



GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO



PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

*Integração, Atualização
e Difusão de Dados
da Geologia do Brasil*

Mapas Geológicos Estaduais

Escala: 1:400.000

2016

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL



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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia e Recursos Minerais
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Programa Geologia do Brasil

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**TEXTO EXPLICATIVO DOS MAPAS GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS
DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

Escala 1:400.000

MAPAS GEOLÓGICOS ESTADUAIS



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

BELO HORIZONTE
2016

**PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL – PGB./ COLEÇÃO DE MAPAS GEOLÓGICOS ESTADUAIS
(INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL)**

EXECUTADO PELA COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM –
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
AV. BRASIL, 1731 – BAIRRO FUNCIONÁRIOS
BELO HORIZONTE – MG – 30.140-002
TEL: (31) 3878-0307
seus@rj.cprm.gov.br
www.cprm.gov.br

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

Geologia e recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. / Monica Heilbron, Luiz Guilherme do Eirado, Julio Almeida Orgs. - Belo Horizonte : CPRM, 2016.

182 p., 01 mapa geológico, escala 1:400.000 e 01 mapa de recursos minerais, escala 1:400.000 (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB, Coleção Mapas Geológicos Estaduais) versão em DVD (no prelo) . Disponível em [www.cprm.gov.br/geologia básica](http://www.cprm.gov.br/geologia_básica).

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Geoprocessamento disponível no GEOBANK. (site da CPRM)

1- Geologia do Rio de Janeiro. 2- Recursos minerais do Rio de Janeiro. I- Título. II- Heilbron, M., Org. III- Eirado, L. G. do, Org. IV – Almeida, J. Org. VI- Série.

CDU: 551(815.2 ES)

Créditos de autoria das fotos da capa:

- Afloramentos/Rochas - Júlio César Horta de Almeida
- Morro do Pão de Açúcar - Monique Cabral

Direitos desta edição: Serviço Geológico do Brasil - CPRM

É permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

Ficha Catalográfica por Bibliotecária M. Madalena Costa Ferreira – Biblioteca Regional da CPRM de Belo Horizonte-MG

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia e Recursos Minerais
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Programa Geologia do Brasil

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**TEXTO EXPLICATIVO DOS MAPAS GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS
DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**Monica Heilbron
Luiz Guilherme do Eirado
Julio Almeida**



BELO HORIZONTE
2016

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia e Recursos Minerais
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho

Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Humberto Lôbo Cruz

Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Eduardo Jorge Ledsham

Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Stênio Petrovich Pereira

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Nelson Victor Le Cocq D'Oliveira

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Francisco Valdir da Silveira

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Edilton José dos Santos

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Patrícia Durringer Jacques

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

Chefe da Divisão de Geofísica

José Márcio Henriques Soares (Interino)

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Paulo César de Souza

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Rodrigo Rodrigues Tavares

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Júlio Murilo Martino Pinho

Marcelo de Souza Marinho

Supervisores de Geologia e Recursos Minerais

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia e Recursos Minerais
Superintendência Regional de Belo Horizonte

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

CRÉDITOS DE AUTORIA DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA/RECURSOS MINERAIS

Coordenação executiva e técnica: Monica Heilbron, Luiz Guilherme do Eirado, Julio Almeida
Geologia: Monica Heilbron, Julio Almeida, Miguel Tupinambá, Claudio de Morisson Valeriano, Luiz Guilherme Eirado, Rodrigo Peternel, Caroline Peixoto, Claudio Limeira, Renato R. Cabral Ramos, Eliane Guedes, Mauro Cesar Geraldês, Sergio W. de O. Rodrigues, Celia Diana Ragatky, Emanuele La Terra, André Pires Negrão, Thaís Coelho Brêda
Recursos Minerais: Nely Palermo, Ronaldo Melo, Francisco Dourado, Paulo V. Guimarães

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO Luiz Guilherme do Eirado, Monica Heilbron, Julio Almeida, Miguel Tupinambá	Luiz Guilherme do Eirado Capítulo 9: EVOLUÇÃO TECTÔNICA Monica Heilbron
Capítulo 2 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA Monica Heilbron	Capítulo 10: COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA MESOZOICO-CENOZOICA Julio Almeida, Eliane Guedes, Luiz Guilherme do Eirado, Monica Heilbron
Capítulo 3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL Julio Almeida, Monica Heilbron	Capítulo 11: O ENXAME DE DIQUES TOLEÍTICOS MESOZOICOS Eliane Guedes, Julio Almeida
Capítulo 4 - ASSOCIAÇÕES DO EMBASAMENTO PRÉ-1,8 GA Monica Heilbron	Capítulo 12: MAGMATISMO ALCALINO DO NEOCRETÁCEO-EOCENO Mauro Geraldês, Eliane Guedes, Monica Heilbron, Diana Ragatky, Julio Almeida
Capítulo 5 - UNIDADES METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZOICAS Luiz Guilherme do Eirado, Monica Heilbron, Célia Diana Ragatky, Miguel Tupinambá, Caroline Peixoto	Capítulo 13: BACIAS DO SISTEMA DE RIFTES CONTINENTAIS DO SUDESTE BRASILEIRO Renato Rodriguez Cabral Ramos, Claudio Limeira Mello
Capítulo 6 - ARCOS MAGMÁTICOS NEOPROTEROZOICOS Miguel Tupinambá, Monica Heilbron, Caroline Peixoto	Capítulo 14: FORMAÇÃO BARREIRAS Claudio Limeira Mello
Capítulo 7: MAGMATISMO SIN A TARDI-COLISIONAL NEOPROTEROZOICO Caroline Peixoto, Luiz Guilherme do Eirado, Monica Heilbron, Miguel Tupinambá	Capítulo 15: DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS Sergio Wilians de Oliveira Rodrigues, Claudio Limeira Mello, Luiz Guilherme do Eirado
Capítulo 8: MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NEOPROTEROZOICO A ORDOVICIANO Claudio de Morisson Valeriano, Julio Cesar Mendes, Miguel Tupinambá, Everton Marques Bongioiolo, Carla Cristine Aguiar Neto,	Capítulo 16: RECURSOS MINERAIS Nely Palermo, Ronaldo Melo, Francisco Dourado, Paulo Vicente

APOIO TÉCNICO

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DIGITAL

Julio Almeida
Sergio W. de O. Rodrigues
Estevão M. C. de Rezende
Sérgio de O da Silva
Rafael Périco
Tuanny Soares
Vitor Costa
Davi Miguens

COLABORADORES

Bruner Santos
Caroline Adolphsson

Leonardo Guidolini
Henrique Bruno
Suellen Braga Neves
Fernanda Campos Furtado
Artur Iró Rodrigues
Shayene Soares
Thaís Belloti
Jéssica Tiné
João Paulo Giro
João Victor Veiga Chrisman
Diagramação:
Patrícia Silva Araújo Dias (GERIDE/BH)

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Patrícia Silva Araújo Dias - GERIDE/BH
Márcio Antônio da Silva - GEREMI/BH
Washington José Ferreira Santos - DIMARK/BH

APRESENTAÇÃO

O Serviço Geológico do Brasil/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (SGB/CPRM) tem a grata satisfação de disponibilizar à Comunidade Técnico-Científica e aos Empresários do Setor Mineral o Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, como parte do Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro inserido no Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil, desenvolvido em parceria com UERJ (Universidade do Estado do Rio de Janeiro).

Este trabalho concentra um repositório sintético de informações sobre a geologia e recursos minerais deste importante estado, inserido na porção meridional da Província Mantiqueira, objetivando fornecer elementos físicos necessários ao planejamento de empreendimentos do setor mineral. O produto final é apresentado sob a forma de um DVD-ROM contendo o Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro na escala 1:400.000 e um texto explicativo em formato PDF, acompanhado de banco de dados geológicos e de recursos minerais, estruturado em sistema de informações geográficas (SIG).

Na execução deste Projeto foram desenvolvidos trabalhos de campo com a cartografia de novas unidades geológicas e análise dos dados geológicos e das ocorrências minerais contidas no geobank, além dos resultados obtidos através do cadastramento realizado, os quais permitiram um detalhamento técnico desses estudos.

Com este trabalho, o Estado do Rio de Janeiro conta com informações atualizadas sobre a geologia e recursos minerais, constituindo em mais um instrumento para atrair novos investimentos ao setor mineral do estado.

Este lançamento propicia a CPRM – Serviço Geológico do Brasil, dar continuidade à política governamental, que vem desenvolvendo em todas as regiões geográficas do país e cujo objetivo é o de proporcionar o incremento do conhecimento geológico, seja com os levantamentos geológicos, hidrogeológicos e geofísicos básicos, ou dos trabalhos temáticos a exemplo deste projeto, contribuindo dessa forma, para o desenvolvimento regional e subsidiando a formulação de políticas públicas e apoio nas tomadas de decisão de investimentos.

É importante destacar, o empenho de todos os atores para a consecução desse trabalho e a relevância das parcerias do Governo Federal com os Estados, não só para a geração de produtos geocientíficos, mas como importante ferramenta de uma efetiva política nacional de geologia, coordenada e articulada pela Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, através do Serviço Geológico do Brasil/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor - Presidente
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO.....	17
2 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	19
2.1 - A FAIXA RIBEIRA NO CONTEXTO DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA.....	19
2.2 - SUBDIVISÃO TECTÔNICA DA FAIXA RIBEIRA.....	20
3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	23
3.1 - PANORAMA DA ESTRUTURAÇÃO REGIONAL.....	23
3.2 - ESTRUTURAÇÃO INTERNA AOS TERRENOS E DOMÍNIOS TECTÔNICOS.....	26
3.2.1 - A deformação no Terreno Ocidental.....	27
3.2.2 - A deformação no Terreno Paraíba do Sul.....	28
3.2.3 - A deformação no Terreno Oriental.....	28
3.2.4 - A deformação no Terreno Cabo Frio.....	29
3.3 - PRINCIPAIS DESCONTINUIDADES TECTÔNICAS E ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTIL....	30
4 - ASSOCIAÇÕES DO EMBASAMENTO PRÉ- 1,8 GA.....	33
4.1 - INTRODUÇÃO.....	33
4.2 - COMPLEXO MANTIQUEIRA (PP2ma): DOMÍNIO INFERIOR/TERRENO OCIDENTAL.....	33
4.3 - COMPLEXO JUIZ DE FORA (PP2jf): DOMÍNIO SUPERIOR/TERRENO OCIDENTAL.....	35
4.3.1 - Breve Histórico.....	35
4.3.2 - Aspectos de campo e petrografia.....	35
4.3.3 - Dados Geoquímicos e Geocronológicos: Ambientação Tectônica.....	37
4.4 - COMPLEXOS QUIRINO (PP2q), CAMPINHO (PP2sca) E TAQUARAL (PP2ct): TERRENO PARAÍBA DO SUL.....	38
4.4.1 - Complexo Quirino (PP2q).....	39
4.4.1.1 - Breve histórico.....	39
4.4.1.2 - Aspectos de campo e petrografia.....	39
4.4.1.3 - Geoquímica e geocronologia: ambientação tectônica.....	40
4.4.2 - Complexo Taquaral (PP2ct) e Complexo Campinho (PP2sca).....	40
4.5 - COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS (PP3rl): TERRENO CABO FRIO.....	40
4.5.1 - Breve histórico.....	40
4.5.2 - Aspectos de campo e petrografia.....	41
4.5.3 - Geoquímica e geocronologia: Ambientação tectônica.....	41
4.6 - SÍNTESE DAS UNIDADES DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO.....	42
5 - UNIDADES METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZOICAS DA FAIXA RIBEIRA NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO.....	45
5.1 - INTRODUÇÃO.....	45
5.2 - GRUPO ANDRELÂNDIA (NPa) - TERRENO OCIDENTAL (DOMÍNIO INFERIOR).....	45
5.2.1 - Breve Histórico.....	45
5.2.2 - Unidades Litológicas.....	46
5.3 - GRUPO RAPOSO (NPrp) - TERRENO OCIDENTAL (DOMÍNIO SUPERIOR).....	47
5.4 - GRUPO PARAÍBA DO SUL (PRps) - TERRENO PARAÍBA DO SUL.....	49
5.5 - GRUPO EMBU (PRepG) - TERRENO PARAÍBA DO SUL.....	50
5.6 - GRUPO BOM JESUS DO ITABAPOANA (NPbji) - TERRENO PARAÍBA DO SUL.....	52

5.7 - GRUPO SÃO FIDÉLIS (NPsf) - TERRENO ORIENTAL.....	52
5.8 - GRUPO ITALVA (NP12it) - TERRENO ORIENTAL.....	54
5.9 - GRUPO BÚZIOS-PALMITAL (NP3bp) - TERRENO CABO FRIO.....	57
5.10 - SÍNTESE COMPARATIVA ENTRE AS UNIDADES METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZOICAS.....	58
6 - ARCOS MAGMÁTICOS NEOPROTEROZOICOS.....	61
6.1 - INTRODUÇÃO.....	61
6.2 - SUÍTE SERRADA PRATA (NP12Y1sp).....	61
6.3 - COMPLEXO RIO NEGRO (NP23Y1rn).....	63
6.4 - ROCHAS METABÁSICAS DO COMPLEXO RIO NEGRO (NP23Yrngb).....	64
6.5 - SUÍTE SERRADA BOLÍVIA (NP3Y1sb).....	65
6.6 - SUÍTE TRAJANO DE MORAIS (NP3Y1tr).....	66
7 - MAGMATISMO SIN A TARDI-COLISIONAL NEOPROTEROZOICO.....	69
7.1 - SUÍTE MARANGATU (NP3Y2mg).....	69
7.2 - COMPLEXO GRAMINHA (NP3Y2cg).....	70
7.3 - GRANITOIDES SIN-COLISIONAIS ANATÉTICOS (NP3Y2).....	71
7.3.1 - Suíte Bananal (NP3Y2bn) e Suíte Serra da Concórdia (NP3Y2sco).....	71
7.3.2 - Granito Campo Alegre (NP3Y2ca2).....	71
7.3.3 - Granito Resgate (NP3Y2re).....	71
7.3.4 - Granito Cassorotiba (NP3Y2cst).....	71
7.3.5 - Suíte Cordeiro (NP3Y2co).....	71
7.3.6 - Suíte Salvaterra (NP3Y2ck).....	72
7.3.7 - Suíte São João do Paraíso (NP3Y2spck).....	72
7.3.8 - Suíte Rio Turvo (NP3Y2rt).....	73
7.3.9 - Suíte Morro do Escoteiro (NP3Y2me).....	73
7.3.10 - Leucognaisses do Domínio Costeiro (NP3Y2lgnc).....	73
7.3.11 - Leucognaisse do Domínio Andrelândia (NP3Y2lgn).....	73
7.4 - GRANITOIDES SIN-COLISIONAIS INTRUSIVOS OU HÍBRIDOS (NP3Y2).....	73
7.4.1 - Suíte Imbé (NP3Y2im).....	73
7.4.2 - Complexo Tingui (NP3Y2tg).....	74
7.4.3 - Suíte Rio de Janeiro (NP3Y2rj).....	74
7.4.4 - Granito Itacoatiara (NP3Y2it).....	74
7.4.5 - Granito Serra do Piloto (NP3Y2sp).....	75
7.4.6 - Granito Serra do Lagarto (NP3Y2sl) e Granito Pedra Selada (NP3Y2ps).....	76
7.4.7 - Complexo Serra de São Pedro (NP3Y2pe).....	76
7.4.8 - Suíte Angelim (NP3Y2ang).....	76
7.4.9 - Suíte Desengano (NP3Y2ds).....	76
7.4.10 - Suíte Pedra Bonita (NP3Y2pb).....	77
7.4.11 - Suíte Bela Joana (NP3Y2bj).....	77
7.4.12 - Complexo Anta (NP3Y2an).....	77
7.4.13 - Granito Tombos (NP3Y2tb).....	77
7.4.14 - Serra da Carioca (NP3Y2sc).....	78
7.5 - GRANITOIDES TARDICOLISIONAIS (NP3Y3).....	78
7.5.1 - Suíte Serra dos Órgãos (NP3Y3sor).....	78
7.5.2 - Suíte Ilha Grande (NP3Y3ig).....	78
7.5.3 - Granito Parati-Mirim (NP3Y3pm).....	78
7.5.4 - Granito Marimbondo (NP3Y3mb).....	79

7.5.5 - Granito Funil (NP3Y3fu).....	79
7.6 - GRANITOS TARDICOLISIONAIS (€1Y4).....	79
7.6.1 - Suíte Serra do Ipiranga (€1Y4ip) e Fortaleza (€1Y4gf).....	79
7.6.2 - Suíte Serra do Bonfim (€1Y4sb).....	79
7.6.3 - Suíte Frecheiras (€1Y4fc).....	79
7.6.4 - Suíte Rosilha (€1Y4ro).....	80
7.6.5 - Suíte Cajú (€1Y4cj).....	80
7.7 - COMPLEXO BÁSICO ULTRABÁSICO GLEBA RIBEIRA (€Ygb).....	80
8 - MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL CAMBRIANO A ORDOVICIANO.....	81
8.1 - SUÍTE SURUÍ (Y5) (~510 MA): MAGMATISMO TARDI A PÓS-COLISIONAL.....	82
8.2 - SUÍTE NOVA FRIBURGO (Y6) (~485 MA): MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL.....	84
8.3 - OUTROS CORPOS PÓS-COLISIONAIS NÃO REPRESENTADOS NO MAPA - Y5/Y6.....	87
8.4 - ASPECTOS LITOGEOQUÍMICOS DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL CAMBRIANO A ORDOVICIANO.....	88
9 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	91
9.1 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA PALEOPROTEROZOICA.....	91
9.1.1 - Geração e amalgamação de arcos magmáticos de idade riaciana no Terreno Ocidental (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora).....	91
9.1.2 - Arcos cordilheiranos paleoproterozoicos no Terreno Paraíba do Sul (Complexos Quirino, Taquaral e Campinho).....	91
9.1.3 - Terreno Cabo Frio (Complexo Região dos Lagos).....	91
9.2 - ESTÁGIO INTRACRATÔNICO (MESOPROTEROZOICO) E AS BACIAS DE MARGEM PASSIVA NEOPROTEROZOICAS.....	92
9.2.1 - Bacia São João del Rei.....	93
9.2.2 - Bacia Carandaí.....	93
9.3 - MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO.....	93
9.4 - BACIAS DE MARGEM PASSIVA NEOPROTEROZOICAS.....	93
9.4.1 - Bacia Andrelândia/Raposo.....	93
9.4.2 - Grupo Paraíba do Sul.....	94
9.5 - OS ARCOS MAGMÁTICOS NEOPROTEROZOICOS: FECHAMENTO DO OCEANO ADAMASTOR	94
9.5.1 - Arco Serra da Bolívia.....	94
9.5.2 - Arco Rio Negro.....	94
9.5.3 - Arco Serra da Prata.....	95
9.6 - BACIAS DE MARGEM ATIVA E BACIAS SIN-OROGÊNICAS.....	95
9.7 - ETAPAS DA OROGÊNESE BRASILIANA.....	96
9.8 - ESTÁGIO PÓS-COLISIONAL (CA. 510-480 M): COLAPSO OROGÊNICO.....	96
10 - TECTÔNICA MESOZOICO-CENOZOICA.....	99
10.1 - INTRODUÇÃO.....	99
10.2 - PERÍODO NEOJURÁSSICO - EOCRETÁCEO: O <i>BREAK UP</i> DO GONDWANA E ATIVIDADE MAGMÁTICA.....	99
10.3 - CENOZOICO: REATIVAÇÕES, MAGMATISMO E O SISTEMA DE RIFTES.....	100
10.3.1 - Intrusões de Rochas Alcalinas.....	101
10.3.2 - Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil.....	101
10.3.3 - Feições Neotectônicas.....	101
10.4 - PRINCIPAIS ZONAS DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL.....	101

11 - O ENXAME DE DIQUES TOLEÍTICOS MESOZOICOS.....	103
11.1 - INTRODUÇÃO.....	103
11.2 - CARACTERIZAÇÃO DO ENXAME DE DIQUES TOLEÍTICOS (K2E1λ): ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA.....	103
11.3 - LITOGEOQUÍMICA.....	106
11.4 - GEOCRONOLOGIA.....	107
12 - MAGMATISMO ALCALINO DO NEOCRETÁCEO-EOCENO.....	109
12.1 - INTRODUÇÃO.....	109
12.2 - PLUTONS E STOCKS.....	109
12.2.1 - Itatiaia (K2E1λit).....	110
12.2.2 - Passa Quatro (K2E1λpq).....	110
12.2.3 - Morro Redondo (K2E1λmr).....	110
12.2.4 - Mendanha (K2E1λsms, sienito e K2E1λsmp, piroclásticas).....	110
12.2.5 - Marapicu (K2E1λmccu).....	111
12.2.6 - Tinguá (K2E1λti).....	111
12.2.7 - Itaúna (K2E1λis).....	111
12.2.8 - Soarinho (K2E1λso).....	111
12.2.9 - Tanguá (K2E1λta).....	112
12.2.10 - Rio Bonito (K2E1λrb).....	112
12.2.11 - Morro dos Gatos (K2E1λmg).....	112
12.2.12 - Morro de São João (K2E1λsj).....	113
12.2.13 - Ilha de Cabo Frio (K2E1λcf).....	113
12.2.14 - Outros corpos não especificados na Figura 12.1.....	113
12.3 - DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS.....	114
12.3.1 - Aspectos de campo e petrografia.....	114
12.4 - ASSINATURA AEROMAGNÉTICA DOS MACIÇOS ALCALINOS.....	115
13 - BACIAS DO SISTEMA DE RIFTES CONTINENTAIS DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL.....	117
13.1 - INTRODUÇÃO.....	117
13.2 - BACIA DE RESENDE.....	118
13.2.1 - Breve histórico.....	118
13.2.2 - Aspectos de campo.....	118
13.3 - BACIA DE VOLTA REDONDA.....	121
13.3.1 - Breve histórico.....	121
13.3.2 - Quadro litoestratigráfico.....	122
13.4 - BACIA DO MACACU.....	125
13.4.1 - Breve histórico.....	125
13.4.2 - Quadro litoestratigráfico.....	126
13.5 - BACIA DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ.....	128
13.5.1 - Breve histórico.....	128
13.5.2 - Quadro litoestratigráfico.....	129
14 - FORMAÇÃO BARREIRAS.....	131
14.1 - INTRODUÇÃO.....	131
14.2 - BREVE HISTÓRICO.....	132
14.3 - ASSOCIAÇÕES LITOFACIOLÓGICAS.....	132

15 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS.....	137
15.1 - INTRODUÇÃO.....	137
15.2 - AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO CONTINENTAIS.....	137
15.2.1 - Depósitos aluvionares antigos (Q1a).....	137
15.2.2 - Depósitos aluvionares recentes (Q2a).....	138
15.2.3 - Depósitos gravitacionais - Tálus (Qt).....	138
15.3 - AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO COSTEIRO.....	138
15.3.1 - Depósitos praias antigas (Q1pr).....	138
15.3.2 - Depósitos flúvio-marinhos (Qfm).....	139
15.3.3 - Depósitos litorâneos (Q2li).....	139
15.3.4 - Depósitos de pântanos e mangues (Q2pm).....	140
15.3.5 - Depósitos eólicos litorâneos (Q2el).....	140
15.3.6 - Depósitos antropogênicos (Q2at).....	140
16 - RECURSOS MINERAIS.....	141
16.1 - METODOLOGIA.....	141
16.2 - PANORAMA MINERAL.....	142
16.2.1 - Água Mineral.....	142
16.2.2 - Rochas e minerais utilizados na indústria da construção civil.....	142
16.2.3 - Demais recursos minerais em exploração ou com lavras desativadas encontrados em território fluminense.....	147
16.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS.....	150
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	153
ANEXO I.....	169

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 - INTRODUÇÃO

O Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000, compreende uma extensa integração geológica e cartográfica, resultado da parceria entre a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil (CPRM), no âmbito do Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO).

Os dados geológicos que constituem este mapa estadual são fruto, principalmente, das pesquisas desenvolvidas há cerca de 25 anos pelo TEKOS - Grupo de Pesquisa de Geotectônica da Faculdade de Geologia da UERJ, em parceria com outros grupos da própria UERJ e de outras instituições, especialmente o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ - Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro) e a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

A geologia do estado do Rio de Janeiro é constituída, em grande parte, por um terreno de alto grau metamórfico, com intrusões graníticas, relacionado à Faixa Ribeira, um complexo orógeno desenvolvido pelas convergências litosféricas (Orogênese Brasileira) que atuaram entre o Neoproterozoico e o Cambro-Ordoviciano. O Fanerozoico no estado do Rio de Janeiro é representado pelas intrusões magmáticas e coberturas sedimentares mesozoico-cenozoicas. O magmatismo é constituído pelas intrusões de enxames de diques básicos (diabásio) de idade jurocretácica, relacionados à ruptura do Gondwana Ocidental, que antecedeu à abertura do oceano Atlântico Sul, além das intrusões de rochas alcalinas datadas do Neocretáceo até o Eoceno. Por fim, sequências sedimentares paleogênicas preencheram o Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil (p.ex. bacias de Resende, Volta Redonda, Itaboraí, Graben da Guanabara), além das diversas coberturas sedimentares neogênicas e quaternárias, relacionadas aos vários ambientes deposicionais continentais, costeiros e marinhos.

Essa diversidade geológica do estado do Rio de Janeiro representa, de modo geral, um valioso e amplo potencial mineral, cujas ocorrências e jazidas se encontram em várias fases de pesquisa ou exploração. Além disso, o substrato geológico compreende um patrimônio natural que expõe belas paisagens no estado do Rio de Janeiro.

Em relação ao mapeamento geológico do estado do Rio de Janeiro, é importante recordar que as pesquisas sistemáticas pioneiras na Faixa

Ribeira no território fluminense foram realizadas por Lamego (1948) e Rosier (1957, 1965), sendo que o último elaborou um mapa geológico na escala de 1:500.000 e um modelo de evolução tectônica para a região. Entre 1977 e 1983 o estado do Rio de Janeiro foi recoberto por mapas geológicos em escala de 1:50.000 produzidos pelo Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, do Departamento de Recursos Minerais (DRM-RJ). A integração destes mapas foi feita por Grossi Sad & Dutra (1988) e Reis & Mansur (1995). Integrações geológicas ao milionésimo foram elaboradas anteriormente, por Fonseca *et al.* (1978) e Machado Filho *et al.* (1984). Posteriormente, mapas geológicos do estado do Rio de Janeiro nas escalas de 1:400.000 e 1:500.000 foram elaborados por Fonseca (1998) e Silva *et al.* (2000), no âmbito do DNPM e CPRM, respectivamente. A partir das pesquisas iniciadas ao final dos anos 80, o Grupo de Pesquisa TEKOS da UERJ gerou cartas em escala de 1:50.000 de partes dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, além de São Paulo e Espírito Santo, que foram publicadas na escala 1:100.000 em convênio com a COMIG-UFMG (Projeto Sul de Minas) e CPRM (PRONAGEO). Em 2000, a equipe do TEKOS/ UERJ apresentou o Mapa Tectônico do Setor Central da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000), cobrindo grande parte do estado do Rio de Janeiro.

O novo Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, aqui apresentado, reúne dados coletados em campo, gerados a partir de mapeamento geológico nas escalas de 1:50.000 e 1:100.000, além do resultado de vasta análise estrutural dos eventos tectônicos, análise petrográfica de rochas ígneas e metamórficas, litogeoquímica e geocronologia isotópica segundo vários métodos, bem como a descrição e análise dos recursos minerais. Este mapa foi elaborado utilizando técnicas de geoprocessamento e edição cartográfica em plataforma SIG (Sistema de Informações Geográficas). Ressalta-se que no âmbito do PRONAGEO (CPRM) já foram publicadas, até o momento, um total de 15 cartas geológicas na escala 1:100.000 no estado do Rio de Janeiro, sendo 14 folhas em convênio com a UERJ e 1 com o DRM-RJ, que encontram-se integradas nesta compilação geológica (Figura 1.1). As unidades litoestratigráficas presentes neste Mapa Geológico e de Recursos Minerais estão cadastradas no Geobank (banco de dados da CPRM), enquanto os dados decampo e analíticos foram incorporados à base de dados AFLORA da CPRM.

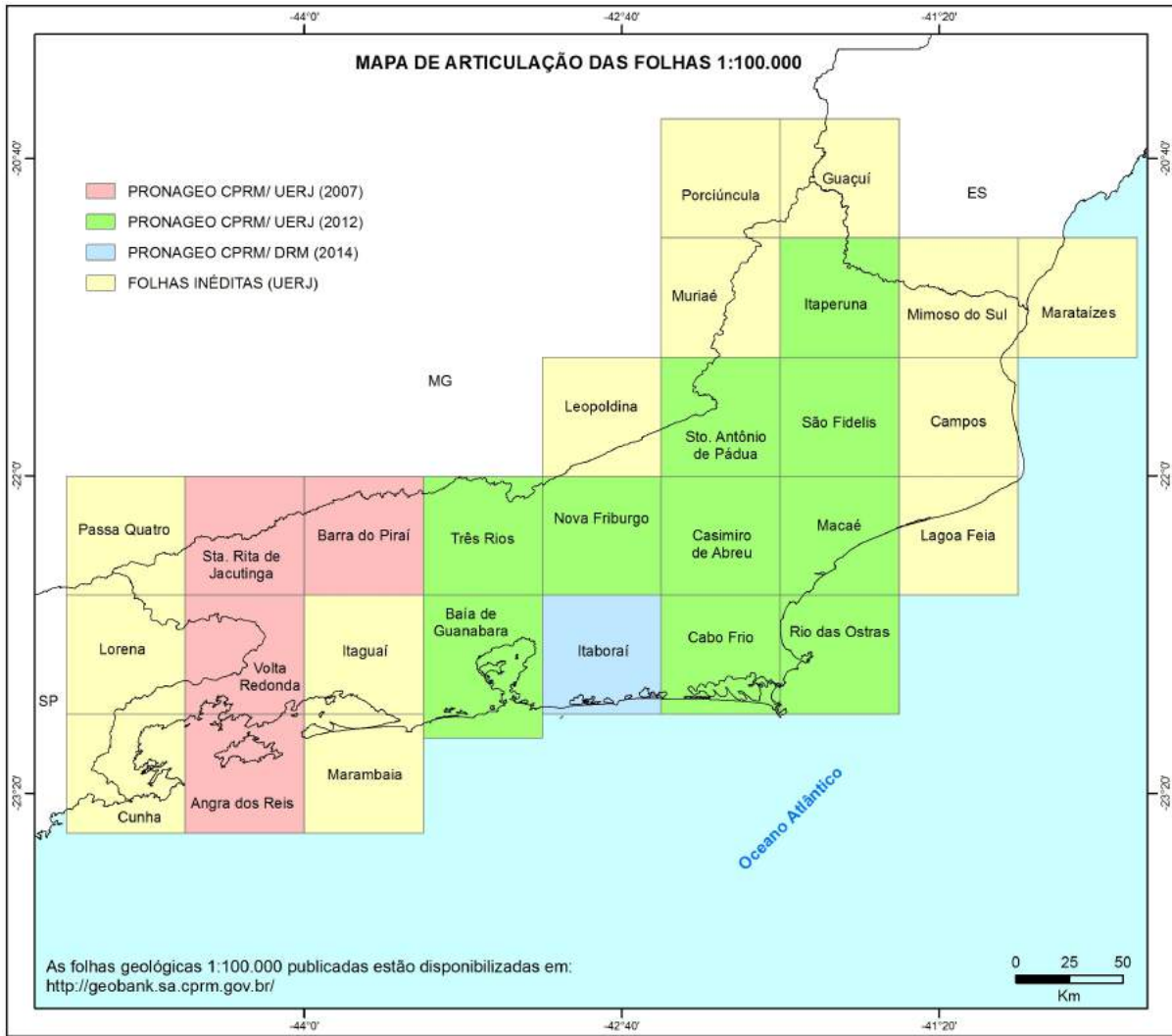


Figura 1.1 – Mapa de articulação das cartas geológicas 1:100.000 no estado do Rio de Janeiro, no âmbito do PRONAGEO (CPRM - UERJ).

2 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

2.1 - A FAIXA RIBEIRA NO CONTEXTO DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

O embasamento cristalino da Região Sudeste brasileira é parte de um importante cinturão orogênico que se estende paralelamente ao litoral, denominado de Faixa Ribeira, que por sua vez integra um sistema orogênico maior, incluso na Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977, 1981 – Figura 2.1)

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE, que se entende por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, resultado da colisão entre o paleocontinente (crátón) São Francisco-Congo com a parte ocidental do Crátón da Angola, envolvendo também outras micropalacas. A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricana durante o Neoproterozoico-Cambriano com últimos estágios no Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.*, 2004, 2008). A

Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Crátón do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Crátón de Luiz Alves (Figura 2.1).

É importante ressaltar que tanto as etapas de subducção como as de colisão continental são diacrônicas ao longo do sistema orogênico neoproterozoico. Este diacronismo se demonstra, por exemplo, pelas diferenças de idade entre fases sincisionais, pois esta fase na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 640-630 Ma, cerca de 40 milhões de anos antes do estágio sincisional (ca. 600-580 Ma) dos orógenos Araçuaí e Ribeira (Trouw *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann, 2000; Pimentel *et al.*, 2000). Outro exemplo do diacronismo que marca a evolução da Província Mantiqueira refere-se aos episódios de granitogênese de arco magmático pré-colisional.

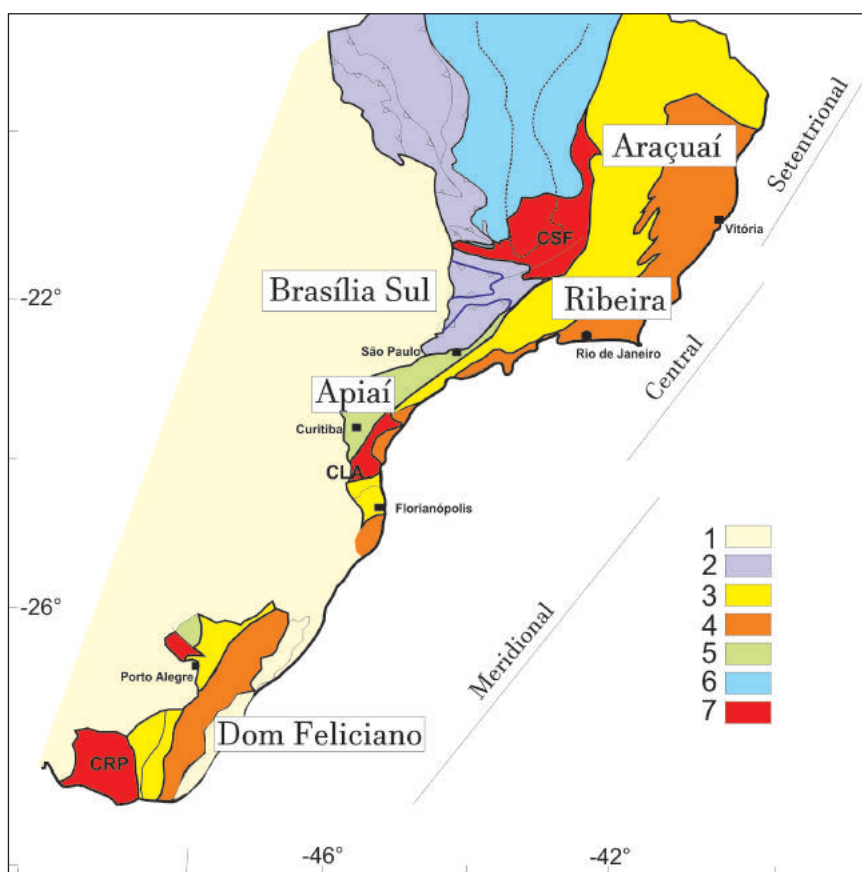


Figura 2.1 – Compartimentação tectônica para Província Mantiqueira (Setentrional, Central e Meridional) no contexto das faixas orogênicas neoproterozoicas, com destaque para a Faixa Ribeira que ocupa o segmento central desta província. Modificada de Heilbron *et al.* (2004). Legenda: 1- Coberturas Fanerozoicas; 2- Província Tocantins/Mantiqueira; 3- Domínio Externo; 4- Domínio Interno; 5- Orógenos Apiaí e São Gabriel; 6- Coberturas Neoproterozoicas; 7- Crátóns: CSF - Crátón do São Francisco; CLA - Crátón Luís Alves e CRP - Crátón Rio de La Plata.

No Orógeno São Gabriel, na Região Sul do país estes episódios ocorreram em torno de ca. 880 Ma e 750-730 Ma, enquanto no Orógeno Ribeira são registrados episódios pré-colisionais em ca. 840-790 Ma e 635-605 Ma, e no Orógeno Araçuaí, entre ca. 630-585 Ma (Babinsky *et al.*, 1996; Silva-Filho & Soliani Jr., 1987; Leite *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000; Nalini *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Heilbron & Machado, 2003).

2.2 - SUBDIVISÃO TECTÔNICA DA FAIXA RIBEIRA

Para sumarizar a compartimentação tectônica da Orógeno Ribeira e da extremidade sul do Orógeno Brasília foram utilizadas as sínteses regionais de Heilbron *et al.* (1995, 2000, 2004), Campos-Neto e Figueiredo (1995), Valeriano (2000), Campos Neto (2000), Campos Neto *et al.* (2000), Trouw *et al.* (2000), Heilbron & Machado (2003).

Na concepção adotada neste programa de mapeamento geológico, a Faixa Ribeira foi subdividida em quatro terrenos tectonoestratigráficos (no sentido de Howell, 1989) separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados de Ocidental, Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Tabela 2.1, Figura 2.2). Sua docagem é caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais em direção à margem do Cráton do São Francisco, com vergência para oeste-noroeste, em regime transpressivo dextral. Estes terrenos foram progressivamente amalgamados, de oeste para leste, na sequência abaixo discriminada: a) Terreno Paraíba do Sul em ca. 620 Ma, b) Terreno Oriental em ca. 580 Ma, c) Terreno Cabo Frio em ca. 520 Ma (Machado *et al.*,

1996; Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2005).

O Terreno Ocidental corresponde à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana) e, portanto, representa a margem deste paleocontinente envolvida nas colisões brasileiras. O Terreno Paraíba do Sul é limitado por um empurrão de médio a baixo ângulo, dobrado pelas fases de deformação tardias do orógeno. Provavelmente é representante de um microcontinente, com embasamento paleoproterozoico. O Terreno Oriental compreende as rochas de arco magmático da faixa e está limitado por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite Tectônico Central-CTB) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul do estado, e mergulhos para SE na porção noroeste. Já o limite basal do Terreno Cabo Frio é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho para SE (Heilbron *et al.*, 1982; Almeida *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000).

As últimas manifestações tectonomagmáticas ligadas à Orogênese Brasileira, neste setor da Faixa Ribeira, datam do Cambriano Inferior ao Ordoviciano Superior (ca. 510-480 Ma), relacionadas possivelmente, ao colapso orogênico já em regime transtensivo (Heilbron *et al.*, 2000, 2004; Heilbron & Machado, 2003).

A Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro apresenta trend estrutural NE-SW, que muda para NNE-SSW na porção noroeste do estado, junto aos limites com Minas Gerais e Espírito Santo. No extremo leste do estado, na região do Cabo dos Búzios, a foliação regional é de baixo ângulo, com trend E-W (Heilbron *et al.*, 1982).

Tabela 2.1 – Compartimentação tectônica da parte central do Orógeno Ribeira, com as respectivas etapas de colisão continental.

Terrenos Tectônicos	Domínios Estruturais	Etapas de Colisão
Terreno Ocidental	Domínio Autóctone Domínio Inferior (Andrelândia) Domínio Superior (Juiz de Fora)	
Terreno Paraíba do Sul	Domínio Paraíba do Sul-Embu Domínio Cambuci	Colisão I ca. 620-600 Ma
Terreno Oriental (Microplaca Serra do Mar)	Domínio Costeiro Domínio Italva	Colisão II ca. 580 Ma (605-560 Ma)
Terreno Cabo Frio	_____	Colisão III ca. 520 (535-510 Ma)

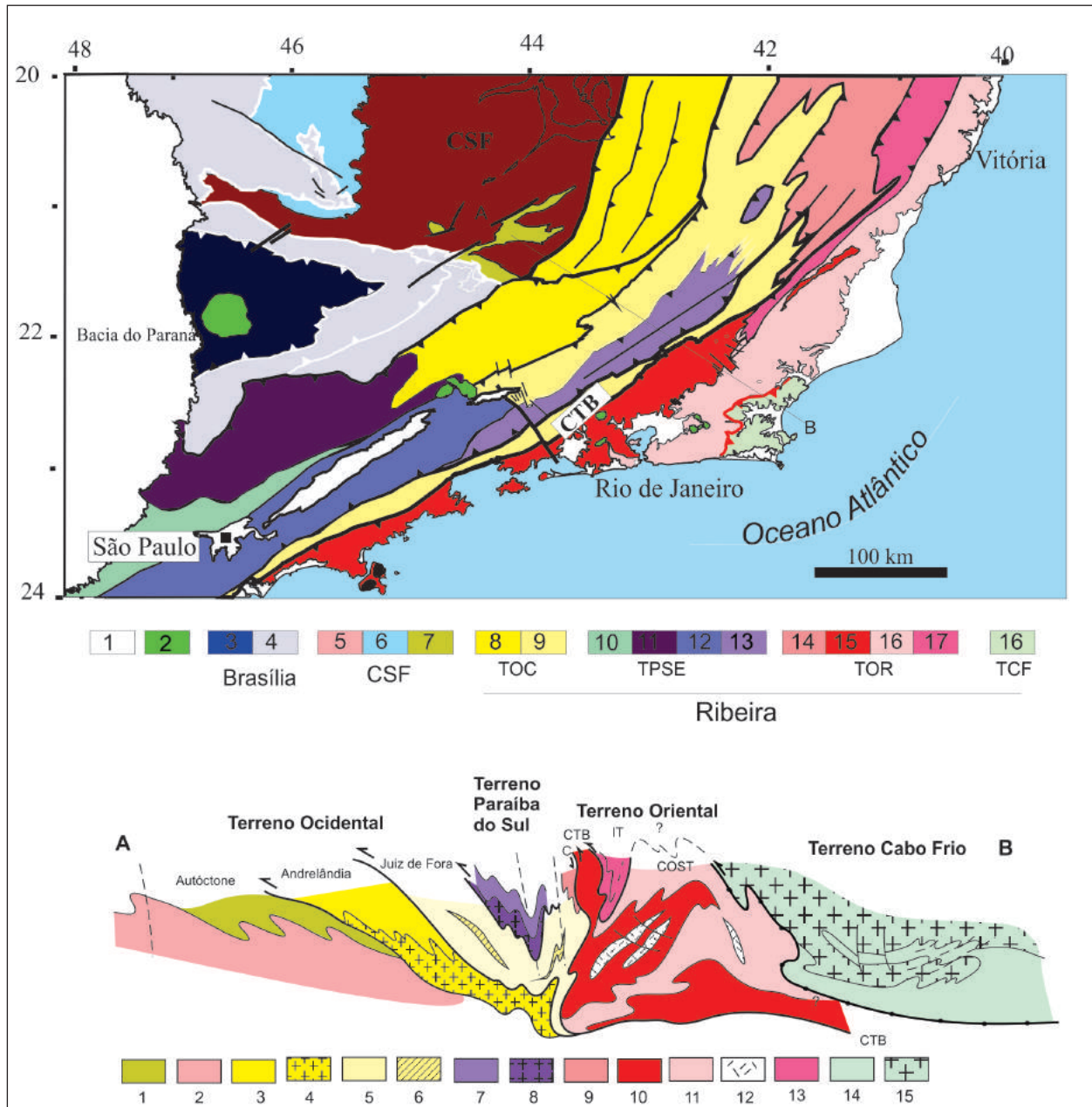


Figura 2.2 – Mapa e seção tectônica do Sudeste do Brasil, com destaque às unidades da Província Mantiqueira (modificado de Heilbron et al., 2004). Legenda: 1 - Bacias sedimentares fanerozoicas; 2 - Plutons alcalinos do Neocretáceo e Paleógeno; Faixa Brasília Meridional: 3 - Nappe Guaxupé; 4 - Nappe de Passos (Npa), Sistema de Nappes Andrelândia (SAN); CSF - Cráton do São Francisco: 5 - Embasamento arqueano e paleoproterozoico; 6 - Cobertura/Grupo Bambuí; 7 - Sequências metassedimentares autóctones e para-autóctones; Faixa Ribeira: TOC - Terreno Ocidental: 8 - Domínio Inferior (Andrelândia); 9 - Domínio Superior (Juiz de Fora); TPS - Terreno Paraíba do Sul: 10 - Domínio Apiaí; 11 - Domínio Socorro; 12 - Domínio Embu; 13 - Domínio Paraíba do Sul; 14 - Domínio Cambuci; TOR - Terreno Oriental: 15 - Arco Magmático Rio Negro; 16 - Domínio Costeiro; 17 - Domínio Italva; 18 - TCF - Terreno Cabo Frio. CTB - Limite Tectônico Central (sutura da Faixa Ribeira).

