ESTEVES, M.A. 1995. Geologia, Petrografia e geoquímica preliminar do leucogranito Capivara, Itamonte (MG). Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 132p. Inédita;
- FERNANDES, A.J. 1991. As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento, no leste do Estado de São Paulo. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, SBG, Atas, 501-508.
- FERNANDES, A.J.; Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H. 1990. O Complexo Embú no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Anais.. 6: 2755-2763.
- FERNANDES, G.A 2001. Contribuição ao entendimento geológico do Terreno Oriental da Faixa Ribeira na Baía da Ilha Grande, Litoral Sul Fluminense, RJ. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 139p. Inédita.
- FERRARI, A.L. 1990. Geologia do Rifte da Guanabara (RJ) na sua porção centro ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais 6, pp. 2585-2872
- FERRARI, A.L. 2001. Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. Tese de Doutorado, 412 pp. Inédita.
- FIGUEIREDO M.C.H. & TEIXEIRA W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2): 223-246.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C. & BARROS, E.J. 1992. Geoquímica dos charnockitóides Serra do Valentim (ES). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos., São Paulo, SBG/SP, **1**:383-384.
- FILIPPOV, M. & JANASI, V.A. 2001. The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: Petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 341-348.
- FISCHEL, D.P.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; COSTA, A.G.; ROSIERE, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abrecampo-Manhuaçu Region, Minas Gerais, Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14. Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 21-23.
- FLEXOR, J.M.; FIGUEIREDO, I. & FONTES, S.L. 2000. Geo-eletrical structure of Resende basin, Brazil, using the transient eletromagnetic (TEM) method. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 2000. IUGS, Abstracts, CD-ROM.
- FONSECA, M.J.G. et al. 1979. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio de Janeiro (SF-23)*. DNPM, Brasília, mapas.

- FONSECA, M.J.G. et al. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000*. DNPM, Brasília, 141pp.
- FREITAS, R.O. 1951a. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, Série Geologia, São Paulo, Boletim 130, (6), 120 p.
- FREITAS, R.O. 1951b. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. Ver. Bras. de Geografia, (2), 218 p.
- FREITAS, R.O. 1956. Considerações sobre a tectônica e geologia do Vale do Paraíba. Eng. Min. Met., 24(143): 276-284.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS JÚNIOR, O.H. 1974. Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast : the African connection. Revista Brasileira de Geociências, 4(4):247-251.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J; MONTOVANI, M.S.M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the Southeast Brazilian margin. Journal of South American Earth Sciences, 8(1): 65-77.
- GONÇALVES, M.L. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. Geoquímica dos Anfíbolitos de Santana do Garambéu (MG): Implicações sobre a Evolução do Grupo Andrelândia, Geochimica Brasiliensis, 6, 2, 127-140.
- GONTIJO, A.H.F.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; RUEDA, J.R.J. 1998a. Morfoestrutura, morfotectônica e modelagem digital de terreno da região da Serra da Bocaina. Geociências, São Paulo, 17(1): 137-159.
- GONTIJO, A.H.F. 1999. Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 259p.
- GROSSI SAD, J. H. & BARBOSA, L. M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Contribuições à Petrologia e à Mineralogia, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985 p. 15-27
- GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. 1998. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul group, Rio de Janeiro State, Brazil. Geochimica Brasiliensis, II (2): 143-166.
- GUEDES, E. 2001. Magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda: petrologia, geocronologia e caracterização tectônica. Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, 132 p. Inédita.
- GUIMARÃES, P.V. 2001. Geologia e Magnetometria do Corpo Metaultrabásico de Carmo, RJ. Monografia de Graduação, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 74p.
- GURGEL, G.A.S. et al. 1996. Considerações sobre minerais industriais e suas implicações. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, vol.5: 139-143.
- HACKSPACHER, P., HADLER, J.C., IUNES, J.P., PAULO, S.R., RIBEIRO, L.F.B., TELLO C.A.S., 1999. Alguns dados sobre o período Cretáceo na serra da Mantiqueira através de Análise de Traços de Fissão em Apatitas (ATFA). V Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil, Serra Negra (SP), Bol., UNESP, Rio Claro, 33-37.
- HACKSPACHER, P.; RIBEIRO, L.F.B.; SIQUEIRA, M.C.; HADLER, J.C.; IUNES, J.P.; PAULO, S.R.; TELLO C.A.S. 2003. A origem da serra do Mar, termocronologia por traço de fissão em apatita. In: SBG RJ/ES, IX Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, Búzios, RJ, p.384-386.
- HASUI, Y. 1975. Evolução polifásica do pré-cambriano a leste de São Paulo. Boletim do Instituto de Geociências-USP-IG, Série Científica, 6:95-108.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/MG, Workshop Sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, Belo Horizonte, Anais, 766-771.
- HASUI, Y. & SADOWSKY, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 6(3):180-200
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida & Hasui 1984, O Precambriano do Brasil, Edgard Blucher, 344 p.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. 1996. Neotectônica: Fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio De Geologia Da Amazônia, 5. Belém, Notas de curso, 19 p.