3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A Faixa Ribeira Central tem uma geologia estrutural complexa, típica de orógenos profundamente erodidos. As rochas metamórficas de alto grau e ígneas de diversas gerações estão organizadas em domínios estruturais onde ora predominam zonas de cisalhamento dúctil de alta temperatura, ora predominam dobras fechadas a abertas. São características comuns nas rochas gnáissicas e graníticas pelo menos duas foliações, genericamente denominadas aqui por S_n e S_{n+1} , além de lineações mineral (L_m), de estiramento (L_e), de interseção (L_i) e de crenulação (L_c).

As foliações e lineações, bem como as dobras e zonas de cisalhamento dúctil, estão agrupadas em fases de deformação, de acordo com critérios de superposição geométrica e temporal das estruturas, e nos estilos geométricos e cinemáticos. Embora haja complicações locais, quando se observam mais fases de deformação ou com diferentes estilos em relação ao conjunto, duas fases principais foram identificadas. A primeira fase D_n é amplamente distribuída nas rochas pré-cambrianas, enquanto que D_{n+1} é particionada geométrica e espacialmente através desta seção da Faixa Ribeira Central. Quando possível, as estruturas foram discriminadas em fases D_1 , D_2 , D_3 e D_4 , sendo que D_1 e D_2 estão associadas ao evento mais geral D_n , D_3 está associada ao evento D_{n+1} e D_4 engloba estruturas mais tardias na evolução deste orógeno, já na sua fase final distensiva.

A deformação rúptil também teve importante papel na formação de estruturas e na compartimentação tectônica e geomorfológica do estado do Rio de Janeiro. As estruturas rúpteis observadas foram falhas e fraturas diversas, que eventualmente estão preenchidas por rochas magmáticas (diques e soleiras), rochas e minerais (veios), rochas de falha (brechas, cataclastos, pseudotaquilitose *gouge*) ou materiais inconsolidados (fraturas ou juntas distensivas). Muitas zonas de falha ou de fraturamento intenso são encobertas por material inconsolidado quaternário, seja de origem gravitacional, fluvial, lacustre ou marinho, devido a se configurarem em zonas preferenciais para o intemperismo e erosão. Áreas urbanas também são preferencialmente desenvolvidas nessas áreas, pela maior facilidade de construção e acesso. Dessa forma muitas dessas zonas ou corredores de deformação rúptil estão encobertos e fora do alcance direto. Quando identificadas, seja por deslocamento de contatos ou pela geofísica, estão mapeadas como "Falhas ou Zonas de Cisalhamento Encobertas".

As estruturas também foram responsáveis pela formação ou localização de recursos minerais. Água mineral e pedras ornamentais (ex: Pedra Madeira) são exemplos de recursos diretamente relacionados a estruturas, sejam dúcteis ou rúpteis.

Na região *offshore*, petróleo e gás também estão obviamente relacionados a estruturas presentes nas bacias sedimentares marginais.

No mapa foi utilizada a nomenclatura padrão do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), tanto no corpo e legenda do mapa, bem como nessa Nota Explicativa e na tabela de atributos do SIG-Sistema de Informações Geográficas. Estruturas mais importantes são nomeadas de acordo com a literatura especializada ou com a região ou local onde é mais bem observada (ex: Falha do Pai Vitório, Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal). Outras estruturas que recebem mais de um nome na literatura como, por exemplo, a Zona de Cisalhamento Além Paraíba (Lineamento Além Paraíba, Zona de Cisalhamento de Três Rios, Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul), são chamadas pelo nome mais difundido ou mais antigo, desde que expresse corretamente sua característica deformacional. No decorrer deste texto abreviações serão usadas quando a estrutura for citada mais de uma vez. Um mapa simplificado mostrando as principais estruturas do estado do Rio de Janeiro é apresentado na figura 3.1.

3.1 - PANORAMA DA ESTRUTURAÇÃO REGIONAL

A região englobada pelo estado do Rio de Janeiro foi totalmente coberta pela análise estrutural, a partir de dados diretos obtidos em campo. Os dados estruturais foram adquiridos diretamente nos afloramentos (estações geológicas) mostrados na figura 3.2. A distribuição dos dados é virtualmente homogênea, com óbvias falhas nas áreas de cobertura sedimentar quaternária.

Foram analisadas 3140 medidas de foliações e 739 medidas de lineações, mostradas nos estereogramas das figuras 3.3a e 3.3b. A atitude do conjunto global das foliações é disposta em forma de guirlanda, com mergulhos variando entre NW e SE e direção em torno de N55E. O máximo de densidade de medidas plota em 145°/41° (polo de foliação, notação *dip direction/dip*), o que representa um plano médio mergulhando em torno de 50° para o azimute 325° (*strike* = N55E). Esta direção N55-60E é onipresente, especialmente nos setores sul e central do estado, enquanto que direções subordinadas N30-40E se estremeiam às anteriores, sendo muito comuns no extremo norte do estado.

As lineações estão preferencialmente orientadas na direção NE-SW, com máximo em 038°/17° e com alguma dispersão nos quadrantes NE e SW.

As atitudes das dobras acompanham as da foliação e lineação (figuras 3.3c e 3.3d).

Numa visão global ressaltam duas grandes zonas de charneira: uma sinformal, que coincide

com a atual posição do rio Paraíba do Sul entre Volta Redonda, no sul do estado, e Itaocara, no norte do estado, e uma antiformal que segue do município do Rio de Janeiro em direção NE a Campos no norte fluminense. Tais megadobras faz com que a foliação e os contatos litológicos tenham mergulhos predominantes para SE nas regiões: costeira, a partir do Rio de Janeiro para o norte, e do Vale do Rio

Preto, na divisa com Minas Gerais no sul do estado. Na região central do estado, entre as zonas de charneira (Figura 3.1), predominam mergulhos para NW.

Outras estruturas de relevância regional são as zonas de cisalhamento dúctil (ZC's) que atravessam todo o estado de SW para NE. As principais ZC's serão discutidas no item 3.3 deste capítulo.

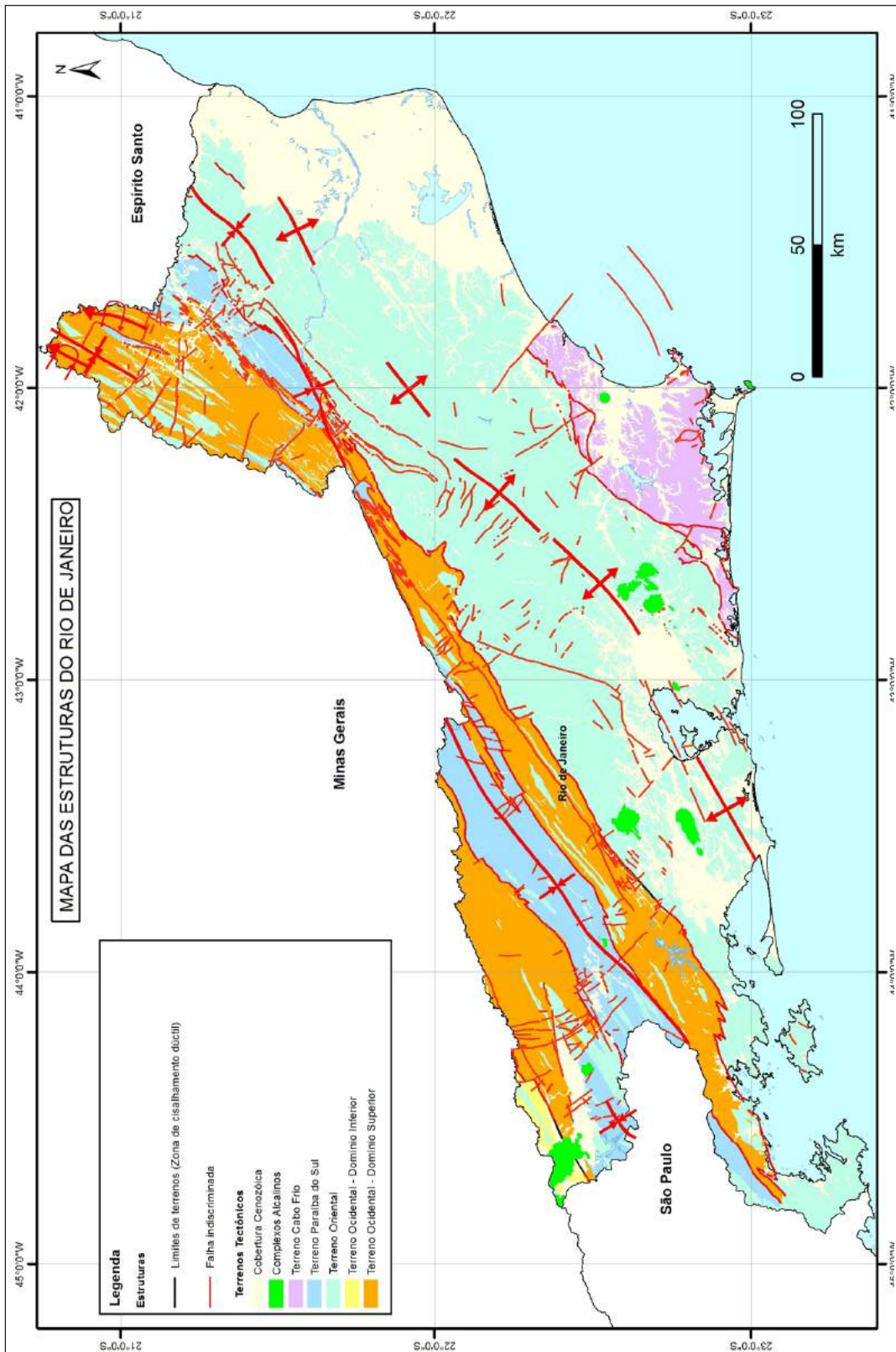


Figura 3.1 – Mapa das principais estruturas do estado do Rio de Janeiro.

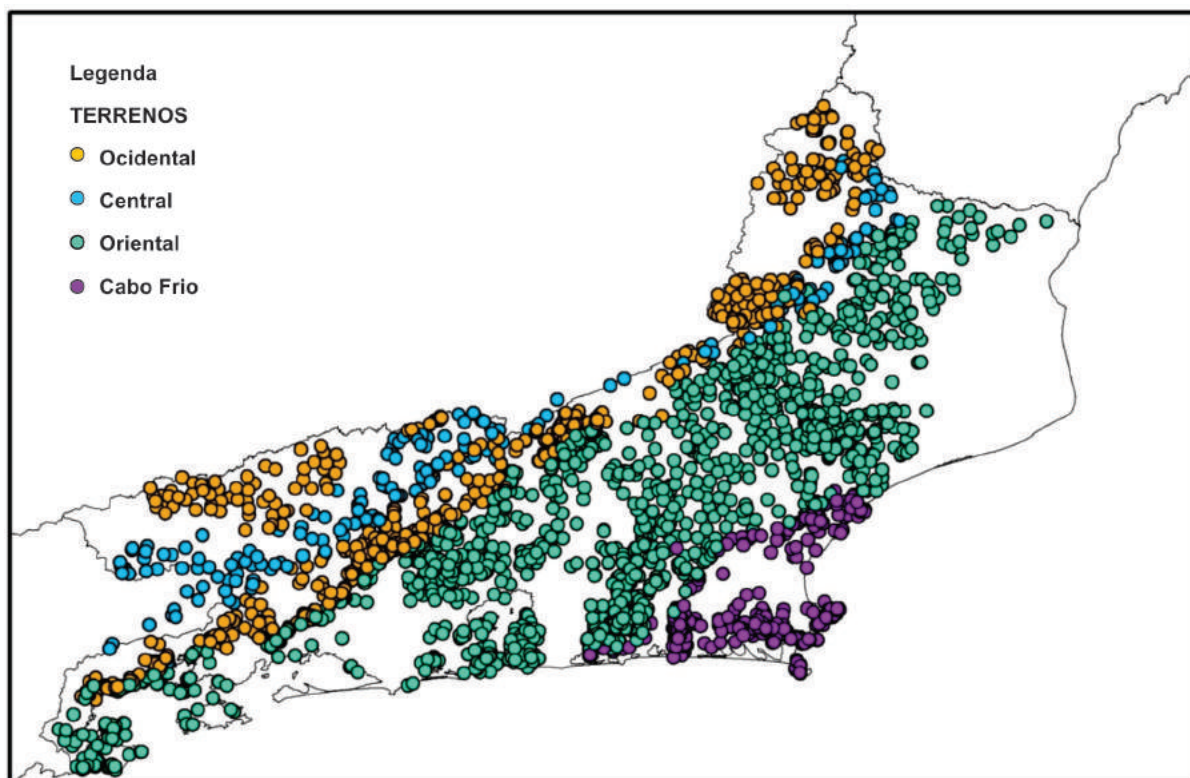


Figura 3.2 – Localização dos afloramentos fonte das medições estruturais usadas neste capítulo.

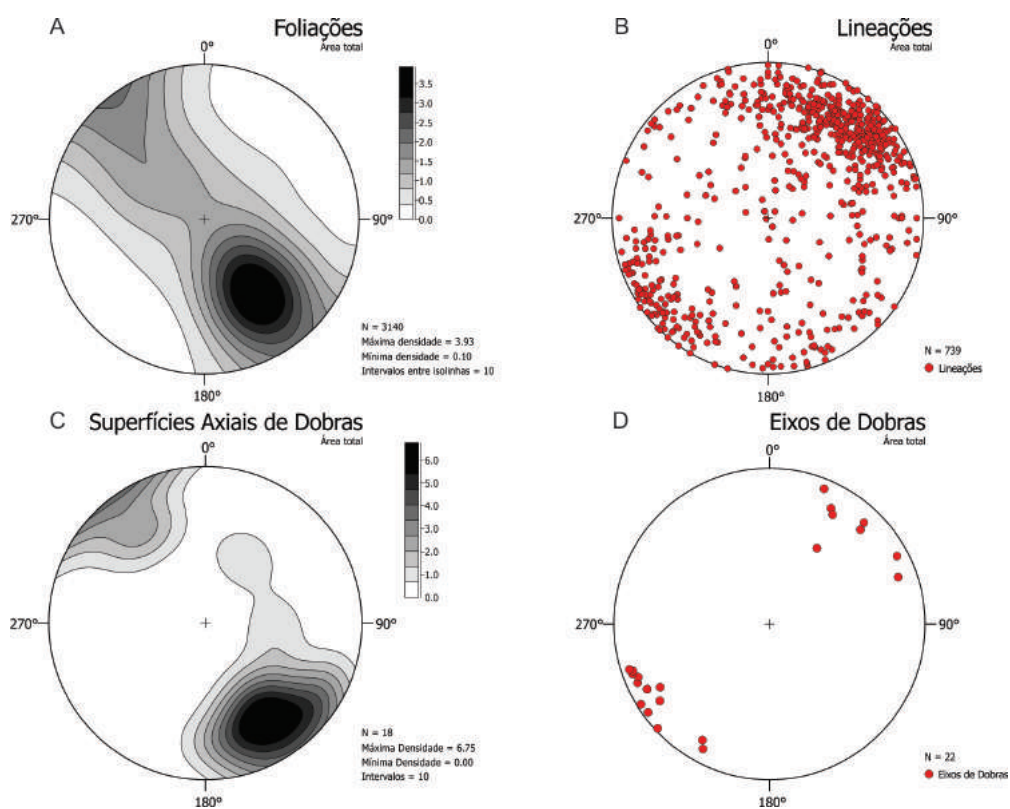


Figura 3.3 – Diagramas de orientação (estereogramas) de área total com todas as medidas de foliações, lineações, superfícies axiais e eixos de dobras.

3.2 - ESTRUTURAÇÃO INTERNA AOS TERRENOS E DOMÍNIOS TECTÔNICOS

Os estereogramas de foliação e lineação dos diferentes terrenos (Figura 3.4) mostram semelhanças, como a variação de mergulhos, desde sub-horizontais a subverticais para NW e SE, mas também mostram diferenças entre si. Em especial o Terreno Cabo Frio que apresenta uma estruturação

marcantemente diferente dos demais. A comparação estrutural entre os domínios tomou como parâmetros a orientação das foliações (S_n e S_{n+1}) e das lineações (L_n e L_{n+1}), mas também são considerados o padrão de dobras e o tipo de deformação predominante como, por exemplo, achatamento/estiramento ou cisalhante. O estilo estrutural de cada terreno é descrito a seguir, de NW para SE.

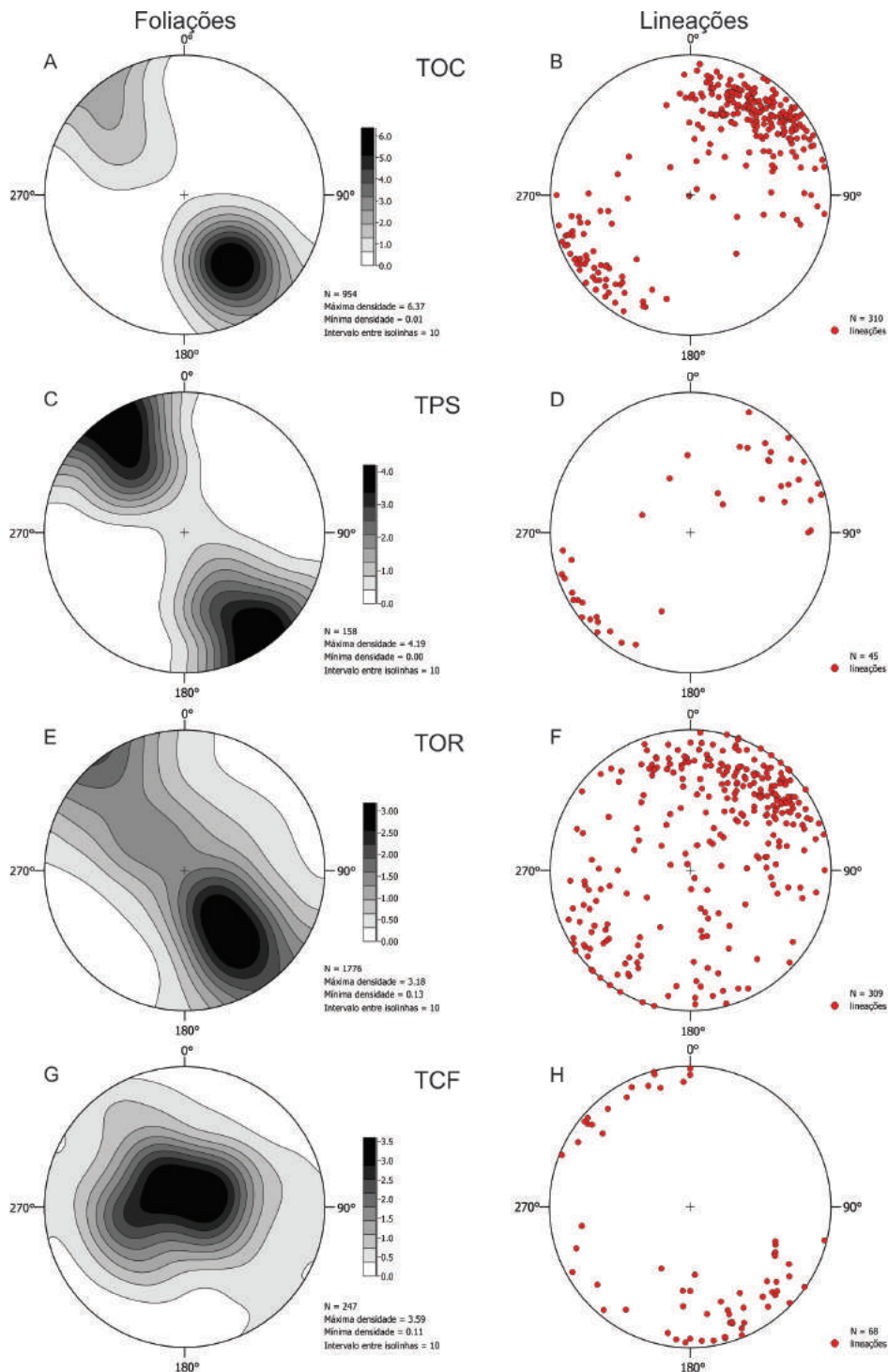


Figura 3.4 – Estereogramas de polos de foliação e lineação por terrenos. Em todos os diagramas foi utilizada a projeção equiárea no hemisfério inferior. a) polos de foliações – Terreno Ocidental (TOC); b) lineações – Terreno Ocidental (TOC); c) polos de foliações – Terreno Paraíba do Sul (TPS); d) lineações – Terreno Paraíba do Sul (TPS); e) polos de foliações – Terreno Oriental (TOR); f) lineações – Terreno Oriental (TOR); g) polos de foliações – Terreno Cabo Frio (TCF); h) lineações – Terreno Cabo Frio (TCF).

3.2.1 - A deformação no Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental ocupa os dois lados da Megassinforma do Paraíba do Sul, mostrando assim mergulhos para os dois quadrantes, NW e SE, com predomínio do primeiro (Figura 3.4a). Os mergulhos são geralmente altos, mas podem ser de mais baixo ângulo nas zonas de charneira, onde tendem a pender para o quadrante NE. É uma região de intensa deformação cisalhante, tanto em D_n na forma de zonas de cisalhamento (ou falhas) de empurrão de baixo ângulo com fluxo para NW, como em D_{n+1} como zonas transpressivas reversas-destrais.

As foliações são orientadas na direção NE com mergulhos desde subverticais a sub-horizontais para NW ou SE. A foliação S_n é dobrada e cisalhada pela deformação D_{n+1} (Figura 3.5). As dobras são fechadas a isoclinais, com tendência à assimetria mostrando vergência para NW (Figura 3.5a) ou simétricas nas zonas de charneira D_n (Figura 3.5d). As zonas de cisalhamento D_{n+1} truncam os flancos de dobras D_n , reativam as foliações miloníticas S_n (Figura 3.5c) e rotacional à trama D_n para a atitude de D_{n+1} . O forte achatamento D_{n+1} produziu dobras horizontais-

normais com eixos NE e superfícies axiais subverticais e zonas de cisalhamento dúctil transpressivas destrais (Figura 3.5b).

Este terreno foi denominado Sistema de Empurrões Juiz de Fora por Trouw *et al.* (2000) ou Sistema de Zonas de Cisalhamento Paraíba do Sul por Almeida (2000). O Terreno Ocidental é limitado a SE por importante sutura da Faixa Ribeira, a Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal (o CTB - Figura 3.1). Internamente contém outras importantes estruturas como a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (Além Paraíba) e a Zona de Cisalhamento do Rio Preto. A alternância de rochas mais duras como os granulitos Juiz de Fora com rochas mais moles como os metassedimentos dos grupos Andrelândia e Raposo favorece a partição e o registro da deformação entre zonas de intensa deformação cisalhante e zonas de intenso dobramento. A deformação é concomitante com metamorfismo de alto grau o que levou a geração de zonas de rochas miloníticas de alta temperatura com intensa recristalização estática (Almeida, 2000). Este corredor de mais intensa deformação cisalhante e sua atitude subvertical predominante favoreceu o desenvolvimento da rede de drenagem, constituindo a bacia hidrográfica do rio Paraíba do

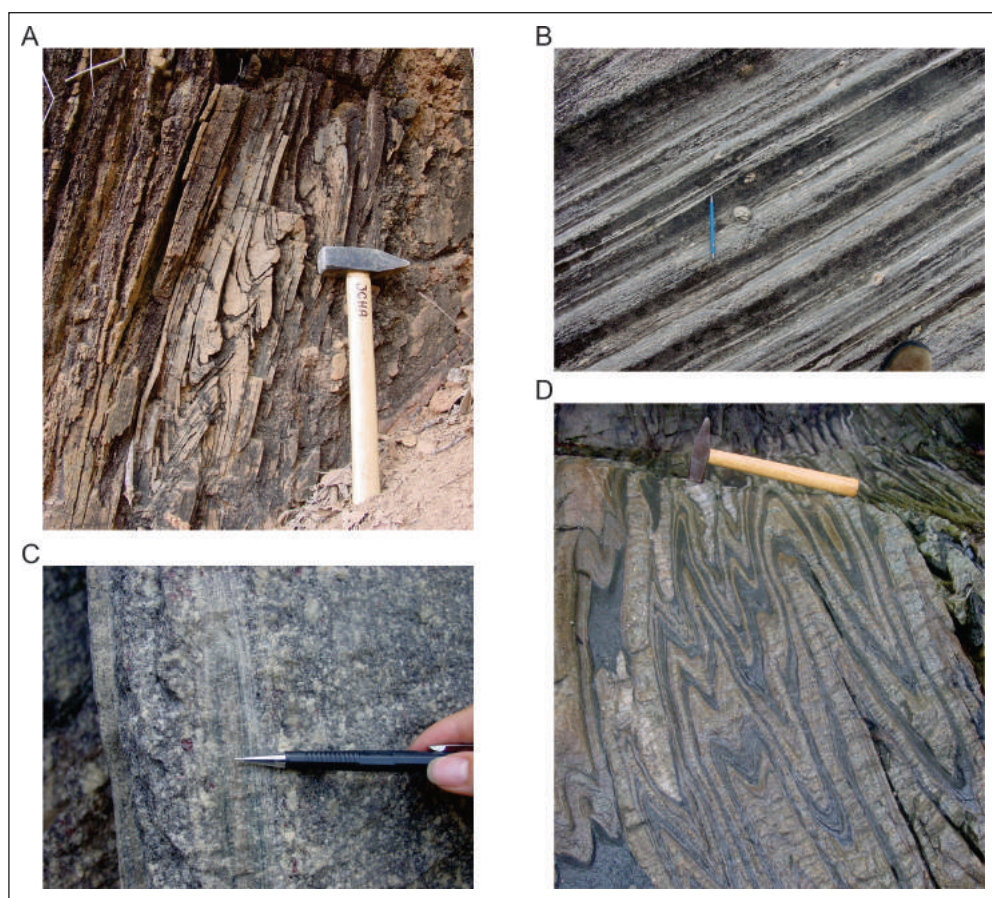


Figura 3.5 – Estruturas típicas do Terreno Ocidental. a) Quartzito do Grupo Raposo com dobras D_n , visada para NE (UTM 23K 721531 7562861); b) Gnaiss milonítico do Grupo Raposo, com porfiroclastos tipo S e D com indicação de movimento distal, a lapiseira aponta para o Norte (UTN - 23K 726199 7575797); c) Granada-biotita gnaiss milonítico do Grupo Raposo mostrando a partição da deformação D_{n+1} com pequena zona de intensa deformação (ultramilonito), na BR-040 próximo a Três Rios (UTM - 23K 689457 7553949); d) dobras D_n isoclinais no Grupo Raposo, junto ao CTB, município de Paraty, visada para SW (23K 536084 7450925).

Sul que mostra forte influência e controle por parte das principais zonas de cisalhamento. Este sistema de ZC's atravessa todo o estado do Rio de Janeiro ao longo da divisa com Minas Gerais e adentra os estados de São Paulo a sul e do Espírito Santo, a norte.

3.2.2 - A deformação no Terreno Paraíba do Sul

O Terreno Paraíba do Sul inclui os domínios Embu, Paraíba do Sul e Cambuci, todos com rochas do embasamento paleoproterozoico e de rochas supracrustais dos grupos Embu, Paraíba do Sul e Bom Jesus do Itabapoana. A deformação dúctil neste terreno se caracteriza por uma foliação (xistosidade) bem marcada e com características bem distintas no embasamento e nas supracrustais. Dobras D_n e D_{n+1} fazem com que a foliação apresente mergulhos de alto ângulo para NW e SE, predominantes. Zonas de cisalhamento são observadas localmente, muito menos frequentes que no Terreno Ocidental, embora com orientações semelhantes (Figuras 3.4a-d).

O estereograma de polos de foliações (Figura 3.4c) mostra uma distribuição em forma de guirlanda com forte concentração na posição vertical (*strike* N55E) e rotação da foliação em torno do eixo (*eigenvector*) $55^\circ/1^\circ$. Essa configuração geométrica é indicativa de compressão NW-SE ($325^\circ-145^\circ$), para o somatório de todas as deformações ($D_n + D_{n+1}$). O estereograma de lineações (Figura 3.4d) mostra concentração nos quadrantes NE e SE, com variações

para N e NW, com caimentos altos, desenho compatível com a variação de obliquidade sobre os planos da foliação.

3.2.3 - A deformação no Terreno Oriental

O Terreno Oriental abrange um conjunto de rochas ígneas, metamorizadas ou não, intrusivas em rochas metassedimentares, em sua maioria metapelitos. A deformação resultou em uma foliação que varia de baixo a alto ângulo (Figura 3.4e) definida pela orientação preferencial de cristais (alguns com até 10cm de comprimento - xistosidade grossa) ou pela orientação preferencial de veios leucossomáticos (Figura 3.6). Embora a foliação seja, na maioria dos afloramentos, uma xistosidade grossa (Figura 3.6a-b) ou um bandamento gerado por diferenciação tectônica, paralelização de múltiplas intrusões de composição/trama diferentes (Figura 3.6c) ou pela formação de veios leucossomáticos paralelos entre si, localmente se observa foliações miloníticas grossas (Figura 3.6d). Nestes casos, a foliação milonítica é recristalizada estaticamente devido à alta temperatura do metamorfismo atuante e é reconhecida pela presença de porfiroclastos, estruturas sigmoidais ou fitas de quartzo ou quartzo-feldspáticas. A Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal acompanha o contato entre os terrenos Ocidental e Oriental (CTB - Figura 3.1) e é caracterizada pela presença de feições miloníticas sempre com indicadores de sentido de cisalhamento destrais quando vistos no chão (Figura 3.6d).



Figura 3.6—EstruturastípicasdoTerrenoOriental. a)AfoliaçãoemmetapelitosdoGrupoSãoFidélis; b)Contatoentreogranada-biotita gnaiss e o gnaiss Facoidal, Morro da Babilônia, Rio de Janeiro (23K 687013 7459955); c) Marcante bandamento gnáissico (Sn) dado pela alternância de rochas ígneas em intrusões sucessivas cortado por zona de cisalhamento transtensiva sinistral (ZC) acomodando intrusão de leucogranito – Sn tem direção NE e a ZC tem direção NW (23K 545865 7452215); d) Xistosidade Sn com porfiroclastos tipos indicando movimentação destral – afloramento próximo ao CTB (23K 545906 7452213).

As lineações no Terreno Oriental mostram uma dispersão bem mais acentuada (Figura 3.4f) que nos terrenos descritos anteriormente, embora ainda preservem o máximo no quadrante NE, com baixo ângulo de caimento. As lineações tendem a acompanhar os eixos de dobras que apresentam estilos distintos e orientações também dispersas, provavelmente devido à presença do intenso magmatismo e pelo comportamento menos competente das rochas encaixantes deste magmatismo.

Neste terreno são observadas dobras de grande porte que fazem a foliação mudar de direção, de NE a N ou até NW. O Antiformal do Rio de Janeiro (Figura 3.1) faz com que a foliação D_n tome posição (*strike*) NW ou N nas regiões entre os municípios do Rio de Janeiro e de Rio Bonito. Outras regiões também podem, localmente, apresentar direções distintas do rumo padrão NE da Faixa Ribeira.

Algumas zonas de cisalhamento que afloram nesta faixa, geralmente flancos de grandes dobras D_{n+1} , mostram cinemática sinistral, provavelmente devido à mudança do sentido de visada em diferentes flancos das dobras. Dois casos marcantes são as

zonas de cisalhamento do Arpoador (Ipanema, Rio de Janeiro) e de Angelim (entre São Fidélis e Cambuci), no norte-fluminense.

3.2.4 - A deformação no Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio difere dos demais quanto às orientações de estruturas e quanto à evolução tectônica. A figura 3.4 mostra esta diferença. A foliação é predominantemente subhorizontal (Figura 3.4g) e a lineação varia do quadrante NW ao SE (Figura 3.4h). Mergulhos de baixo ângulo para SSE da foliação com lineação *downdip* são comuns na parte norte dos afloramentos desse terreno, enquanto que mergulhos mais altos são observados na sua porção mais meridional. Schmitt *et al.* (2012) registram esta variação como resultado de uma zona de cisalhamento de direção NE e mergulhos íngremes para NW e SE. Dobras fechadas a isoclinais, recumbentes ou com superfície axial de baixo ângulo, dobram o conjunto S_0/S_1 (Figuras 3.7a-b) e são relacionadas a uma tectônica de empurrão de SE para NW que teria alçado o Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental (Almeida *et al.*, 2012).

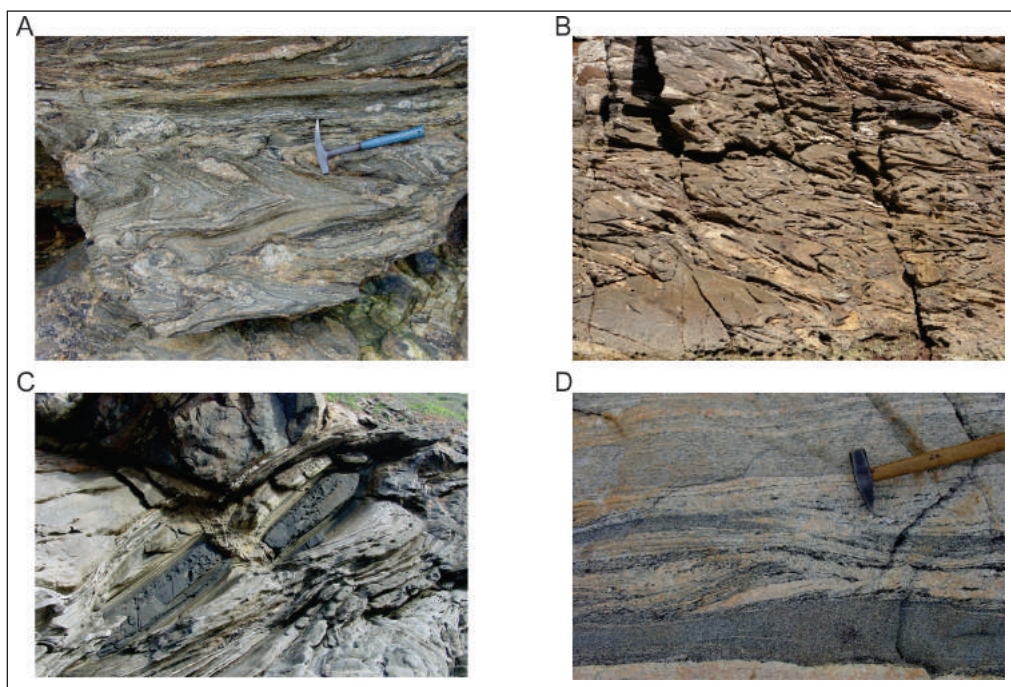


Figura 3.7 – Estruturas típicas do Terreno Cabo Frio. a) Dobras recumbentes fechadas atribuídas à segunda fase de deformação D_2 em camadas alternadas de sillimanita-granada-biotita gnaiss, biotita gnaiss e rochas calcissilicáticas – a foliação S_1 , dobrada por D_2 , contém vênulas de leucossoma, mostrando que D_1 é associada com fusão parcial (24K 199330 7474790); b) Zona de charneira D_2 com eixos sub-horizontais e superfície axial de baixo ângulo no Gnaiss Búzios (24K 204408 7479407); c) Boudinagem assimétrica em “camada” anfíbolítica dentro de ortognaiss da Unidade Região dos Lagos, visada para Norte, Praia José Gonçalves (24K 198071 7474538); d) bandamento gnáissico/migmatítico em diferentes rochas ígneas da Unidade Região dos Lagos, Praia da Baleia, São Pedro D’Aldeia (23K 795277 7466520).

Nos ortognaisses da Unidade Região dos Lagos, a foliação é representada por uma xistosidade grossa e um bandamento gerado por alternâncias de rochas ortoderivadas de composição granítica a granodiorítica e bandas leucossomáticas (Figura

3.7d). Boudins de rochas anfíbolíticas são comuns nos ortognaisses da Unidade Região dos Lagos (Figura 3.7c), enquanto que boudins de rochas calcissilicáticas são comuns nos metassedimentos do Grupo Búzios, indicando forte compressão na vertical

associado ao cisalhamento paralelo à foliação S_n e aos contatos litológicos. A Zona de Cisalhamento Serra do Segredo (Almeida *et al.*, 2012) seria a principal zona de sutura da colisão entre o Terreno Cabo Frio e o Terreno Oriental. A gradativa verticalização desta sutura para SW, bem como as direções N-S da foliação e contatos litológicos do Terreno Oriental a oeste deste contato, poderiam estar relacionadas a essa colisão, formando estruturas complexas como as observadas em Ponta Negra, Maricá.

3.3 - PRINCIPAIS DESCONTINUIDADES TECTÔNICAS E ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTIL

Zonas de mais intensa deformação ou zonas de cisalhamento dúctil de alta temperatura, eventualmente reativadas em temperaturas mais baixas, são características da faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro. No entanto, elas são distribuídas irregularmente entre os diferentes terrenos. O Terreno Ocidental é o que concentra maior quantidade delas. Um corredor de cisalhamento

D_n e D_{n+1} , de direção aproximada N55E, atravessa o estado de SW ao extremo norte, entre as ZC's do Rio Preto e Arcádia-Areal (Almeida, 2000), sendo que os principais feixes de ZCs ocorrem entre as ZC1s do Paraíba do Sul (Além Paraíba - ZCPS) e Arcádia-Areal (CTB - ZCAA), como mostrado na figura 3.8. Esse sistema de ZCs pode ser dividido em três setores no estado do Rio de Janeiro: sul, central e norte. No setor sul a deformação é distribuída entre a divisa com Minas Gerais e o litoral da Costa Verde fluminense. De NW para SE, as principais ZCs são: Fumaça-Rio Preto, Quatis-Serra das Coroas, Valença, Arrozal-Vassouras (Paraíba do Sul) e Mambucaba-Arcádia (Arcádia-Areal). No setor central a deformação é mais concentrada do que nos outros dois setores, onde as ZCs se aproximam. Na porção fluminense as ZCs ocorrem em maior concentração entre Além Paraíba e Carmo, formando um sistema quase contínuo. No setor norte a deformação é mais distribuída e as ZCs se afastam, umas tomando uma direção mais para Norte, em direção a Itaperuna, e outras seguindo na direção N55E, em direção a São João do Paraíso (Figura 3.8).

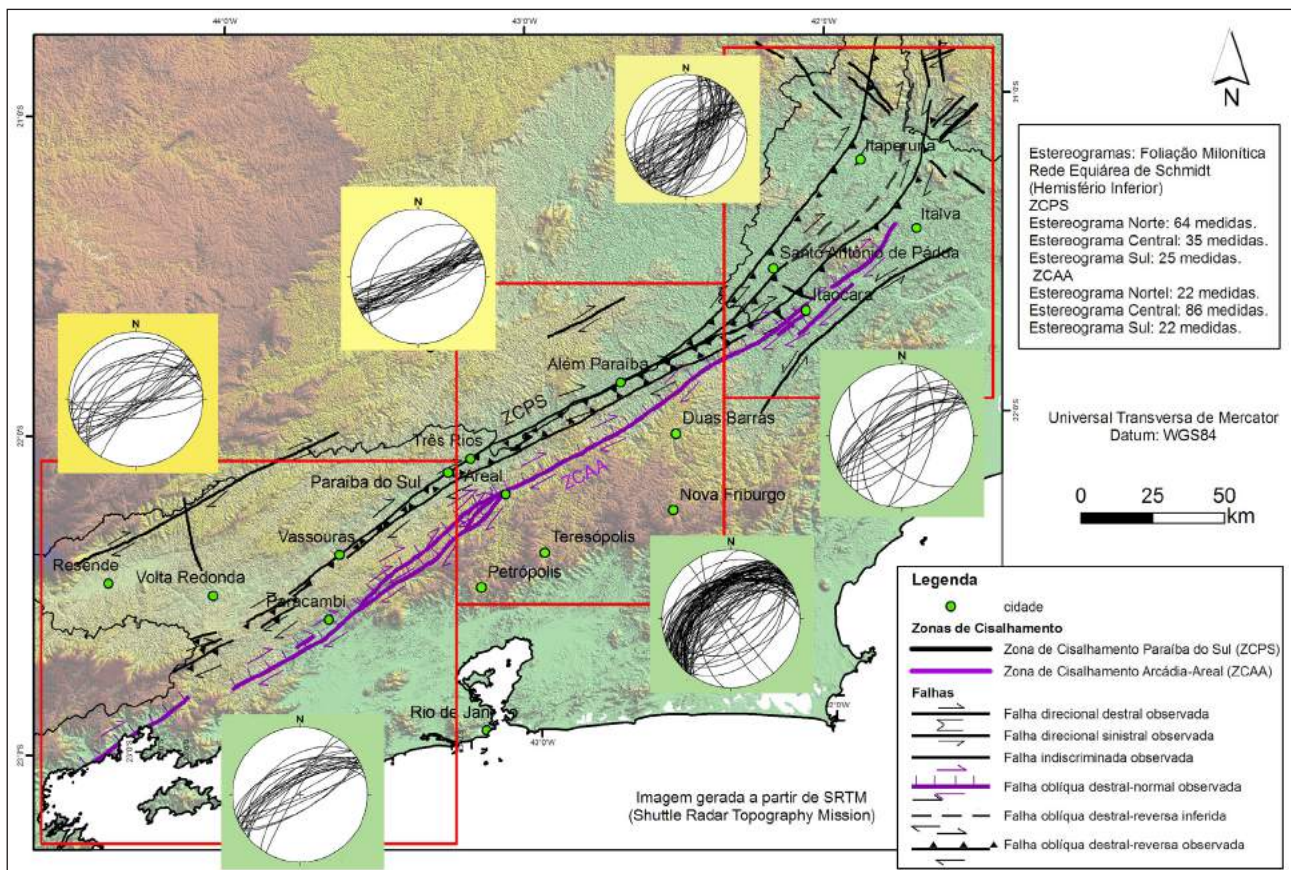


Figura 3.8 – Sistema de zonas de cisalhamento dúctil do Paraíba do Sul. A maior concentração de zonas de cisalhamento ocorre entre as zonas de cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS) e de Arcádia-Areal (ZCAA) que segue desde a divisa SP-RJ, entre a Serra da Bocaina e o litoral sul-fluminense, até o extremo norte do estado, entre as cidades de Itaperuna e Italva. Os estereogramas enquadrados em verde mostram os planos medidos da ZCAA, nos setores sul, central e norte (retângulos vermelhos), enquanto que os estereogramas enquadrados em amarelo mostram os planos medidos da ZCPS, nos mesmos setores.

Comparando-se as duas principais ZCs, Paraíba do Sul e Arcádia-Areal, nota-se que a ZCPS apresenta mergulhos altos para SE e NW e lineações de baixa a média obliquidade, com predomínio de caimento para NE (Figura 3.9). A atitude das lineações (Figura 3.9b) varia de obliquidade ao longo de uma guirlanda de direção N60E e mergulho

subvertical, coincidente com o plano médio das foliações (Figura 3.9a), resultado do somatório de D_n e D_{n+1} . Na ZCAA há um forte predomínio de foliações miloníticas com mergulhos baixos a médios para NW (Figura 3.10a) e lineações de estiramento para N, NNE e NE, com baixas a médias obliquidades (Figura 3.10b).

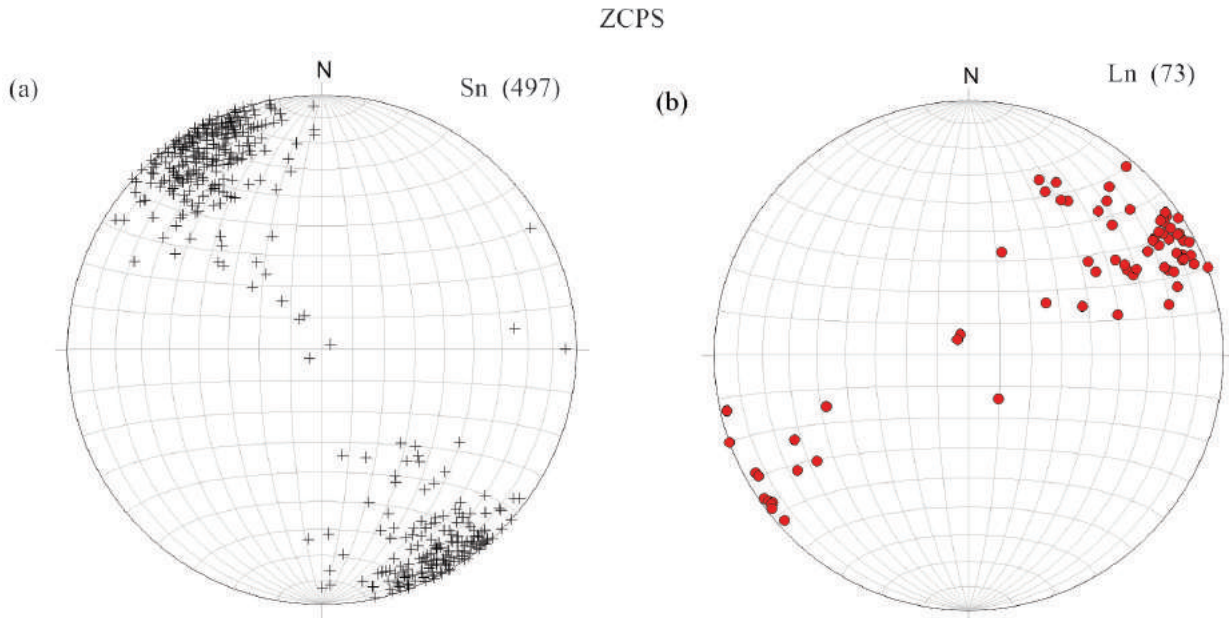


Figura 3.9 – Estereogramas de foliação e lineação da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS).

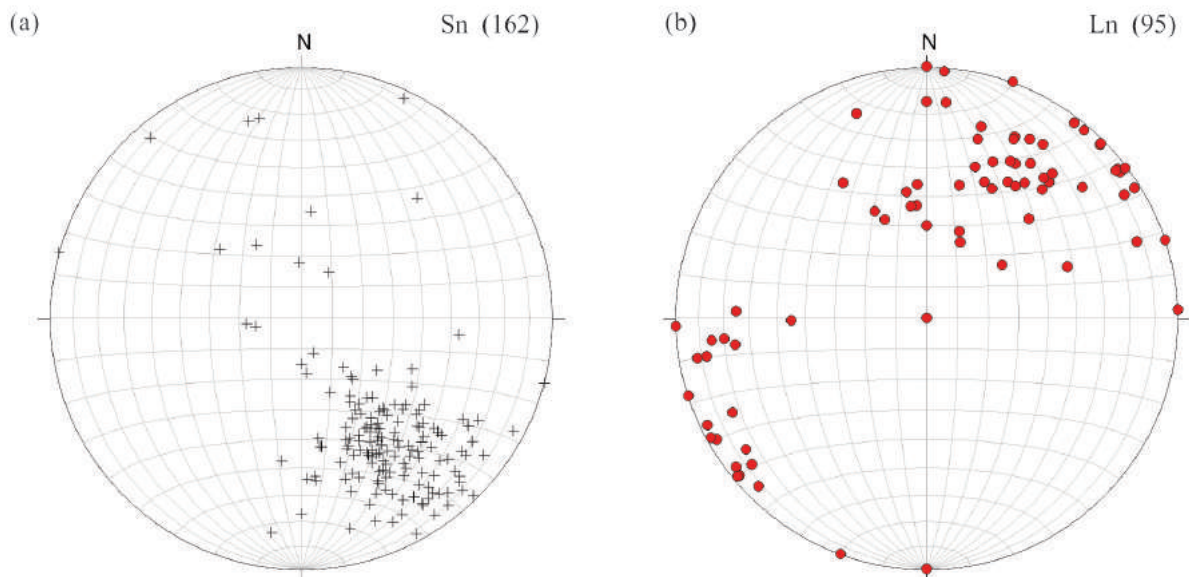


Figura 3.10 – Estereogramas de foliação e lineação da Zona de Cisalhamento de Arcádia-Areal (ZCAA).

As lineações desenham uma guirlanda sobre o plano médio das foliações, de mergulho médio para NW. Os indicadores cinemáticos (Figura 3.6d) mostram sentido dextral-normal, o que pode ser interpretado de duas maneiras: uma cinemática distensional para NNE ou o dobramento D_{n+1} da foliação milonítica S_n (mil). Os dados estruturais de campo são mais coerentes com a segunda hipótese, pois a foliação milonítica S_n (mil) é dobrada por dobras D_{n+1} em vários afloramentos.

Além do corredor de zonas de cisalhamento do Sistema de Zonas de Cisalhamento do Paraíba do Sul (Almeida, 2000 - Figura 3.11, n° 1-5), outras zonas de mais alta deformação importantes ocorrem a SE do CTB. Atravessando a baía da Guanabara entre a zona sul da cidade do Rio de Janeiro (bom exemplo na Pedra do Arpoador) e a região litorânea de Niterói (praia do Sossego, entre Piratininga e Camboinhas) uma dessas zonas mostra tramas miloníticas no

Gnaiss Facoidal (Suíte Rio de Janeiro - NP3Y2rj – Figura 3.11, n° 7). O mesmo ocorre nos morros que separam o centro de Niterói do bairro de Icaraí. Entre os fundos da Baía da Guanabara e a Serra dos Órgãos, na região de Santo Aleixo, aflora uma zona de cisalhamento íngreme de direção NNE (Figura 3.11, n° 6). Na serra do Angelim, entre São Fidélis e Cambuci aflora uma zona de cisalhamento com indicadores cinemáticos indicando movimentação sinistral (Figura 3.8).

A Zona de Cisalhamento Serra do Segredo (Figura 3.11, n° 8), em sua porção NE, tem movimentação reversa de baixo ângulo (Falha de Empurrão), com transporte para NW, sobrepondo o Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental. No entanto, na sua porção SW, essa zona toma atitudes mais íngremes com direção NNE, provavelmente devido a dobramento posterior (Schmitt *et al.*, 2012).

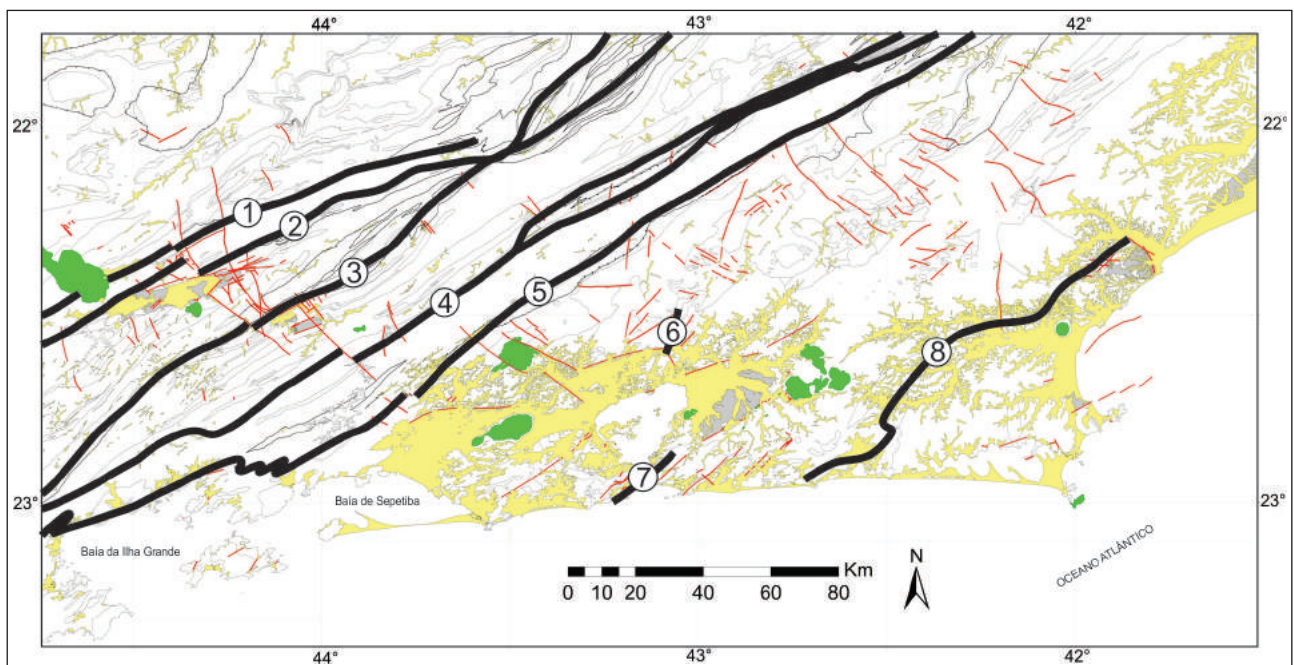


Figura 3.11 – Principais zonas de cisalhamento dúctil do setor central da Faixa Ribeira. 1- Fumaça-Rio Preto; 2- Quatis-Serra das Coroas; 3- Valença; 4- Arrozal-Paraíba do Sul (Além Paraíba); 5- Arcádia-Areal (CTB); 6- Santo Aleixo; 7- Arpoador-Niterói; 8- Serra do Segredo.

4 - ASSOCIAÇÕES DO EMBASAMENTO PRÉ- 1,8 GA

4.1 - INTRODUÇÃO

Tal como apontado anteriormente por Heilbron *et al.* (2000, 2004, 2008), o embasamento das sequências metassedimentares neoproterozoicas da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro é representado por associações de ortognaisses/ortogranulitos e metabasitos de idade paleoproterozoica. A distribuição areal destas unidades pode ser visualizada no mapa integrado da figura 4.1. É importante ressaltar que ocorrem rochas de idade paleoproterozoica nos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Cabo Frio. Entretanto, até o presente momento, nenhuma ocorrência destes ortognaisses do embasamento foi descrita para o Terreno Oriental, que aloja as rochas do arco

magmático neoproterozoico da faixa, no estado do Rio de Janeiro.

Ao longo deste capítulo, serão descritas as unidades que compõem este embasamento paleoproterozoico, de oeste para leste, a partir do Terreno Ocidental, passando pelo Terreno Paraíba do Sul até o Terreno Cabo Frio.

4.2 - COMPLEXO MANTIQUEIRA (PP2ma): DOMÍNIO INFERIOR/TERRENO OCIDENTAL

O Complexo Mantiqueira constitui a associação do embasamento pré-1,8 Ga no Domínio Inferior do Terreno Ocidental no estado do Rio de Janeiro, aflorando somente na porção sudoeste do estado, ao norte da cidade de Resende (figura 4.1).

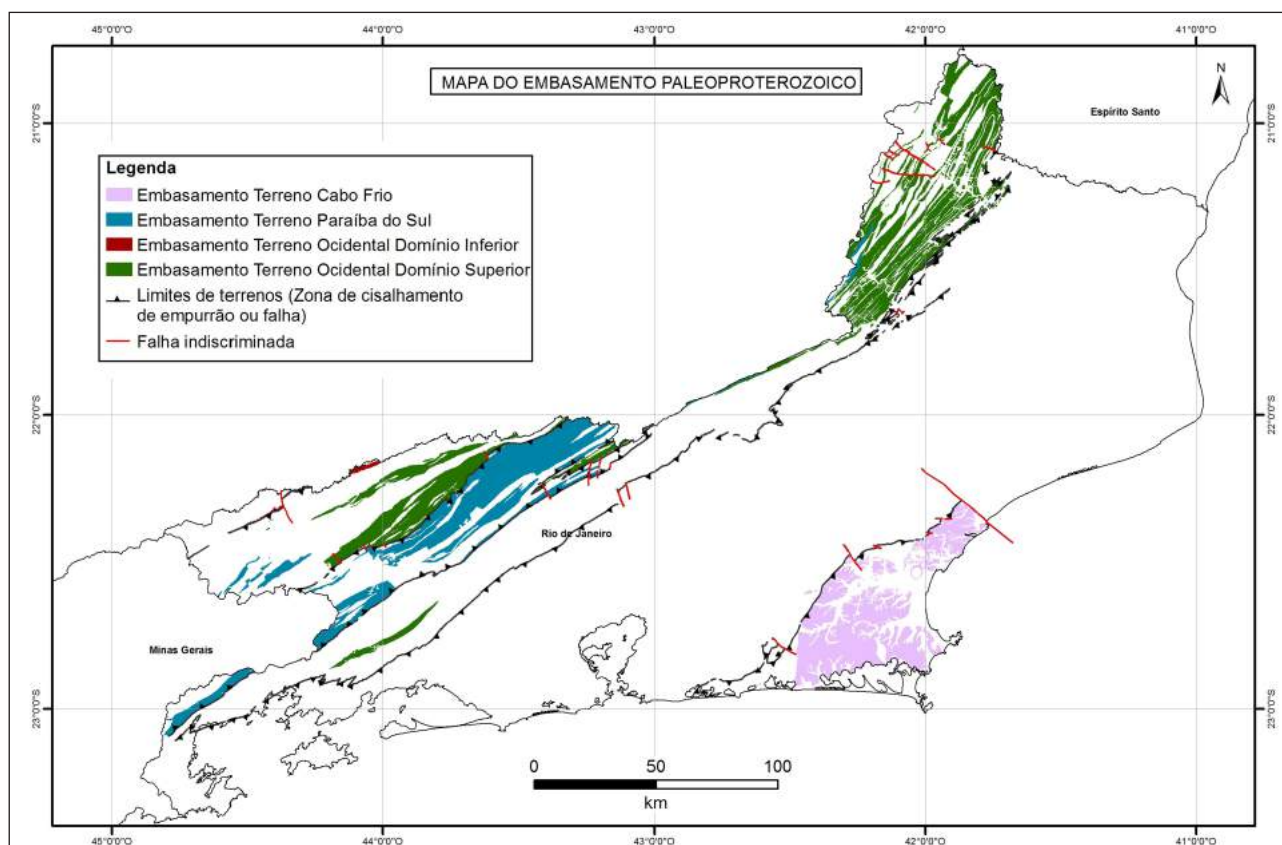


Figura 4.1 – Mapa com a distribuição das unidades do embasamento paleoproterozoicos da Faixa Ribeira, no estado do Rio de Janeiro.

Esse complexo compreende um conjunto de ortognaisses, sendo que o litotipo predominante é representado por biotita-hornblenda gnaisses bandados, normalmente migmatíticos, com composição variando entre tonalítica e granítica.

A anatexia *in situ* originou estruturas migmatíticas variadas (estromática, agmatítica, *schöllen*, *schlieren*), gerando leucossomas caracterizados pela presença de cristais centimétricos de hornblenda. Enclaves e/ou lentes tabulares (centimétricas a

métricas) de metadiorito, quartzo metadiorito e metagabro são frequentes e ocorrem em quase todos os afloramentos mapeados (figura 4.2).

A mineralogia do biotita-hornblenda gnaiss é constituída por quartzo, K-feldspato e plagioclásio em proporções variadas (tabela 4.1), com hornblenda e biotita como minerais máficos, além de allanita, zircão, monazita, apatita, opacos e titanita como minerais acessórios.

Em alguns afloramentos desta unidade ocorre ainda uma variedade de granito porfirítico foliado, com megacristais rosados de K-feldspato e matriz composta por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita. Lentes e/ou camadas métricas de gnaiss cinza claro, com composição granítica a granodiorítica, ocorrem invadindo o conjunto ortoderivado comentado acima. Aplitos graníticos cinzentos e veios graníticos rosados completam este conjunto.

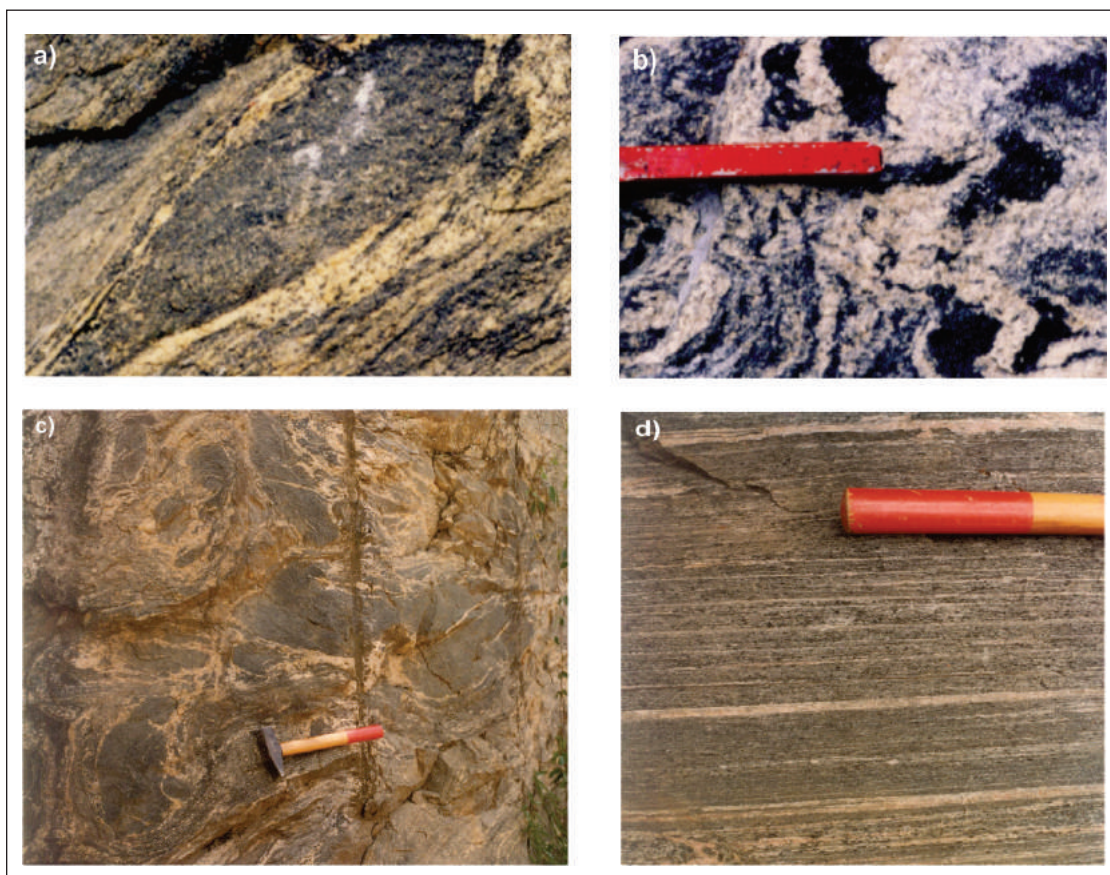


Figura 4.2 – Aspectos de campo das variedades de ortognaisses do Complexo Mantiqueira, com enclaves e/ou lentes de anfibolito (a e b) e texturas migmatíticas (b e c). Localmente, junto ao contato com o Domínio Superior, assumem texturas milonítica (d).

Tabela 4.1- Composição mineralógica dos ortognaisses do Complexo Mantiqueira

Litotipo	Mineralogia
Biotita-hornblenda gnaiss	pl, qz, hbl, kf, bio, tit, ap, mon, zr, all
Leucognaiss	kf, qz, pl, bio, all, mon, zr
Anfibolito e Quartzo diorito	hbl, pl, bio, qz, tit, ap, mon, zr, chl*, tr*
Hornblenda-biotita gnaiss porfirítico	Kf, qz, pl, bio, tit, +/- hbl, zr, all, ap

Diversos autores apresentaram dados litogeoquímicos para esta unidade, no estado de Minas Gerais, entre Juiz de Fora e Carangola, como, por exemplo, Figueiredo e Teixeira (1996), Duarte (1998), Duarte *et al.* (2004) e Souza (2008). Os dados obtidos por esses autores indicam que os ortognaisses podem ser subdivididos em diversas suítes magmáticas, resultantes de diferentes fontes ou mesmo de diferentes taxas de assimilação

crustal. Dados geocronológicos indicam geração no Paleoproterozoico, com forte herança arqueana, caracterizando ambientes de arcos magmáticos *cordilheiranos*. Já as rochas básicas formam um grupo muito heterogêneo, com assinaturas geoquímicas que indicam desde ambientes intraplaca até fundo oceânico, sugerindo que, provavelmente, representem múltiplos episódios de magmatismo.

Da mesma forma, os dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd disponíveis para esta unidade correspondem somente ao estado de Minas Gerais. Esses dados indicam que a geração principal destes granitoides ocorreu no Paleoproterozoico (ca. 2,2 a 2,1 Ga) com forte contribuição da crosta arqueana mais antiga (ca. 2,9 a 2,7 Ga.). Registros de um evento metamórfico em ca. 2,04 Ga também foram reportados por Heilbron *et al.* (2010), Machado *et al.* (1996), Fischel *et al.* (1998), Silva *et al.* (2002) e Souza (2008). Idades metamórficas (em titanitas e monazitas) corroboram a superposição das duas etapas do metamorfismo brasileiro (M1 e M2), M1 em ca. 605-565 Ma, e M2 em 535-520 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.* 2010).

4.3 - COMPLEXO JUIZ DE FORA (PP2jf): DOMÍNIO SUPERIOR/TERRENO OCIDENTAL

4.3.1 - Breve Histórico

Antes da descrição desta unidade litológica, apresentamos abaixo um breve histórico da evolução do termo Juiz de Fora, com vistas a deixar clara sua evolução ao longo dos trabalhos realizados na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. A denominação Série Juiz de Fora foi introduzida por Ebert (1955) para designar paraganulitos do Geossinclinal Assíntico, junto ao rio Paraíba do Sul. Posteriormente, Ebert (1968) e Delhal *et al.* (1969) utilizaram a denominação de Grupo Paraíba e Formação Paraíba do Sul para agrupar as antigas Séries Juiz de Fora e Paraíba de Ebert (1955). Cordani *et al.* (1973) novamente separaram esse conjunto nas formações Juiz de Fora e Paraíba do Sul. Posteriormente, Oliveira (1982) agrupou essas duas sequências no Complexo Juiz de Fora, dividida em duas faixas, uma com rochas charnockíticas e granulíticas (Faixa Juiz de Fora) e outra com migmatitos bandados, anfíbolitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas (Faixa Paraíba do Sul).

No mapeamento geológico do estado do Rio de Janeiro conduzido pelo DRM/RJ, Barbosa *et al.* (1981) e Barbosa & Grossi Sad (1983a, b, c) propuseram, na região noroeste fluminense, a designação de Complexo Juiz de Fora com duas unidades litológicas: a Unidade Comendador Venâncio, na qual predomina a sequência charnockítica, e a Unidade Raposo que inclui produtos retrometamórficos dos granulitos da Unidade Comendador Venâncio. Definiram ainda a Unidade Itaperuna para englobar os granulitos ortoderivados. No mesmo período, no mapa ao milionésimo (Folha Rio de Janeiro), produzido pela CPRM, o Complexo Juiz de Fora foi subdividido na Unidade Magmática (ortogranulitos e ortogranulitos diaforéticos) e na Unidade Metassedimentar (paraganulitos, paraganulitos diaforéticos e kinzigitos).

Retomando o mapeamento geológico detalhado na região limítrofe entre os estados do Rio

de Janeiro e Minas Gerais, Heilbron (1993,1995) e Duarte (1998) redefiniram o Complexo Juiz de Fora como o conjunto de granulitos ortoderivados que constituem o embasamento pré-1,7Ga dos granulitos paraderivados, de idade neoproterozoica, integrados no Grupo Andrelândia. Estas duas unidades, além de diversas gerações de granitoides brasileiros, caracterizam o domínio estrutural Juiz de Fora, que constitui a escama superior do Terreno Ocidental.

No Domínio Superior do Terreno Ocidental ocorre uma intercalação tectônica entre as rochas do embasamento pré-1.7 Ga (Complexo Juiz de Fora-CJF) e as rochas metassedimentares de idade neoproterozoica do Grupo Andrelândia, ambas em fácies granulito. Esta interdigitação pode ser observada em mapa geológico e em afloramentos. Nestes locais, os dois conjuntos litológicos exibem forte foliação milonítica e retrogressão metamórfica.

4.3.2 - Aspectos de campo e petrografia

O Complexo Juiz de Fora, no estado do Rio de Janeiro, constitui a associação do embasamento do Domínio Superior no Terreno Ocidental (figura 4.1). Esse domínio estrutural caracteriza-se por intensa deformação brasileira, com intercalação tectônica entre as rochas desta unidade e a associação metassedimentar neoproterozoica (Grupo Raposo/Grupo Andrelândia distal). A deformação transpressiva (D_1+D_2), com componente lateral distal, resultou na partição da deformação em zonas com forte foliação milonítica associada a dobras intrafoliais e zonas onde é possível se recuperar a foliação S_1 e dobras D_2 com clareza.

No estado do Rio de Janeiro, as rochas do CJF afloram como blocos ou lajedos em córregos e na meia encosta, bem como em piso de estradas, além de lajedos extensos de rocha sã no canal dos principais rios, como o Paraíba do Sul e o Pomba. Os afloramentos mostram diferentes graus de alteração, apresentando-se, frequentemente, pouco intemperizados. Quando inalteradas, as rochas do CJF têm coloração esverdeada ou marrom clara (caramelo) e estrutura maciça. À medida que estas rochas tornam-se mais miloníticas, assumem coloração branca e rosada com enclaves e/ou lentes centimétricas a métricas de rochas mais escuras.

Os ortogranulitos do CJF variam de composição norítica a charnockítica, passando por enderbítica e charnoenderbítica. Os granulitos enderbíticos são os litotipos predominantes e ocorrem, comumente, intercalados com granulitos de composição charnoenderbítica a charnockítica. Bandas lenticulares de rocha norítica ocorrem associadas aos enderbitos e, mais raramente, aos charnoenderbitos e charnockitos. Injeções e/ou bandas de rochas charnockíticas rosadas, de granulação média a grossa, ocorrem associadas ao conjunto (figura 4.3).

A mineralogia essencial dos granulitos félsicos compreende ortopiroxênio, clinopiroxênio,

plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita em proporções variadas, além de zircão, allanita e minerais opacos, incluindo sulfetos (pirita) como acessórios. Os tipos mais félsicos possuem principalmente ortopiroxênio, enquanto os tipos básicos, dois piroxênios (*vide* tabela 4.2). A granada ocorre localmente e nas variedades gabróicas forma texturas coroníticas. Já a composição mineralógica dos tipos máficos é representada por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, ortopiroxênio e traços de minerais opacos (magnetita, ilmenita e pirita), granada, ortoclásio (nas variedades com tendência alcalina), quartzo, biotita, apatita, titanita e zircão, além de sericita e carbonato como minerais

secundários. Os granulitos de composição ultramáfica são constituídos por clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, ilmenita e quartzo.

As texturas das rochas granulíticas são muito variadas, sendo mais comuns as variedades granoblásticas, foliadas e miloníticas, principalmente junto ao contato com as rochas metassedimentares do Grupo Raposo (Grupo Andrelândia distal). Biotita e/ou hornblenda, nas rochas ácidas a intermediárias, e granada e/ou hornblenda, nos litotipos básicos, ocorrem nas bordas de minerais como piroxênios, plagioclásio e ortoclásio e na matriz fina da rocha, orientados ao longo da foliação milonítica de idade brasileira.



Figura 4.3 – Aspectos de campo e petrográficos dos ortogranulitos do CJF. a) e b) afloramentos com granulitos enderbíticos e básicos intercalados, c) granulito charnoenderbítico mostrando variação na coloração e no conteúdo dos minerais máficos; d) e e) intercalações de granulitos básicos desde lentes a camadas métricas estiradas; f), g) e h) texturas milonítica com porfiroclastos de cpx e plagioclásio em matriz estirada e recristalizada, por vezes com fitas de quartzo.

Tabela 4.2- Composição mineralógica e características texturais dos litotipos do Complexo Juiz de Fora

Litotipo	Mineralogia (ordem decrescente de volume)	Granulometria	Textura / Estrutura
Granulitos Enderbíticos	plg, opx, cpx, hb, bt, ort, op, ap, zc	fina a média	Granoblástica a proto-milonítica; maciça a foliada.
Granulitos Charnockíticos a charnoenderbíticos	ort, qz, plg, opx, all, op, zc, ap	média a grossa	Granoblástica a milonítica; maciça a foliada.
Granulitos básicos toleíticos	plg, cpx, hb, opx, op, gr, bt, ap, zc, qz,	fina a média	Granoblástica a proto-milonítica; maciça.
Granulitos básicos alcalinos	plg, cpx, hb, opx, op, gr, ort, qz, bt, ap,, zc	fina a média	Granoblástica a proto-milonítica; maciça.

Quando mais deformados, principalmente próximo aos contatos tectônicos, ou junto às zonas de cisalhamento D3 (Zona de Cisalhamento de Além Paraíba), assumem forte foliação milonítica planar (figura 4.3), perdem a coloração esverdeada, apresentam paragêneses metamórficas de menor temperatura (retrogressão) e se transformam em conjunto bandado, caracterizado por uma sucessão de bandas brancas e pretas. Uma observação mais cuidadosa mostra a presença de bandas e lentes de rochas básicas intercaladas em litotipos enderbíticos a charnockíticos.

Em lâmina delgada, as variedades miloníticas mostram claros sinais de retrogressão metamórfica, com transformação dos piroxênios para hornblenda e biotita, que formam franjas ao redor dos porfiroclastos destes minerais, além de porfiroclastos de feldspatos com estrutura antipertítica e fitas de quartzo (figura 4.3).

Na região noroeste fluminense, nos arredores da cidade de Santo Antônio de Pádua, associado a esta unidade, ocorre uma rocha extraída para revestimento, conhecida comercialmente como Pedra Madeira (figura 4.3). Trata-se de uma faixa charnockítica milonítica encaixada por rochas enderbíticas que, no mapa geológico, foi individualizada como uma unidade de mapeamento (Unidade Marangatu).

4.3.3 - Dados Geoquímicos e Geocronológicos: Ambientação Tectônica

Dados geoquímicos são disponíveis para a região de Conservatória-Valença, Juiz de Fora, Três Rios e Santo Antônio de Pádua (Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1997, 1998, 2013; Duarte *et al.*, 2000; Fernandes André *et al.*, 2009).

Estes dados indicam que as rochas félsicas integram pelo menos dois grupos de rochas calcialcalinas de médio a alto K, todas com assinaturas de arcos magmáticos (Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998). Em termos composicionais, as rochas félsicas do complexo variam desde enderbitos a charnoenderbitos. Essa variação composicional pode ser vista na figura 4.4.

Já no conjunto das rochas básicas predominam toleitos de baixo $TiO_2 - P_2O_5$ com assinaturas N a E-MORB ou IAT, além de rochas transicionais a

alcalinas com indicação para ambientes distensivos ou intraplaca continental (alto TiO_2).

Dados geocronológicos U/Pb por LA-ICP-MS em zircão, em conjunto com dados isotópicos Sm-Nd, forneceram os seguintes resultados (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2010; Fernandes André *et al.*, 2009; Ragatky *et al.*, 1999): a) *ca.* 2,4 Ga para rochas básicas toleíticas; b) rochas félsicas calcialcalinas de *ca.* 2,14 a 2,09 Ga, com assinaturas juvenis de Nd; c) *ca.* 1,7 a 1,6 Ga para rochas alcalinas a transicionais, tanto básicas como félsicas. O último evento tectônico estaria relacionado à abertura de bacias do tipo *rifte* correspondentes à Tafrogênese Estateriana que afetou toda a região do paleocontinente São Francisco após a Orogênese Riacciana. Outros dados geocronológicos U-Pb, entre *ca.* 2.2-2.0 Ga, publicados para o Complexo Juiz de Fora na continuação para a Faixa Araçuaí, foram apresentados por Silva *et al.* (2002) e Noce *et al.* (2007).

A combinação dos dados geoquímicos e geocronológicos, que inclui tanto rochas félsicas calcialcalinas, bem como rochas básicas toleíticas de arcos juvenis ou mesmo de fundo oceânico, indicam, portanto, a presença de arcos magmáticos mais primitivos, desenvolvidos na borda SE do paleocontinente São Francisco, atestando um modelo mais acrescionário para sua construção. O ambiente juvenil e, portanto, intraoceânico, é corroborado pelas idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}) e pelos valores de ϵ_{Nd} positivos para as rochas do CJF (Ragatky *et al.*, 1999; André *et al.*, 2009) bem como pela ocorrência de rochas de fundo oceânico de *ca.* 2,4 Ga, representando as associações mais antigas identificadas no CJF.

Já para os granulitos charnockíticos miloníticos da Unidade Marangatu (Pedra Madeira), as análises U-Pb em zircão obtidas por Bento dos Santos *et al.* (2009), como as obtidas neste trabalho, forneceram idades de *ca.* 610 Ma, na região de Santo Antônio de Pádua. Essa idade foi interpretada como a idade de cristalização do protólito, o que a torna mais jovem do que os demais litotipos do complexo. Os autores acima propõem que esta unidade granítica deva representar os estágios iniciais da colisão brasileira neste setor da faixa Ribeira (sin-D1). Tanto a idade como a interpretação reportada é corroborada pelos dados obtidos neste projeto.

Comparando com os dados litogeoquímicos anteriormente publicados para a região de Juiz de Fora (MG), com os dados das regiões entre Rio Preto (MG), Nossa Senhora do Amparo-Conservatória (RJ), Três Rios (RJ) e Santo Antônio de Pádua (RJ), já mencionados anteriormente (Oliveira, 1982; Heilbron *et al.*, 2013; Duarte *et al.*, 1997; Fernandes André, 2009), constata-se que em todos estes segmentos foram encontrados pelo menos dois grupos de rochas calcioalcalinas (arcos magmáticos, ca. 2,1 a 2,07 Ga), dois grupos de rochas básicas (fundo oceânico e

intraplaca, ca. 2,4 e ca. 1,7 Ga), segundo Heilbron *et al.* (2010) e, mais raramente, rochas com tendência alcalina, tal como apontado para as regiões de Santa Isabel do Rio Preto, Santo Antônio de Pádua (Heilbron *et al.*, 1998, 2013) e Três Rios (André *et al.*, 2009). Em todas as regiões estudadas são mais abundantes os tipos de composição intermediária da série calcioalcalina de médio K, enquanto que tanto na região de Rio Preto-Conservatória, como em Santo Antônio de Pádua são abundantes os tipos básicos toleíticos (figura 4.4).

A maior diferença encontrada, nestas regiões estudadas, é a ocorrência de um terceiro grupo de rochas calcioalcalinas, representadas por granitos miloníticos a ultramiloníticos (Pedra Madeira), que são especialmente abundantes na folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000. Esses possuem contrastante assinatura de granitoides sin-colisionais. Portanto, é provável que esta associação possa representar granitoides de idade brasileira intrusivos nos granulitos paleoproterozoicos do CJF, tal como indicado recentemente pela idade U/Pb de ca. 610 Ma com retrabalhamento metamórfico em ca. 572-562 Ma (Bento dos Santos, 2009).

4.4 - COMPLEXOS QUIRINO (PP2q), CAMPINHO (PP2sca) E TAQUARAL (PP2ct): TERRENO PARAÍBA DO SUL

Essas três unidades, constituídas por ortognaisses paleoproterozoicos, representam o embasamento pré- 1,8 Ga no Terreno Paraíba do Sul e na porção SW do estado, já no que vem sendo descrito por alguns autores como Terreno Embu (figura 4.1). Neste trabalho, entretanto, essas unidades foram integradas no Terreno Paraíba do Sul.

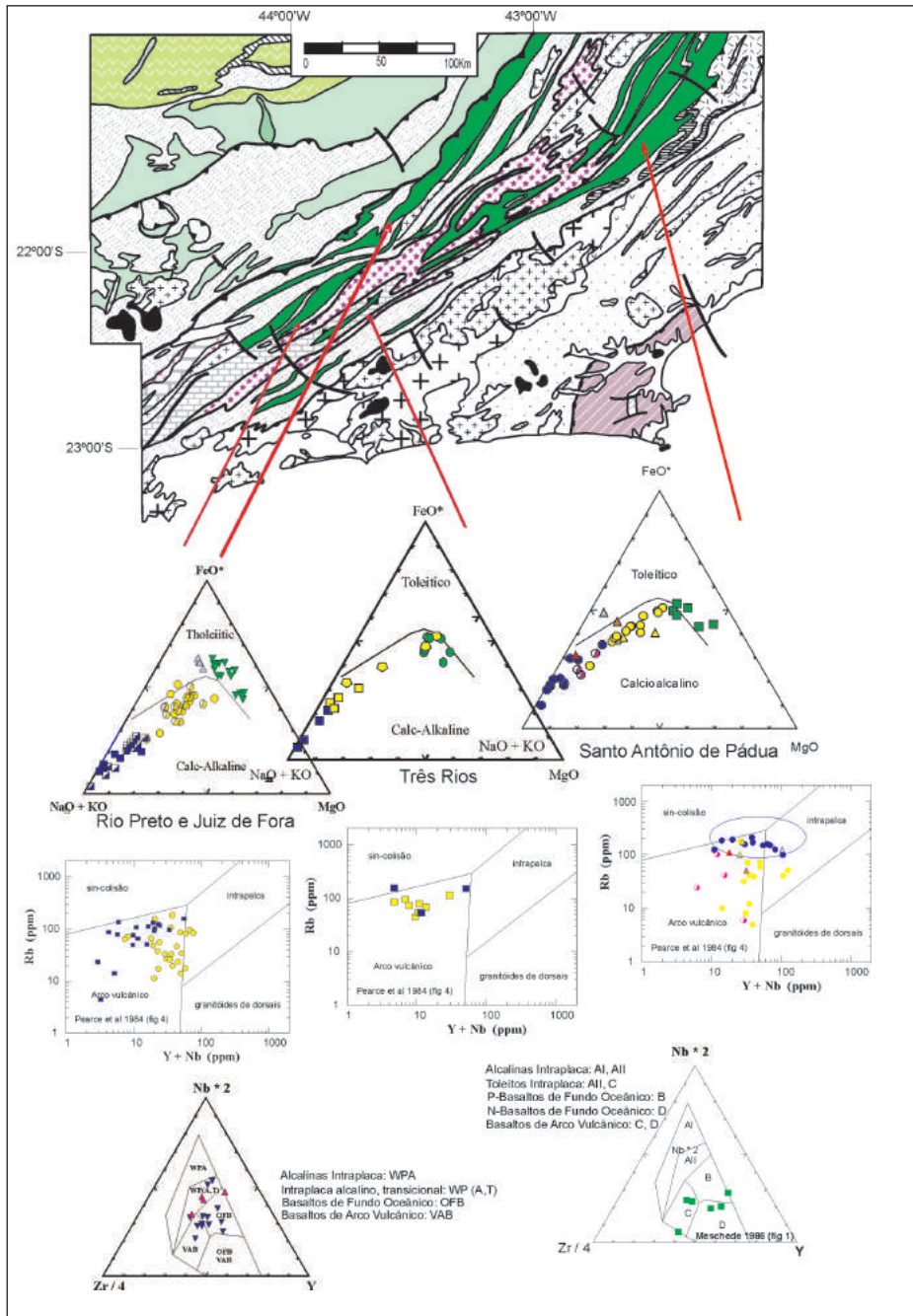


Figura 4.4 – Comparação entre os dados geoquímicos do Complexo Juiz de Fora nas regiões entre Rio Preto-Juiz de Fora (Heilbron, 1993; Duarte, 1998; Heilbron *et al.*, 1987, 1988; Duarte *et al.*, 1997), Três Rios (André *et al.*, 2009) e os dados obtidos neste trabalho. Símbolos: azul- séries calcioalcalinas de alto K; amarelo- rochas das séries calcioalcalinas de médio K; triângulos verdes- rochas básicas da série toleítica; lilás- rochas da série alcalina.