HASUI, Y., CARNEIRO, C.DAL R. E COIMBRA, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5:257-267.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A. & MELO, M.S., 1982. Geologia, tectônica geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. *Monografias do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, IPT*, 7, São Paulo, 149 p.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; RUEDA, J.R.J. 1998. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: SBG / Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p.78.

HEILBRON, M. 1984. A geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. *Dissertação de Mestrado. (IG/UFRJ)*. 151 p. Inédita.

HEILBRON, M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira. *Tese de Doutorado, IG/USP*. 268p. Inédita

HEILBRON M. 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Compartimentação Tectônica e Ensaio Evolutivo. *Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Livre Docência*, 115p. Inédita

HEILBRON, M.; CHRISPIM S. J.; SIMÕES, L.S.A.; ALVES, R.P. 1982. Geologia do cabo dos Búzios, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54, 3, 553-562

HEILBRON M., GONÇALVES M.L., TEIXEIRA W., TROUW R. A.J., KAWASHITA K., PADILHA A. 1989. Geocronologia da área entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 61(2):177-199.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H & TUPINAMBÁ, M.. 1991. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2, São Paulo, 1991. *Atas...São Paulo, SBG:SP*, p. 519-527.

HEILBRON, M.; SANTOS, R.O.; VALLADARES, C.S. & VALERIANO, C.M. 1992 Geologia e litogeoquímica do Leucogranito Serra do Ipiranga. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG/SP, p.375-376.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H.; & VALLADARES, C. S.; EIRADO SILVA, L. G.; NAVA, D.B. & DIOS. F.B. 1993. Compartimentação Tectônica e Evolução Geológica do Segmento Central da Faixa Ribeira, a sul do Cráton de São Francisco: uma interpretação. In : *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p. 263-265.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C.S. & TUPINAMBÁ, M. 1994. Segmento Central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termotectônico Brasileiro. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, vol 1: 263-265.

HEILBRON, M. & MACHADO, R. 1995. O magmatismo tardi- a pós-colisional Brasileiro na seção entre Bom Jardim de Minas e Barra do Piraí, Segmento Central da Faixa Ribeira. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 4, Águas de São Pedro, 1995. *Boletim de Resumos...* São Paulo, SBG:SP/RJ/ES, p. 140.

HEILBRON M., VALERIANO C.M., VALLADARES C.S., MACHADO N. 1995B. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 249-266.

HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. & MACHADO, R. 1997. Lithogeochemistry of paleoproterozoic orthogranulites from Rio Preto (MG) - Vassouras (RJ) region, central Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 27(1): 83-99.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; & NOGUEIRA, J.R. (1998). The Juiz de Fora Complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Segment of Paleoproterozoic Granulite Crust Thrusted During the Panafrikan Orogeny. *Journal of Gondwana Research. South Africa. Gondwana Research*, 1(3/4): 371-381.

HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., ALMEIDA J.C.H., VALERIANO C.M., VALLADARES C.S., DUARTE, B.P. 1998b. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasileiro collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil, In: *Abstracts of the International Conference on PreCambrian and Craton Tectonics/ International Conference on Basement Tectonics*, 14. Ouro Preto, Brasil, *Extended Abstracts*, 15-17.