4.4.1 - Complexo Quirino (PP2q)

4.4.1.1 - Breve histórico

O termo Unidade Quirino foi introduzido por Machado (1986) para designar gnaisses com hornblenda que integravam a unidade basal do Complexo Paraíba do Sul, na região homônima, próximo a Valença. Posteriormente, alguns autores retomaram o mapeamento da região centro sul fluminense e reinterpretaram esta associação como sendo constituída por ortognaisses (Heilbron, 1993), com idades U/Pb paleoproterozoicas (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996), introduzindo então o termo Complexo Quirino (CQ).

4.4.1.2 - Aspectos de campo e petrografia

O CQ compreende biotita-hornblenda gnaisses leuco a mesocráticos, de granulometria média a grossa, sem bandamento composicional, porém marcadamente foliados, de composição tonalítica a granítica, com enclaves de rochas ultramáficas, máficas (figura 4.5) e calcissilicáticas (tremolíticas). Intercalações de anfibolitos e lentes de leucogranito ocorrem com frequência. Na porção basal deste domínio, os ortognaisses tornam-se mais migmatíticos, sendo frequentes as estruturas estromáticas. Já nas proximidades da Zona de Cisalhamento Além Paraíba, os gnaisses desta unidade tornam-se muito estirados (figura 4.5), com porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio e matriz quartzo-feldspática recristalizada, definindo uma textura milonítica. As lentes de rochas máficas também ficam muito estiradas e, quando assimétricas, constituem excelentes indicadores cinemáticos.

Hornblenda, biotita, microclina, plagioclásio e quartzo formam sua mineralogia essencial, tendo ainda como minerais acessórios, titanita, apatita, zircão e minerais opacos. Plaquetas orientadas de biotita e o maior comprimento dos minerais félsicos conferem marcante foliação à rocha.

Como minerais acessórios ocorrem apatita, mineral opaco e zircão.

As bandas leucossomáticas nos tipos migmatíticos têm composição granítica, dada por ortoclásio, microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita. Ortoclásio, plagioclásio e quartzo ocorrem como porfiroclastos ou como constituintes da matriz, a qual também é formada de microclina, hornblenda e biotita. As fases acessórias são representadas por mineral opaco, apatita e zircão.

As bandas básicas têm composição gabrótica a quartzo diorítica. Hornblenda, clinopiroxênio e plagioclásio são seus principais constituintes. Tremolita forma-se como pseudomorfos, sobre hornblenda e clinopiroxênio. Quartzo e ortoclásio



Figura 4.5 – Aspectos de campo dos ortognaisses do Complexo Quirino com rochas gnáissicas a hornblenda e a biotita. Nas três fotos da porção inferior da prancha predominam texturas miloníticas, junto ao contato basal desta unidade.

ocorrem em quantidade muito reduzida e as fases acessórias identificadas são minerais opacos, apatita e zircão.

4.4.1.3 - Geoquímica e geocronologia: ambientação tectônica

Os dados litogeoquímicos disponíveis para o CQ foram apresentados pioneiramente por Valladares (1996) e Valladares *et al.* (1996, 1997) para ortognaisses da região entre Volta Redonda (RJ) e Bananal (SP). Com base nestes dados, o complexo foi subdividido em duas suítes calcioalcalinas distintas: a) suíte de médio K que inclui ortognaisses tonalíticos a granodioríticos; e b) suíte de alto K que compreende ortognaisses granodioríticos a graníticos. Segundo a mencionada autora, a suíte de médio K apresenta padrões de elementos terras raras (ETR) moderadamente fracionados ($La_N/Yb_N = 8$ a 20), com padrões horizontais de ETR pesadas e anomalias de Eu positivas e negativas, enquanto que a suíte de alto K apresenta padrões de ETR fortemente fracionados ($La_N/Yb_N = 30$ a 100), e enriquecimento em ETR leves ($La_N/Sm_N = 1$ a 7), com anomalias de Eu predominantemente negativas.

Mais recentemente, Viana (2008) estendeu os estudos para o CQ em toda sua extensão no estado do Rio de Janeiro, propondo um detalhamento da caracterização geoquímica e geocronológica. Esse autor subdividiu os ortognaisses do complexo em diversas suítes com base em razões de elementos ETR, obtendo novos dados U-Pb em zircão por LA-ICP-MS que forneceram idades entre *ca.* 2,31 a e 2,19 Ga e *ca.* 2,17 e 2,14 Ga para rochas das suítes de alto e médio K, respectivamente.

Ambos os autores apontam para a formação do conjunto em arcos magmáticos cordilheiranos de idade paleoproterozoica, conforme apontado abaixo pelos dados geocronológicos.

Estes dados U-Pb confirmam as idades, interpretadas como de cristalização, no intervalo entre *ca.* 2,3 e 2,1 Ga obtidas previamente (Machado *et al.*, 1996; Valladares *et al.*, 2000, 2002). A herança arqueana está presente tanto em abundantes núcleos de zircões herdados arqueanos, assim como pelas idades T_{DM} arqueanas (Ragatky *et al.*, 1999).

A superposição metamórfica brasileira está corroborada pelos interceptos inferiores de discórdias e sobrecrescimentos metamórficos em zircões, bem como em titanitas. Os dados obtidos situam-se no intervalo entre *ca.* 620 e *ca.* 595 Ma.

4.4.2 - Complexo Taquaral (PP2ct) e Complexo Campinho (PP2sca)

Na região sudoeste do estado do Rio de Janeiro, entre as cidades de Volta Redonda e Barra Mansa (figura 4.1), afloram duas unidades de gnaisses paleoproterozoicos, denominados por

Heilbron *et al.* (1995) e Eirado Silva *et al.* (2006) de Complexo Taquaral (CT) e Complexo Campinho (CC) (figura 2.1).

O Complexo Campinho aflora entre as rochas metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul, e suas relações de contato com estas rochas não são claras. Compreende hornblenda-biotita gnaisses, por vezes porfíricos, de composição granítica a granodiorítica, com enclaves máficos ricos em hornblenda, de composição tonalítica a quartzodiorítica (figura 4.6). Dados geoquímicos indicam rochas granitoides metaluminosas, com assinatura de arcos magmáticos. Novos dados U-Pb por LA-ICP-MS, ainda inéditos, indicam idade de cristalização de *ca.* 2,22 Ga, herança arqueana (*ca.* 3,03 e 2,65 Ga) com retrabalhamento metamórfico brasileiro, compatível com o evento M1, entre *ca.* 605-565 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2008)

Já o Complexo Taquaral compreende um conjunto de ortognaisses ricos em hornblenda que ocorrem como dois corpos lenticulares de direção NE/SW, intercalados com as rochas metassedimentares do Grupo Embu.

O litotipo mais comum é o hornblenda-biotita gnaise, por vezes porfírico, de composição granítica a granodiorítica, com enclaves máficos ricos em hornblenda, de composição tonalítica a quartzodiorítica (figura 4.6). Enclaves centimétricos a métricos de gnaisses mesocráticos ricos em minerais máficos, de composição tonalítica a diorítica ocorrem em diversos afloramentos. Em termos petrográficos, é composto por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda e biotita, tendo titanita, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios comuns. Biotita leucogranitos foliados, de granulação variando de grossa a fina, cinza claro, por vezes, porfíricos e com granada cortam os ortognaisses anteriormente descritos. Novos dados U-Pb (LA-ICP-MS) confirmam idades paleoproterozóicas para o conjunto, com valores entre *ca.* 2,24 e 2,18 Ga, com retrabalhamento metamórfico no evento brasileiro M1.

Datações U-Pb em titanitas do Complexo Taquaral foram realizadas por Machado *et al.* (1996), sendo que nos leucossomas dos ortognaisses foram obtidas idades de 584 ± 3 Ma, enquanto que os leucogranitos resultaram numa idade mínima $^{207}Pb/^{206}Pb$ de *ca.* 553 Ma.

4.5 - COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS (PP3rl): TERRENO CABO FRIO

4.5.1 - Breve histórico

O termo Unidade Região dos Lagos foi cunhado por Reis *et al.* (1980) no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (1:50.000), embora a identificação de rochas ortoderivadas nesta região remontem a Rosier (1957). Posteriormente, Heilbron *et al.* (1982), com base no mapeamento geológico detalhado entre o Cabo dos Búzios e Cabo Frio, descreveram este conjunto como integrante do

embasamento das rochas metassedimentares do Grupo Búzios, com protólitos ígneos, caracterizando sua composição e estruturação. Posteriormente, Machado & Demange (1990), Fonseca (1994 a, b), Zimbres *et al.* (1990), dentre outros, apresentam

contribuições para a caracterização desta unidade.

Mais recentemente, Schmitt *et al.* (2004), Viana (2003) e Viana *et al.* (2008), reportam dados geocronológicos e geoquímicos para esta unidade.



Figura 4.6 – a) Ortognaisse com enclaves máficos do Complexo Campinho, próximo à Fazenda Campinho, Bananal, SP; b) Ortognaisse do Complexo Taquaral cortado por leucogranito foliado, Estrada São José do Barreiro-Resende, RJ.

4.5.2 - Aspectos de campo e petrografia

O Complexo Região dos Lagos (CRL) aflora no extremo leste do estado do Rio de Janeiro, entre as cidades de Araruama, Cabo Frio e Macaé (figura 4.1). O CRL compreende ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com estrutura variada, com lentes e enclaves de rochas dioríticas e anfibolíticas.

Dentre os ortognaisses, dois litotipos são mais comuns: hornblenda-biotita gnaisses com composição granodiorítica a tonalítica, com enclaves dioríticos e tonalíticos, e biotita granitoides foliados, localmente porfiríticos. Esses dois litotipos ocorrem por vezes intercalados, mas em algumas regiões formam o litotipo predominante, como por exemplo, hornblenda gnaisses bandados no Cabo dos Búzios e em Araruama, e biotita granitoides foliados em Araruama (figura 4.7).

Os gnaisses com composição granodiorítica constituem o litotipo mais comum desta unidade, aflorando em toda Região dos Lagos, como por exemplo, a região costeira entre Macaé e Rio das Ostras, na região entre Peró e Cabo Frio, bem como na região da Serra do Segredo junto ao contato basal do Terreno Cabo Frio. Essas rochas são leucocráticas a mesocráticas, com lentes leucocráticas de origem anatética. Sua mineralogia principal é dada por quartzo, ortoclásio, microclina, plagioclásio, biotita e subordinadamente hornblenda. Minerais opacos, apatita e zircão são minerais acessórios comuns. Gnaisses de composição tonalítica e enclaves de rochas dioríticas ocorrem em alguns afloramentos, tanto em faixas métricas a centimétricas nos ortognaisses, e como enclaves, sugerindo origem autolítica. A mineralogia compreende quartzo, plagioclásio e K-feldspato e, em menores proporções, hornblenda, biotita e, localmente clinopiroxênio.

Mais ao sul do Terreno Cabo Frio, predominam granitoides foliados, com composição variando entre sienito e monzogranítica e, mais raramente, quartzo-monzonítica, localmente com textura porfirítica preservada, com megacristais de até 8 cm de K-feldspato. São comuns na região de Araruama (Suíte Araruama), embora ocorram em menor proporção por toda a extensão do terreno. Biotita e hornblenda são minerais máficos comuns.

Os anfibolitos ocorrem como corpos tabulares a lentes *boudinadas*, com dimensões variando desde decamétrica a centimétrica (figura 4.7). As relações de contato são sempre bruscas e, em conjunto com a geometria dos corpos, sugerem que as rochas básicas poderiam representar episódios intrusivos nos ortognaisses (diques e *sills*). Sua mineralogia compreende plagioclásio e hornblenda, além de diopsídio, titanita, apatita, zircão e minerais opacos.

Na região próxima a Macaé aflora um corpo de metagabro, composto por augita, plagioclásio e minerais acessórios. Sua idade é ainda indeterminada.

4.5.3 - Geoquímica e geocronologia: Ambientação tectônica

Dados geoquímicos dos ortognaisses do CRL foram apresentados por Fonseca (1994a), Viana (2003) e Viana *et al.* (2008). Os ortognaisses constituem rochas da série calcialcalina, são metaluminosas a fracamente peraluminosas, e foram subdivididas por Viana (2008) em dois grupos, respectivamente, de médio a alto K. Os dados apontam para ambientação tectônica de arcos magmáticos.

Dados geocronológicos U-Pb de (Zimbres *et al.*, 1990; Schmitt *et al.*, 2004) apontam idades de cristalização entre *ca.* 2,09 a 1,95 Ga, e os dados Sm-Nd de Sato (2000) e Fonseca (1994b) indicam idades

T_{DM} de 2,65 e 2,56 Ga com valores negativos de ϵ_{Nd} entre -3,6 e -10, sugerindo derivação cordilheirana, com herança arqueana.

4.6 - SÍNTESE DAS UNIDADES DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO

Neste item apresentaremos uma breve síntese dos dados obtidos nas rochas que constituem o embasamento paleoproterozoico da Faixa Ribeira no Estado do Rio de Janeiro. O mapa apresentado na figura 4.2 indica a distribuição areal das unidades

que compõem o embasamento, que integram cerca de 20% da área do estado. É importante frisar que ocorrem rochas do embasamento de idade paleoproterozoica em todos os terrenos tectônicos que integram a faixa, com exceção do Terreno Oriental que engloba as rochas de arco magmático e suas encaixantes (Heilbron *et al.*, 1995, 2000).

As unidades do embasamento são representadas por ortognaisses com metabasitos (CM, CQ, CT, e CRL) e por ortogranulitos (CJF). Todas essas unidades indicam geração em ambientes de

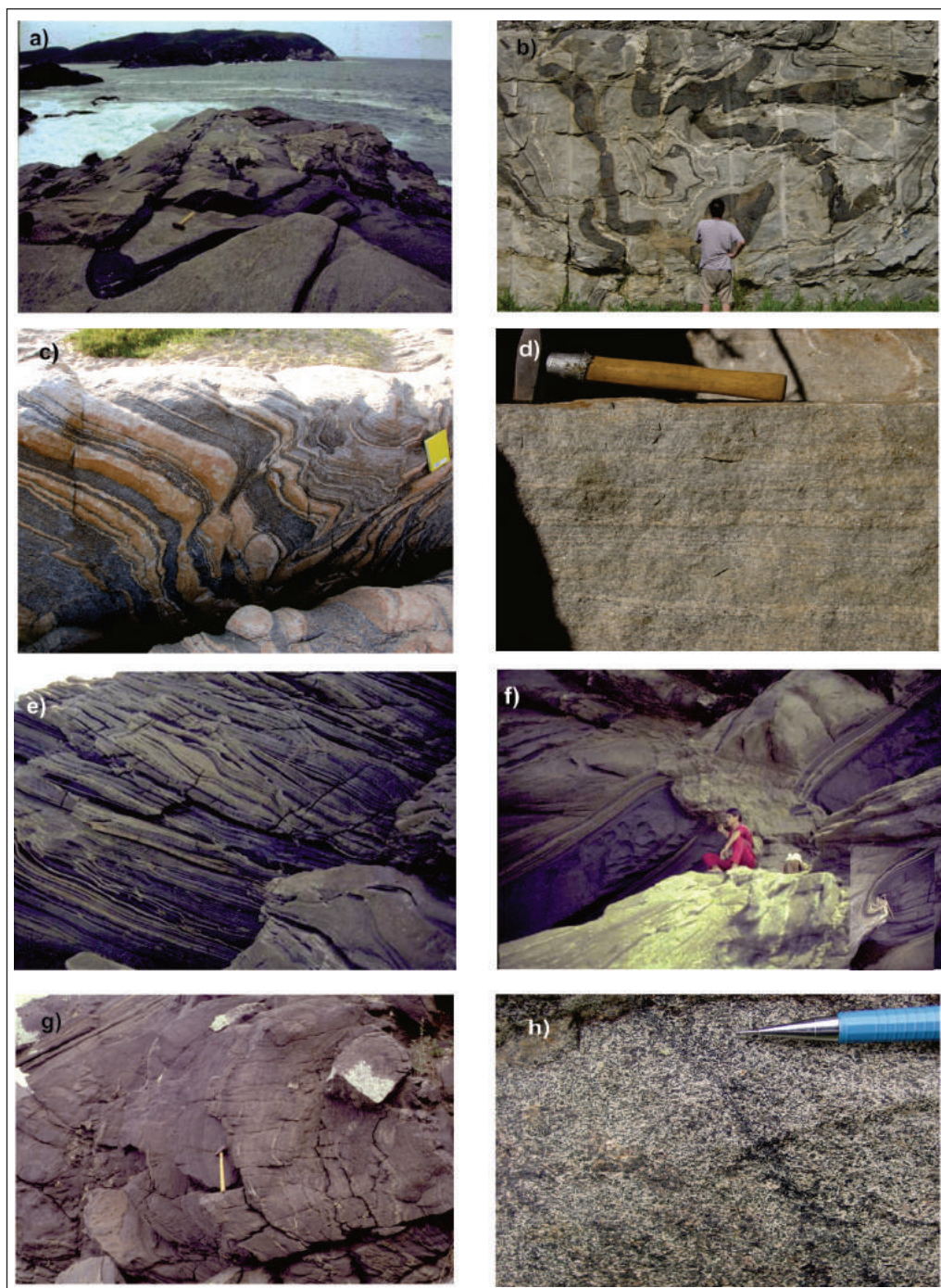


Figura 4.7 – Aspectos de campo dos ortognaisses e anfibolitos do Complexo Região dos Lagos.

arcos magmáticos, com exceção das rochas básicas que formam um conjunto muito heterogêneo, incluindo assinaturas de ambiente de arco, intraplaca e fundo oceânico. Nos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora foram identificadas rochas ácidas e básicas com tendência alcalina, com idades entre 1,7 e 1,6 Ga, intervalo que é contemporâneo à abertura da Bacia Espinhaço na região do Cráton do São Francisco.

A tabela 4.3 abaixo sintetiza os dados geocronológicos e geológicos obtidos. É importante frisar a importância da herança arqueana nos ortognaisses dos Complexos Mantiqueira, Quirino e Região dos Lagos, o que reforça a interpretação de ambientes cordilheiranos, contrastando com a assinatura mais juvenil do CJF. Também merece ser destacada a idade mais jovem do CRL, quando comparada às demais associações do embasamento.

Tabela 4.3- Síntese dos dados geoquímicos e geocronológicos das associações do embasamento da Faixa Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro.

Unidade/Terreno	Dados geoquímicos	Dados U/Pb		Dados Sm/Nd	
	Ambiente tectônico	Idade (Ga)	Herança (Ga)	TDM (Ga)	Epsilon _T
Complexo Mantiqueira/ Terreno Ocidental (Domínio Inferior)	Arcos cordilheiranos	2,2 a 2,07	2,75	2,6 a 2,4	-5 a -3
Complexo Juiz de Fora/ Terreno Ocidental (Domínio Superior)	Rochas básicas de fundo oceânico e/ou IAT	2,4	-----		
	Séries calcioalcalinas Arcos juvenis	2,2 a 1,97	-----	2,3 a 2,1	-0,6 a +1,56
	Rochas básicas alcalinas	1,7 a 1,6	-----	2,14	+1,56
	<i>Inlier</i> arqueano	2,87	-----	-----	-----
Complexo Quirino/ Paraíba do Sul	Arcos cordilheiranos e juvenis	2,31 2,14	-----	3,3 a 2,2*	-9 a +0,16*
Complexo Campinho/ Paraíba do Sul	Arcos cordilheiranos	2,22	3,02 a 2,65	-----	-----
Complexo Taquaral/ Paraíba do Sul	Arcos cordilheiranos	2,18 a 2,24	-----	-----	-----
Complexo Região dos Lagos/Cabo Frio	Arcos cordilheiranos	2,09 a 1,95	-----	2,65 a 2,56	-3,6 e -10

5 - UNIDADES METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZOICAS DA FAIXA RIBEIRA NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

5.1 - INTRODUÇÃO

As associações supracrustais meso a neoproterozoicas da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro são representadas por unidades metassedimentares (e metavulcanossedimentares) de alto grau (fácies anfíbolito a granulito) que afloram em maior ou menor proporção em todos os 4 terrenos tectônicos: Ocidental, Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Figura 5.1 e Tabela 5.1).

Ocupam cerca de 40% em área, e estas associações supracrustais de alto grau apresentam diversos níveis de fusão parcial (anatexia) e deformação, estando reunidas em grupos que possuem distintas assinaturas litoestratigráficas e tectônicas, bem como proveniência.

5.2 - GRUPO ANDRELÂNDIA (NP_a) - TERRENO OCIDENTAL (DOMÍNIO INFERIOR)

5.2.1 - Breve Histórico

O Grupo (ou Série) Andrelândia foi originalmente definido por Ebert (1956a, 1968, 1971)

e corresponderia a uma sequência supracrustal da faixa geossinclinal assíntica denominada Paraíbaides (equivalente à Faixa Ribeira na terminologia atual). Nessa Faixa Paraíbaides, paralela à costa oriental brasileira e de polaridade voltada para o antepaís, o Grupo Andrelândia corresponderia à zona de transição, enquanto os grupos São João del Rei e Paraíba representariam, respectivamente, às zonas externa e interna desta faixa. A partir de 1980, na região sul de Minas Gerais, foram realizados inúmeros trabalhos de mapeamento geológico detalhado incluindo várias dissertações de mestrado e teses de doutorado orientadas pelo Prof. Rudolph Trouw (UFRJ), além de diversas sínteses regionais (p.ex. Trouw *et al.*, 1986). A litoestratigrafia do Grupo Andrelândia, a análise da deformação e sua relação com o metamorfismo foram abordadas por estes estudos.

A associação metassedimentar dos Domínios Andrelândia, Juiz de Fora e da *Klippe* de Carvalhos é conhecida como Grupo ou Ciclo Andrelândia (CDA) (Andreis *et al.*, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990) e, mais recentemente, como Megassequência Depositional Andrelândia (Paciullo, 1997, 2000).

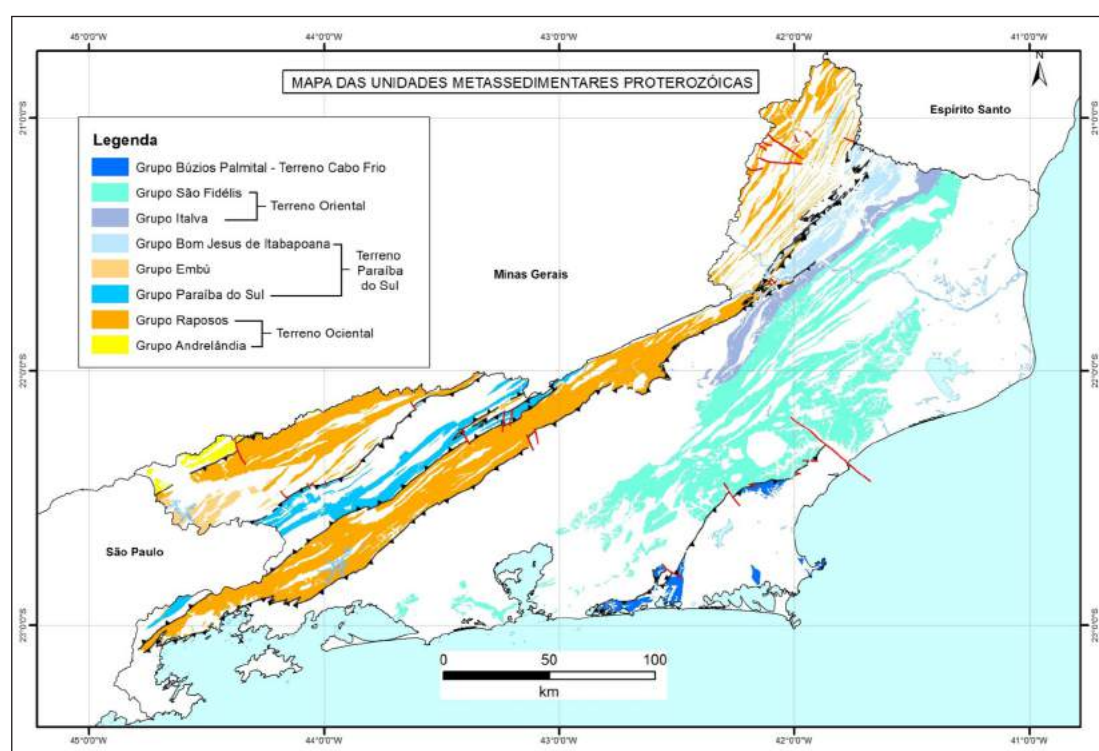


Figura 5.1 – Localização das principais unidades metassedimentares nos terrenos tectônicos da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro

Tabela 5.1 - Terrenos tectônicos da Faixa Ribeira e suas unidades supracrustais.

Terreno	Domínio	Estratigrafia	Unidades Litológicas Principais
Ocidental	Inferior	Grupo Andrelândia (NPa)	Biotita gnaise bandado com quartzito (NPabgn)
			Granada-biotita gnaise bandado com quartzito e anfibolito (NPasgn)
			Quartzito (NPaq1)
	Superior	Grupo Raposo (NPrp)	Unidade Arcádia-Areal: granada-biotita gnaise bandado (NPrpaa) com rochas calcissilicáticas e quartzito (NPrpaacq) Unidade Conservatória: granada-biotita gnaise bandado (NPrpsgn) e quartzitos (NPrpq1) Unidade Conservatória: granada-biotita gnaise bandado (NPrpbgn)
Paraíba do Sul	Paraíba do Sul - Embu	Grupo Paraíba do Sul (PRps)	Sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaise bandado e biotita gnaise bandado com mármore e rochas calcissilicática (PRps)
		Grupo Embu (PREpg)	Granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaise/ xisto e biotita gnaise com rochas calcissilicáticas, gondito (PREpg) e quartzito (PREpgq)
	Cambuci	Grupo Bom Jesus do Itabapoana (NPbjj)	Granada-biotita gnaise com anfibolito (NPbjj) e mármore (NPbjjm)
Oriental	Costeiro	Grupo São Fidélis (NPsf)	Sillimanita-biotita gnaise com rochas calcissilicáticas (NPsfbgn) e quartzito (NPsfq) e anfibolito (NPsfan)
			Kinzigito: (cordierita)-(grafita)-granada-sillimanita-biotita gnaise com rochas calcissilicáticas e anfibolito (NPsfkz) e quartzito (NPsfq)
	Italva	Grupo Italva (NP12it)	Unidade Euclidelândia: muscovita-sillimanita-granada-biotita gnaise (NP12iteu)
			Unidade São Joaquim: mármores com anfibolitos e rochas meta-ultramáficas (NP12itsj) Unidade Macuco: anfibólio-biotita gnaise com anfibolitos e rochas calcissilicáticas (NP12itma) Anfibolitos (NP12itan)
Cabo Frio		Grupo Búzios –Palmital (NP3bp)	Cianita-sillimanita-granada-biotita gnaise com rochas calcissilicáticas e anfibolitos (NP3bp)

As rochas da Megassequência Andrelândia 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. No sul do estado de Minas Gerais a Megassequência Andrelândia foi subdividida em seis litofácies, reinterpretadas por Paciullo (2003) como integrantes de dois ciclos deposicionais (CDA I e CDA II), separados por discordâncias regionais. Parte das unidades dessa megassequência ocorre também nos Domínios Andrelândia ou Inferior e Juiz de Fora ou Superior (Heilbron *et al.*, 1995, 2000), embora, para alguns autores, os limites de ocorrência desta unidade situem-se ao sul da cidade de Bom Jardim de Minas (MG), próximo à divisa com o estado do Rio de Janeiro. Na presente abordagem tectônica do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, apesar dos problemas de nomenclatura identificados, as unidades da Megassequência ou Grupo Andrelândia foram estendidas para a cobertura metassedimentar do Domínio Inferior do Terreno Ocidental. Estas correlações foram realizadas com base na continuidade e semelhança litológica das unidades supracrustais, mas encontram também suporte geocronológico (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 1995, 2000; Valladares *et al.*, 1999, 2001).

5.2.2 - Unidades Litológicas

As rochas do Grupo Andrelândia, inseridas no Domínio Andrelândia (escama tectônica inferior

que cavalga o Domínio Autóctone) do Terreno Ocidental, afloram de maneira restrita no extremo oeste do estado do Rio de Janeiro, na região da Serra da Mantiqueira de Visconde de Mauá (Mun. de Resende), junto à divisa com o estado de Minas Gerais (Figura 5.1). Nesta região são identificadas duas associações litológicas principais do Grupo Andrelândia.

A primeira unidade litológica (NPabgn) é constituída, principalmente, por biotita gnaisses bandados de composições variadas, contendo plagioclásio e biotita, e subordinadamente, granada. O bandamento composicional possui espessuras centimétricas a decimétricas 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 frequentes com a ocorrência de veios ou bandas leucossomáticas, em geral bordejadas por níveis ricos em biotita (melanossomas), de origem anatética. São frequentes as intercalações de quartzitos, sillimanita-granada-biotita gnaise, e localmente, lentes de rochas calcissilicáticas e anfibolitos.

A segunda associação litológica (NPabgn) compreende sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de xistos bandados, com variações metamórficas para K-feldspato-cianita gnaisses. Em geral, trata-se de um gnaise muito micáceo, sem bandamento composicional conspícuo, de derivação pelítica, composto por biotita, granada, sillimanita, plagioclásio e quartzo. Como minerais acessórios destacam-se: turmalina, zircão e opacos. A anatexia local produziu estruturas migmatíticas estromáticas,

sendo que o melanossoma destes gnaisses é muito enriquecido nos aluminossilicatos resistentes (granada, sillimanita e biotita). Aplitos graníticos grossos, localmente com porfiroblastos de cordierita azul, cortam o (sillimanita)-granada-biotita gnaisse. Esses gnaisses apresentam muitas intercalações centimétricas a decimétricas de lentes e *boudins* de rochas calcissilicáticas, manganésíferas (gonditos) e anfibolitos. Camadas de muscovita-sillimanita quartzitos feldspáticos completam os tipos litológicos encontrados nesta associação.

As camadas de quartzitos puros ou impuros mais espessos, localmente individualizados na escala 1:400.000, estão reunidos na unidade quartzítica (NPaq1), que podem conter níveis de paragnaisses.

5.3 - GRUPO RAPOSO (NPrp) - TERRENO OCIDENTAL (DOMÍNIO SUPERIOR)

O Grupo Raposo compreende uma sucessão metassedimentar (ou metavulcanossedimentar) que aflora numa extensa faixa NE-SW desde o norte-noroeste até o sul e oeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 5.1). A nomenclatura Unidade Raposo foi utilizada originalmente por Barbosa e Grossi Sad (1983a,b,c) para designar metassedimentos na fácies granulito e charnockitos deformados que afloram no norte-noroeste fluminense. Aqui utilizamos o termo Grupo Raposo para designar a unidade inserida no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental, que provavelmente representa a porção mais distal, muito deformada do Grupo Andrelândia. Essa designação difere da terminologia usada no mapeamento executado na escala de 1:100.000 e visou uma integração regional com os outros mapas estaduais vizinhos (Espírito Santo e Minas Gerais).

Uma característica estrutural das rochas do Grupo Raposo é presença comum de *fabric* milonítico e a frequente intercalação tectônica desses metassedimentos neoproterozoicos com os ortogranulitos paleoproterozoicos do Complexo Juiz de Fora, que compõem o embasamento.

Portanto, o Grupo Raposo caracteriza-se por uma associação de paragnaisses e intercalação de diversos litotipos supracrustais (quartzitos, calcissilicáticas, anfibolitos e gonditos) com idade de deposição estimada entre 1,0 e 0,79 Ga, com base em análises de zircões detríticos (Valeriano *et al.*, 2003; Valladares *et al.*, 2006). Os metassedimentos do Grupo Raposo são, em parte, correlatos às sequências do Grupo Andrelândia.

O Grupo Raposo no Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro é subdividido em duas unidades ou associações litológicas principais, sendo elas:

a) Unidade Arcádia-Areal, que aflora em uma extensa faixa NE-SW desde a região de Itaocara (a norte), Duas Barras, Areal, Arcádia até Angra dos Reis (no litoral sul).

b) Unidade Conservatória, que aflora em duas faixas no estado do Rio de Janeiro. Uma na região

entre Valença, Quatis e Resende, na porção oeste do estado do Rio de Janeiro; e outra extensa faixa NE-SW desde a região de Varre-Sai, Itaperuna e Santo Antônio de Pádua, no norte-noroeste fluminense, aflorando na região de Três Rios e Miguel Pereira, no médio vale do rio Paraíba do Sul, até a região de Angra dos Reis e Parati, no litoral sul fluminense.

Unidade Arcádia-Areal (NPrpaa)

Essa unidade ocorre como uma extensa faixa alongada de direção NE-SW junto ao contato tectônico com as rochas do Terreno Oriental, especialmente os ortognaisses do Complexo (ou Arco Magmático) Rio Negro, denominado de Limite Tectônico Central da Faixa Ribeira (Figura 5.1). Portanto a ocorrência de *fabric* milonítico é bastante comum nesta unidade.

A Unidade Arcádia-Areal é constituída por uma sucessão de gnaisses bandados normalmente miloníticos (Figura 5.2), com composição psamítica e semi-pelítica, que incluem inúmeras intercalações lenticulares ou camadas contínuas centimétricas a métricas de quartzitos, rochas calcissilicáticas, gonditos e sillimanita-granada-biotita gnaisse, além de corpos de rochas metabásicas (anfibolitos) e metaultramáficas.

O litotipo predominante é um gnaisse com bandamento composicional conspicuo, definido pela alternância métrica a centimétrica de níveis quartzo-feldspáticos e outros ricos em biotita. A mineralogia principal é dada por plagioclásio, quartzo, microclina perítica e biotita em proporções muito variadas, além de granada, zircão, turmalina, monazita e apatita como acessórios. Podem ocorrer texturas migmatíticas com veios leucossomáticos que possuem raras granadas. As texturas miloníticas mostram porfiroclastos rotacionados de feldspato e granadas com franjas de recristalização e fitas de quartzo.

Os quartzitos feldspáticos e rochas metaultramáficas são comuns nesta unidade. As rochas metaultramáficas ocorrem como lentes, de dimensões decamétricas, intercaladas nos biotita gnaisses bandados e granada-biotita gnaisse da Unidade Arcádia-Areal, próximo ao contato com o Terreno Oriental (Figura 5.2). A maior ocorrência destas rochas localiza-se próximo ao distrito de Córrego da Prata, município de Carmo (RJ), onde afloram corpos, em geral, totalmente metamorfizados, transformados para tremolitos e talco-tremolita xistos. A mineralogia destas rochas compreende basicamente tremolita/actinolita, talco e clorita, além de quartzo e minerais opacos.

Unidade Conservatória (NPrpbgn e NPrpsgn)

A Unidade Conservatória ocorre normalmente intercalada tectonicamente com os ortogranulitos paleoproterozoicos do Complexo Juiz de Fora, sendo frequente o *fabric* milonítico, como a presença de gnaisses fitados.

Esta unidade engloba biotita gnaisses bandados quartzo-feldspáticos e gnaisses de derivação pelítica a semipelítica, ricos em biotita, granada e sillimanita, com abundantes

intercalações métricas a centimétricas de quartzitos puros ou impuros, e mais localmente, de rochas manganíferas (gonditos), rochas calcissilicáticas e anfibólitos.

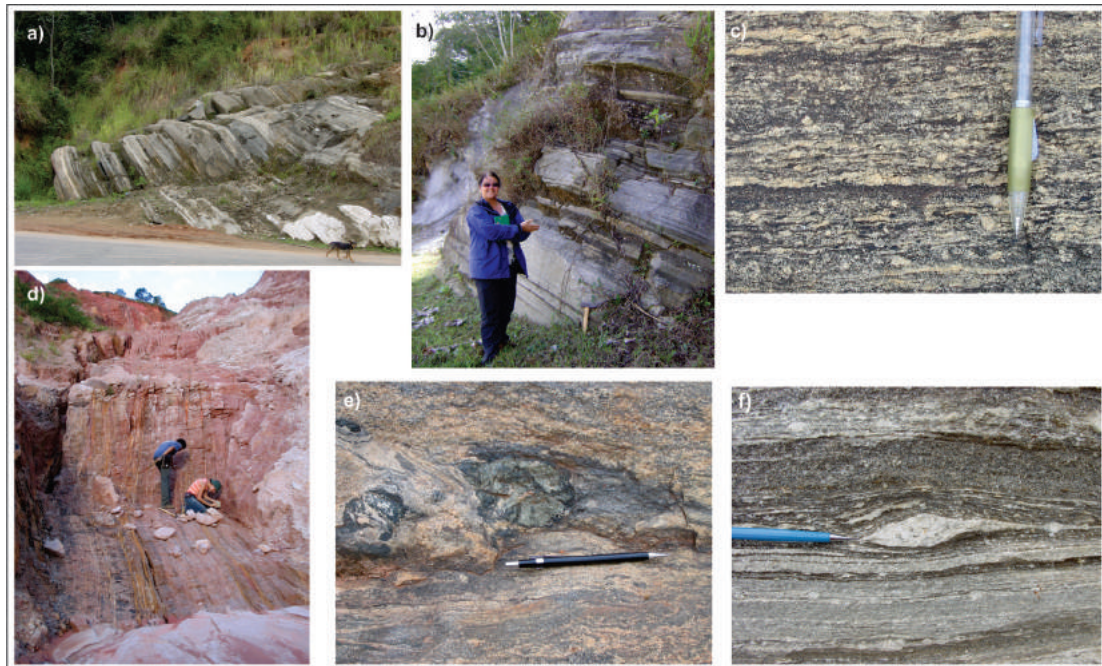


Figura 5.2 – Aspectos de afloramento da Unidade Arcádia Areal do Grupo Raposo. a), b) e c) biotita gnaisse bandado milonítico próximo ao contato com o Terreno Oriental; d) quartzito feldspático, localmente com sillimanita; e) lentes de rocha calcissilicática; f) detalhe de textura milonítica em biotita gnaisse bandado com porfiroclastos de feldspatos.

Esta unidade é constituída por dois conjuntos litológicos principais:

a) Biotita gnaisse bandado (NPrpbgn) com intercalações de quartzitos puros a impuros, sillimanita-granada-biotita gnaisse e lentes de rochas calcissilicáticas e anfibólitos (Figura 5.3);

b) Uma sequência estratificada composta por sillimanita-granada-biotita gnaisse (NPrpsgn) com intercalações de quartzitos impuros, rochas calcissilicáticas, anfibólitos e gonditos (Figura 5.3).

Os gnaisses pelíticos apresentam mineralogia principal composta de granada, quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, além de sillimanita da variedade fibrolítica e localmente espinélio do tipo hercinita. Ortopiroxênio pode aparecer, indicando também o metamorfismo de alta temperatura. Monazita, zircão, apatita, turmalina e rutilo, são acessórios comuns. Algumas bandas muito ricas em quartzo

(gnaisses quartzosos) transicionam para quartzitos feldspáticos e micáceos. Os quartzitos normalmente afloram em saibreiras exploradas, em corte de estradas ou cristas de morros. Os corpos maiores compreendem quartzitos grossos puros ou impuros micáceos a feldspáticos. Os quartzitos impuros contêm muscovita, sillimanita, feldspatos, turmalina, minerais opacos (magnetita e ilmenita) e zircão.

Uma variedade de gnaisse pobre em biotita, rica em K-feldspato e granada também

é muito frequente nesta unidade. Veios e lentes leucossomáticas, bordejadas por melanossomas ricos em aluminossilicatos, indicam que este pacote sofreu anatexia. O bandamento migmatítico é subparalelo à xistosidade da rocha e é caracterizado pela alternância de porções leucossomáticas félsicas centimétricas e porções melanossomáticas de biotita e granada (+ sillimanita).

Nas porções leucossomáticas podem ocorrer também granada, ortopiroxênio e biotita. A textura da rocha é predominantemente granoblástica, tornando-se milonítica a ultramilonítica, de granulação fina e com fitas de quartzo, próximo às zonas de cisalhamento dúcteis.

Como referido anteriormente, texturas miloníticas são muito comuns, especialmente junto ao contato com os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, onde ocorrem intercalações centimétricas, muito tectônicas das duas unidades. Os milonitos deste pacote são bastante recristalizados, caracterizados por uma matriz granoblástica, com porfiroclastos de feldspatos, granada e, localmente, ortopiroxênio. Fitas de quartzo são frequentes.

As lentes de rochas calcissilicáticas são de cor verde e textura granoblástica, compostas por plagioclásio, diopsídio, granada almandina, quartzo, carbonato, hornblenda, biotita, microclina, escapolita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos. O gondito ocorre em lentes centimétricas, normalmente intemperizados de coloração acastanhada. Tem

granulação fina a média e estrutura maciça. Sua composição mineralógica é dada por quartzo, granada de cor alaranjada e por minerais opacos. As rochas anfibolíticas ocorrem na forma de lentes e *boudins* métricos a centimétricos no granada-biotita gnaisse. Os anfibolitos possuem coloração negra, granulação fina a média, textura granoblástica, nematoblástica ou milonítica. Sua composição mineralógica é dada por plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, mineral opaco, apatita e, por vezes, granada, quartzo e zircão. As rochas metabásicas do Grupo Raposo podem ser interpretadas como representantes do magmatismo básico distensional sin a pós-deposicional da bacia sedimentar correlata à sequência do Grupo Andrelândia (Paciullo, 2000).

5.4- GRUPO PARAÍBADO SUL (PRps) - TERRENO PARAÍBA DO SUL

O Grupo Paraíba do Sul (Almeida *et al.*, 1993), juntamente com o Grupo Embu, representa a sequência supracrustal do Terreno Paraíba do Sul da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000, 2007). Desde a década de 50 e 60 as denominações Paraíba do Sul ou Paraíba foram utilizadas como Série, Grupo e Complexo por diversos autores (Ebert, 1955, 1968; Rosier, 1965; Oliveira *et al.*, 1978; Machado Filho *et al.*, 1983) para agrupar um conjunto litológico variado que ocorre na região do vale do rio Paraíba do Sul.

Nas décadas de 80 e 90 diferentes autores passaram a diferenciar rochas orto e paraderivadas (Machado, 1986; Campos Neto e Figueiredo, 1990; Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993). Dados geocronológicos U/Pb em zircão obtidos por Valladares (1996) e

Machado *et al.* (1996) indicaram que o conjunto ortoderivado possui idade paleoproterozoica, denominado de Complexo Quirino, sendo então considerado como embasamento da sequência supracrustal.