- HEILBRON M.; MOHRIAK W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H. AND TUPINAMBÁ M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani and Mohriak (Editors) Atlantic Rifts and Continental Margins, 354 p. America Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, V 115:1-34
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. & DUARTE, B.P. (2001). Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a view from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, Canada, May, 2001. Abstracts, vol. 26, p. 61.
- HEILBRON, M. & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125:87-112.
- HEILBRON, M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, T.; DUARTE, B. 2003. A Paleoproterozoic Orogen Reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil. Agosto de 2003. Short Papers, Vol 1: P 186-189.
- HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO SILVA, L.G.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; TROUW, R. A J.; VALERIANO, C.; JUNHO, M C B; ROIG, H. L.; NOGUEIRA, J. R.; MEDEIROS, R. M.; ROCHA, A. D.; POLONIA, J.; SILVA, R. R.; TOLEDO, C.; ALMEIDA, S. 2003B. GEOLOGIA DAS FOLHAS SANTA RITA DO JACUTINGA E RIO PRETO. IN: SOARES, A. C. P.; NOCE, C. M.; TROUW, R. J. A.; HEILBRON, M. (ORG.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*. Belo Horizonte, 2003, p. 428-520.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, AC.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A J.; JANASI, V. 2004. A PROVÍNCIA MANTIQUEIRA. IN: MANTESSO-NETO, BARTORELLI; CARNEIRO, C.D.R. E BRITO-NEVES (EDS.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, 203-234.
- HIRUMA, S.T., RICCOMINI, C., MONDENESI-GAUTTIERI, M.C., 2001. Neotectônica no Planalto de Campos de Jordão, SP. *Rev. Bras. Geociências*, 31, 375-384.
- HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C. 2005. Níveis topográficos no Planalto da Bocaina e suas implicações tectônicas: considerações preliminares. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Curitiba, SBG, Boletim de Resumos, 227-229.
- HOWELL D. G. 1989. Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth. Chapman and Hall (Eds). London, 232p.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1978. Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (litoral) do estado de São Paulo - Mapa Geológico.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1981. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. V. I e II. São Paulo. 94 p
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8:523-548.
- JANASI, V.A, ALVES, A., VLACH, S.R.F. AND LEITE, E.J., 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia- Universidade de São Paulo*, 3: 13-24.
- JUNHO, M.C.B. 1993. Granitóides Brasilianos na região central do Estado do Rio de Janeiro-Geoquímica preliminar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:161-179.
- JUNHO, M.C.B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. 1999. Porphyritic I-type syntectonic granites and related rocks, Ribeira mobile belt, southwestern Rio de Janeiro state, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71 (4-I): 631-647.
- KING, L.C. 1956. A geomorphological comparison between eastern Brazil and Africa (central and southern). *Q. J. Geol. Soc. London*, 112: 445-474.
- LAMEGO, A.R. 1936. O Maciço de Itatiaia e regiões circundantes. *Boletim Serviço Geológico Mineral. DNPM*, 88: 1-93.
- LARROYD F. et al. 1996. Estudos geológicos e tecnológicos dos principais depósitos de caulim do RS: ênfase a utilização na indústria de papel. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, vol.5: 128-132.
- LE MAITRE, R.W. 1976. The chemical variability of some igneous rocks. *Journal of Petrology* 17:589-637.

- LE MAITRE, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- LIMA, M.R. & MELO, M.S. 1994. Palinologia de depósitos rudáceos da região de Itatiaia, Bacia de Resende - RJ. *Geonomos*, 2(1):12-21.
- LIMA, R.; VALLADARES, C.S.; EIRADO, L.G. 2001. Caracterização petrográfica e geoquímica do Granito Rio Turvo, Noroeste de Volta Redonda e Barra Mansa (RJ). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 7, Rio de Janeiro -UERJ, 2001. *Boletim de Resumos...*, SBG/RJ-ES, p. 17.
- LUDKA, I. 1997. Geoquímica do magmatismo básico na porção central do Cinturão Móvel Costeiro e regiões adjacentes aplicada ao estudo da composição do manto, SE-Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 120p. Inédita.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.G.B.; PIRES J.L. ; TEIXEIRA, W. & CASTRO, H.E.F. de. 1983. In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, 1.Geologia, Rio de Janeiro, MME , 27-304.
- MACHADO, N. & GAUTHIER G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60:5063-5073.
- MACHADO N., VALLADARES C., HEILBRON M., VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361
- MACHADO, R. 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, p.135-146.
- MACHADO, R. 1984. Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 196p. Inédita.
- MACHADO, R. 1986. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34 , Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, 2:1088-1095.
- MACHADO, R. 1990. Batólito Serra dos Órgãos: Uma Entidade Plutônica Cálcio-Alcalina Sin-Colisional de Arco Magmático Brasileiro do Cinturão Ribeira No Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Boletim de Resumos. Natal. p. 221-221.
- MACHADO, R. 1997. Litogeoquímica e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência , 215p. Inédita.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1990. Reinterpretação estrutural e tectônica da região a leste da Baía de Guanabara e a definição do Batólito de Araruama (RJ). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. *Anais...* Natal, SBG, V.2: 2744-2754.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1992. Granitogênese brasileira no estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SBG., Boletim de Resumos Expandidos V. 1,379-380.
- MACHADO, R & ENDO I. 1993. Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 269-271.
- MACHADO, R. & M. DEMANGE. 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro, Boletim. IG-USP, Série Científica, 25, 81-96.
- MACIEL, R.R. 1986. Geologia Estrutural da Serra das Três Pontas, MG. Dissertação de Mestrado. IG/UFRJ. 114p. Inédita.
- MAGALHÃES, A.C. 1985. Geologia de corpos ultramáficos da região entre São João del Rei e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas, MG. Dissertação de Mestrado. IG/UFRJ. 120p. Inédita.
- MAGALHÃES, F.S. 1978. Tensões Regionais e Locais: Casos no Território Brasileiro e Padrão Geral. Universidade de São Paulo, São Carlos SP, Tese de Doutorado, 198 p.

- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoides. Geological Society of American Bulletin, 101: 635-643.
- MARINS, G.M.M. 2000. Petrologia dos Anfíbolitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira. Dissertação de Mestrado, FGEL/UERJ, 135 p. Inédita.
- MARINS, G.M.S.; & DUARTE, B.P. 2001. Petrografia, geoquímica e ambientes tectônicos dos anfíbolitos da Klippe Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 8, e Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 1, Curitiba, PR, Outubro, 2001. CD-ROM de Resumos Expandidos, SBGq.
- MARINS, G.M.S. & DUARTE, B.P. 2002. Petrologia dos Anfíbolitos do Domínio Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais..., SBG-NE. p. 317.
- MARTONNE, E. 1943/44. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Revista Brasileira de Geografia, **5**(4), p.523-550 e **6**(2), p.155-178, IBGE, Rio de Janeiro.
- MECHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridges basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56:207-218.
- MEISLING, K.E.; COBBOLD, P.R.; MOUNT, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bulletin. 85, 1903-1924.
- MEIS, M.R.M. E MOURA, J.S. 1984. Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern brazilian plateau. American Journal of Science 284:241-254.
- MEIS, M.R.M.; COELHO NETTO, A.L.; MOURA, J.S. 1985. As descontinuidades nas formações coluviais como condicionantes dos processos hidrológicos e da erosão linear acelerada. In: Simpósio Nacional Controle da Erosão, 3, Maringá, ABG, v.1, p.179-195.
- MELLO, C.L. 1992. Fácies Sedimentares, Arquitetura Depositional e Relações Morfoestratigráficas em um Sistema de Leques Aluviais Holocênicos: Aloformação Manso - médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia Universidade Federal do Rio de Janeiro, 188 p. Inédita.
- MELLO, C.L.; MOURA, J.R.S.; CARMO, I.O.; SILVA, T.M.; PEIXOTO, M.N.O. 1995. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP-RJ) – aloestratigrafia e datações por radiocarbono. Congr. Assoc. Bras. Estudos do Quaternário (Abequa), **5**, Niterói, 193-200.
- MELO, M.S. 1985. Estruturas da área da Bacia de Resende (RJ) e os modelos tectônicos regionais. In: Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, 1985. SBG, Anais, .1:323-336.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; CAMPANHA, G.A.C.; MIOTO, J.A. ; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. & GIMENEZ, A.F. 1983. Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro-SP). Relatório 17.737, IPT, São Paulo, 124 p.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. & COIMBRA, A.M. 1985a. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 15(3):193-201.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1985b. Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende - RJ. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 57(4):467-479.
- MENDES, J.C.; ÁVILA, C.A.; PEREIRA, R.M.; HEILBRON, M.; MOURA, C.A.V. 2006. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. Gondwana Research, 9:326-336.
- MENEZES S.O.1982. Catálogo dos Principais Pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. Niterói, DRM, Boletim Técnico 2, 182 p.
- MENEZES S.O. & SANTOS M.S. 1982. Principais Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. DRM, Niterói, vol.1, 36pp.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1985. *Magmas and magmatic rocks*. ed. London, Longman press, 266p
- MINÉRIO E MINERALES 2000. Minerais Industriais : potencial não explorado. Revista Minérios e Minerales, ed. 249, ano 19, p. 24 – 27.
- MINÉRIOS E MINERALES 1998. Quem é quem na Mineração Brasileira. Revista Minérios e Minerales, ed. 233, ano 18, 64 p.

- MIOTO, J.A. 1993. Sismicidade e Zonas Sismogências do Brasil. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 2 vol.
- MORALES, N.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A.G.; RUEDA, J.R.J. 1998. Feições de transpressão cenozóica no Planalto Atlântico. In: SBG / Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, p. 80.
- MOTA A.A. 1996. Granitos e Mármore. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, vol.5, 119-122p.
- MOURA, J.R.S. & MEIS, M.R.M. 1986. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 58(1):89-102.
- NOGUEIRA C.E. 2004. *Os recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro: dados históricos e explorações recentes*. Monografia de Graduação, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 41p.
- NOGUEIRA, J.R. 1994. Relações tectonoestruturais e metamórficas entre metasedimentos e ortognaisses em facies granulito na região à sudoeste de Juiz de Fora, MG. IG/UFRJ. Dissertação de Mestrado. 151p. Inédita.
- NOGUEIRA, J.R. 1999. Evolução geológica dos terrenos de alto grau metamórfico da Faixa Ribeira na região de Juiz de Fora, Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 190p. Inédita.
- NOGUEIRA, J.R. & CHOUDHURI, A. 2000. Geotectonic models and geologic evolution of the high-grade gneiss terranes of Juiz de Fora (MG), Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30 (1): 169-173.
- NOGUEIRA, J.R.; TROUW, R.A.J. 1993. Mapeamento geológico, escala 1:50.000, estruturas e metamorfismo de uma região a sudoeste de Juiz de Fora, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7, Anais..., p: 180-186.
- NOGUEIRA, J.R., CHOUDHURI, A. & BELLO, R.M. 2004. Inclusões fluidas e caminhos P-T retrometamórficos em granulitos do Complexo Juiz de Fora. Revista Brasileira de Geociências, 34(4): 509-520.
- NUMMER, A.R. 1992. Análise Estrutural e Estratigráfica do Grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca- Lima Duarte, sul de Minas gerais. Dissertação de Mestrado-IG/UFRJ 191p. Inédita.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de Livre Docência, Universidade do Estado de São Paulo. 116p. Inédita
- OLIVEIRA, M. A. F. 1982. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. Revista Brasileira de Geociências, 12(1-3):369-374.
- OLIVEIRA, J.A.D.; MACHADO FILHO, L. RIBEIRO, W.M.; LIU, C.C. & MENEZES, P.R. 1978. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (texto explicativo). DRM, SICT, Estado do Rio de Janeiro, 41p.
- PACIULLO, F.V.P. 1980. Mapeamento geológico estrutural da área de Minduri, MG. Dissertação de Mestrado IG-UFRJ, 151 p. Inédita.
- PACIULLO, F.V.P. 1997. A sequência deposicional Andrelândia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 245 p. Inédita.
- PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R. AND TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. Revista Brasileira de Geociências, 30: 200-202.
- PACIULLO, FABIO V. P.; RIBEIRO, ANDRÉ; TROUW, RUDOLPH A.J. 2003. Geologia da Folha Andrelândia 1: 100.000. In: Pedrosa Soares, A. C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M. (Org.). Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte, 2003, v. I, p. 84-119.
- PADILHA, A.L. & VITORELLO, I. 1992. Investigações geoeletricas nas bacias de Volta Redonda e Resende. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Bol. Resumos Expandidos...São Paulo, SBG. v.2, p.403-404.