As rochas que compõem o Grupo Paraíba do Sul afloram ao longo de uma faixa de direção NE-SW, desde os arredores da cidade de Além Paraíba (MG), passando por Três Rios, Barra do Pirai, Barra Mansa (RJ) até a região de Bananal (SP - Figura 5.1). Rumo a sudoeste, na Serra da Bocaina (SP/RJ), o Grupo

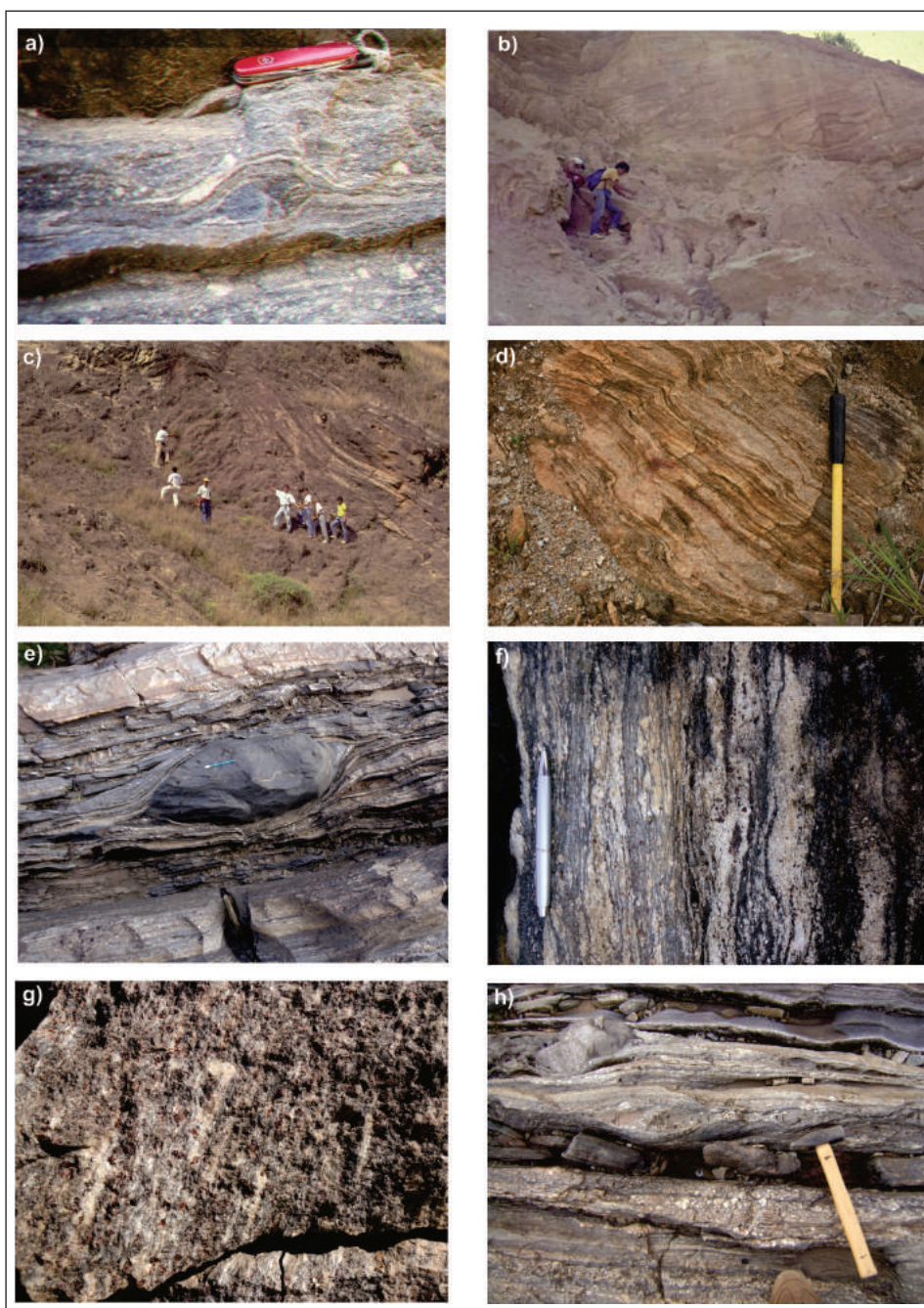


Figura 5.3 – Fotos de campo da Unidade Conservatória do Grupo Raposo. a) biotita gnaisse bandado milonítico com lentes de anfibolito; b) quartzito puro; c) boudin de rocha calcissilicática nos quartzitos bandados; d) quartzito feldspático, com muscovita e sillimanita; e) granada-biotita gnaisse bandado milonítico com boudins anfibolítico; f) e g) detalhe da estrutura migmatítica e da mineralogia do granada-biotita gnaisse; h) lentes boudinadas de rochas calcissilicáticas em granada-biotita gnaisse milonítico.

Paraíba do Sul e seu embasamento se afunilam, sendo então truncados pela zona de cisalhamento que os limitam das rochas do Grupo Embu (Eirado *et al.*, 2006).

Os contatos das rochas do Grupo Paraíba do Sul com os ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Quirino são, em parte, de caráter normal, em parte tectônico (Tupinambá *et al.*, 2003a,b). Na região de Barra Mansa (RJ) e Bananal (SP), além do Complexo Quirino, ocorrem ortognaisses agrupados no Complexo Campinho, que também possuem idade paleoproterozoica e aparentemente estão truncando as rochas metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul. Tanto as unidades ortoderivadas como a sequência supracrustal são invadidas por granitoides relacionados às diferentes etapas do magmatismo brasileiro.

As rochas que compõem o Grupo Paraíba do Sul são biotita gnaisses bandados e sillimanita-granada-biotita gnaisses, com intercalações de mármore calcíticos e dolomíticos, rochas calcissilicáticas, gonditos, anfíbolitos e quartzitos (metacherts - Almeida *et al.*, 1993; Eirado *et al.*, 2006; Heilbron *et al.*, 2007).

Com base na cartografia geológica de detalhe na região entre Bananal e Arapeí (SP) e Barra Mansa (RJ), Almeida *et al.* (1993) apresentaram uma subdivisão informal para o Grupo Paraíba do Sul em três unidades denominadas: Três Barras (base), São João e Beleza (topo). Essas unidades, da base para o topo, apresentam as seguintes características: a) Unidade Três Barras - inclui biotita gnaiss bandado migmatítico com níveis porfiroblásticos, intercalações métricas a centimétricas de granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto, lentes de rochas calcissilicáticas e gondito (Figura 5.4a,b); b) Unidade São João - é constituída por turmalina-granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatítico com níveis porfiroblásticos e intercalações de sillimanita-muscovita-biotita xisto, lentes de rochas calcissilicáticas bandadas ou maciças, gondito e, localmente, mármore, granada anfíbolito e quartzitos finos (Figura 5.4d). O contato entre as unidades Três Barras e São João em geral é bem deformado, apresentando, por vezes, fabric milonítico; c) Unidade Beleza - é composta por (muscovita)-biotita gnaiss bandado com intercalações frequentes de (granada)-sillimanita-muscovita-biotita xisto e de lentes métricas a centimétricas de rochas calcissilicáticas (bandadas e maciças) e mármore calcítico-dolomítico (Figura 5.4c,e,f). Ocorrem também níveis lenticulares de gondito e quartzitos (metacherts) (Almeida *et al.*, 1991; Almeida *et al.*, 1993; Eirado *et al.*, 2006). Os litotipos descritos para este grupo indicam condições de metamorfismo correspondentes à fácies anfíbolito superior (Almeida *et al.*, 1993; Eirado Silva *et al.*, 2006).

Com base em estudos litogeoquímicos, Marins (2000) caracterizou ortoanfíbolitos hospedados nos gnaisses das unidades Três Barras e São João, nas áreas próximas às cidades de Conservatória, Paraíba

do Sul e Três Rios tendo, na sua maioria, afinidade toleítica, com algumas amostras pertencendo à série alcalina. Do ponto de vista da ambientação tectônica, a maioria dos metabasitos de ambas as unidades estudadas apresentam características semelhantes àqueles de basaltos toleíticos continentais e, em menor quantidade, a basaltos do tipo E-MORB. Estes anfíbolitos ocorrem, predominantemente, como corpos tabulares, bandas, boudins e corpos lenticulares, com espessuras centimétricas a métricas e estrutura maciça ou fracamente foliada e foram interpretados como sills e/ou diques.

Dados geocronológicos para as rochas do Grupo Paraíba do Sul são escassos. Idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}) de paragnaisses das unidades basal e superior apresentam resultados semelhantes de 2,1 Ga (Ragatky *et al.*, 1999, 2000), similares às obtidas para os ortognaisses do Complexo Quirino (Valladares, 1996; Machado *et al.*, 1996) e, portanto, o embasamento pode representar a fonte dos sedimentos. Duas amostras de metapelitos da unidade intermediária apresentam idades modelo T_{DM} de 1,7 Ga, sugerindo uma mudança na área fonte dos sedimentos. Cabe ressaltar que rochas com essas idades T_{DM} são desconhecidas no setor central da Faixa Ribeira. Por outro lado, a idade T_{DM} de 1,7 Ga pode representar uma mistura de fontes (Ragatky *et al.*, 2003). Entretanto a relação entre os metabasitos e a sequência sedimentar não é clara e a interpretação das idades obtidas deve ser tratada com cuidado. Consequentemente, o posicionamento temporal desta bacia continua em aberto, incluindo sua real relação com os ortognaisses paleoproterozoicos dos complexos Quirino e Campinho.

5.5 - GRUPO EMBU (PREpg) - TERRENO PARAÍBA DO SUL

Originalmente definido por Hasui (1975), o Complexo Embu foi designado para agrupar gnaisses migmatíticos com diversas intercalações aflorantes no estado de São Paulo. O termo vem sendo utilizado por diversos autores, como por exemplo, Hasui & Sadowski (1976), Hasui e Oliveira (1982), Machado Filho *et al.* (1983), Campos Neto e Basei (1983), embora exista ainda muita controvérsia quanto a sua constituição, idade e limites. Fernandes (1991) apresentou uma proposta de subdivisão para o Complexo Embu no leste de SP, em três unidades, assim denominadas: rio Una, rio Paraibuna e Redenção da Serra. Eirado Silva *et al.* (2006; 2007) utilizam a denominação Complexo Embu para paragnaisses e xistos pelíticos com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas, em fácies anfíbolito, que afloram na serra da Bocaina e no vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Estes últimos autores separaram este conjunto, proporcionalmente mais rico em quartzitos, do Grupo Paraíba do Sul, rico em rochas carbonáticas. No presente mapa geológico do estado do Rio de Janeiro adotamos a concepção

de Grupo Embu para designar uma associação metassedimentar ou metavulcanosedimentar, que aflora numa área limitada, na porção oeste do estado do Rio de Janeiro, na região do médio vale do Paraíba do Sul entre Resende e Itatiaia (RJ), ao sudoeste da Bacia Sedimentar de Resende (Figura 5.1). Esta faixa metassedimentar se estende em direção ao leste do estado de São Paulo, na região de São José do Barreiro e Areias. Os grupos Embu

e Paraíba do Sul, que compõem parte do Terreno Paraíba do Sul, estão separados pelo extenso corpo do granito sin-colisional Campo Alegre. Em contato com a sequência supracrustal do Grupo Embu ocorrem ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Taquaral que podem representar rochas do embasamento. O Grupo Embu, no estado do Rio de Janeiro, é constituído de sillimanita-muscovita-biotita gnaisses/xisto (Figura 5.4g), ora com granada



Figura 5.4 – Aspectos de campo das unidades dos Grupos Paraíba do Sul e Embu. a) e b) biotita gnaisses bandados miloníticos da Unidade Três Barras; c) (granada)-biotita gnaisses bandados da Unidade Beleza; d) (muscovita)-granada-biotita gnaisses da Unidade São João; e) e f) mármore bandado com dobra apertada e biotita gnaisses com leucossomas ricos em turmalinas da Unidade Beleza; g) sillimanita-muscovita-biotita gnaisses quartzosos do Grupo Embu.

e/ou turmalina, biotita gnaissé fino, ambos com frequentes intercalações de camadas ou lentes de rochas calcissilicáticas, quartzitos micáceos e, mais localmente, lentes de mármore, anfíbolitos, gonditos, granada-hornblenda-biotita gnaissé fino e raras lentes de tremolita xisto (Heilbron *et al.*, 2007). Os gnaisses xistosos desta unidade incluem diversos níveis centimétricos concordantes de turmalinitos ricos em quartzo que podem sugerir uma contribuição vulcano-sedimentar. Os gnaisses xistosos possuem composição semipelítica a pelítica e, normalmente, apresentam leucossomas anatóticos. A fusão parcial dos gnaisses xistosos do Grupo Embu, como nas demais sucessões metassedimentares, gerou diversos níveis concordantes de leucogranitos foliados (ou não) com muscovita, granada e turmalina, além de granito/gnaisses porfiroblásticos.

5.6 - GRUPO BOM JESUS DO ITABAPOANA (NPbj) - TERRENO PARAÍBA DO SUL

O Grupo Bom Jesus do Itabapoana foi descrito por Duarte *et al.* (2012), Heilbron *et al.* (2012a) e Nogueira *et al.* (2012) durante o mapeamento geológico das folhas Itaperuna, São Fidélis e Santo Antônio de Pádua na escala de 1:100.000. Corresponde, em parte, às unidades Catalunha e São Fidélis (Costa *et al.*, 1978a, 1978b; Batista *et al.*, 1978, 1981) e à Suíte Metassedimentar Catalunha (Tupinambá, 1993a,b). Corresponde, integralmente, à Unidade Cambuci de Tupinambá *et al.*, (2007), com status redefinido para *grupo* e adotando outra localidade-tipo. Ocorre na região noroeste fluminense, em uma faixa com cerca de 70 x 15 km entre as cidades de Itaocara e Bom Jesus de Itabapoana, cortada pelos rios Muriaé e Itabapoana. Bons afloramentos podem ser encontrados a sul da cidade homônima e ao longo da rodovia BR-356, entre as localidades de Aré e o trevo para São João do Paraíso.

A rocha predominante é o (ortopiroxênio) (sillimanita) granada-biotita gnaissé, quase sempre migmatítico. O leucossoma, de granulação média a grossa, pode ser de cor acinzentada, de composição granítica a granodiorítica com biotita e granada ou esverdeado, de composição charnockítica, contendo ortopiroxênio e granada. O melanossoma, de grão grosso, é rico em biotita, sillimanita e ortopiroxênio. O mesossoma, de grão fino a médio, é classificado como biotita (sillimanita) gnaissé, com porfiroblastos de feldspato ou granada. As texturas migmatíticas predominantes são as diatexíticas, com grande proporção de leucossoma. Texturas metatexíticas, com bandamento preservado, são restritas à porção superior da unidade (Tupinambá *et al.*, 2007, Figura 5.5).

Os gnaisses migmatíticos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana se caracterizam pela diversidade composicional do seu paleossoma (Tupinambá *et al.*, 2007): mármore (Figura 5.5), gonditos, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e rochas

metaultramáficas. Os corpos mais contínuos e espessos são constituídos de mármore dolomítico fortemente recristalizado. O acamamento sedimentar é marcado por níveis micáceos (flogopita) e matriz granoblástica carbonática, com cristais isolados de olivina, diopsídio, talco, titanita e espinélio. Apatita ocorre disseminada e também em nódulos centimétricos. No contato entre as lentes de mármore e o gnaissé migmatítico ocorrem níveis pegmatóides de espessura métrica, com textura gráfica localmente preservada, compostos por quartzo, feldspato, diopsídio e, mais raramente, granada (Tupinambá, 1993a). Corpos de anfíbolito e de gondito com espessuras de até 200m foram cartografados no Mapa Geológico da Folha Itaperuna (Duarte *et al.*, 2009), mas ambos os tipos litológicos ocorrem predominantemente como enclaves nos gnaisses migmatíticos ou como finas camadas nos mármore. Além de hornblenda e plagioclásio, os anfíbolitos contêm orto-clinopiroxênio e biotita. Os gonditos podem ser compostos por quartzo e granada manganésifera ou por anfíbolio, piroxênio, granada manganésifera e quartzo (Tupinambá, 1993a). Rochas calcissilicáticas e metaultramáficas ocorrem estritamente como enclaves nos gnaisses. Metapiroxenitos (diopsiditos) e hornblenditos são os tipos ultramáficos encontrados (Marques, 2009).

5.7 - GRUPO SÃO FIDÉLIS (NPsf) - TERRENO ORIENTAL

O Grupo São Fidélis (Valeriano *et al.*, 2012; Heilbron *et al.*, 2012; Nogueira *et al.*, 2012; Tupinambá, 2012) aflora em uma faixa entre a escarpa da Serra do Mar e a planície costeira, desde a região metropolitana do Rio de Janeiro até ao norte junto à divisa com o estado do Espírito Santo (Figura 5.1). Corresponde, em grande parte, à Unidade São Fidélis definida inicialmente por Silva *et al.* (1978) na região noroeste do estado do Rio de Janeiro e foi posteriormente estendida para o litoral e para a região litorânea (Reis & Mansur, 1995). Representa a sequência supracrustal do Domínio Costeiro do Terreno Oriental, intrudida pelas rochas do Arco Magmático Rio Negro (Complexo Rio Negro).

O conteúdo litológico da unidade é formado por paragnaisses metapelíticos com camadas ou lentes de outros metassedimentos (Tupinambá *et al.*, 2007). A unidade basal do grupo é constituída predominantemente por gnaissé kinzigítico (NPsfkz). O kinzigito é descrito em diversos locais (Pires & Heilbron, 1993; Khun *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2012; Tupinambá *et al.*, 2012; Nogueira *et al.*, 2012) como um (sillimanita)-biotita-gnaissé granatífero, localmente com cordierita e grafita. Texturas migmatíticas são frequentes e características, gerando leucossoma em bandas milimétricas a centimétricas com porfiroblastos de microclina e granada, e melanossoma com biotita, granada, sillimanita e, localmente, cordierita. O mesossoma contém quartzo, granada, sillimanita, microclina,

plagioclásio (oligoclásio) e biotita (Figura 5.6). Domínios com gnaisses homogêneos, com agregados centimétricos de biotita e matriz leucocrática,

ocorrem em meio ao kinzigito em áreas restritas da região serrana fluminense (Heilbron *et al.*, 2012).

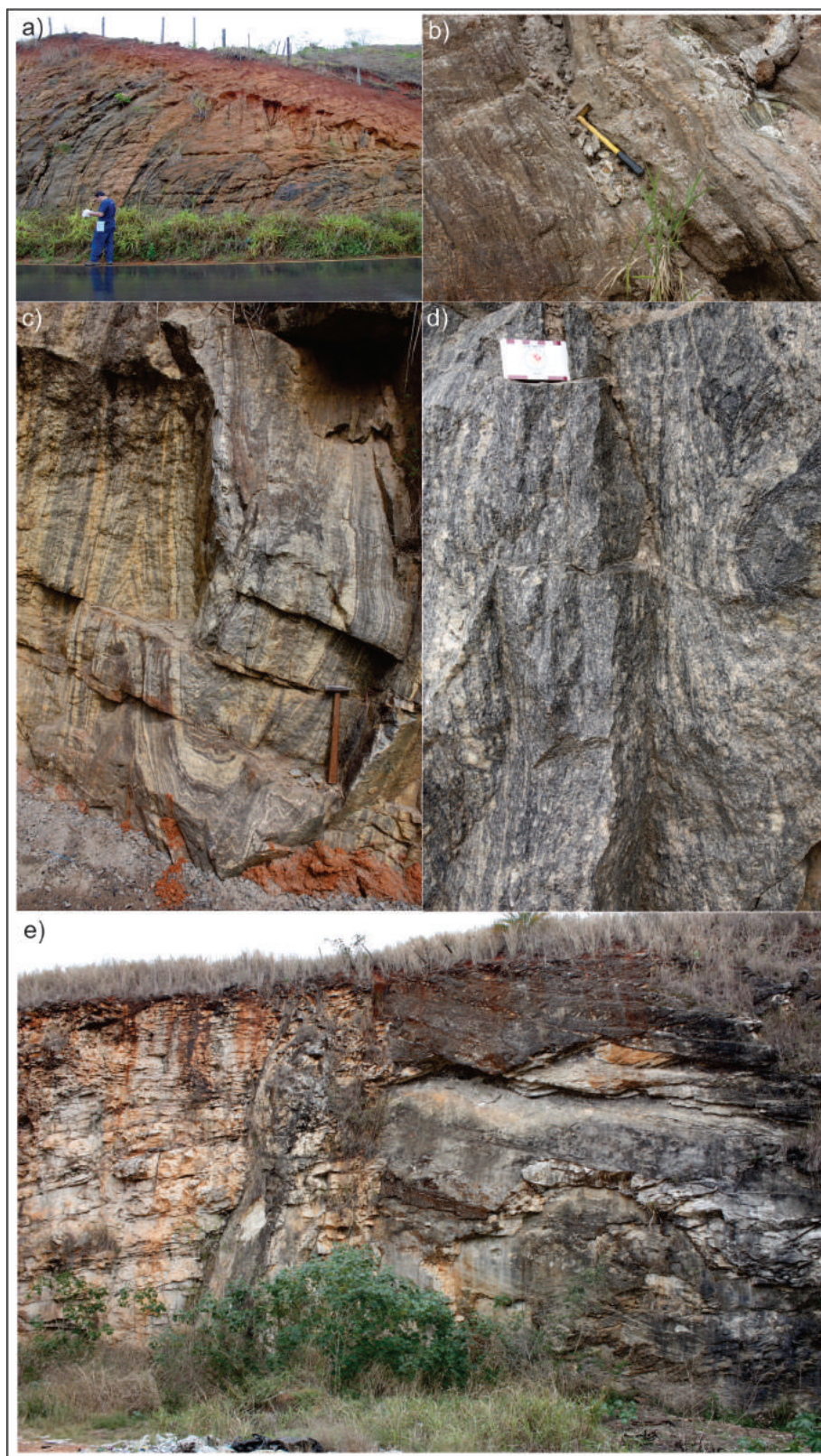


Figura 5.5 – Aspectos de campo dos litotipos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a) biotita gnaissse bandado; b) detalhe da estrutura migmatítica e boudins de rocha anfibolítica nos arredores de São João do Paraíso (RJ); c) e d) (granada) – ortopiroxênio-biotita gnaissse migmatítico, com lentes de metabasitos em afloramento próximo ao trevo para Bom Jesus do Itabapoana; e) olivina mármore dolomítico, em pedreira abandonada próxima a Aré (RJ).

No topo do Grupo São Fidélis ocorre gnaissse bandado (NPsfbgn) com intercalações, ou lentes, de rocha calcissilicática, anfíbolito e quartzito puro ou feldspático (Figura 5.6). Seu litotipo predominante é um (sillimanita)-(granada)-biotita gnaissse de composição tonalítica, migmatítico, mesocrático, de grão médio (Tupinambá *et al.*, 2012; Nogueira *et al.*, 2012). Apresenta textura bandada ou arranjos com porfiroblastos de feldspato. Além da biotita, contém granada, sillimanita e, ocasionalmente, muscovita. Plagioclásio é o feldspato predominante e ocorre na matriz poligonal ou como porfiroblastos. Nas regiões do norte fluminense e serrana, o gnaissse contém níveis xistosos, ricos em biotita, granada e sillimanita, de espessura decimétrica a decamétrica, intercalados com níveis gnáissicos claros ou com quartzito. Os quartzitos, apesar de deformados e recristalizados, apresentam variações granulométricas primárias. Seu contato com o gnaissse encaixante é gradacional. Contém muscovita, biotita e sillimanita e apresentam variedades feldspáticas com até 25% de plagioclásio (Nogueira *et al.*, 2012; Lobato, 2011).

Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (SHRIMP) entre 1,9 e 0,6 Ga foram obtidas por Schmitt *et al.* (2004) em zircões detriticos de sillimanita-granada-biotita gnaissse amostrados na região de Macaé, próximo ao contato com o Terreno Cabo Frio. O mesmo intervalo de idades foi encontrado por Valladares *et al.* (2008) em determinações pelo método LA-ICP-MS em zircão de quartzito intercalado no kinzigito na cidade do Rio de Janeiro e em quartzitos feldspáticos intercalados em gnaissse bandado na região de Cordeiro-Cantagalo, no norte do estado do Rio de Janeiro. Lobato (2013), em estudo pelo método LA-ICP-MS em zircões detriticos em quartzitos e paragnaisses na região da cidade de Santa Maria Madalena, destaca o predomínio de idades mesoproterozoicas a paleoproterozoicas na área-fonte dos sedimentos precursores. Idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (TDM) de

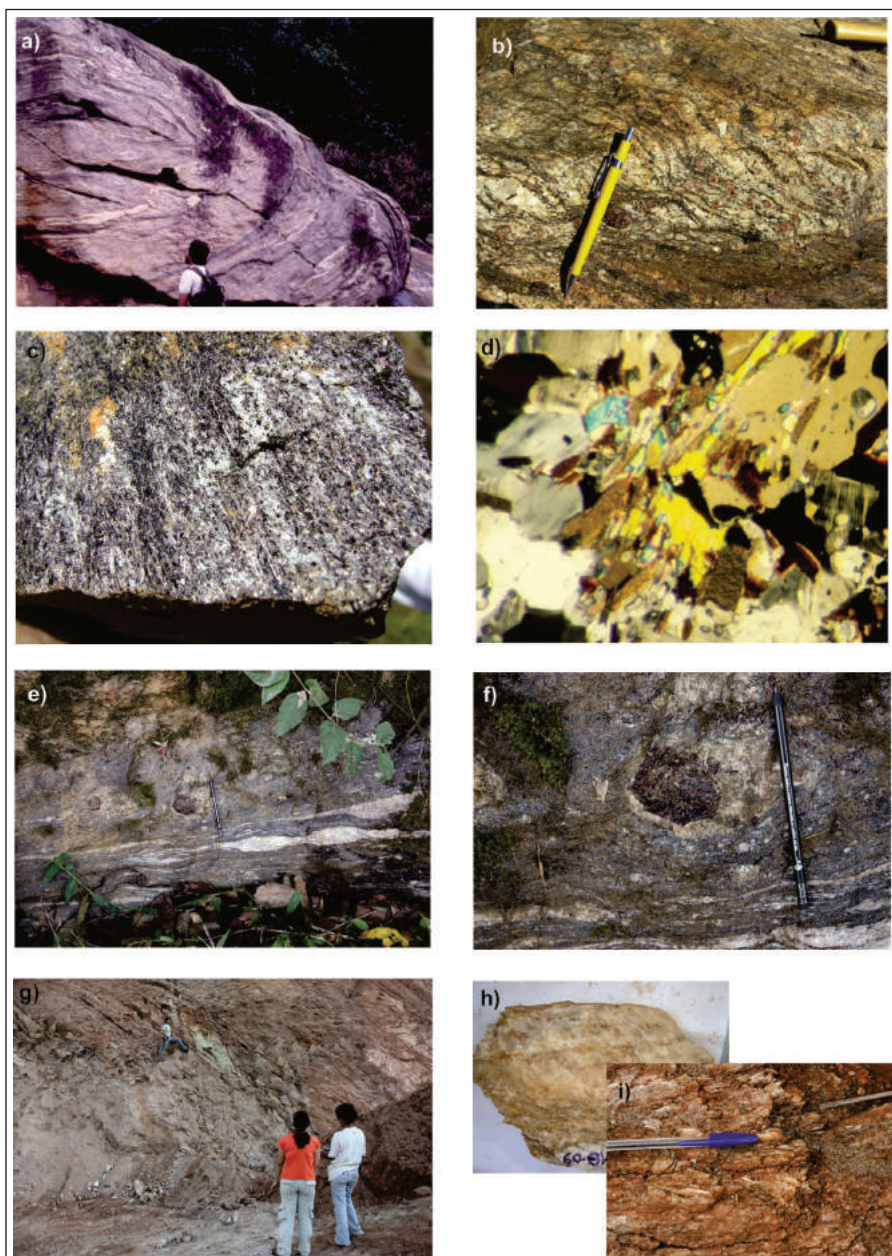


Figura 5.6 – Aspectos de campo dos litotipos do Grupo São Fidélis. a), b) e c) granada-biotita gnaissse kinzigítico da unidade basal; d) lâmina delgada do gnaissse kinzigítico, com porfiroblastos de cordierita, sillimanita, granada, biotita, além de K-feldspato, plagioclásio e quartzo; f) granada-biotita gnaissse da unidade superior; g), h) e i) quartzitos bandados da unidade superior, com variedades mais puras e outras ricas em feldspato, mica branca e sillimanita.

paragnaisses do Grupo São Fidélis na cidade de Rio de Janeiro variam entre 1,3 e 1,8 Ga, com predomínio de idades mesoproterozoicas, e a de um anfíbolito intercalado nos gnaisses é 1,1 Ga.

5.8 - GRUPO ITALVA (NP12it) - TERRENO ORIENTAL

O Grupo Italva se dispõe em faixas NE-SW aflorando entre os municípios de Cantagalo e Italva, no noroeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 5.1). Consiste basicamente de gnaisses intercalados com mármores e anfíbolitos, cuja evolução possivelmente está associada a um ambiente geotectônico de bacia retro-arco, com contribuição de rochas carbonáticas,

rochas vulcânicas e ou vulcanoclásticas, derivadas de arco e rochas anfibolíticas relacionadas a regimes distensivos.

Ao longo dos anos esse domínio recebeu diversas denominações, como Série Paraíba-Desengano definido por Rosier (1957), que os incluiu posteriormente no Grupo Paraíba do Sul, termo originado de Oliveira *et al.* (1978) e adotado por Sad & Donadello (1978), Sad *et al.* (1980), Machado *et al.* (1983) e Sad & Dutra (1988).

O então chamado Grupo Paraíba do Sul foi descrito por Sad & Donadello (1978) como uma "sequência metassedimentar, intensamente deformada e com fácies metamórfica anfibolito alto a granulito, migmatizada e portadora de rochas charnockíticas, de possível origem ígnea".

Posteriormente, Sad *et al.* (1980) descreveram duas unidades para o referido grupo: a) Unidade Serra Vermelha: duas espessas faixas de mármore, predominantemente calcítico (Menezes, 1975), intercaladas com rochas anfibolíticas distribuídas de forma descontínua; b) Unidade Macuco: biotita e anfibólito gnáisses migmatíticos transicionam entre si tornando seus contatos de difícil precisão. (Machado Filho *et al.*, 1983; Sad & Donadello, 1980).

Recentemente, Peixoto e Heilbron (2010) redefiniram as unidades desse domínio subdividindo-o em três unidades (Tabela 5.1) de modo a individualizar as unidades paraderivadas do Grupo Itálva, descritas a seguir, das unidades associadas ao arco magmático (Serra da Prata).

Unidade Macuco (NP12itma)

Esta unidade constitui-se de granada-biotita gnaisse granítico e tonalítico, localmente com sillimanita, de granulometria grossa e coloração cinza claro, comumente foliado com foliação marcada por biotita (Figura 5.7g).

Na descrição petrográfica o índice de coloração é dado como leucocrático com teor de minerais máficos em torno de 26%. Biotita é o mineral máfico e se apresenta em forma de plaquetas distribuídas esparsamente, porém orientadas. Granada e sillimanita podem estar presentes. A granada é arredondada e distribui-se pela lâmina. Sillimanita se apresenta como agregado de cristais prismáticos, sendo a fibrolita sua forma mais comum.

Quartzo, K-feldspato (microclina + ortoclásio) e plagioclásio podem variar em quantidade. São equigranulares a levemente alongados, orientados segundo a foliação e com extinção ondulante. Dentre os minerais acessórios tem-se zircão, minerais opacos e titanita xenomórfica a hipidiomórfica com hábito característico. A textura observada é granoblástica a lepidoblástica.

Unidade São Joaquim (NP12itsj)

Essa unidade é representada por mármore que compõem o relevo mais escarpado da região

representado pelas serras das Águas Quentes, do Cândido e Vermelha. Quando muito alterada produz um solo de cor laranja avermelhada que não preserva a estrutura da rocha formando um relevo colinoso.

Os mármore possuem coloração variada desde branca, amarelada, cinza azulada de aspecto leitoso e azul (Figura 5.7b, e). A granulometria varia de média a muito grossa com cristais de carbonatos romboédricos bem desenvolvidos que chegam a 3cm. A presença de grafita e sulfetos disseminados ou em níveis bem marcados é comum (Figura 5.7d).

A textura granular dos mármore dificulta a observação de anisotropia. Esta é expressiva quando há níveis ricos em grafita ou em quartzo bem orientados marcando uma foliação penetrativa.

A análise petrográfica indica mármore puros com 98% de carbonato (calcita) e 2% de minerais opacos em forma de palhetas (grafita), tanto disseminados quanto orientados. Os mármore com composição mineralógica mais variada apresentam quartzo e diopsídio granulares, tremolita e zircão distribuído esparsamente na lâmina. Os minerais (carbonatos) são predominantemente equigranulares conferindo à rocha uma textura granoblástica.

Faixas gnáissicas (não mapeáveis) e anfibolíticas (mapeáveis ou não) estão inclusas nesta unidade (Figura 5.7c). Os anfibolitos ocorrem como *boudins* e camadas centimétricas a métricas contínuas, paralelas à foliação. Em geral apresentam granulometria fina a média, são anisotrópicos e ricos em minerais opacos e piritita.

Unidade Euclidelândia (NP12iteu)

Essa unidade é representada por biotita muscovita gnaisse granítico a tonalítico, localmente granatíferos, com sillimanita. Os afloramentos observados são homogêneos e a rocha apresenta coloração cinza, granulometria fina a grossa e foliação penetrativa marcada pela orientação de biotita e muscovita (Figura 5.7a). É comum a intrusão de pegmatitos, discordantes da foliação, composto por quartzo, feldspato, turmalina e sillimanita.

A descrição petrográfica mostra biotita em palhetas bem definidas com pleocroísmo amarelado a marrom escuro e frequentemente orientadas. Muscovita se apresenta em forma de palhetas com clivagem bem marcada. Minerais opacos (magnetita) euédricos, triangulares e cúbicos, estão presentes em todas as amostras observadas somando até 5% da composição mineralógica da rocha. Os minerais félsicos são equigranulares e com extinção ondulante. São quartzo, ortoclásio, microclina e plagioclásio que variam em proporção. Pontualmente observou-se a presença de cristais prismáticos de sillimanita e fibrolita.

Localmente observou-se turmalina idiomorfa, tabular e triangular. Como minerais acessórios observaram-se granada, titanita, zircão e allanita idiomórfica com sobrecrescimento de epidoto. A combinação dos grãos equigranulares e do arranjo

paralelo das micas conferem à rocha uma textura granolepidoblástica.

Anfibolitos (NP12itan)

Os afloramentos de anfibolito visitados estão associados tanto ao mármore quanto aos gnaisses das Unidades Serra da Prata, Macuco e São Joaquim.

Em geral são alterados e encontrados em encosta de morro e, em maior frequência, como blocos de pequenas dimensões. São lentes e *boudins* de escala centimétrica a camadas decamétricas. Sua coloração é cinza a preto, a granulometria é grossa e a textura é isotrópica (Figura 5.7f). Quando foliado apresenta bandas quartzo-feldspáticas paralelas à

foliação marcada pela forte orientação do anfibólio. É comum a ocorrência de sulfetos (pirita).

A análise petrográfica indica que o anfibólio (hornblenda) perfaz de 55 a 95% da composição mineralógica dos anfibolitos mostrando variedades máficas e ultramáficas. Há ocorrência de textura poiquilítica com inclusão de apatita em hornblenda, cuja coloração varia de verde a marrom e pleocroísmo verde escuro. Em geral, apresenta hábito tabular, com ou sem orientação preferencial, conferindo à rocha uma textura nematoblástica a granonematoblástica. Ocasionalmente tem hábito xenomórfico produzindo uma textura granular.

Dentre os minerais félsicos observados, predomina plagioclásio seguido de microclina e



Figura 5.7 – Aspectos de campo das unidades litológicas do Grupo Itáva. a) biotita gnaiss da Unidade Euclidelândia; b), e) e d) mármore calcítico da Unidade São Joaquim; c) gnaisses e calcissilicáticas intercaladas nos mármore; f) anfibolitos; g) biotita gnaiss da Unidade Macuco.

quartzo, ambos granulares a pouco alongados e com extinção ondulante. Localmente observou-se clinopiroxênio compondo até 20 % da rocha. Titanita, granada, apatita, zircão e minerais opacos são minerais acessórios.

5.9 - GRUPO BÚZIOS-PALMITAL (NP3bp) - TERRENO CABO FRIO

Estas duas unidades metassedimentares neoproterozoicas do Terreno Cabo Frio, afloram na Região dos Lagos, entre Ponta Negra (Maricá) e Armação dos Búzios (Figura 5.1).

O Grupo Búzios (Fonseca, 1979; Reis *et al.*, 1980; Heilbron *et al.*, 1982) é constituído por metassedimentos aluminosos (metapelitos) com frequentes intercalações de camadas de rochas calcissilicáticas e corpos de anfibolitos (Figura 5.8). Esta unidade aflora somente entre as cidades de Cabo Frio e Armação dos Búzios, na costa central do estado do Rio de Janeiro.

Os metassedimentos aluminosos compreendem granada biotita gnaisses bandados, migmatíticos, com granulometria média a grossa, cuja característica marcante é a presença de cianita e sillimanita (Heilbron *et al.*, 1982), além de feldspato potássico, granada, biotita, plagioclásio e quartzo em proporções variadas. Turmalina, rutilo, apatita e zircão são minerais acessórios comuns. Os veios leucossomáticos são tabulares, de espessuras centimétricas e contêm quartzo, K-feldspato, plagioclásio, granada, e são frequentemente bordejados por melanossomas ricos em biotita, cianita, sillimanita e granada (Figura 5.8). Esta paragênese indica condições de metamorfismo de fácies granulito com pressão elevada e, combinada com as relações microtectônicas de que a sillimanita substitui a cianita, indicam caminho de decompressão horário, típico de colisão continental (Heilbron *et al.*, 1982; Schmitt *et al.*, 2004). As enseadas da Ferradura, Ferradurinha e Geribá (canto norte da praia) apresentam excelentes exposições

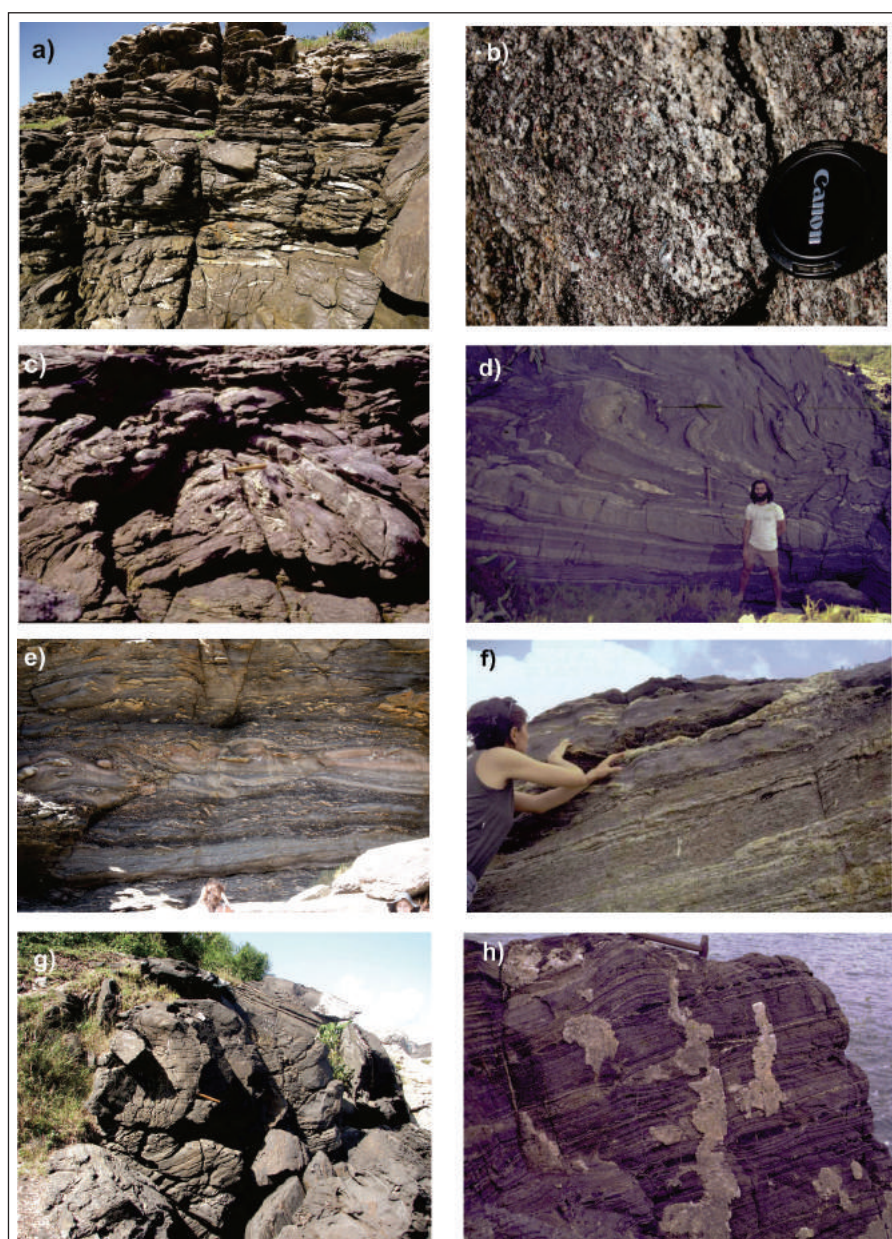


Figura 5.8 – Aspectos de campo das rochas do Grupo Búzios-Palmital. a) cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisses pelíticos; c), d) e e) intercalações de rochas calcissilicáticas nos paragneisses; f), g, e h) níveis de granada anfibolitos.

destas unidades. Intercalações subordinadas de granada-quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos, com espessuras centimétricas, também foram mapeadas junto aos paragnaisses.

Os anfíbolitos ocorrem como corpos tabulares com espessuras variando entre poucos centímetros até dezenas de metros, como nas exposições do costão norte da Praia de Geribá, em Búzios, e na Praia do Forte em Cabo Frio (Figura 5.8). A mineralogia das rochas anfíbolíticas é composta por plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio (diopsídio) e proporções variáveis de granada a biotita. Minerais opacos, zircão, titanita e rutilo são minerais acessórios frequentes. Localmente ocorre actinolita nas bordas de hornblenda, sugerindo retrometamorfismo. Em algumas ocorrências, observam-se camadas centimétricas de coloração esverdeada, ricas em diopsídio. Níveis de hornblendito maciço e de granada clinopiroxenito ocorrem como camadas centimétricas, frequentemente boudinadas, nas camadas de anfíbolito. Os primeiros são constituídos basicamente por hornblenda, e em menor proporção plagioclásio e diopsídio, enquanto que os últimos são constituídos basicamente por granada e diopsídio, com proporções menores de hornblenda. Lentes leucossomáticas trondjemíticas, com melanossomas ricos em anfíbólios, ocorrem nas rochas anfíbolíticas, sugerindo também fusão parcial *in situ*.