- PALERMO N., NOGUEIRA C.E., ERTHAL F., MANSUR K.L., VIEIRA E. E SANT'ANNA W. 2004. Apresentação do CD-Rom dos recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, CDRom.*
- PALERMO N., SCHULER M.A., CORDEIRO P.A., ERTHAL F., MANSUR K.L. E SANTOS A.L. 2001. Distribuição da exploração de minerais industriais no Estado do Rio de Janeiro. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, CDRom.*
- PEARCE, J. A. 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. *In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths. C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (Eds.), 230-249. Shiva.*
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TIDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology, 25 (4): 956-983.*
- PEDROSA-SOARES, A.C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C.; 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. *In: U.G., Cordani; E.J., Milani; A., Thomaz Filho; D.A. Campos, (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, p.265-285.*
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M.; 2003. Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas – Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ), Companhia Mineradora de Minas Gerais, CD-ROM, 822 p. e mapas geológicos 1:100.000.
- PENHA, H.M. & WIEDEMANN, C.M. 1984. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Rot. Excursões: 5433-5455.*
- PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; RIBEIRO, A.; PETAGNA, F.; AMADOR, E.S.; JUNHO, M.C.B. 1980. A geologia da Folha Petrópolis. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais..., 5: 2965-2974.*
- PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; JUNHO, M.C.B.; SOUZA, S.L.A.; BRENNER, T.L. 1981. Projeto Folha Itaipava, rel.fin., vol. I. Proj. carta geológica do Estado do RJ, DRM/IG-UFRJ, 177 p., inédito.
- PEREIRA, R.M., ÁVILA, C.A.; MOURA, C.A.V. 2001. Geologia da região entre Resende e São José do Barreiro e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do Granito Funil, segmento central da Faixa Ribeira (RJ-SP), Brasil. *Geociências, UNESP, 20: 37-48.*
- PIRES F.R.M.O; VALENÇA, J., RIBEIRO, A., 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 54 (3) 563-574.*
- PIRES, F.R.M.; HEILBRON, M. E SILVA. P.C.F. 1986. Polimetamorfismo em gnaisses do Rio de Janeiro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiania, Anais, v. 3: 1451-1462.*
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. & PRANDINI, F.L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, IPT, São Paulo, 94p. (Monografias do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo), 5.
- PONÇANO, W.L. E ALMEIDA, F.F.M. 1993. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. *Cadernos IG-UNICAMP, 3 (1): 55-89.*
- PORTO JR, R. & VALENTE, S.C. (1988) As rochas granitóides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnaissicas na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais..., v3: 1066-1079.*
- PROJETO RADAMBRASIL 1983. *Folhas SF23/24 Rio de Janeiro/Vitória.* Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, vol.32, 775p.
- RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.; VALLADARES, C. 1999. New Sm/Nd Isotopic Data From Pre-1.8 Ga Basement Rocks Of Central Ribeira belt, Brazil. *Boletim Geologico Minero Argentino, 34: 346-348.*
- RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; & VALLADARES, C. (2000). Isotopic signature (Sm/Nd) of metasediments from central Ribeira belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 30 (1): 165-168.*
- RAGATKY, D., DUARTE, B.P. & TASSINARI, C.C.G., 2003. Geochemical and isotope characteristics of the Morro do Pão granitoid, southern Brazil. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador-BA, 1: 256-259.*
- RAMOS M.A.F. ET AL. 1996. Forma do agregado: controle e monitoramento durante a britagem. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 5:167-168.*