Rochas calcissilicáticas ou gnaisses, com composição calcissilicática, ocorrem ainda intercaladas nos paragnaisses desta unidade. Aparecem tanto como lentes centimétricas, frequentemente boudinadas, como em camadas mais espessas, podendo chegar a dezenas de metros, como nas enseadas das praias Brava e do Forno, no Cabo dos Búzios (Figura 5.8). Apresentam bandamento composicional interno, com níveis mais esverdeados, ricos em diopsídio, e níveis mais claros de quartzo-feldspáticos. Sua mineralogia é dada por diopsídio, granada, hornblenda, biotita, plagioclásio, K-feldspato, quartzo e escapolita. Apatita, zircão, rutilo e minerais opacos (ilmenita predominantemente) são minerais acessórios frequentes. Actinolita e clorita aparecem nas bordas dos cristais de diopsídio e hornblenda. Camadas centimétricas de granada clinopiroxenitos também ocorrem nestas rochas.

Já o Grupo ou Sucessão Palmital aflora na base do Terreno Cabo Frio, na região entre as localidades de Ponta Negra (Maricá) e Sampaio Correa (Saquarema) (Figura 5.1). Também é constituída predominantemente por paragnaisses aluminosos, sendo que o sillimanita-granada-biotita gnaisse é o litotipo mais frequente. Sua mineralogia é idêntica aos paragnaisses do Grupo Búzios, com exceção de

cianita, que não foi encontrada nos afloramentos dessa unidade. Intercalações centimétricas de rochas calcissilicáticas e granada quartzitos também foram descritas.

Schmitt *et al.* (2003) reportaram idades U-Pb (SHRIMP) de zircões detriticos do Grupo Palmital que indicam fontes arqueanas (ca. 2,5 Ga), paleoproterozoicas (ca. 2,0 Ga) e possivelmente neoproterozoicas (ca. 1,0 Ga e 800-600 Ma). A posição geográfica dessas sequências, sua constituição litológica (metapelitos, meta-carbonatos e metabasaltos), bem como os dados geocronológicos, sugerem deposição em bacia retroarco neoproterozoica, relacionada ao Arco Magmático Rio Negro (Heilbron e Machado, 2003).

Dados geoquímicos dos anfíbolitos intercalados nesta unidade apontam para protólitos derivados predominantemente de basaltos de fundo oceânico (N e E-MORB) ou de rochas toleíticas de arco (IAT). Idades TDM de ca. 1,0 Ga limitam a idade de sedimentação desta bacia no Neoproterozoico, com contribuição do Arco Rio Negro.

Já o fechamento desta bacia é marcado pela Orogênese Búzios Ma, de idade cambriana (ca. 520 Ma), com base em datações de leucossomas dos paragnaisses do Grupo Búzios, bem como nos interceptos inferiores de ortognaisses do embasamento, Complexo Região dos Lagos, conforme indicam os dados U-Pb de Zimbres *et al.* (1990) e Schmitt *et al.* (2004).

5.10 - SÍNTESE COMPARATIVA ENTRE AS UNIDADES METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZOICAS

As unidades metassedimentares neoproterozoicas ocorrem em todos os terrenos da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro. Os dados geocronológicos disponíveis, até o momento, permitem uma análise comparativa preliminar entre as unidades quartzíticas presentes nestas sequências. A análise dos histogramas sintéticos da figura 5.9, indicam claramente o contraste na assinatura da proveniência dos Grupos Andrelândia e Raposo, Terreno Ocidental, bem como do Grupo Paraíba do Sul, com forte assinatura de fontes paleoproterozóicas e raros zircões arqueanos, do Grupo São Fidelis, Terreno Oriental, com predominância de zircões mesoproterozoicos, indicação de fontes arqueanas, e zircões derivados do Arco Rio Negro. Esses dados indicam que ambos os terrenos, Ocidental e Paraíba do Sul, são derivados da paleoplaca do São Francisco, desmembrada no Neoproterozoico; enquanto que o Terreno Oriental possui derivação de fontes predominantemente mesoproterozoicas (África) e do arco neoproterozoico em construção.

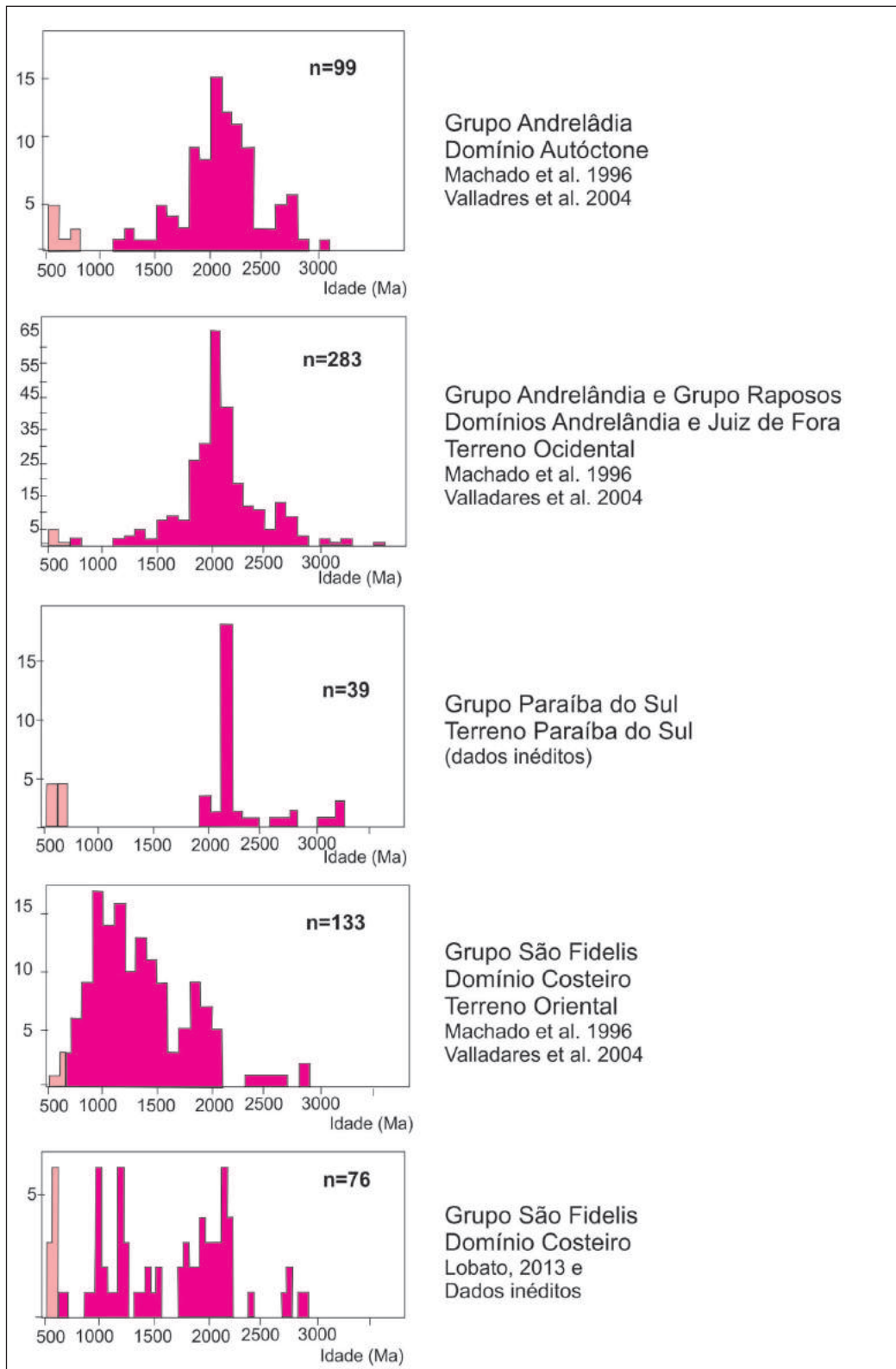


Figura 5.9 – Análise comparativa de estudos de proveniência em zircões detríticos das unidades metassedimentares neoproterozoicas da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro.

6 - ARCOS MAGMÁTICOS NEOPROTEROZOICOS

6.1 - INTRODUÇÃO

Os recentes avanços no conhecimento da geologia regional do interior fluminense permitiram cartografar e caracterizar arcos magmáticos neoproterozoicos, representados pelas suítes Serra da Prata, Serra da Bolívia e Trajano de Moraes e pelo Complexo Rio Negro (Figura 6.1). A geocronologia

de precisão nestas unidades estabeleceu intervalos temporais para esse magmatismo: ca 800 Ma, Suíte Serra da Prata; 630-600 Ma, Complexo Rio Negro, e 600-590 Ma, Suíte Serra da Bolívia. A Suíte Trajano de Moraes, apesar de não ter seu magmatismo datado, apresenta composição litológica e química compatível com rochas de arco pré-colisional e foi incluída nessa geração de magmatismo.

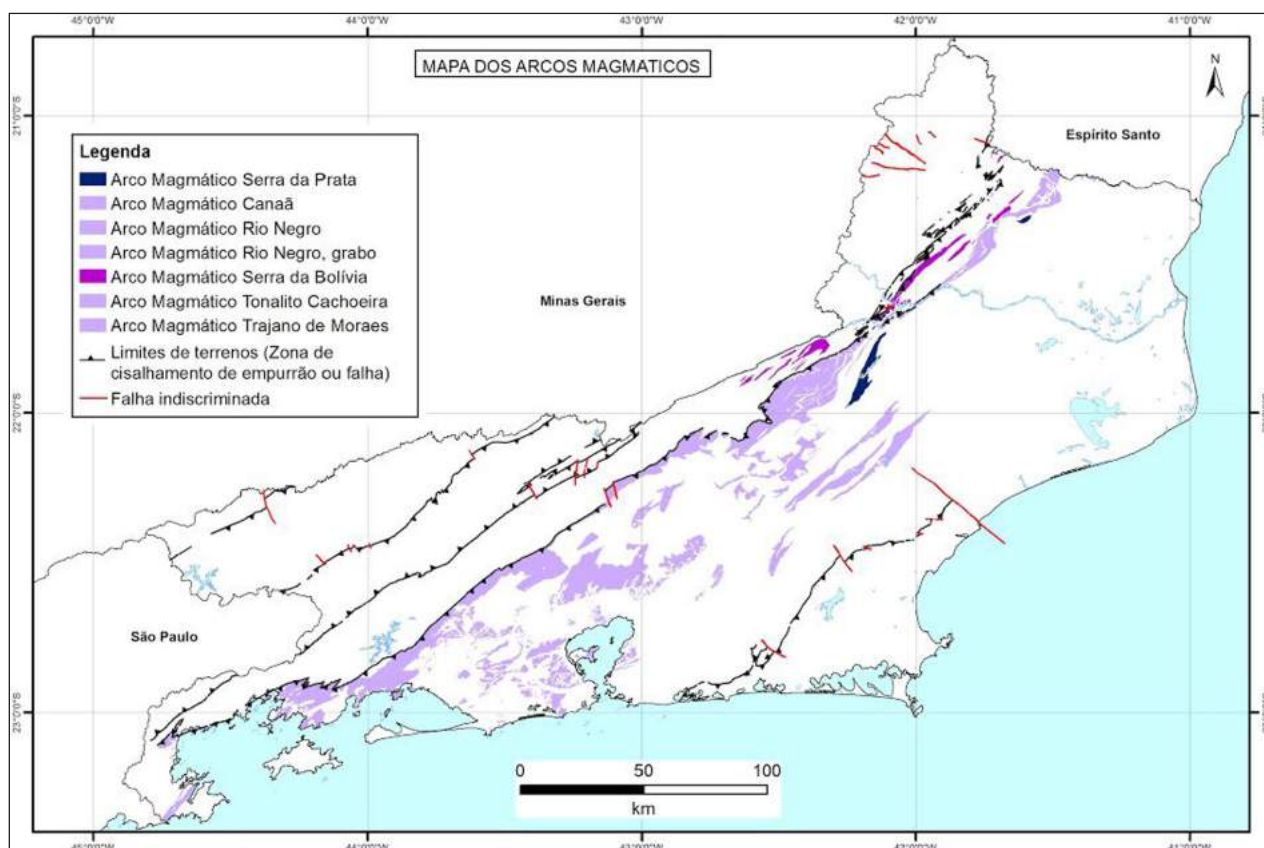


Figura 6.1 – Distribuição dos corpos dos arcos magmáticos neoproterozoicos no estado do Rio de Janeiro.

6.2 - SUÍTE SERRA DA PRATA (NP12Y1sp)

No Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro a Suíte Serra da Prata está distribuída em duas faixas (Figura 6.2). A maior e mais espessa delas se encontra em núcleo de sinclinal fechado, com traço axial com mais de 30 km de extensão, entre Macuco e Itaocara. A outra faixa, menor, está situada ao norte de Italva, e circunscrita ao núcleo de um sinclinal aberto, com traço axial que não excede 5km de extensão.

As rochas desta unidade foram descritas inicialmente por Pinto *et al.* (2006) ao norte de Italva (RJ). O hornblenda-biotita gnaiss de composição granodiorítica com finas intercalações

de anfibolito (Figura 6.3a) foi interpretado como uma associação vulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito e com migmatização associada. A sequência, que aflora no núcleo de um sinclinal, foi então posicionada na porção superior do Grupo Italva, unidade metassedimentar que ocorre na região serrana fluminense (Machado Filho *et al.*, 1984; Tupinambá *et al.*, 2007).

O caráter plutônico da unidade foi destacado por Peixoto & Heilbron (2010), que descreveram uma faixa de cerca de 30 km de extensão entre as cidades fluminenses de Macuco e Itaocara. Nela ocorre um hornblenda-biotita gnaiss mesocrático, contendo 40% de minerais máficos, entre biotita e hornblenda. A predominância de plagioclásio sobre

feldspato potássico e o teor de quartzo classifica o protólito plutônico do gnaiss entre quartzo-diorito, tonalito e granodiorito. São encontradas localmente faixas de biotita leucognaiss granítico, com relações intrusivas com o gnaiss predominante (Figura 6.3b). Enclaves anfibolíticos finos de tamanho e forma variada foram também descritos na unidade. Heilbron *et al.* (2012a) ratificaram a posição superior da Unidade Serra da Prata no Grupo Itálva e seu caráter plutônico, reservando a possibilidade de uma origem metavulcânica. A migmatização das rochas da unidade gera leucossomas ricos em hornblenda neoformada, confirmando o caráter do magmatismo metaluminoso (Heilbron *et al.*, 2012a).

A idade do magmatismo foi obtida por Heilbron *et al.* (2012b) em hornblenda-biotita gnaiss da sequência. As análises foram feitas pelo método U-Pb/LA_ICPMS em zircões límpidos, de cor rosada e hábito prismático. No total de 35 análises realizadas 75 % foram concordantes. A idade de cristalização magmática foi obtida em 23 medidas com razão Th/U maior que 0,1 que forneceram a idade média concordante de 861 ± 34 Ma. A idade do metamorfismo foi calculada através da média de três zircões com razão Th/U menor que 0,1, com idade concordante de $601 \pm 2,5$ Ma. Esta última idade se sobrepõe à idade metamórfica obtida para o Grupo Itálva por Heilbron & Machado (2003).



Figura 6.2 – Distribuição dos corpos da Suíte Serra da Prata (em azul) entre as cidades de Macuco e Itálva (RJ). O corpo maior tem cerca de 30 km de extensão, e o menor, 5 km. Imagem orbital de alta resolução Geoeye obtida do Google Earth® em 19/1/2014.



Figura 6.3 – Aspectos de afloramento da Suíte Serra da Prata: a) lâminas anfibolíticas na localidade-tipo a Norte de Itálva; b) bandas intrusivas de biotita leucognaiss granítico em hornblenda-biotita gnaiss a norte de Cantagalo.

6.3 - COMPLEXO RIO NEGRO (NP23Y1rn)

O Complexo Rio Negro (CRN) representa o magmatismo de arco de maior espessura e extensão areal no estado do Rio de Janeiro (Figura 6.4). No litoral sul fluminense aflora em costões rochosos com atitude subvertical. Na região serrana encontra sua maior expressão e mergulha com baixo ângulo

para noroeste por baixo do Limite Tectônico Central. Na região noroeste fluminense volta a apresentar mergulho subvertical até ser limitado por contato basal de baixo ângulo de mergulho para sudeste, com as rochas do Terreno Ocidental. Corpos gabroicos isolados são encontrados no Complexo Rio Negro e alguns foram representados no Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro.

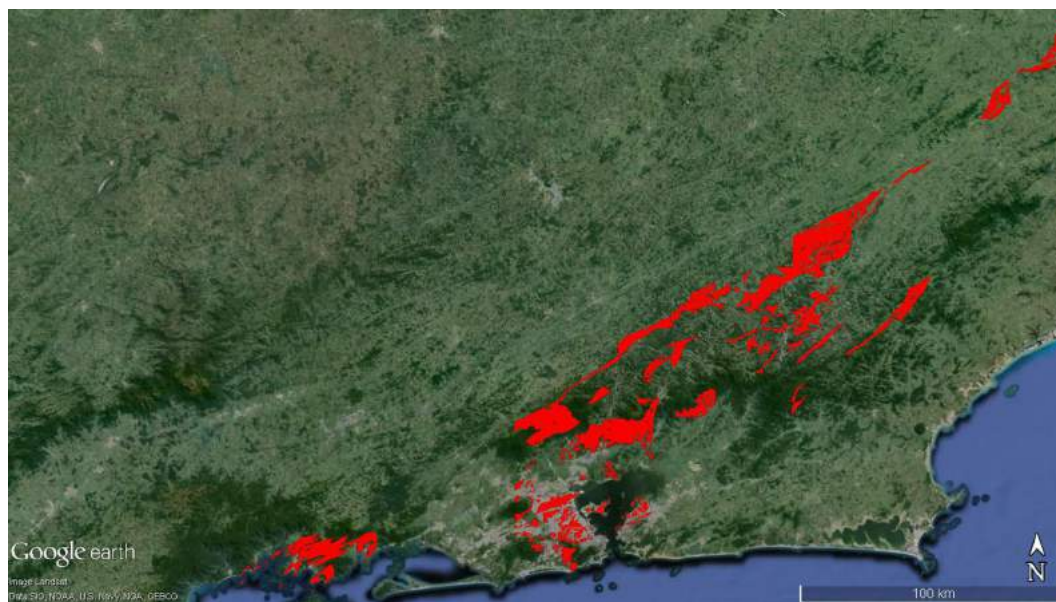


Figura 6.4 – Distribuição dos corpos do Complexo Rio Negro (em vermelho) no estado do Rio de Janeiro. Imagem orbital Landsat obtida do Google Earth® em 20/1/2015.

A Unidade Rio Negro foi proposta inicialmente por Matos *et al.* (1980) no alto curso do Rio Negro, próximo à Cantagalo, para incluir gnaisses bandados anfíbolíticos associados a gnaisses graníticos. Foi redefinida por Tupinambá *et al.* (1996) como um conjunto ortoderivado representante de um arco magmático (Complexo Rio Negro, CRN) constituído por ortognaisses e granitoides (diorito, tonalito gnaisse, leucogranito e gnaisse porfiroide), fracamente deformados e com diversas feições de injeção entre si. Posteriormente, verificou-se que os gnaisses de composição granítica cortavam as demais rochas e não pertenciam às séries magmáticas reconhecidas através da litogeoquímica, e foram, portanto, excluídas do Complexo Rio Negro (Tupinambá, 1999).

As rochas ígneas plutônicas do CRN foram submetidas a pelo menos dois picos metamórficos e a várias fases de deformação plástica. Suas rochas, portanto, são gnáissicas e apresentam texturas macro e microscópicas de recristalização metamórfica em fácies anfíbolito. Na descrição petrográfica de suas séries magmáticas, porém, adotou-se a nomenclatura de Streckeisen (1976) sem adicionar o termo "gnaisse", para simplificar a integração entre dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Ao longo da larga distribuição areal do CRN é possível perceber uma variação longitudinal entre as rochas de séries magmáticas diferentes. Na região

sul fluminense e até a altura da região metropolitana do Rio de Janeiro, ocorre uma série magmática com baixo teor de quartzo (quartzo-monzodiorito a quartzo monzonito), passando a granodiorito e granito (Fernandes, 2001, Tupinambá *et al.*, 2012). Os quartzo-monzodioritos a quartzo monzonitos são rochas de grão fino a médio, pouco foliadas, geralmente cortadas por uma rede de veios aplíticos. São compostas por biotita, hornblenda e titanita, com predomínio de plagioclásio sobre microclina. Zonamento ígneo primário é encontrado em cristais maiores de plagioclásio e o quartzo ocorre somente em espaços intergranulares. O granodiorito é uma rocha gnáissica inequigranular, cinza e mesocrática, com megacristais de microclina deformados (textura *augen*) em uma matriz fina contendo hornblenda e biotita, além de plagioclásio e quartzo (Figura 6.5a). Enclaves centimétricos a métricos de quartzo-diorito são comumente associados ao granodiorito. Texturas migmatíticas são comuns no granodiorito, com geração de leucossoma grosso de composição granítica. O granito da série tem grão fino a médio. Com partes aproximadamente iguais de quartzo, plagioclásio e microclina, a fase máfica existente é a biotita. Apesar de pouco foliado, apresenta textura granoblástica ao microscópio.

As rochas desta série possuem um caráter calcio-alcálico de alto-K (Tupinambá *et al.*, 2012). Contém teores elevados em K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MgO ,

elementos de alta energia de ligação (Y, Nb), U, Th e Zr. Apresentam maiores razões Zr/Nb e La/Yb do que as rochas da série de média a baixo K do CRN. A distribuição dos elementos de Terras Raras desta série evidencia um alto grau de fracionamento e uma fraca anomalia negativa de Európio. O elevado fracionamento da série também fica evidente pelo espalhamento da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.2 to 2.98). As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas da série se espalham por baixos valores a valores elevados, indicando uma grande variação na contaminação crustal durante o magmatismo (Tupinambá *et al.*, 2012).

A série com maior distribuição areal é encontrada entre as regiões serrana e noroeste fluminense. É composta por quartzo-diorito, tonalito e granodiorito-trondhjemitó, e descrita inicialmente por Tupinambá (1999) e Tupinambá *et al.* (1996, 2000) na região serrana fluminense. O quartzo diorito é uma rocha melanocrática fina, com foliação incipiente. É constituído por hornblenda, biotita, plagioclásio (oligoclásio) e quartzo intergranular, com titanita e apatita como minerais acessórios. A presença de plagioclásio eudral e cristais isolados de hornblenda e biotita paralelas ao fluxo são consideradas como texturas ígneas relictas. O tonalito

é a rocha mais comum da associação e se encontra entrecortado por quartzo-diorito, em textura de mescla magmática (Figura 6.5b). É mesocrático, de grão grosso e apresenta textura mosqueada, com aglomerados planares de hornblenda e biotita. Enclaves máficos microgranulares são frequentemente encontrados na matriz do tonalito. Os tonalitos sódicos (trondhjemitos) são encontrados em bandas gnáissicas leucocráticas de grão médio, de ocorrência restrita. O granodiorito é uma rocha de grão grosso, meso a leucocrática. Apresenta textura semelhante a do tonalito, com agregados de hornblenda e biotita alinhados ao longo da foliação. Apresenta, além do plagioclásio subedral, microclina e ortoclásio na matriz. Titanita é o mineral acessório.

Em termos geoquímicos, a série se caracteriza como calcioalcalina de médio-K (Tupinambá *et al.*, 2012). Em diagramas de Harker, estas rochas exibem teores elevados de Ca e Co, e percebe-se que a série ainda poderia ser subdividida em dois subgrupos de acordo com diferentes caminhos de evolução magmática. Os trondhjemitos se destacam nos diagramas $\text{Na}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$. A maioria das rochas da série apresenta fracionamento elevado de elementos de Terras Raras e anomalia negativa de Európio,

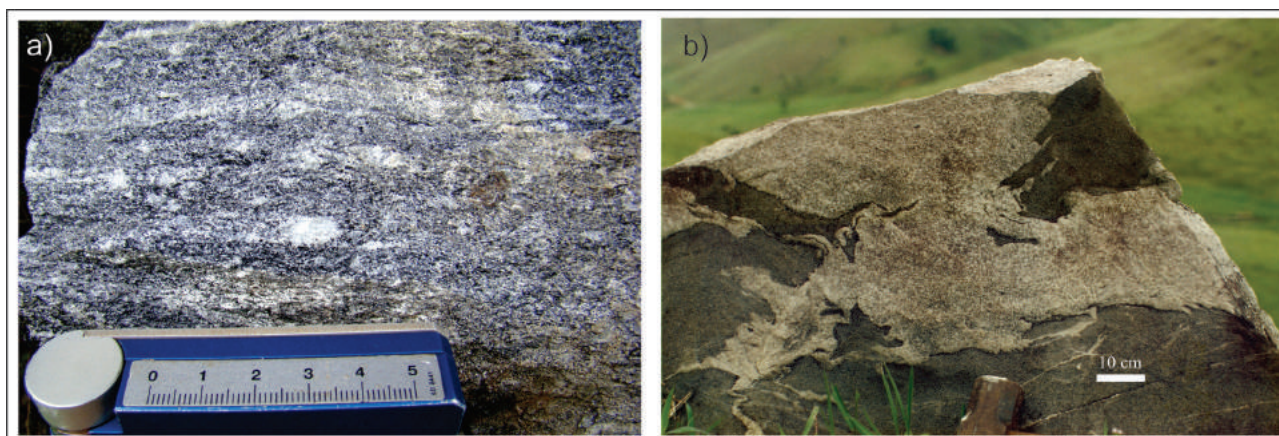


Figura 6.5 – a) Gnaisse granítico com porfiroblastos de microclina da série de alto-K do Complexo Rio Negro, corte da rodovia BR-101, Angra dos Reis (RJ); b) Quartzo diorito melanocrático e tonalito mesocrático em mistura magmática, série de médio-K do Complexo Rio Negro, Duas Barras (RJ).

embora em um subgrupo da série não ocorra tal fracionamento. A ausência de fracionamento ígneo ou metamórfico relevante nesta série é confirmada pela baixa razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (< 1.0). As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentam valores mantélicos (< 0.705) predominando sobre valores crustais ($0.705 < x < 0.710$). O caráter juvenil do magmatismo da série é observado em razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, com baixos valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ (Tupinambá *et al.*, 2012).

A idade de cristalização de rochas do CRN foi obtida por Tupinambá *et al.* (1998) em gnaisse tonalítico em Duas Barras (634+/-10 Ma, U-Pb TIMS em zircão). Heilbron e Machado (2003) obtiveram mais duas idades através do mesmo método: 633+/-5

Ma em gnaisse tonalítico em Laranjais e 790 +/-3 Ma em diorito na cidade do Rio de Janeiro. Tupinambá *et al.* (2012) dataram uma amostra de composição granítica próximo a Itaipava; uma amostra diorítica em Pedro do Rio e outra amostra granodiorítica em Além Paraíba, através do método U-Pb TIMS em zircão, obtendo, idades, respectivamente, de 607 Ma, 590+/- 9Ma e 626-643 Ma.

6.4 - ROCHAS METABÁSICAS DO COMPLEXO RIO NEGRO (NP23Yrngb)

Numerosos corpos metabásicos, de composição gabrótica a diorítica, são encontrados

em meio à rochas do Complexo Rio Negro, como em Amparo (Ludka & Wiedemann 1997) e Rio Grandina, Duas Barras (Tupinambá 1999) e Bom Jardim (Tupinambá *et al.* 2012). A maioria deles tem a forma de soleira com espessuras que podem atingir centenas de metros, intercaladas em tonalitos e trondhjemitos do CRN. A rocha predominante é um hornblenda gabronorito com megacristais de biotita e hornblenda, com exsoluções de minerais opacos. Clino e ortopiroxênio ocorrem no interior dos megacristais de hornblenda. Plagioclásio (andesina) apresenta arranjo antipertítico e zonamento magmático. A apatita é o mineral acessório comum. Alguns corpos gabroicos mostram texturas cumuláticas, e o material intercumulus é composto por quartzo, plagioclásio e ortopiroxênio.

As rochas básicas apresentam anomalias em sua composição (Ludka & Wiedemann, 2002) e também variam entre os corpos. Possuem, em geral, caráter toleítico, mas podem apresentar caráter transicional a alcalino (Tupinambá *et al.*, 2012).

6.5 - SUÍTE SERRA DA BOLÍVIA (NP3Y1sb)

A Suíte Serra da Bolívia está distribuída em numerosos corpos plutônicos gnaissificados entre Carmo e a divisa com o estado do Espírito Santo (Figura 6.6). Os maiores corpos estão situados entre Carmo e Aperibé, onde está situada a Serra da Bolívia. Entre Aperibé e Bom Jesus do Itabapoana, rochas desta suíte são encontradas em corpos menores e estiradas entre as numerosas zonas de cisalhamento da região.

Esta suíte plutônica gnaissificada compreende pelo menos duas séries magmáticas: uma incluindo quartzo-diorito a granodiorito e outra com baixo

teor em quartzo com monzogabro, monzodiorito, monzonito e sienito (Heilbron *et al.*, 2013). Variedades de rochas gabroicas grosseiras (gabronorito, gabro e leucogabro) ocorrem como lentes decamétricas entre as rochas da suíte (Figura 6.7a).

Na série quartzo-diorito, monzogabro/monzodiorito a granodiorito, o mineral máfico comum a todos os termos da série é a hornblenda. Como acessórios ocorrem titanita, zircão e allanita. Os dioritos e quartzo dioritos são mesocráticos, de granulação fina ou grossa e textura equigranular (predominante) ou porfirítica. Monzodioritos e monzogabros ocorrem com aumento do teor em microclina e baixa concentração de quartzo. Até este ponto da série as rochas são finas, com domínios homogêneos e domínios migmatíticos, com lentes de leucossoma e melanossoma paralelas à foliação regional. A textura gnáissica é bem marcada nos granodioritos do final da série, chegando a ocorrer foliação milonítica no contato basal da suíte. Os granodioritos são mesocráticos, de granulação média a grossa, com biotita e hornblenda em agregados minerais ou dispersos na matriz (Heilbron *et al.*, 2012a).

A série com baixo conteúdo em quartzo contém rochas mesocráticas de grão médio a grosso, em geral porfiríticas, com megacristais de microclina e cristais maiores de hornblenda, classificados como monzodiorito e quartzo monzodiorito. Variedades contendo ortopiroxênio e feldspato esverdeado foram classificadas como mangeritos, equivalentes a charnockíticos de quartzo-monzonitos.

Os tipos graníticos da Suíte Serra da Bolívia são o monzogranito, quartzo-monzonito e quartzo-sienito (Heilbron *et al.*, 2012a). São rochas acinzentadas, leucocráticas, de granulação grossa, com forte textura



Figura 6.6 – Distribuição dos corpos da Suíte Serra da Bolívia (em roxo) entre as cidades de Carmo e Bom Jesus do Itabapoana (RJ). Imagem orbital Landsat obtida do Google Earth® em 19/1/2014.

gnáissica e megacristais de feldspato tabular. O mineral máfico é a biotita, não ocorrendo hornblenda, e granada ocorre ocasionalmente. Ocorrem enclaves máficos surmicáceos (ricos em biotita).

Nos corpos situados mais ao norte, no limite entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, a migmatização da Suíte é avançada, gerando metatexitos com leucossoma contendo hornblenda (Figura 6.7b). São também encontrados diatexitos, alguns em fácies granulito, contendo enclaves de anfíbolito, rochas metaultramáficas e hornblenda e biotita gnaiss (Duarte *et al.*, 2012).

A caracterização geoquímica das rochas da Suíte Serra da Bolívia (para a região entre Itaocara e Carmo) foi feita por Heilbron *et al.* (2012b, 2013). Com base na distribuição dos elementos de terras raras, foram reconhecidas três séries subalcalinas e uma série transicional a alcalina, com assinatura shoshonítica. Os autores denominaram de CA1, 2 e 3 as séries subalcalinas, todas caracterizadas como metaluminosas: CA1 - série calcialcalina de alto-K, rica em álcalis e deficiente em sílica, com teor elevado em ETR leves e reduzida anomalia de Európio; CA2 - série calcialcalina de alto-K e rico em sílica, com fracionamento elevado em ETR pesados e anomalias significativas de Európio. As duas séries contêm tonalito, granodiorito e granito; CA3 - grupo de médio-K, da série cálcica, com baixos teores de ETR leves, anomalias positivas de Európio; contém gabro, tonalito e granodiorito. A série shoshonítica, denominada de SH, tem alto teor de K, teores muito elevados de ETR leves e fracionamento significativo em ETR pesadas, além de anomalia negativa de Európio; contém quartzo-diorito, monzodiorito, quartzo-monzonito e quartzo-sienito.

O posicionamento das amostras das séries subalcalinas (incluindo as rochas básicas) em diagramas tectônicos demonstra ambientação em arco magmático. As rochas da série shoshonítica sugerem ambiente de arco maduro a continental. Dados isotópicos de Nd de Heilbron *et al.* (2013) forneceram uma moda de idades modelo de extração

de manto empobrecido (Tdm) entre 1,72 Ga e 2,04 Ga, com ϵ_0 entre -8 e -12, indicando uma componente de contaminação crustal no magmatismo ou um tempo de residência crustal relativamente elevado.

A idade do magmatismo da Suíte Serra da Bolívia foi determinada em quatro amostras por Heilbron *et al.* (2013): 596 ± 5 Ma, U-Pb TIMS zircão de hornblenda gabronorito, série CA3; 590 ± 6 Ma, SHRIMP zircão de leucogabro; 591 ± 4 Ma SHRIMP zircão de tonalito; 574 ± 4 Ma, SHRIMP zircão de monzonito.

6.6 - SUÍTE TRAJANO DE MORAIS (NP3Y1tr)

O corpo principal dessa suíte tem cerca de 48 km na direção N45E, com largura, em mapa, entre 0,8 e 4km e passa na área urbana de Trajano de Moraes. Corpos menores estão situados a oeste e sudoeste, em direção à Nova Friburgo (Figura 6.8).

Esta suíte apresenta dois tipos litológicos principais, antes reunidos por Sad & Dutra (1988) nas unidades Trajano de Moraes (gnaisses ricos em biotita) e Crubixais (granitos leucocrático e hololeucocráticos). De acordo com as descrições feitas por Almeida *et al.* (2012), Gerales *et al.* (2012) e Tupinambá *et al.* (2012), as rochas da suíte podem ser divididas em dois grupos, um contendo dioritos e tonalitos, e outro contendo granitos e granodioritos. A migmatização incipiente é presente em grandes domínios da suíte, com formação de leucossoma tonalítico a granítico fino a grosso, disposto em bandas ou em arranjo ptigmático. O melanossoma contém biotita e/ou anfibólio (Gerales *et al.*, 2012).

Os dioritos da unidade são melanocráticos, foliados, de grão fino, com megacristais de hornblenda e biotita (Figura 6.9a). A biotita predomina sobre hornblenda, e o conjunto de minerais máficos chega a 45% em volume modal, o que explica o alto teor de potássio da rocha (Tupinambá *et al.*, 2012). 43 a 53% de plagioclásio (andesina) e quartzo anedral (2 a 8%) formam a matriz da rocha. Agregados de hornblenda,

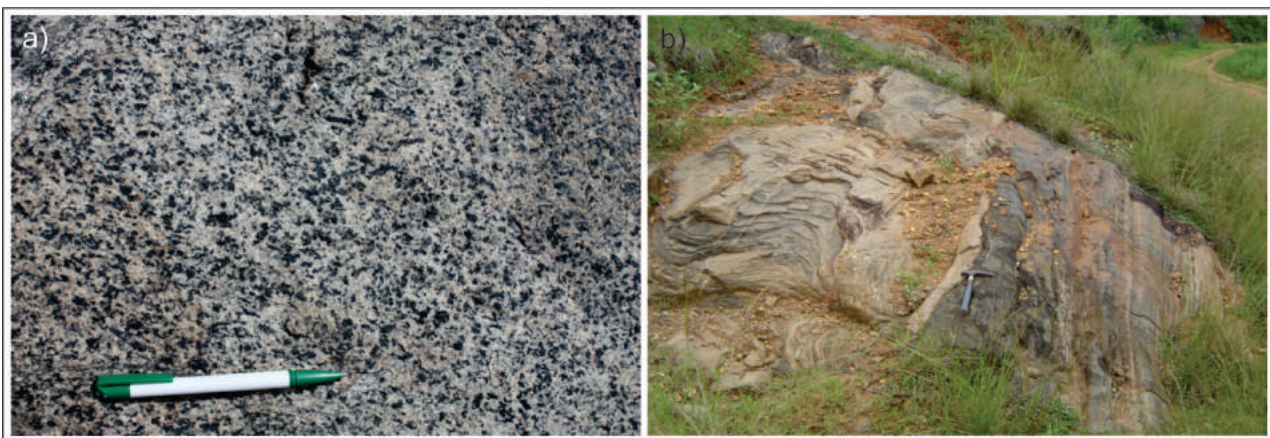


Figura 6.7 – a) Aspectos de afloramento da Suíte Serra da Bolívia: leucogabro de grão grosso, ponto THE-18 datado por SHRIMP em zircão, corte da RJ-160 próximo a Santa Rita da Floresta (RJ); b) Hornblenda gnaiss migmatítico entre Italva e Itaperuna (RJ).

biotita e minerais opacos anedrais são comuns. O mineral acessório é a apatita. O plagioclásio ocorre saussuritizado e a biotita pode estar cloritizada.

No outro grupo de rochas da suíte está o allanita sieno- a monzogranito fino a grosso (Geraldes *et al.*, 2012). Estas rochas estão presentes em quase todos os afloramentos como diques ou soleiras (Figura 6.9b). O sienogranito é composto por quartzo (30 a 40%), microclina (30%), ortoclásio (7 a 10%), 10% de plagioclásio (andesina), biotita (8 a 13%) e allanita (1 a 3%). O quartzo é anedral, límpido e com extinção ondulante e pode ocorrer como inclusão em feldspatos. O plagioclásio encontra-se saussuritizado. Zircão, titanita e apatita são os minerais acessórios.

O elevado conteúdo em álcalis, demonstrado em diagramas de Harker, classifica as rochas da suíte na série alcalina a calcialcalina shoshonítica (Tupinambá *et al.*, 2012). A série é expandida, com termos básicos, intermediários e ácidos, com uma lacuna maior na parte intermediária (Geraldes *et al.*, 2012). Com exceção de alguns termos básicos e ácidos, a maioria das rochas da série é classificada como alcalina. A distribuição dos elementos de Terras Raras demonstra que o grupo das rochas graníticas apresenta um fracionamento elevado entre elementos leves e pesados e anomalia acentuada de Európio (positiva ou negativa), o que o diferencia do grupo de rochas básicas e intermediárias (Geraldes *et al.*, 2012; Tupinambá *et al.*, 2012).



Figura 6.8 – Distribuição dos corpos da Suíte Trajano de Morais (em rosa) entre as cidades de Nova Friburgo e Trajano de Morais (RJ). Imagem orbital Landsat obtida do Google Earth® em 19/1/2014.

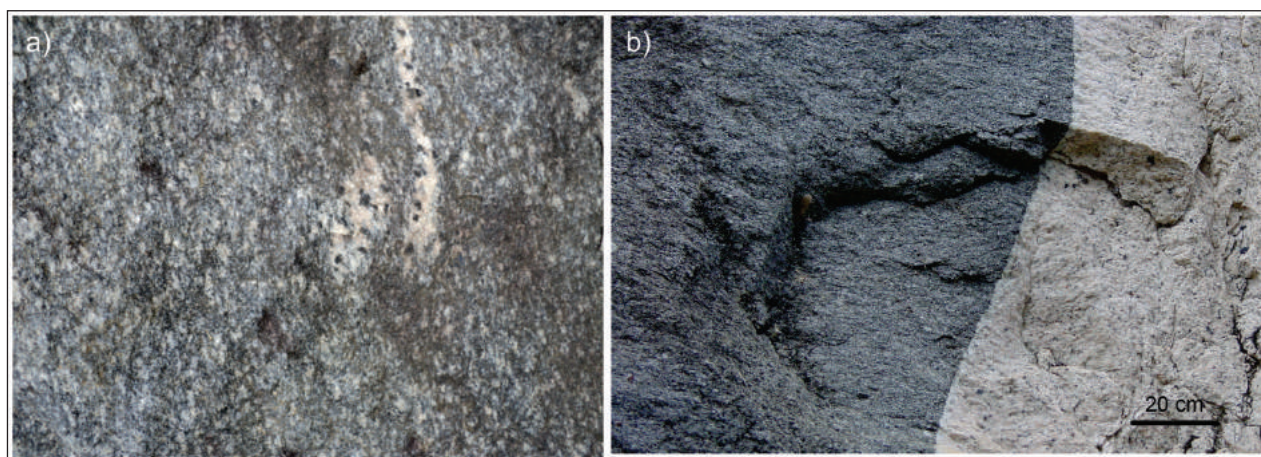


Figura 6.9 – a) Afloramento de diorito cortado por veios leucossomáticos com hornblenda, Suíte Trajano de Morais; b) Afloramento de allanita-quartzo sienito leucocrático em contato com diorito, Suíte Trajano de Morais.

7 - MAGMATISMO SIN A TARDI-COLISIONAL NEOPROTEROZOICO

Uma diversidade de corpos de rochas magmáticas, gerados durante as etapas sin e tardicolisionais da Orogênese Brasileira, afloram em todos os terrenos da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro (Figura 7.1). Esta variedade de rochas granitoides neoproterozoicas a cambrianas, podem

ser agrupadas em 4 conjuntos distintos relacionados à três etapas da convergência do Orógeno Ribeira: a) sin-colisionais anatóticos; b) sin-colisionais intrusivos ou híbridos; c) tardicolisionais neoproterozoicos; d) tardicolisionais cambrianos com deformação incipiente.

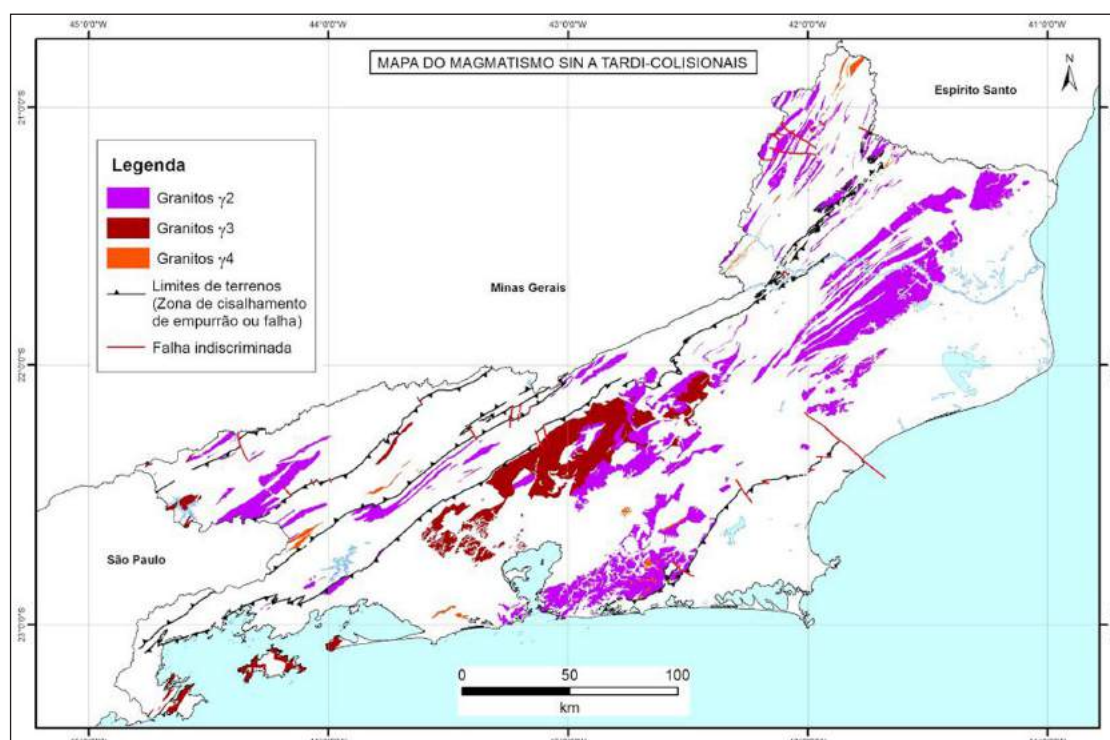


Figura 7.1 – Mapa com a distribuição dos corpos magmáticos sin a tardicolisionais da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro. Observa-se uma variação de trama protomilonítica, com porfiroclastos de feldspatos de 1 a 2 cm e fitas de quartzo, a uma textura milonítica com porfiroclastos de 0,5 cm e fitas de quartzo, até um charnockito ultramilonítico, sem porfiroclastos e com fitas de quartzo formando planos e um bandamento tectônico bem definido.

7.1 - SUÍTE MARANGATU (NP3Y2mg)

Anteriormente incluída nos ortogranulitos paleoproterozoicos do Complexo Juiz de Fora, a Suíte Marangatu foi reinterpretada e individualizada como uma unidade neoproterozoica. Esta suíte encontra-se inserida no Domínio Superior do Terreno Ocidental aflorando, especialmente, na região do noroeste fluminense no limite com Minas Gerais, como nos municípios de Santo Antônio de Pádua, Miracema, Lages do Muriaé, Itaperuna, entre outros (Heilbron *et al.*, 2013). A Suíte Marangatu comercialmente é conhecida como "Pedra Madeira", utilizada como uma rocha ornamental, principalmente, para fins de revestimento. A região de Santo Antônio de Pádua é

um importante polo de extração e comercialização da "Pedra Madeira", onde ocorrem diversas pedreiras.

Esta suíte compreende faixas estreitas e alongadas de direção NE-SW de rochas charnockíticas miloníticas, encaixadas em rochas enderbíticas (ou charnoenderbítica) do Complexo Juiz de Fora. Este charnockito milonítico é uma rocha leucocrática a hololeucocrática de coloração que varia desde o verde (dada por feldspatos), rosa (dada por K-feldspato), branco e amarelo (devido ao processo de alteração intempérica). Apresenta granulometria média a grossa, com cristais de feldspato de dimensões entre 0,5 e 2 cm, além de cristais de quartzo e piroxênio visíveis na escala macroscópica (Figura 7.2a). Biotita e hornblenda ocorrem como minerais máficos subordinados, enquanto

zircão, allanita e monazita são minerais acessórios (Heilbron *et al.*, 2012).

7.2 - COMPLEXO GRAMINHA (NP3r2cg)

O Complexo Graminha aflora como um extenso corpo lenticular de direção NE-SW na região do sul fluminense, entre Rio Claro, Mangaratiba e Passa Três, encaixada nos metassedimentos do Grupo Andrelândia, no Domínio Superior do Terreno

Ocidental. Compreende hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos, localmente com ortopiroxênio, e lentes de gnaisses bandados e rochas máficas. Ainda com origem indefinida, o Complexo Graminha pode ser interpretado como gerado pela fusão parcial dos granulitos do Complexo Juiz de Fora. Duas frações de zircões forneceram idades de ca. 589 e ca. 532 Ma, interpretadas por Machado *et al.* (1996) como idades de cristalização e metamorfismo, respectivamente.

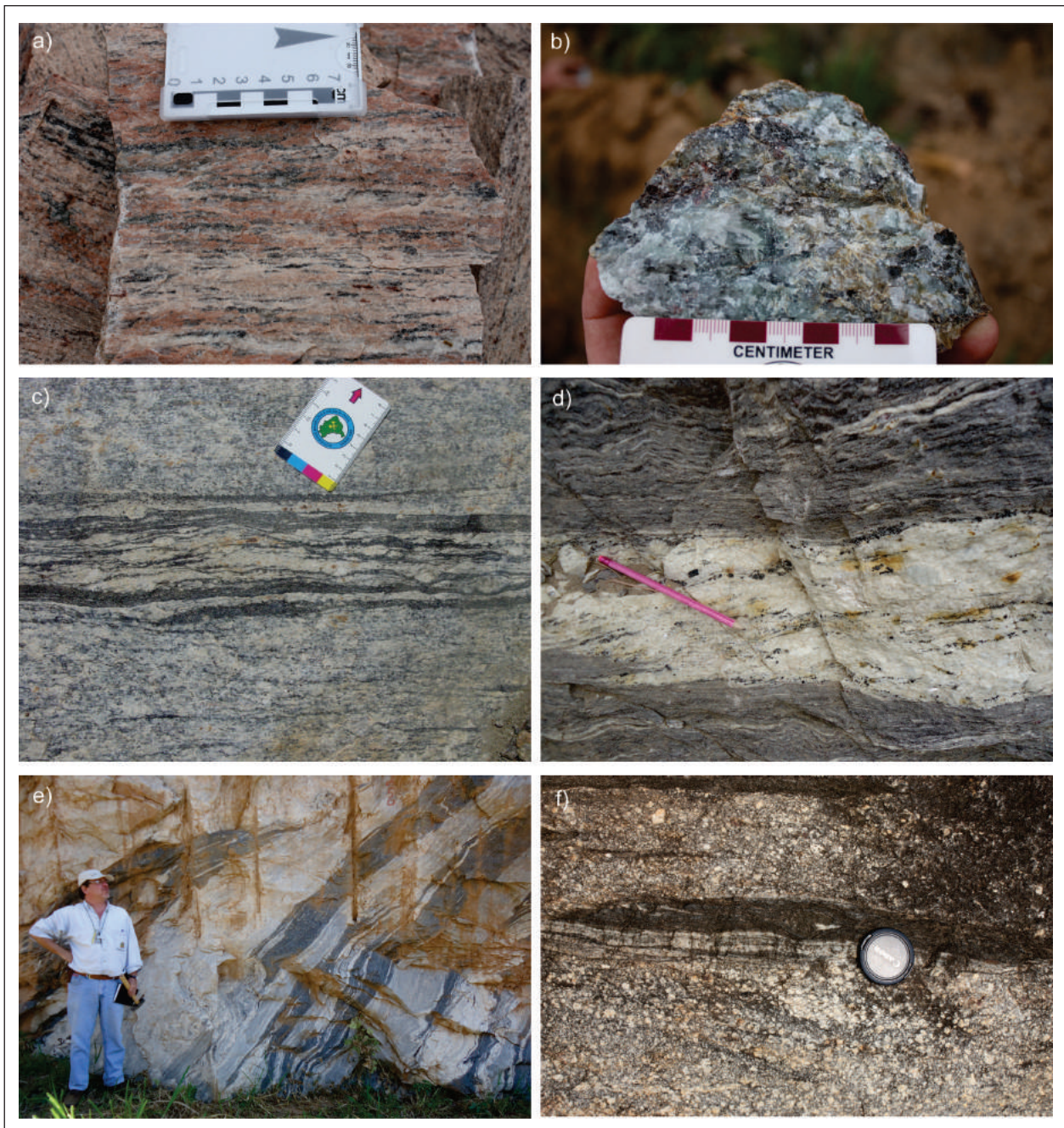


Figura 7.2 – a) Leucocharnockito milonítico da Suíte Marangatu (“Pedra Madeira”); b) Granada charnoenderbita da Suíte Salvaterra; c) Leucognaisses a leucocharnockitos da Suíte São João do Paraíso com enclaves de paragnaisses; d) Turmalina-muscovita leucogranitos foliados em paragnaisses do Grupo Paraíba do Sul; e) Leucogranito gnaisses no Complexo Rio Negro; f) Granito porfíroide foliado da Suíte Rio Turvo com enclaves de anfibolitos.

7.3 - GRANITOIDES SIN-COLISIONAIS ANATÉTICOS (NP3Y2)

7.3.1 - Suíte Bananal (NP3Y2bn) e Suíte Serra da Concórdia (NP3Y2sco)

Estas suítes ígneas correlatas ocorrem como diversos corpos lenticulares de dimensões variadas localizados nas proximidades dos municípios de Valença, Barra do Pirai, Barra Mansa (RJ) e Bananal (SP), nas folhas geológicas 1:100.000 Volta Redonda (Suíte Bananal) e Barra do Pirai (Suíte Serra da Concórdia). Constituem (granada)-biotita gnaisses ricos em porfiroblastos de K-feldspato (2-5 cm), imersos numa matriz biotítica, encaixados de modo concordante nas rochas do Terreno Paraíba do Sul. Esses granitos foliados possuem enclaves de rochas supracrustais (paragnaisses, calcissilicáticas e gonditos), *schlierens* biotíticos, por vezes com granada e/ou sillimanita, e mantém contatos gradacionais com os paragnaisses encaixantes. Estas características sugerem que estes granitos foram gerados pela fusão parcial dos paragnaisses pelíticos e psamíticos do Grupo Paraíba do Sul (Eirado Silva *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2007).

7.3.2 - Granito Campo Alegre (NP3Y2ca2)

O Granito Campo Alegre aflora como corpos alongados de direção NE-SW, sendo um de dimensão batolítica, encaixados nas rochas metassedimentares do Grupo Embu (Terreno Paraíba do Sul), na região dos municípios de Resende e Barra Mansa, próximo ao limite com o estado de São Paulo. Compreende um granito foliado, porfirítico, com cristais de K-feldspato de até 8cm, dispersos em uma matriz rica em biotita, quartzo, plagioclásio e, subordinadamente, granada e hornblenda. Monazita, zircão, titanita e opacos ocorrem como minerais acessórios. Análises modais indicam uma composição variável entre granito e álcalifeldspato granito. Além da fácies porfirítica, ocorrem, subordinadamente, níveis de leucogranito equigranular foliado de granulação média. O Granito Campo Alegre apresenta enclaves lenticulares de paragnaisses, xistos pelíticos e rochas calcissilicáticas, apresentando, por vezes, contatos gradacionais com os metassedimentos encaixantes. Isto indica ser um granito do tipo-S, produto da fusão dos paragnaisses xistosos do Grupo Embu (Eirado Silva *et al.*, 2006).

7.3.3 - Granito Resgate (NP3Y2re)

A ocorrência do Granito Resgate compreende corpos alongados de direção NE-SW que afloram no Terreno Paraíba do Sul, na região entre Barra Mansa, Volta Redonda (RJ) e Bananal (SP). Basicamente, compreende uma granada-turmalina-biotita-muscovita gnaisse xistoso leucocrático, de composição granítica (Figura 7.2d). Representa um granito tipo-S, intrusivo nos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul. O Granito Resgate apresenta-

se bastante deformado e no campo aparece como uma rocha xistosa, rica em mica branca, quartzo, feldspato, e sempre com turmalina.

7.3.4 - Granito Cassorotiba (NP3Y2cst)

Compreende um corpo granítico de forma alongada e dimensões batolíticas, inserido no Terreno Oriental, que aflora nos municípios de Niterói, São Gonçalo, Maricá e Itaboraí, que foi denominado de Granito Cassorotiba por Penha (1997). Suas melhores exposições ocorrem no Morro da Peça em Itaipuaçu e na Serra de Itaocaia (Maricá). Este granito-gnaisse está alinhado segundo a direção NE-SW, apresentando fácies porfirítica e/ou porfiroblástica, foliação penetrativa dobrada que os caracterizam como granitoide sintectônicos. Uma possível origem do Granito Cassorotiba seria a partir da fusão dos metassedimentos do Grupo São Fidélis.

7.3.5 - Suíte Cordeiro (NP3Y2co)

A Suíte Cordeiro foi descrita originalmente por Barbosa & Grossi Sad (1985) como Gnaisse Granitoide do Complexo Rio Negro. Outros autores como e Silva & Cunha (2001) denominaram estes gnaisses de "Leucogranito Serra do Paquequer" e juntamente com Grossi Sad *et al.* (1982b) já descreveram essa suíte como fácies do Batólito Serra dos Órgãos. Tupinambá *et al.* (1996) passaram a individualizá-la e a incluí-la no Complexo Rio Negro devido às suas relações intrusivas, geoquímicas e geocronológicas (Tupinambá, 1999).

A Suíte Cordeiro ocorre ao longo de uma faixa de direção NE que se estende desde a cidade do Rio de Janeiro, Região Serrana até o Noroeste Fluminense. Quase sempre é bordejada pelo Complexo Rio Negro e localmente é ocupada por larga intrusão da Suíte Serra dos Órgãos e por grandes corpos de granitos do magmatismo Cambro-Ordoviciano. Bons afloramentos ocorrem na região dos municípios de Cordeiro, Bom Jardim e Nova Friburgo.

Afloram como soleiras ou diques intrudidos no Complexo Rio Negro, de composição de granodiorítica a granítica, por vezes tonalíticos. Tem índice de cor leucocrático, granulometria média, textura homófona e frequentemente apresenta *schlieren*, enclaves microgranulares e granulares de hornblenda gabro (Figura 7.2e). Soleiras podem ocorrer nos metassedimentos do Grupo Raposo como bandas pegmatoides, por vezes com textura gráfica e contatos concordantes. Outro modo de ocorrência são *stocks* em metassedimentos. Em geral, são homogêneos, pouco foliados, hololeucocráticos de composição variando de granito à alcalifeldspato granito.

Apesar da variedade dos litotipos, predomina o gnaisse leucocrático a hololeucocrático, de granulometria média a grossa, com foliação fraca a bem desenvolvida marcada pela orientação de biotita e fitas de quartzo. Um arranjo nebulítico

é percebido quando a rocha se encontra pouco deformada evidenciando sua origem anatética. A composição mineralógica da Suíte Cordeiro é dada por feldspato potássico (microclima predominante e o ortoclásio), plagioclásio, quartzo, biotita e a muscovita, que pode ocorrer como mineral primário. Ocorre ainda sillimanita, granada e, localmente, hornblenda. Os minerais acessórios comuns são a apatita, allanita, zircão, magnetita, além de outros minerais opacos. Os minerais de alteração são a sericita, carbonatos e óxidos. Texturalmente a rocha é equigranular granoblástica, com a maior parte dos grãos mostrando forma subédrica. A composição varia de sienogranito a granodiorito. Os litotipos que contêm muscovita primária e sillimanita evidenciam o caráter aluminoso destas rochas, classificados como granada-biotita-muscovita granitos foliados (Tupinambá *et al.* 2012).

7.3.6 - Suíte Salvaterra (NP3Y2ck)

Os granitoides da Suíte Salvaterra foram descritos na região de Juiz de Fora (MG) por Duarte *et al.* (2000, 2003) e Tupinambá *et al.* (2003) como corpos tabulares, de grande extensão, alongados e paralelos a foliação regional NE-SW. Este plutonito encontra-se inserido nas unidades do Terreno Ocidental (Domínios Superior e Inferior), aflorando, principalmente, nas áreas próximas ao limite com o estado de Minas Gerais, nos vales dos rios Paraíba do Sul e Muriaé.

A Suíte Salvaterra abrange um conjunto de rochas esverdeadas charnockíticas a enderbítica, geralmente com granada e levemente peraluminosa. Os granada charnockitos, granada charnoenderbitos e granada enderbites da Suíte Salvaterra são rochas leucocráticas, de coloração ora esverdeada (com ortopiroxênio) ora esbranquiçada (sem ortopiroxênio), granulação média a grossa, estrutura maciça a gnaissificada e textura granular (localmente porfirítica) a granoblástica (localmente porfiroblástica – Figura 7.2b). Os pórfiros/porfiroblastos observados são de K-feldspato, quartzo e granada. Localmente, textura protomilonítica ou milonítica é observada. Sua composição mineralógica é dada por: plagioclásio, ortoclásio (+ microclina, quando milonítico), quartzo, granada, biotita, ortopiroxênio, mineral opaco, zircão, apatita, allanita e hornblenda, quando milonítico (Duarte *et al.*, 2012).

Sua constituição modal aponta para composições que variam desde charnockíticas a enderbíticas, sendo essas últimas as dominantes. Contêm enclaves de rochas metassedimentares (calcissilicáticas, paragnaisses pelíticos), anfíbolitos e de ortogranulitos (enderbitos bandados, charnoenderbitos e charnockitos), interpretados, respectivamente, como pertencentes aos Grupos Andrelândia e Raposo, e ao Complexo Juiz de Fora. Essas feições sugerem que este magmatismo está relacionado à fusão parcial, principalmente do conjunto metassedimentar, com contribuições de

ortognaisses granulíticos, ou seja, são interpretadas como granitoides tipo-S e híbridos. Idades de corpos semelhantes datados na região de Juiz de Fora (MG) situam-se no intervalo entre 585 e 570 Ma.

7.3.7 - Suíte São João do Paraíso (NP3Y2spck)

Originalmente, esse conjunto foi considerado como parte das Unidades Vista Alegre e São João do Paraíso (Costa *et al.*, 1978a) e, posteriormente, como leucocharnockito São João do Paraíso (Tupinambá, 1993a). De uma forma geral, compreende leucocharnockitos/leucogranulitos charnockíticos a enderbíticos verdes e leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos branco a rosados. Esta suíte ígnea ocorre na região norte-noroeste fluminense, inserida no Domínio Cambuci (Terreno Paraíba do Sul) e seus corpos maiores localizam-se na porção basal desse domínio, junto ao contato com as rochas do Terreno Ocidental.

Os corpos plutônicos desta unidade têm estrutura diatexítica, dada pelo predomínio de porções leucossomáticas sobre aquelas meso e melanossomáticas e pela presença de estruturas prévias (foliações, bandamentos) descontínuas e rompidas e de enclaves de rochas de composições variadas e refratárias, como, por exemplo, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas, metaultramáficas e granada-biotita gnaisses.

As rochas da Suíte São João do Paraíso são leucocráticas, predominantemente homogêneas, de granulometria média a grossa, estrutura maciça e textura granoblástica (dominante) a porfiroblástica, cujos porfiroblastos de granada e/ou K-feldspato atingem dimensões de até 5cm. Consistem de uma matriz quartzo-feldspática, geralmente com granada (e ortopiroxênio), comumente isotrópica, com *schlieren* e agregados máficos (biotita + granada), caracterizando as porções melanossomáticas (Figura 7.2c). Sua constituição mineralógica é dada principalmente por: ortoclásio, microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio (raro), hornblenda, zircão, mineral opaco, sillimanita; muscovita e clorita são fases secundárias. O ortopiroxênio ocorre apenas nas composições charnockíticas a enderbíticas, enquanto que a granada pode estar localmente ausente (Duarte *et al.*, 2012).

Enclaves centimétricos a decimétricos de granada-biotita gnaiss, biotita gnaiss, anfíbolito (hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e mineral opaco), rocha calcissilicática (diopsídio, granada, plagioclásio, quartzo, mineral opaco, flogopita, hornblenda; muscovita e clorita secundários), mármore e rocha metaultramáfica (metapiroxitos com ortopiroxênio, clinopiroxênio e carbonato; anfíbolio, ortopiroxênio e plagioclásio) são rochas comuns em associação à Suíte São João do Paraíso. Tupinambá (1993a) dividiu, de acordo com a natureza dos enclaves, os diatexitos da Suíte São João do Paraíso em três subtipos: diatexito

com predominância de enclaves máficos; diatexito com predominância de enclaves de biotita gnaiss finamente bandado; e diatexito com enclaves de (sillimanita)-granada-biotita gnaiss semelhante àquele do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. Com base nos dados apresentados, as rochas dessa suíte foram interpretadas como resultantes da cristalização de magma gerado pela fusão parcial, em graus variados, dos gnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

7.3.8 - Suíte Rio Turvo (NP3Y2rt)

Originalmente descrito por Ruiz *et al.* (1983) e depois por Machado *et al.* (1989), na região do médio vale do rio Paraíba do Sul (Barra Mansa, Volta Redonda, Quatis, Barra do Piraí), o Granito Rio Turvo abrange corpos graníticos do tipo-S encaixados nos metassedimentos. Almeida *et al.* (1993), Heilbron (1993) e Valladares (1996) ampliaram o estudo deste conjunto em termos cartográfico, tectônico e isotópicos descrevendo a suíte como leucogranitos peraluminosos do tipo-S, sintectônicos a fase de deformação principal.

A Suíte Rio Turvo é representada por ortognaisses cujo modo de ocorrência são corpos lenticulares de diversas dimensões intrudidos em gnaisses dos Grupos Andrelândia e Raposas. São granada-biotita gnaisses de granulometria grossa, foliação descontínua marcada por agregados de biotita envolvendo megacristais arredondados de feldspato potássico (Figura 7.2f). Os cristais de K-feldspato podem chegar a 8cm englobados em uma matriz rica em biotita, quartzo, plagioclásio, K-feldspato, granada e, ocasionalmente, muscovita. Os minerais acessórios são zircão, apatita, monazita e opacos. Análises modais indicam uma composição variável entre granito e alcalifeldspato granito.

Comumente ocorrem enclaves de paragnaisses, rochas calcissilicáticas e quartzitos. O contato da suíte Rio Turvo com os paragnaisses dos Grupos Andrelândia e Raposo é gradacional e, além disso, observa-se forte blastese de feldspatos caracteristicamente ovalados nos paragnaisses encaixantes. A idade U-Pb obtida em monazita é de 579 ± 2 Ma sendo interpretada como idade de cristalização. A idade de intrusão foi interpretada como a idade de pico do metamorfismo associado à deformação principal do Orógeno Ribeira (Heilbron,1993).

7.3.9 - Suíte Morro do Escoteiro (NP3Y2me)

A Suíte Morro do Escoteiro ocorre como corpos lenticulares descontínuas, de pequena extensão e orientação NE-SW, dentro das unidades Macuco e Serra da Prata do Grupo Itálva, próximo a Macuco (RJ). É uma rocha de cor esbranquiçada, de granulometria fina a grossa e textura homogênea. A ausência de foliação é consequência da escassez de minerais micáceos, inferiores a 10%. Sua mineralogia

é composta por K-feldspato e quartzo, microclina, plagioclásio formando porfiroblastos, biotita xenomorfa e muscovita sem orientação preferencial. O material de alteração é a clorita e a sericita, e o mineral acessório mais comum é o zircão. A textura da rocha é geralmente inequigranular (Peixoto & Heilbron, 2010; Heilbron *et al.*, 2012).

7.3.10 - Leucognaisses do Domínio Costeiro (NP3Y2lgnco)

Diversos corpos plutônicos metamorfizados e foliados ocorrem no Domínio Costeiro do Terreno Oriental distribuídos em faixas de direção NE-SW. O conjunto de maior expressão areal está representado pelas Suítes Desengano e Bela Joana (Rêgo, 1989) que englobam gnaisses porfiríticos e charnockitos porfiríticos.

A rocha predominante é o ortopiroxênio-biotita granito porfirítico, foliado, com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, que atingem até 8 cm. Em geral, nas proximidades destes litotipos, ocorrem numerosos corpos de leucogranitos, mais ou menos foliados, e muitas vezes também com coloração esverdeadas (leucocharnockitos). Estes granitoides possuem idades entre 580 e 560 Ma, e são interpretados como representantes do magmatismo sincolisional deste setor do orógeno Ribeira (Almeida *et al.*, 2012).

7.3.11 - Leucognaisse do Domínio Andrelândia (NP3Y2lgn)

Diversos corpos graníticos anatéticos foliados ocorrem distribuídos em faixas de direção NE-SW, aflorando no interior do Grupo Andrelândia na região da Serra da Mantiqueira, no sudoeste do estado do RJ. A rocha predominante é o granada-biotita leucogranito foliado (leucognaisse).

7.4 - GRANITOIDES SIN-COLISIONAIS INTRUSIVOS OU HÍBRIDOS (NP3Y2)

7.4.1 - Suíte Imbé (NP3Y2im)

Os granitoides foliados da Suíte Imbé ocorrem como corpos de dimensões variadas na Serra do Mar na região entre Cachoeiras do Macacu, Nova Friburgo e Trajano de Moraes. Bons afloramentos estão situados na área urbana de Nova Friburgo e em cortes da rodovia RJ-166 (entre Cachoeiras do Macacu e Mury).

O principal litotipo da Suíte Imbé é um biotita gnaiss mesocrático, de grão grosso a médio, e texturalmente, pela presença de megacristais de feldspato subedrais, com faces ígneas preservadas. Texturas equigranulares, de granulação grossa e foliação descontínua são também comuns. A classificação petrográfica das amostras da Suíte Imbé reflete a diversidade composicional deste gnaiss, cuja composição varia de tonalítica a granítica.

Texturas próprias de rochas granitoides do tipo I e do tipo S coexistem. Em relação à fonte magmática primária (tipo I), são descritos: megacristais isolados de hornblenda anedral a subedral; biotita em megacristais, em alta concentração, em cristais isolados ou em aglomerados na foliação; megacristais de plagioclásio (andesina) subedral, ortoclásio e microclina e raros megacristais de plagioclásio (labradorita) antipertítico; allanita subedral, apatita, titanita, zircão em cristais euedrais. Quanto à fonte metassedimentar, encontra-se enclaves de: granada-biotita gnaisse e quartzitos; granada em cristais límpidos e sillimanita fibrolita em bandas biotíticas; megacristal subedral de muscovita; cristais isolados e arredondados de zircão (Tupinambá *et al.*, 2012).

7.4.2 - Complexo Tingui (NP3Y2tg)

Esta unidade aflora, principalmente nos municípios de Itaboraí, Tanguá e Rio Bonito, nas folhas Itaboraí e Folha Cabo Frio (1:100.000), em contato tectônico com as rochas do Grupo Palmital (ao sul), do Complexo Região dos Lagos (a leste) e do Grupo São Fidélis (a Noroeste). A foliação do Complexo Tingui de direção NNE-SSW de alto mergulho é concordante com as unidades encaixantes. Os contatos com os paragneisses do Grupo São Fidélis são gradacionais. O Complexo Tingui compreende um biotita-granada gnaisse porfiroblástico, com bandamento incipiente e textura granolepidoblástica, composto de porfiroblastos de K-feldspato e plagioclásio de até 2 cm de tamanho e matriz rica em biotita. A granada também é um mineral comum e, pontualmente, pode ocorrer sillimanita. Apresenta, geralmente, textura protomilonítica a milonítica, com estiramento dos feldspatos e do quartzo (Schmitt *et al.*, 2012).

Observa-se também, lentes de granada leucognaisse com bandamento fino e forte estiramento mineral, variando de espessura desde centimétricas até métricas (também pertencente ao Complexo Tingui). Essas porções poderiam representar leucossomas oriundos de fusão da unidade metassedimentar, sendo que a maioria dos afloramentos encontra-se muito alterada. Os contatos entre os dois litotipos são paralelos à foliação principal marcada pelos agregados minerais estirados e pela biotita. Na microscopia, constitui-se de K-feldspato, plagioclásio, biotita, quartzo e como acessórios, granada, zircão e muscovita. Os porfiroblastos são granada, plagioclásio e microclina com quartzo. A matriz é constituída por biotita, quartzo, microclina e os acessórios. Observa-se que geralmente a rocha apresenta a textura granolepidoblástica.

7.4.3 - Suíte Rio de Janeiro (NP3Y2rj)

Esta unidade originalmente conhecida como “gnaisse lenticular”, *augen gneiss*, e depois, Gnaisse Facoidal (Lamego, 1948; Hembold *et al.*, 1967), e posteriormente redefinida por Silva (2001) como

Suíte Rio de Janeiro, aflora nas cidades do Rio de Janeiro e Niterói, como por exemplo, no Pão de Açúcar, morro da Urca, Pedra do Arpoador e nos Morros do Corcovado e Dois Irmãos, na zona sul carioca (Figura 7.3a e b). Intrusiva nas rochas do Domínio Costeiro do Terreno Oriental, a Suíte Rio de Janeiro é caracterizada por um ortognaisse porfirítico, de granulometria grossa e bem foliado. Tradicionalmente este litotipo é chamado de Gnaisse Facoidal devido à sua estrutura oftálmica (*augen*) dos megacristais de microclina com formas amendoadas (3 a 7 cm) em meio a matriz granítica rica em biotita e quartzo (Figura 7.3b). Conforme a composição da encaixante, pode conter teores expressivos de granada. Os minerais acessórios incluem hornblenda, zircão, apatita, magnetita e ilmenita.

Quando pouco deformados, os megacristais apresentam-se idiomórficos (retangulares), geralmente bem orientados por fluxo magmático. Conforme a deformação dúctil aumenta, os megacristais tornam-se progressivamente amendoados e em zonas miloníticas transformam-se em porfiroclastos isolados e em finas lentes. Seu posicionamento hierárquico é interpretado como sincolisional, com sinais de deformação cristal-plástica, em que a foliação deformacional, que transforma os tabletes de feldspato em olhos, sobrepõe-se a uma foliação de fluxo magmático desenvolvida no contexto de encurtamento por cisalhamento de baixo ângulo (Valeriano *et al.*, 2012).

As datações U-Pb realizadas nesta unidade tanto no Rio de Janeiro como em Niterói, forneceram uma idade de 578 ± 19 Ma em zircão pelo método LA-ICPMS (Heilbron & Machado, 2003). As idades U-Pb mais jovens para esta unidade, reportadas por Silva *et al.* (2003) são de 559 ± 4 Ma no morro do Pão de Açúcar e 560 ± 7 Ma no morro do Corcovado.

7.4.4 - Granito Itacoatiara (NP3Y2it)

Descrito inicialmente como um corpo pertencente ao Granito Cassorotiba (DRM, 1981), foi individualizado por Penha *et al.* (2001). Ocorre como pluton alongado na direção NE-SW e aflora nas proximidades dos municípios de Niterói e Maricá. Define um relevo serrano escarpado, sendo suas melhores exposições em costões das pontas de Itaipu, Itacoatiara e Itaipuaçu, nas pedras Itaocaia e Inoã e, ainda, nas serras da Tiririca, Macaco, Camburi e Sapucaia.

O Granito Itacoatiara é leucocrático, granatífero, de composição granítica a granodiorítica e textura porfirítica dada por megacristais euédricos e subédricos de microclina (maior que 5 centímetros). Apresenta estrutura de fluxo irregular, com alinhamento NE-SW dos megacristais de microclina. Sua matriz é composta por plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, zircão e apatita. Localmente observa-se registro de fluxo turbulento, com orientação irregular dos pórfiros além da presença

de xenólitos angulosos e evidências de deformação heterogênea, que varia de incipiente a intensa, com

a presença de faixas cataclásticas e miloníticas NE-SW, principalmente, próximo às bordas do corpo.

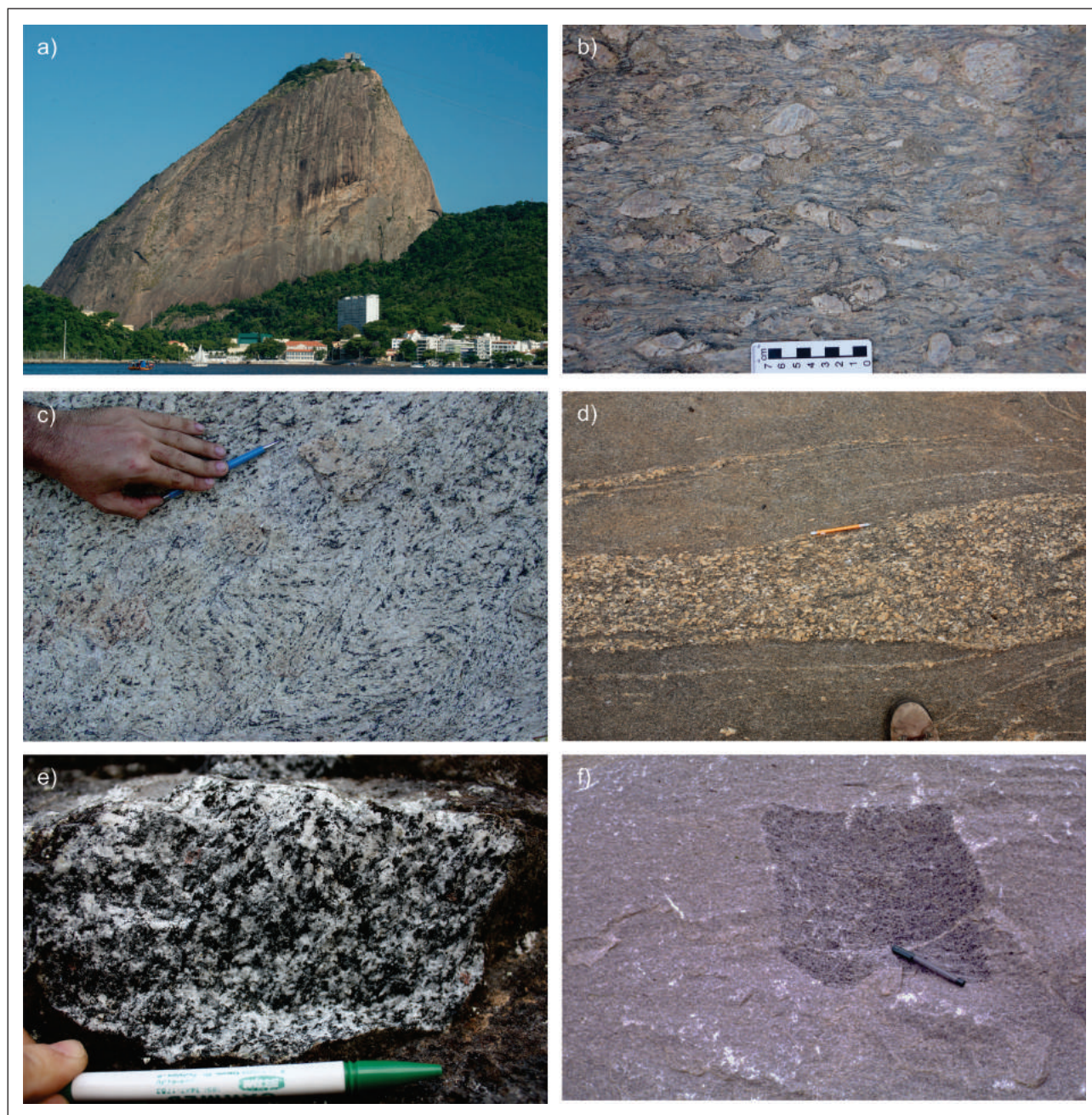


Figura 7.3 – a) e b) Granito porfirítico foliado da Suíte Rio de Janeiro (“Gnaiss Facoidal”): localidade tipo no Pão de Açúcar (a, foto Monique Cabral), e afloramento na Pedra do Arpoador, cidade do Rio de Janeiro (b); c) Granito leucocrático foliado com hornblenda da Suíte Angelim; d) Hornblenda granito milonítico e fácies porfirítica tardia da Suíte Bonfim (“Olho de Pombo”); e) Fácies com hornblenda e granada da Suíte Serra dos Órgãos; f) Leucogranito Ipiranga com enclave de diorito (tardi-colisional).

7.4.5 - Granito Serra do Piloto (NP3Y2sp)

O Granito Serra do Piloto aflora como um corpo principal alongado na serra homônima, uma porção da serra do Mar na região entre Mangaratiba e Itaguaí (Dios, 1993). Compreende um granito megaporfirítico, com variações texturais para *augen* gnaisses, semelhante ao Granito Itacoatiara, intrusivo

nos ortognaisses do Complexo Rio Negro, Terreno Oriental. Possui pórfiros de K-feldspato de até 5-7 cm, dispersos em matriz grossa rica em biotita e quartzo. A deformação deste granito é heterogênea, variando de pouco deformada até desenvolver uma foliação penetrativa e, localmente, uma textura milonítica junto ao importante contato tectônico (CTB) entre os Terrenos Oriental e Ocidental.

7.4.6 - Granito Serra do Lagarto (NP3Y2sl) e Granito Pedra Selada (NP3Y2ps)

Os granitos Serra do Lagarto e Pedra Selada foram originalmente descritos por Heilbron (1993) nos arredores de Pedra Selada, Município de Resende (RJ), e na serra do Lagarto a Norte de Carlos Euler (MG). Correspondem a corpos alongados na direção NE-SW intrusivos tanto nos ortognaisses do embasamento (Complexo Mantiqueira), quanto nas rochas da cobertura metassedimentar do Grupo Andrelândia, no Domínio Inferior do Terreno Ocidental. Esses corpos graníticos sustentam as escarpas e picos elevados desta porção da serra da Mantiqueira, no limite entre os estados do RJ e MG, incluindo o pico da Pedra Selada.

Compreendem granitos porfiríticos cuja matriz é rica em biotita podendo conter menor proporção de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Os megacristais de K-feldspato são subédricos com até 12 cm de comprimento. Dentre os minerais máficos pode haver biotita e hornblenda. Titanita, zircão, apatita e allanita são fases acessórias frequentes (Heilbron, 1993; Junho *et al.*, 1999). Texturalmente há a predominância de um fabric planar ou linear, interpretado como resultante de fluxo magmático sob *stress*, contemporâneo à deformação principal. Ocorrem lentes quartzo dioríticas e enclaves máficos ricos em anfibólio contendo fenocristais de plagioclásio, em matriz equigranular tonalítica com biotita, hornblenda, titanita, apatita, allanita e zircão.

Os dados químicos indicam que os granitos compreendem uma suíte calcioalcalina de alto-K, com característica metaluminosa a fracamente peraluminosa. 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.*, 2006).

7.4.7 - Complexo Serra de São Pedro (NP3Y2pe)

O Complexo Serra de São Pedro aflora no norte fluminense, inserido no Terreno Oriental. É constituído principalmente por ortognaisses mesocráticos, de coloração cinza a verde escuro, granulação média a grossa, por vezes porfirítico. A mineralogia principal dessa suíte é composta de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, hiperstênio, biotita e, localmente, hornblenda e granada. Minerais opacos e zircão ocorrem como minerais acessórios. A presença de ortopiroxênio indica ter sido metamorfozizado em fácies granulito. A xistosidade presente é suave e dada pela orientação das biotitas e quartzo. Geralmente estas rochas ocorrem com texturas migmatíticas e apresentam leucossomas centimétricos ricos em granada e, subordinadamente, com ortopiroxênio. É comum a ocorrência de enclaves de rochas metagabroicas de espessuras decimétricas a métricas, além de enclaves de rochas calcissilicáticas (Nogueira *et al.*, 2012).

7.4.8 - Suíte Angelim (NP3Y2ang)

A Suíte Angelim inicialmente descrita por Batista *et al.* (1978), Silva *et al.* (1978) e Rego (1979), ocorre como faixas NE-SW no Terreno Oriental na região do norte fluminense. É constituída predominantemente por (granada)-hornblenda-biotita granito a tonalito foliado, variavelmente gnaissificado, intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis. As rochas da Suíte Angelim são mesocráticas de cor cinza escura, de granulação média a grossa e variam de isotrópica a foliada (Figura 7.3c). O bandamento composicional é comum, sendo formada pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas ricas em biotita e hornblenda. Esse bandamento composicional pode ser de natureza metamórfica e/ou migmatítica e encontra-se localmente dobrado, o que indica fusão parcial anterior à fase de deformação principal. Os leucossomas contêm, geralmente, granada e/ou hornblenda de granulometria grossa e os melanossomas ocorrem em níveis centimétricos e enriquecidos em biotita, granada e/ou hornblenda. Quando cisalhadas, as rochas dessa suíte apresentam textura milonítica. Quando porfiríticas apresentam megacristais milimétricos a centimétricos de feldspatos e hornblenda. Enclaves de rocha máfica de granulação fina composta de plagioclásio e hornblenda são comuns e em áreas de maior deformação formam bandas milimétricas descontínuas. A partir de análises microscópicas, a composição dos termos tonalíticos é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, K-feldspato (microclina) e biotita como minerais principais, bem como, zircão, titanita, apatita e minerais opacos como minerais acessórios (Duarte *et al.* 2012; Nogueira *et al.*, 2012).

7.4.9 - Suíte Desengano (NP3Y2ds)

A Suíte Desengano tem sua nomenclatura derivada de Silva *et al.* (1978), ocorrendo como corpos alongados de direção NE-SW no Domínio Costeiro do Terreno Oriental, que afloram na região entre São Sebastião do Alto, Santa Maria Madalena e São Fidélis, no norte fluminense. Esta unidade é constituída por granitos a tonalitos, porfiríticos a inequigranulares, em geral gnaissificados.

As rochas que compõem essa suíte são homogêneas, de coloração cinzenta, granulação média a grossa (eventualmente fina) e estrutura variando de isotrópica a foliada. A foliação pode ser primária, de fluxo magmático, formatada pelo arranjo dos pórfiros de feldspatos, ou metamórfica dada pela orientação das biotitas. Ocorre tanto leucossomas com granada, quanto melanossomas com biotita e granada, ambos concordantes à foliação da rocha, gerando um migmatito estromático.

Texturalmente a rocha varia de inequigranular/granoblástica a porfirítica/porfiroclástica e sua composição mineral principal é: plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, granada, mineral opaco,

zircão e apatita. Enclaves de biotita-granada gnaiss, anfíbolito e rocha calcissilicática são comuns. As rochas da Suíte Desengano são consideradas produto da fusão parcial das rochas metapelíticas do Grupo São Fidélis (Heilbron *et al.*, 2012; Nogueira *et al.*, 2012).

7.4.10 - Suíte Pedra Bonita (NP3Y2pb)

Esta unidade compreende um conjunto de rochas granitoides associadas que ocorrem, principalmente, na serra Bonita, situada ao norte de Santo Antônio de Pádua, na divisa dos estados de Minas Gerais e do Rio de Janeiro.