- RAMOS, R.R.C. 1997. Estratigrafia da sucessão sedimentar terciária da bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 208 pp. Inédita.
- RAMOS, R.R.C. 2003. Sistemas Aluviais Terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil : Análise de Fácies e Revisão Estratigráfica. Tese de Doutorado, IG/UFRJ, 221p. Inédita.
- RAMOS, R.R.C. & ANDREIS, R.R. 1998. El sistema fluvial entrelazado "Quatis": características generales y relación con la paleomorfología del basamento en el sector oriental de la cuenca de Resende (sur del Estado de Rio de Janeiro, Brasil) en los albores del Terciario. In: Reunión Argentina de Sedimentología, 7, Salta, 1998. AAS/UNS, Actas, 1:123-125.
- REIS A.P. & MANSUR K.L. 1985. *Sinopse geológica do estado do Rio de Janeiro*. Sec. Estado de Meio Ambiente/DRM, Niterói, 60pp.
- REIS, A. P. & MANSUR, K. L. 1996. Sinópse Geológica do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000.
- REIS, A.P.; CASTRO, O. H.; PUGET, A.J.F.; BARBOSA, L.; RIBEIRO, A.C.; PINTO, C.P.; DUTRA, J.E.B.; SAD, J.H.G. & TULLER, M.P. 1982. Geologia das folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava. 1982. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais..., SBG, vol. 1, p: 94-102.
- REIS NETO, J.M., 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico, São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências-USP, 253 p. Inédita.
- RIBEIRO, A. 1980. Mapeamento geológico estrutural da área de Itumirim , MG. Dissertação de Mestrado IG-UFRJ, 57p. Inédita.
- RIBEIRO, A. 1997. Estratigrafia e paleoambientes nas sucessões metassedimentares proterozóicas das serras do Lenheiro e São José, São João del Rei, Sul de Minas Gerais. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado; 167 p. Inédita.
- RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia. Sul de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais...V 1: 177-186.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. & HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais..., SBG/RN, v.6:2605-2614.
- RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; ANDREIS, R.R ; PACIULLO, F.V.P. AND VALENÇA, J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o Termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 25(4) 235-248.
- RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.; HADLER, J.C.; IUNES, J.P.; PAULO, S.R.; TELLO, C.A.S. 2003. Considerações sobre a reativação pós-Cretácica na serra da Mantiqueira através da termocronologia por traços de fissão em diques alcalinos. In: SBG RJ/ES, IX Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, Búzios, RJ, p.327-329.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. Tese de Doutorado, 256 p. Inédita.
- RICCOMINI, C. & FRANCISCO, B.H.R. 1992. Idade Potássio-Argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, v2: 469-470.
- RICCOMINI, C., MELO, M.S, COUTINHO, J.M.V. 1991. Late cretaceous-early tertiary ultrabasic magmatism in the western part of state of Rio de Janeiro, Brazil. Boletim IG-USP, Publicação Especial, 10:77-84.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A.; HASUI, I. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação da bacia tafrogênicas continentais do sudeste Brasileiro. In: Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, 1983. Resumos .São Paulo, SBG. p 23-24
- RICCOMINI, C.; PELLOGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W. & FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). Journal of South American Earth Science, 2(2): 191-197.

- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; COUTINHO, J.M.V. 1991. Late cretaceous-early tertiary metabasic magmatism in the western part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 10: 77-84.
- RICCOMINI, C., SANT´ANNA, L.G., FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré carneiro & B.B. Brito Neves (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 383-405.
- ROSIER, G.F. 1957. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro), DNPM-DGM, Boletim 166.
- ROSIER, G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais, DNPM, Divisão de Geologia e Mineração, Boletim 222, Rio de Janeiro.
- ROSS, J.L.S. 1985. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. *Revista Departamento de Geografia. FFLCH-USP, São Paulo*. 4: 25-39.
- RUELLAN, F. 1944. Evolução geomorfológica da baía da Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, 4(4). Rio de Janeiro: IBGE. p. 455-508.
- SAADI, A. 1989. Importância da neotectônica na morfogênese do leste e do sul de Minas Gerais. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2, Rio de Janeiro, Anais.
- SAADI, A. 1990a. Um rift neo-cenozóico na região de São João Del Rei - MG, borda sul do craton do São Francisco. In: SBG / Minas Gerais, Workshop Sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental do Sudeste Brasileiro, Boletim, 11: 63-80.
- SAADI, A. 1990b. Elementos de discussão da neotectônica brasileira. In: SICEG, Semana de Estudos Geológicos, 31, Belo Horizonte, Anais, 1-12.
- SAADI, A. 1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Inst. de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese de Professor Titular, 285 p.
- SALAMUNI, E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 2 vol.
- SANSON, M.S.R.; RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L. 2005. Análise estratigráfica dos sistemas aluviais paleogênicos da região de Volta Redonda (Rift Continental do Sudeste do Brasil – RJ). In: Simpósio Geologia Sudeste, 9, Niteroi, 2005. SBG, CD-ROM, pdf 0074.
- SANTOS, A.O. 2000. *Panorama do setor de exploração de rochas ornamentais no estado do Rio de Janeiro*. Monografia de graduação, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 40p.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J. AND VAN SCHMUS, W.R., 1999. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE BRAZIL) – using U/Pb in syntectonic veins. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. Special Volume of Expanded Abstracts, pp. 363-366.
- SCHMITT, R.S. 2001. A Orogênia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 273p. Inédita.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61
- SCHOBENHAUS C. et al. 1991. Gemas e Rochas Ornamentais. In: DNPM-CPRM (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol.V-Parte A, p251-269.
- SCHÜLLER M. 2000. *Geração de um banco de dados georeferenciados dos recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro*. Relatório de Iniciação Científica, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 25p.
- SILVA, L.C. DA; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; PIMENTEL, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; LEITE, C.; VIEIRA, V.S.; PAES, V.C.; 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (4): 513-528.

- SILVA, L.C.; RAMGRAB, G.E.; PERROTA, M.M.; LEITE, C.A.; WILDNER, W. 2002a. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais da Província Mantiqueira: sistema de informações geográficas-SIG e Mapa na Escala 1:2.500.000. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Baars, F.J., Gonçalves, J.H., Delgado, I.D.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S., Silva, L.C., Vidotti, R.M. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000.1 DVD-ROM.
- SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A. AND FLETCHER, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 166: 203-240.
- SILVA, L.G.E.; NAVA, D.B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. 1991. Geologia de Detalhe na Serra da Carioca, Cidade do Rio de Janeiro, RJ. Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, Atas- SBG, Núcleos São Paulo e Rio de Janeiro, p. 161-170.
- SILVA, P.C.F. DA & SILVA, R.R. da 1987. Mapeamento geológico-estrutural da Serra da Carioca e adjacências, município do Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, 1, Rio de Janeiro, 1987, Anais... Rio de Janeiro, SBG. p. 198-209.
- SILVA R.R. 1991. Estratigrafia, metamorfismo e geologia estrutural do Grpo Andrelândia em Carvalhos, Sul de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. IG/UFRJ. 148p. Inédita.
- SILVA, T.M. 2002. A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. IGEO/UFRJ). Tese de Doutorado, 265p. Inédita.
- SILVEIRA J.C. et al. 1996. Cadastro das pedreiras de rochas ornamentais do estado da Bahia. SGM, Salvador, 113pp.
- SIQUEIRA, M.C.; HACKSPACHER, P.; RIBEIRO, L.F.B.; HADLER, J.C.; IUNES, J.P.; GUEDES, S. 2003. Reativação neocenozoica da zona de cisalhamento Taxaquara-serra do Mar na região de Cunha – SP: aplicação pelo método de traços de fissão em apatita. In: SBG RJ/ES, IX Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, Búzios, RJ, p.394-397.
- SOAVE, L.A. 1996. Rochas ornamentais: historico, situação atual e perspectivas futuras. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, vol.5, 157-160p.
- SOAVE L.A. 1996. Metodologia de prospecção, pesquisa e caracterização tecnológica de rochas ornamentais designadas comercialmente de granitos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, vol.5, 161-163p.
- SÖLLNER, F. & TROUW, R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*: 10 (1): 21-28
- SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim do IG-USP, Série Científica* 19:63-85.
- TEIXEIRA C.P. et al. 1991. Granitos Ornamentais do estado do Rio de Janeiro. In: DNPM, *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, 4 a, pp.: 411-418.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**: 1-22.
- TEIXEIRA W., SABATÉ P., BARBOSA J., NOCE C.M. and CARNEIRO M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani U.G, Milani, E.J. and Thomaz Filho A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*, pp. 101-137.
- THOMAZ FILHO, A. & RODRIGUES, A.L. 1999. O alinhamento das rochas alcalinas Poços de Caldas–Cabo Frio e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:189-194.
- TRICART, J. 1956. O karst das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte, MG. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, **18**(4):3-22.
- TROUW, R.A.J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Craton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 327-328.

- TROUW, R.A.J. AND PANKHRUST, R.J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais..., SBG, 260-263.
- TROUW, R.A.J. & CASTRO, E.M.O. 1996. Significado tectônico de granulitos brasileiros de alta pressão no sul de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Bahia. Anais...V 6: 145-148.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. 1980. Evolução metamórfica e estrutural de uma área a sudeste de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Anais... Camboriú, SBG, 5:2273-2284.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. CHRISPIM, S.J. DAYAN, H. 1982. Análise da Deformação de uma área à SE de Lavras, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais... Salvador, SBG, V1:234-235.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. 1983. Geologia Estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 55(1):71-85.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. & HEILBRON, M.1984. Os Grupos São João del Rei e Andrelândia interpretados como a continuação lateral dos grupos Canastra e Araxá. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais...,RJ, SBG, V. 7:3227-3240.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. AND PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais SBG, V. 2, 972-986.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. AND ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In Tectonic Evolution of South America, Cordani U.G; Milani E.J. & Thomaz Filho A. (Eds.), 287-310.
- TUPINAMBÁ, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. IG-USP Tese de Doutorado. 221 p. Inédita.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A.J.; CUNHA, E.R.S.P.; FERNANDES, G.A.; FERREIRA, F.N.; CASTILHO, J.G.; TEIXEIRA, W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. Anais...6:104-107.
- Tupinambá, M.; Teixeira, W.; Duarte, B.P.; Heilbron, M. 1997. U.G. Cordani & J. Delhal's geochronological data from the Ribeira Belt revisited after thirty years. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. *Ext. Abstr...* p. 320-322.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):7-11.
- TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; EIRADO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; GUIA, C.. (2003) Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapitinga : IN Coordenadores: Pedrosa Soares, A.C.; Noce, C.M.; Trouw, R.; Heilbron, M. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e Versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Volume II, Capítulo 8: p.320-404
- VALENTE, S.C. 1997. Geochemistry and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dikes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, Queen's University of Belfast, 400 p. Inédita.
- VALERIANO, C. M. 1985. Geologia Estrutural e Estratigrafia do Grupo São João del R ei, na região de São João del Rei, MG. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ., 98p. Inédita.
- VALERIANO, C.M. & MAGALHÃES, A.C. 1983. Geologia estrutural da área do Pão de Açúcar e adjacências, Rio de Janeiro, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 56(3):295-301 (anexo 24).
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES L.S.A.; TEIXEIRA W. AND HEILBRON M. 2000. Southern Brasilia belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasileiro orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 195-199.

- VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J. AND SIMÕES, L.S. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West- Gondwana. *Precambrian Research*, 130: 27-55
- VALLADARES, C.S. 1996. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira com base em estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 147 pp. Inédita.
- VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M. 1995 O Granito Getulândia e sua relação com a Zona de Cisalhamento Taxaquara. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, RS, Boletim de Resumos, 217-218.
- VALLADARES, C.S.; FIGUEIREDO, M.C. (in memorian); Heilbron, M. 1996. Geoquímica de rochas gnáissicas paleoproterozóicas do Complexo Paraíba do Sul, região de Barra Mansa, Rio de Janeiro, Brasil. In: Memorial Mario Figueiredo, Workshop de Geoquímica de Terrenos Pré-Cambrianos, São Paulo, 1996. Boletim do Instituto de Geociências-USP IG, Publicação Especial, número 18, p. 19-20.
- Valladares, C.S.; Heilbron, M.; Machado, N.; Valeriano, C. 1997. Provenance of Central Ribeira Belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation ICPMS. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP, Extended Abstracts, 323-325.
- VALLADARES, C.S.; FIGUEIREDO, M.C.; HEILBRON, M. 1997. Geoquímica de rochas gnáissicas paleoproterozóicas do Complexo Paraíba do Sul Complex, região de Barra Mansa, Rio de Janeiro, Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, 27, 1, 83-98.
- Valladares, C.S; Machado, N.; Heilbron, M.; Tupinambá, M; Duarte, B.; Gauthier, G.; Noronha, M. 1999. Ages of detrital zircon from central Ribeira Belt (Brazil) using Laser-ablation-ICPMS. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 2, Córdoba, Argentina, Actas... Anales XXXIV, SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), p. 145-147.
- Valladares, C.S; Duarte, B.; Heilbron, M.; Ragatky, D. 2000. Tectono-magmatic evolution of the western terrane and the Paraíba do Sul klippe of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 1-6
- Valladares, C.; Heilbron, M.; Ragatky, D. & Duarte, B. 2000; Tectono-magmatic evolution of the Occidental Terrane of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, southeastern Brazil. In: Internacional Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, RJ. Brasil. Abstracts, 2000.
- Valladares, C.S.; Machado, N.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Heilbron M.; Gauthier G. 2001. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasília belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. In: South American Symposium on Isotope Geology,, 3, Pucon, Chile. CD-ROM Extended Abstracts, Servicio Nacional de Geología y Minería. p. 261-264.
- Valladares, C.S.; Souza, S. & Ragatky, D. 2002. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc (?) of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, 21(1): 49-62.
- Valladares, C.S.; Machado N.; Heilbron, M.; Gauthier G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions southern of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *Gondwana Research*, 7(4):913-921.
- White, A.H. 1997. *Management of Mineral Exploration*. RossCoPrint, Victoria, Australia, 380 pp.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.