Compreende um hornblenda-biotita gnaiss granítico porfirítico e hornblenda-biotita granito, além de rochas enderbíticas que constituem a maior proporção desta suíte ígnea. O hornblenda-biotita gnaiss apresenta textura megaporfirítica, com K-feldspatos de até 5 cm, composição geralmente sienogranítica, e mais raramente monzogranítica. Sua textura varia de milonítica, nas bordas do corpo, a praticamente não deformada no centro, onde texturas magmáticas primárias são observadas. A mineralogia desta fácies é composta de hornblenda, biotita, K-feldspato, quartzo, plagioclásio, além dos acessórios, apatita, zircão e monazita. O hornblenda-biotita granito possui composição monzogranítica, índice de cor mesocrático e textura granoblástica levemente foliada. A sua mineralogia é idêntica a da fácies porfirítica. As rochas enderbíticas compreendem granulitos granoblásticos levemente foliados, compostos por clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, quartzo, zircão, minerais opacos e rara granada (Heilbron *et al.*, 2012).

7.4.11 - Suíte Bela Joana (NP3Y2bj)

A Suíte Bela Joana foi descrita originalmente por Silva & Ferrari (1976) como pertencente ao Complexo Charnockítico da Associação Paraíba do Sul que englobava rochas granulíticas. Batista *et al.* (1978) renomeou o conjunto para Unidade Bela Joana e Fonseca *et al.* (1998) introduziu o termo Suíte Enderbítica Bela Joana correlacionando-a ao Complexo Juiz de Fora. Rêgo (1989) a descreve como uma associação charnockítica com gabro-noritos, enderbitos e charnockitos, incluindo enclaves de leuconoritos, com predominância dos termos intermediários. Frequentemente inclui intercalações de granitoides da Suíte Desengano. A Suíte Bela Joana ocorre como corpos alongados de direção NE-SW situados no noroeste do estado do Rio de Janeiro e se estendendo para o sul do Espírito Santo.

A Suíte Bela Joana é composta por granitoides deformados embora possam ser vistas estruturas e texturas magmáticas bem preservadas com eventual superposição de deformação no estado sólido, relacionado ao caráter sintectônico da deformação regional. Os granitoides têm coloração

cinza a esverdeado, granulometria média a grossa e frequentemente porfiríticos com fenocristais de plagioclásios de até 2 cm. Sua mineralogia principal é constituída por quartzo, feldspato esverdeado, piroxênio, granada e pouca biotita. Sua textura é isotrópica a anisotrópica, apresentando, próximo aos contatos uma foliação milonítica com fitas de quartzo. Os termos mais frequentes são os tonalitos porfiríticos com variação para um charnoenderbito também porfirítico.

Ocorre também na Suíte Bela Joana um granito porfirítico foliado que faz contato com ambas as unidades descritas acima. Mostra-se fortemente deformado e rico em enclaves anfíbolíticos (Nogueira *et al.*, 2012).

7.4.12 - Complexo Anta (NP3Y2an)

O Complexo Anta foi descrito inicialmente por Pinto *et al.* (1980) e Corrêa Neto (1995), ocorrendo como corpos alongados elípticos na direção NE-SW que afloram a leste da cidade de Anta, entre Três Rios (RJ) e Além Paraíba (MG), no médio vale do Rio Paraíba do Sul. Está encaixado em paragnaisses no limite entre os Terrenos Paraíba do Sul e Ocidental.

Litologicamente predominam granitos megaporfiríticos, ocorrendo ainda sienogranitos porfiríticos de granulometria fina a média, além de granodioritos e dioritos em menor proporção. Charnockitos, charnoenderbitos e enderbitos também foram mapeados. As fácies que compreendem os hornblenda granodioritos a hornblenda granitos são caracterizadas por rochas mesocráticas, bandadas, compostas por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, além de minerais acessórios como apatita, zircão e titanita. As fácies charnoenderbito a enderbitos apresentam uma matriz fina granoblástica composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato (ortoclásio), biotita, hornblenda e hiperstênio. Os minerais acessórios são titanita, minerais opacos, zircão e traços de allanita. A faciologia formada por dioritos a quartzo-diorito é composta por rochas melanocráticas inequigranulares, contendo porfiroblastos de plagioclásio, biotita, clinopiroxênio (diopsídio) e hornblenda. O quartzo pode estar presente (Tupinambá *et al.*, 2012).

Ocorrem dois corpos principais do Complexo Anta: a) corpo Sapucaia, que apresenta a maior variação faciológica, mas com ausência dos dioritos, predominando as fácies charnoenderbito a enderbitos; b) corpo Bemposta, constituído pelas fácies quartzo-diorito e hornblenda-granodioritos, com ocorrências locais da fácies charnoenderbito a enderbitos; o corpo principal situado próximo à Anta é interrompido por uma falha de direção N60W.

7.4.13 - Granito Tombos (NP3Y2tb)

Compreende pequenos corpos de granitos foliados inseridos nos paragnaisses do Grupo

Raposo do Terreno Ocidental que afloram no norte-noroeste fluminense, especialmente na região de Porciúncula junto ao limite com o estado de Minas Gerais (municípios de Tombos e Carangola). Litologicamente predomina um leucogranito quartzofeldspático com biotita e, localmente, granada, com *schlierens* biotíticos. Podem apresentar enclaves de paragnaisses e rochas calcissilicáticas.

7.4.14 - Serra da Carioca (NP3Y2sc)

Esta unidade compreende corpos graníticos de forma alongada na direção NE-SW, alojados nos ortognaisses do Complexo Quirino, no Terreno Paraíba do Sul. O Granito Serra da Carioca aflora na serra homônima, situada entre os municípios de Barra Mansa e Rio Claro, na porção SW do estado, junto ao limite com o município de Bananal (SP). Trata-se de um hornblenda-biotita ortogneisse porfirítico, mesocrático, com fenocristais de K-feldspatos de 2 a 4 cm, ligeiro bandamento migmatítico e veios quartzofeldspáticos. Localmente, ocorrem enclaves lenticulares de rochas máficas ricas em anfibólios e biotita (Eirado Silva *et al.*, 2007).

7.5 - GRANITOIDES TARDICOLISIONAIS (NP3Y3)

7.5.1 - Suíte Serra dos Órgãos (NP3Y3sor)

A Suíte Serra dos Órgãos compreende um extenso corpo de dimensões batolíticas que aflora, principalmente, na região serrana entre Petrópolis, Teresópolis e Nova Friburgo, alojada no Domínio Costeiro do Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Figura 7.1). Foi inicialmente denominada de gnaisses granitoides da Série Serra dos Órgãos (Rosier, 1957) descritos por Ebert (1968) e Rosier (1965) como o resultado da remobilização de gnaisses arqueanos durante o Brasiliano. Delhal *et al.* (1969) e Cordani *et al.* (1973) também interpretaram os gnaisses como produto de anatexia e granitogênese sintectônica no Brasiliano, sem mencionar fontes arqueanas. O termo Suíte Intrusiva Serra dos Órgãos foi introduzido por Rosier (1965) para incluir tanto os ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro, como os granitos e granodioritos homogêneos nele intrusivo, e que compõem o Batólito Serra dos Órgãos, termo introduzido por Barbosa & Grossi Sad (1985). Machado & Demange (1994) e Grossi Sad *et al.* (1980) consideravam o Batólito Serra dos Órgãos como um típico Arco Cordilheirano, localizado em margem continental ativa com subducção oceânica.

Tupinambá (1999) confirmou que a Suíte Serra dos Órgãos é intrusiva nos ortognaisses do Complexo Rio Negro e em leucognaisses da Suíte Cordeiro. A composição é expandida de tonalítica a granítica, com caráter calcoalcalino; localmente podem ser observados enclaves de paleodiques anfibolíticos. Idades de zircões por U-Pb incluem 569 ± 6 Ma, obtida por Silva *et al.* (2003) e 559 ± 4 Ma obtida por Tupinambá (1999).

A Suíte Serra dos Órgãos inclui granodioritos e granitos com biotita e/ou hornblenda com índice de cor de meso a leucocrático, de granulação grossa e estrutura equigranular a levemente porfirítica, geralmente com uma foliação incipiente e descontínua, dada pela biotita e hornblenda, ocorrendo também granada nos termos leucocráticos (Figura 7.3). Dispõe-se na direção NE-SW, mostrando uma foliação fraca concordante à foliação principal regional das encaixantes. Também são preservadas texturas e estruturas magmáticas (Tupinambá *et al.*, 2012).

Devido às semelhanças texturais entre os gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos e do Complexo Rio Negro, a diferenciação entre os dois gnaisses no campo é difícil. Um critério petrográfico para diferenciá-los é a composição do plagioclásio. Na Suíte Serra dos Órgãos o plagioclásio apresenta uma grande variação composicional, de oligoclásio a labradorita, predominando andesina, característica que os diferencia dos gnaisses do Complexo Rio Negro. A Suíte Serra dos Órgãos se apresenta em uma série petrográfica contínua à hornblenda e à titanita, com variações tonalíticas a graníticas, predominando os termos granodioríticos.

7.5.2 - Suíte Ilha Grande (NP3Y3ig)

A Suíte Ilha Grande aflora, principalmente, na ilha homônima, no litoral sul do estado do Rio de Janeiro, encaixada no Domínio Costeiro do Terreno Oriental. Segundo Castro *et al.* (1984) e Fernandes (2001) os constituintes da Suíte Ilha Grande são corpos formados por charnockitos, charnoenderbitos e jotunitos que apresentam aspecto maciço e homogêneo, granulometria média a grossa, e foliação descontínua. Por vezes, apresentam textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato de até 3 cm. Sua trama comum é equigranular e a mineralogia é definida por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e biotita. Nos tipos menos ácidos foram encontradas hornblenda e titanita. Os minerais acessórios mais comuns são zircão, allanita e minerais opacos.

As rochas desta suíte possuem enclaves de rochas dioríticas e mostram contatos intrusivos com os ortognaisses do Complexo Rio Negro. Sua composição varia entre granítica e granodiorítica, sendo relacionada à série calcoalcalina e de caráter metaluminoso, semelhante ao Batólito Serra dos Órgãos. A Suíte Charnockítica Ilha Grande parece ser correlata aos plutons charnockíticos de Ubatuba, no litoral norte paulista, que forneceram idades TIMS U-Pb, de $541,4 \pm 9,3$ Ma (Fernandes, 2001).

7.5.3 - Granito Parati-Mirim (NP3Y3pm)

Corresponde a corpos pequenos a medianos e alongados na direção NE-SW que afloram na região de Parati, no litoral sul do estado do Rio de Janeiro. O Granito Parati-Mirim encontra-se em

contato com os ortognaisses do Complexo Rio Negro e com o Granito Parati, no Terreno Oriental. Esta unidade corresponde a um granito essencialmente quartzofeldspático, contendo biotita, além de allanita e opacos como acessórios; possui índice de cor leucocrático a hololeucocrática, granulometria média e uma foliação fraca. Localmente, apresenta *schlierens* e níveis ricos em biotita que confere um bandamento incipiente ao granito.

7.5.4 - Granito Marimbondo (NP3Y3mb)

Este granito aflora como pequenos corpos alongados na região de Visconde de Mauá e Itatiaia, na serra da Mantiqueira, próximo ao limite entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Trata-se de leucogranitos com foliação incipiente, relacionados à fusão parcial dos paragnaisses do Grupo Andrelândia, no Domínio Inferior do Terreno Ocidental.

7.5.5 - Granito Funil (NP3Y3fu)

Compreende dois corpos de forma alongada na direção NE-SW encaixados nos paragnaisses do Grupo Embu, no Terreno Paraíba do Sul. O Granito Funil aflora ao sul da Represa do Funil, no vale do rio Paraíba do Sul, na área situada entre os municípios de Resende e Itatiaia, na porção oeste do estado do Rio de Janeiro, junto ao limite com os municípios de São José do Barreiro e Areias (SP). Esta unidade trata-se de biotita granito foliado porfirítico com fenocristais de K-feldspatos euédricos a subédricos de 1 a 3 cm, matriz de granulometria média, índice de cor mesocrática e com foliação que varia de penetrativa a incipiente. Trata-se de rocha homogênea, pobre em xenólitos ou enclaves.

7.6 - GRANITOS TARDICOLISIONAIS (€1Y4)

7.6.1 - Suíte Serra do Ipiranga (€1Y4ip) e Fortaleza (€1Y4gf)

Os granitos dessas suítes são representados por plutons alongados NE-SW e diques subverticais relacionados às estruturas deformacionais tardias da Faixa Ribeira. Os corpos mais expressivos são o Granito Serra do Ipiranga (Heilbron *et al.*, 1992), que aflora próximo à cidade de Barra do Pirai (RJ), e os corpos dos Granitos Getulândia e Fortaleza (Valladares, 1996), que afloram entre as cidades de Barra Mansa e Rio Claro (RJ). Frequentemente, esses granitos estão alojados no interior do Complexo Quirino, no Terreno Paraíba do Sul.

Trata-se de rocha homogênea, consistindo basicamente de muscovita-biotita granito cinza claro, equigranular médio (Figura 7.3). Esses leucogranitos possuem uma foliação incipiente subvertical, geralmente, associados a zonas de cisalhamento da fase D3, que condicionam o posicionamento desses

corpos. O Granito Getulândia apresenta foliação NE-SW subvertical, melhor evidenciada nas bordas do corpo. Os plutons Serra do Ipiranga e Fortaleza possuem uma foliação fraca NE-SW interpretada como foliação de fluxo magmático (Heilbron e Machado, 1995; Valladares, 1996). Corpos não mapeáveis de leucogranitos ocorrem também nas imediações de Volta Redonda, Pinheiral (RJ) e Bananal (SP).

7.6.2 - Suíte Serra do Bonfim (€1Y4sb)

Esta suíte de rochas granitoides ocorre na região noroeste do estado do Rio de Janeiro na vertente SE da Serra do Bonfim (Miracema) e corresponde a uma importante variedade de rocha ornamental da região conhecida comercialmente como "Pedra Miracema" ou "Olho de Pombo".

A relação de contato com as encaixantes é claramente intrusiva nos granulitos do Complexo Juiz de Fora, bem como nos paragnaisses do Grupo Raposo. A suíte é composta por hornblenda-biotita granitos porfiríticos, com textura e conteúdo de hornblenda variáveis. Estas rochas ocorrem preferencialmente ao longo dos contatos entre as unidades do Domínio Superior do Terreno Ocidental. A mineralogia principal é formada por quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita, enquanto os minerais acessórios são allanita, opacos, zircão e apatita. Sua composição modal situa-se no campo dos sienogranitos a monzogranitos.

A foliação é definida pela orientação das fitas descontínuas e lentes de quartzo, por porfiroclastos de hornblenda e pela orientação de biotita (Figura 7.3). Enclaves com composição semelhante a rochas calcissilicáticas ocorrem como lentes no granito Olho de Pombo.

7.6.3 - Suíte Frecheiras (€1Y4fc)

Os granitos da Suíte Frecheiras têm seus afloramentos mais expressivos situados nas margens do Rio Pomba e no vale do Ribeirão Frecheiras, no noroeste fluminense (região de Santo Antônio de Pádua, Miracema e São José do Ubá). Corpos não mapeáveis são encontrados em diversas localidades. Ocorre sob a forma de diques e *sills* de direção NE-SW, subparalela às rochas encaixantes do Domínio Cambuci (Terreno Paraíba do Sul).

A Suíte Frecheiras é composta de granitos de coloração cinza a cinza rosado, com texturas equigranulares, podendo ser tanto isotrópicos como foliados (comum nas bordas dos mesmos). Essa foliação é subparalela às das rochas encaixantes, podendo ser primária de fluxo magmático. Os minerais constituintes são: ortoclásio, microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, apatita, zircão, allanita, titanita e opacos.

7.6.4 - Suíte Rosilha (€1Y4ro)

A Suíte Rosilha é um conjunto de rochas granitoides de grande variação composicional que aflora, principalmente, nas zonas oeste e norte da cidade do Rio de Janeiro (Folha Baía da Guanabara 1:100.000), intrudindo as rochas do Domínio Costeiro, no Terreno Oriental. A Suíte Rosilha é constituída pelos seguintes litotipos, segundo sua cronologia: o Diorito Sulacap, o Tonalito Tachas e o Granodiorito Rosilha (Esteves, 2004).

Estas rochas compreendem um grupo de litotipos que variam composicionalmente desde dioritos (gabros) até granodioritos (granitos), sendo que os tipos tonalíticos/ granodioríticos são predominantes. O conjunto apresenta grau de deformação variado, incluindo termos pouco deformados até aqueles com deformação penetrativa. A Suíte Rosilha pertence a um evento magmático sin a tardi auge do metamorfismo M2 e concomitante à deformação D3 (zonas de cisalhamento), e seus litotipos ocorrem como xenólitos no interior da Suíte Pedra Branca (Valeriano *et al.*, 2012).

7.6.5 - Suíte Cajú (€1Y4cj)

Essa suíte compreende corpos de biotita granito leucocrático a hololeucocrático homogêneo, intrusivo nas rochas do Terreno Oriental, próximo ao contato com o Terreno Cabo Frio, na região entre Maricá, Itaboraí e Rio Bonito. Esta rocha de granulação média a fina e de cor rosada apresenta em geral contatos bruscos com as rochas encaixantes e, localmente, xenólitos de rochas gnáissicas e granitoides.

7.7 - COMPLEXO BÁSICO ULTRABÁSICO GLEBA RIBEIRA (€Ygb)

Esse complexo plutônico tem forma elíptica de direção NE-SW, aflorando na região de Cachoeiras de Macacu e Itaboraí, intrusivo no Grupo São Fidelis, situado no Domínio Costeiro do Terreno Oriental. O Complexo Gleba Ribeira é composto principalmente por noritos e olivina gabros, sendo cortado por veios e diques pegmatíticos e aplíticos e, localmente, apresentam textura de brecha magmática.

8 - MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL CAMBRIANO A ORDOVICIANO

O magmatismo pós-colisional cambriano a ordoviciano compreende um conjunto diverso de rochas plutônicas ácidas (leucogranitos, aplitos e pegmatitos) e subordinadamente intermediárias a básicas (dioritos, gabros), pertencentes às Suítes Suruí (Y5) e Nova Friburgo (Y6). Analisando o acervo geocronológico, Valeriano *et al.* (2011) propuseram uma subdivisão do magmatismo pós-colisional no Rio de Janeiro e Espírito Santo em dois pulsos magmáticos principais: um cambriano (~510 Ma), de caráter tardi- a pós-colisional (Y5), e outro ordoviciano (~485 Ma), francamente pós-colisional (Y6).

Estas rochas ocorrem sob a forma de batólitos, stocks, plugs e de uma enorme variedade de corpos geralmente tabulares. Embora o conjunto de seus afloramentos somados represente menos que 5% da superfície do estado do Rio de Janeiro, o

magmatismo pós-colisional representa o conjunto litológico mais jovem da Faixa Ribeira, intrusivo a toda a estruturação prévia dos domínios tectônicos costeiros da Faixa Ribeira (Figura 8.1).

O magmatismo em questão é produto da interação litosfera-astenosfera durante a fase de colapso do orógeno, na transição entre o final da colagem orogênica do Supercontinente Gondwana e a consolidação da Plataforma Sul-Americana, sobre a qual se desenvolveram as grandes bacias intracratônicas do Brasil a partir do Siluriano, representadas na região sudeste pela Bacia do Paraná.

Representantes desta fase de magmatismo são bem reconhecidos tanto a norte como a sul do Orógeno Ribeira-Araçuaí, respectivamente no Espírito Santo (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011), e no litoral de São Paulo (Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011).

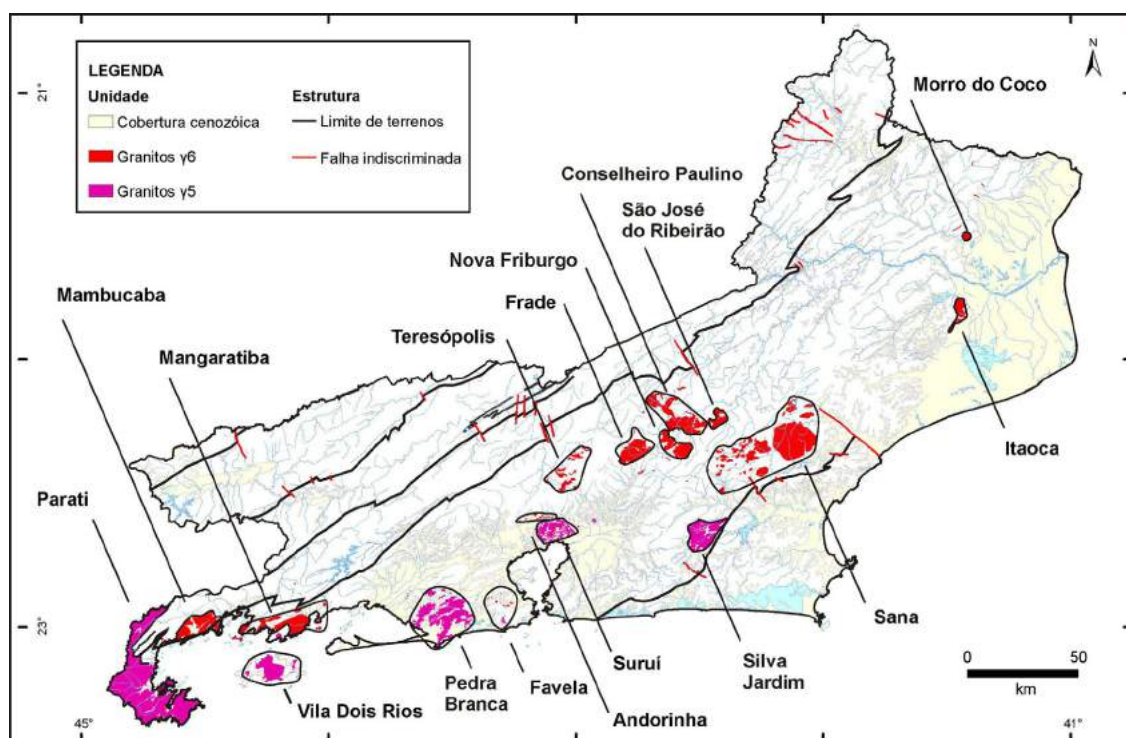


Figura 8.1 – Localização dos principais complexos intrusivos graníticos pós-colisionais colisionais (Y5 e Y6) do estado do Rio de Janeiro.

Os granitos pós-colisionais têm importante expressão geomorfológica na região serrana do estado do Rio de Janeiro, compreendendo expressivos maciços de rocha nua e escarpas de dezenas a centenas de metros, cujo fraturamento condicionou a formação de pães de açúcar (p. ex. o Monte Escalavrado) e pináculos como o Dedo de

Deus (Tupinambá *et al.*, 2000), bordejando picos com altitude acima de 2000 m, como os picos da Pedra do Sino, o Maior do Frade e o da Caledônia (Figura 8.2a,i). Na mesma região, este mesmo conjunto de rochas tem o importante papel de fornecedor de matacões e blocos que têm rolado encosta abaixo durante os catastróficos deslizamentos e movimentos de massa

associados a eventos pluviométricos anômalos, como os de abril de 2010 na cidade do Rio de Janeiro, e o de 11 de janeiro de 2011 na região serrana.

8.1 - SUÍTE SURUÍ (Y5) (~ 510 MA): MAGMATISMO TARDI A PÓS-COLISIONAL

A Suíte Suruí compreende uma geração de granitos tardi a pós-colisionais, em que seus representantes por vezes mostram ainda alguma deformação tectônica. Alguns corpos foram datados ao redor de 510 Ma, e são comumente cortados por representantes da granitogênese final do Ordoviciano (~ 485 Ma).

Granito Vila Dois Rios (E2Y5sudr)

Este granito aflora na porção central e no extremo leste da Ilha Grande, sustentando suas maiores elevações, e também no litoral próximo à localidade de Conceição de Jacareí (município de Mangaratiba). Intrudindo as rochas da Suíte Charnockítica Ilha Grande e do Complexo Rio Negro, esta unidade consiste basicamente de biotita granito porfirítico, cinza a róseo, com fenocristais euédricos de K-feldspato rosa de 2 a 6 cm. Apresenta enclaves lenticulares de rocha fina máfica, além de xenólitos de rochas charnockíticas e ortognaisses. Este granito apresenta localmente orientação de fluxo magmático, caracterizado pelo alinhamento dos fenocristais de K-feldspatos. O Granito Vila Dois Rios é nitidamente cortado por apófises e veios do Granito Mangaratiba (Fernandes, 2000; Eirado *et al.*, 2006, 2007).

Granito Parati (E2Y5supt)

Compreende um corpo batolítico situado na região de Parati, no extremo sudoeste do estado do Rio de Janeiro junto ao limite com o estado de São Paulo, aflorando desde o litoral até o alto da Serra da Bocaina. Outro extenso corpo desta unidade também aflora na região costeira entre Trindade e a Ponta da Juatinga (Parati). Originalmente descrito por Castro *et al.* (1984) e Penha (1989), o Granito Parati consiste de um conjunto plutônico que intrude as unidades dos terrenos Ocidental (Grupo Raposo), Oriental (Complexo Rio Negro) e Central (Grupos Paraíba do Sul e Embu).

O Granito Parati é formado por dois tipos litológicos principais (Eirado *et al.*, 2006). O predominante é um granito porfirítico com fenocristais euédricos de K-feldspatos de 2 a 5 cm e matriz composta principalmente de biotita, quartzo, feldspatos e titanita, além de minerais acessórios como zircão, apatita e magnetita. Ocorrem enclaves centimétricos a métricos de biotita granito/granodiorito e rocha máfica diorítica, além de xenólitos de ortognaisse bandado similares ao Complexo Rio Negro. Essa fácies porfirítica do Granito Parati possui composição monzogranítica a granodiorítica e mostra feições de fluxo magmático,

principalmente pela orientação dos fenocristais de K-feldspatos (Eirado *et al.*, 2006; Ludka *et al.*, 2006). Por vezes, o granito porfirítico apresenta uma foliação incipiente. O outro litotipo consiste de (hornblenda)-biotita granito rico em titanita, com textura equi a inequigranular média a grossa, leuco a mesocrático, com aglomerados de minerais máficos e, geralmente, apresenta uma foliação incipiente que se torna mais marcante nas bordas do corpo. Zircões da fácies porfirítica do Granito Parati forneceram idades U-Pb em cerca de 500 Ma (Ludka *et al.*, 2006), indicando que pode representar um evento magmático de idade intermediária entre os plutons das suítes Y5 (~510 Ma) e Y6 (~485 Ma).

Apófises e veios de granito porfirítico rosa (Granito Vila Dois Rios) e de granito isotrópico equigranular (Granito Mambucaba), que serão tratados adiante, cortam os litotipos do Granito Parati.

Granito Pedra Branca (E2Y5supb)

O Maciço da Pedra Branca é a unidade de relevo mais proeminente da Zona Oeste do Rio de Janeiro, quase totalmente inclusa no Parque Estadual de mesmo nome, e é majoritariamente constituído e sustentado pelo Granito Pedra Branca. Descrições detalhadas desta unidade encontram-se em Penha (1984), Penha & Wiedemann (1984), Porto Jr. & Valente (1988), Porto Jr, 1994; 2004), Porto Jr & Figueiredo (1996), Esteves (2004) e Valeriano *et al.* (2012).

O corpo principal do Granito Pedra Branca ocorre de forma intrusiva nos ortognaisses pré-colisionais do Complexo Rio Negro e nos paragnaisses do Grupo São Fidélis, aflorando sob a forma de paredões e pontões rochosos, bem como campos de blocos e matacões em encostas íngremes. Dentre as mais importantes exposições, incluem-se aquelas do bairro Jabour, da Vargem Grande (Pedra do Calembá) e de Grumari, no Recreio dos Bandeirantes.

O Granito Pedra Branca é tipicamente representado pela fácies porfirítica com megacristais (2 a 4 cm) de microclina em matriz monzogranítica de granulação média, onde o mineral máfico é a biotita, eventualmente hornblenda. Minerais acessórios incluem apatita, titanita, allanita, zircão e minerais opacos. O granito geralmente exibe uma conspícua foliação de fluxo magmático, com ocorrência comum de xenólitos angulosos e lenticulares. Outras fácies menos predominantes são a bandada (Porto Jr, 1993), a pegmatítica e a fácies equigranular hololeucocrática.

Estudos litogeoquímicos realizados por Junho (1991), Junho *et al.* (1993) e Porto Jr. (1993, 2004), caracterizam a unidade como um conjunto pouco expandido (SiO₂ entre 70,8% e 75,3%) de granitos calcoalcalinos majoritariamente metaluminosos.

Zircões de uma apófise do Granito Pedra Branca, intrusiva em ortognaisses do Complexo

Rio Negro (na Pedreira Bangu), foram datados por Heilbron & Machado (2003) pelo método U-Pb LA-ICPMS, definindo a sua idade de cristalização em 513 ± 5 Ma.

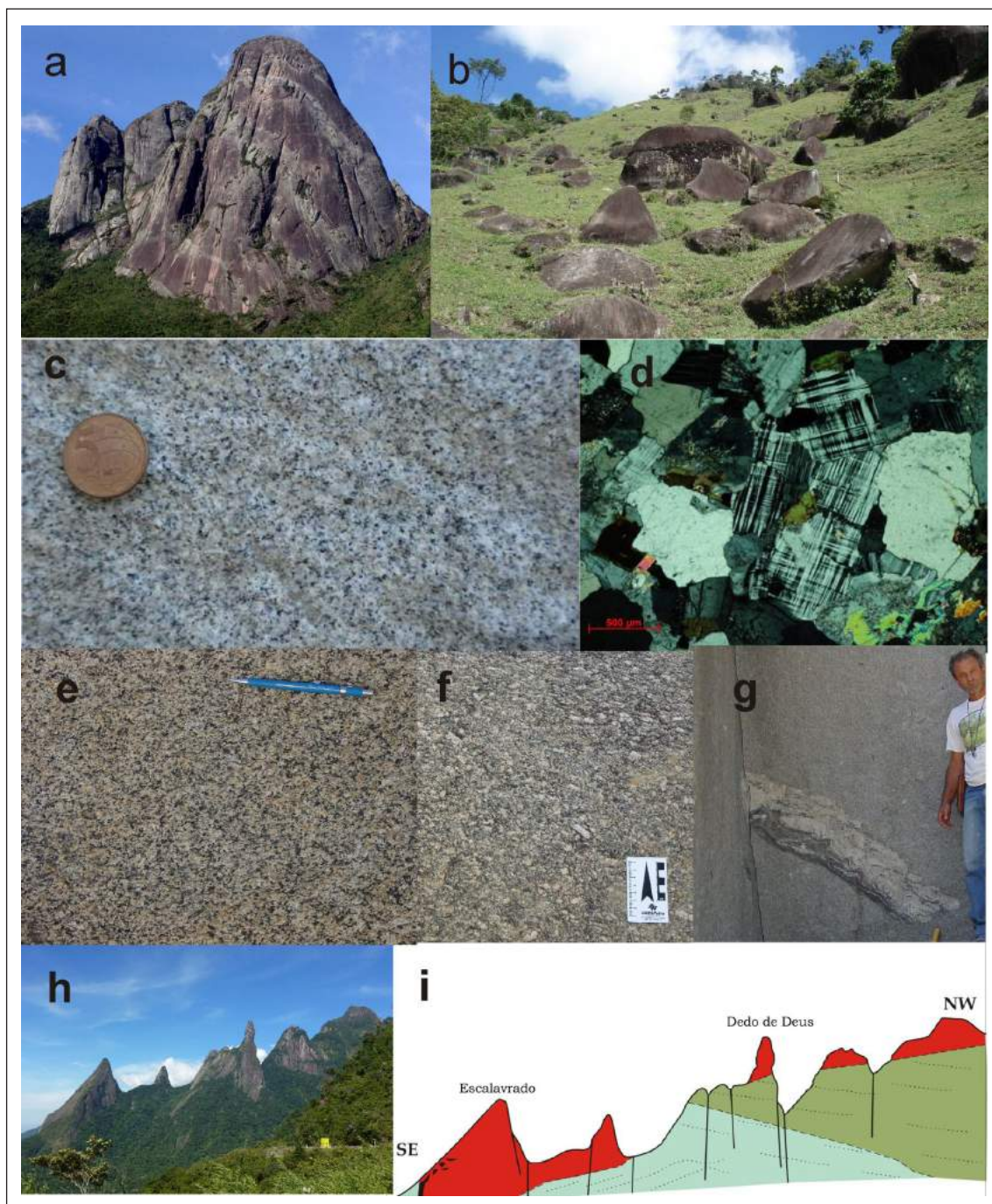


Figura 8.2 – Feições características dos granitos pós-colisionais (Y5 e Y6) do Estado do Rio de Janeiro: a) Pico Maior do maciço do Granito Frade, Três Picos (foto: Ivan Dias); b) Campo de matações do Granito São Pedro, a oeste da Pedra Riscada (foto: Julio Mendes); c) Estrutura isotrópica do granito São Pedro (foto: Julio C. Mendes); d) Textura equigranular hipidiomórfica do Granito São Pedro (foto: Julio C. Mendes); e) Textura inequigranular orientada por fluxo magmático no Granito Mambucaba (foto: Julio Almeida); f) Textura porfírica orientada por fluxo magmático no Granito Frade (foto: Claudio Valeriano); g) Granito Mambucaba equigranular com xenólito de paragneisse bandado (foto: Luiz Guilherme Eirado); h) Serra dos Órgãos, próximo a Teresópolis (foto: Claudio Valeriano); i) Seção geológica na Serra dos Órgãos, onde os ortogneisses do Complexo Rio Negro são cortados por corpos tabulares do Granito Teresópolis (Fernandes et al., 2009).

Tabela 8.1 – Principais granitos tardi Y5 a pós-colisionais Y6 do estado do Rio de Janeiro.

Granito	Sigla	Idade (Ma)	Referências
SUÍTE SURUÍ g5su			
Parati	E2γ 5supt	~500	Castro <i>et al.</i> , 1984; Penha, 1989; Eirado <i>et al.</i> , 2006; Ludka <i>et al.</i> , 2006
Vila Dois Rios	E2γ 5sudr		Fernandes, 2000; Eirado <i>et al.</i> , 2006, 2007
Pedra Branca	E2aγ 5supb	513 ± 5	Junho & Wiedemann, 1987; Junho <i>et al.</i> , 1987; Penha, 1984b; Porto Jr, 2004; Porto Jr. & Valente, 1988
Suruí	E2γ 5susu	511.2 ± 6.9	Valeriano <i>et al.</i> , 2011
Silva Jardim	E2γ 5susj		Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998; Ribeiro, 2006; Schmitt <i>et al.</i> , 2012
SUÍTE NOVA FRIBURGO γ6nf			
Mangaratiba-Mambucaba	E4O1γ6nfm/ mb	492 ± 15	Castro <i>et al.</i> , 1984; Penha, 1989; Guimarães, 1999; Machado <i>et al.</i> , 1996; Ludka <i>et al.</i> , 2006
Favela	E4O1γ6nffa	482 ± 6	Heilbron & Machado, 2003
Andorinha	E4O1γ6nfan	490.3 ± 8.7	Puget & Penha, 1980; Valeriano <i>et al.</i> , 2011
Frades	E4O1γ6nffr		Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Teresópolis	E4O1γ6nfr	480.7 ± 6.1	Junho & Wiedemann, 1987; Valeriano <i>et al.</i> , 2011
Nova Friburgo	E4O1γ6nfnf	488.7 ± 4.2	Junho & Wiedemann, 1987; Junho <i>et al.</i> , 1987; Penha, 1984b, Tupinambá, 1999; Valeriano <i>et al.</i> , 2011
Conselheiro Paulino	E4O1γ6nfc		Pacheco, 2010
São José do Ribeirão	E4O1γ6nfsj		Mendes <i>et al.</i> , 2002
Sana	E4O1γ6nfsa	490.9 ± 9.8	Valeriano <i>et al.</i> , 2011; Gerales <i>et al.</i> , 2013
Itaoca	E4O1γ6nfit		Neto <i>et al.</i> , 2013
OUTROS CORPOS NÃO MAPEADOS NA ESCALA DE 1:400.000			
São Pedro de Lumiar			Chaves, 2009
Morro do Coko			Roland, 2011

Granito Suruí (E2Y5susu)

O Granito Suruí ocorre sob a forma de um pluton elíptico de aproximadamente 15 km por 10 km, a oeste de Magé, no sopé da Serra dos Órgãos, onde morros expressivos exibem intensa lavra em grandes pedreiras, e também na baixada ao fundo da Baía de Guanabara, na forma de morros em meia laranja, isolados por uma densa rede de vales preenchidos por sedimentos cenozoicos. Sua área de ocorrência certamente deve incluir o embasamento sob a Baía de Guanabara, em vista das suas exposições nos matacões arredondados que marcam a paisagem das ilhas de Paquetá, Brocoió e de ilhotes menores.

O Granito Suruí é caracteristicamente megaporfírico, com cristais de microclina de até 4 cm, euédricos a subédricos, com 5 a 15% de matriz de granulação média.

Foliação magmática é comumente exibida, também ocorrendo estrutura difusa. Deformação cristalina dada por leve achatamento dos megacristais de feldspato e pela incipiente recristalização de quartzo.

Zircões do Granito Suruí na pedreira homônima à beira da rodovia BR-116, foram datados pelo método U-Pb LA-ICPMS por Valeriano *et al.* (2011), obtendo-se uma idade de 511.2+ 6.9 Ma.

Granito Silva Jardim (E2Y5susj)

O Granito Silva Jardim (Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998; Ribeiro, 2006) ocorre como um corpo alongado de orientação NE-SW, de aproximadamente 40 Km², aflorando entre os municípios de Rio Bonito e Silva Jardim. É intrusivo em orto e paragneisses do Terreno Oriental, próximo ao seu contato tectônico com o Terreno Cabo Frio.

As principais fácies são a porfírica e a equigranular média a grossa, com raros megacristais de K-feldspato. A composição é essencialmente monzogranítica, com mineralogia composta por K-Feldspato, oligoclásio, quartzo e biotita. Minerais acessórios compreendem titanita, allanita e zircão.

8.2 - SUÍTE NOVA FRIBURGO (Y6) (~485 MA): MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL

Os seguintes corpos graníticos integram a última geração de rochas do final dos eventos orogênicos da Faixa Ribeira, constituindo complexos intrusivos que têm sua colocação conforme corpos tabulares que não apresentam nenhum indício de deformação, apenas apresentando foliação de fluxo. Compreende leucogranitos, corpos pegmatíticos geralmente tabulares e, subordinadamente, rochas básicas como quartzo dioritos e gabros, que

frequentemente ocorrem na forma de enclaves dentro dos leucogranitos.

Granitos Mangaratiba (E4O1Y6nfmg) e Mambucaba (E4O1Y6nfmb)

Compreendem diversos corpos de granitos homogêneos que afloram na costa das baías de Sepetiba e da Ilha Grande, entre Mangaratiba, Angra dos Reis e Parati, intrudindo as rochas dos terrenos Ocidental e Oriental. Descritos originalmente por Castro *et al.* (1984), Penha (1989) e Guimarães (1999) esses plutonitos consistem basicamente de biotita granito cinza claro com textura hipidiomórfica equigranular a inequigranular, granulação fina a média e com alguns "clots" de minerais máficos. Ocorre também fácies com textura porfirítica contendo fenocristais de K-feldspatos de 1 a 3 cm. Ambos os tipos faciologicos apresentam enclaves de rochas máficas dioríticas. A mineralogia principal é composta por K-feldspatos, plagioclásios, quartzo e biotita, contendo como acessórios, titanita, allanita, pirita, magnetita, zircão e apatita. Os corpos do Granito Mangaratiba comumente possuem xenólitos de ortognaisses do Complexo Rio Negro. Por outro lado, o corpo principal do Granito Mambucaba, situado entre as localidades de Frade e Mambucaba, além de ortognaisses, apresenta xenólitos de paragnaisses e calcissilicáticas do Grupo Raposo, já que corta o Limite Tectônico Central da Faixa Ribeira, ou seja, o contato entre os terrenos Oriental e Ocidental.

Muitas vezes no seu contato superior com as encaixantes apresenta orientação de fluxo magmático sub-horizontal. Dados geoquímicos para o Granito Mangaratiba, na localidade de Mombaça (Angra dos Reis), indicam magmatismo calcioalcalino, metaluminoso, de alto-K (Fernandes, 2000). Datações U-Pb em titanitas do Granito Mangaratiba forneceram idade de 492 ± 15 Ma (Machado *et al.*, 1996), sendo portanto pertencente à família da Suíte Nova Friburgo.

Granitos Favela (E4O1Y6nffa) e Andorinha (E4O1Y6nfan)

As denominações de Granito Favela e Granito Andorinha são usadas para as ocorrências da Zona Central e Oeste da cidade do Rio de Janeiro e na Baixada Fluminense, respectivamente, dos mesmos leucogranitos cinzas e róseos equigranulares de granulação média ou levemente porfirítica. Representam, juntamente com diques pegmatíticos e aplíticos menores, a última geração de granitos intrusivos pós-colisionais e que são encontrados cortando todas as demais unidades litoestratigráficas da zona costeira da Faixa Ribeira.

Descrições de campo detalhadas desses granitos e suas encaixantes foram feitas por Caddah (1987) no Morro da Misericórdia, região central da cidade do Rio de Janeiro, por Pires (1984) na zona

norte do Rio de Janeiro e por Puget & Penha (1980) na região de Magé.

A forma de ocorrência típica são os corpos tabulares e lenticulares subverticais e subhorizontais de espessuras centimétricas a decamétricas. Zircões do Granito Favela, intrusivo no Granito Pedra Branca (Pedreira Bangu) foram datados por Heilbron & Machado (2003), pelo método U-Pb LA-ICPMS, obtendo-se uma idade 482 ± 6 Ma. Uma idade U-Pb (LA-ICPMS) de 497.7 ± 9.2 Ma foi obtida por Valeriano *et al.* (2012) em zircões da borda pegmatítica de um dique composto, intrusivo no Granito Suruí, em que a zona central é representada pelo granito fino equigranular de cor rósea.

Granito Teresópolis (E4O1Y6nfr)

Este granito aflora entre os municípios de Teresópolis e Nova Friburgo, cortando ortognaisses das suítes Serra dos Órgãos e Cordeiro, e do Complexo Rio Negro. É caracterizado pela presença de titanita e allanita como minerais acessórios. Ocorre em duas variedades, ambas porfiríticas: uma de grão médio e outra de grão fino, mais nova. A fácies fina apresenta evidências de fluidos hidrotermais de origem tardi-magmática, com formação de carbonato, clorita e sericita.

Os corpos de granito são alongados na direção WNW, por alguns quilômetros. Em escala de afloramento se verifica que se comportam como soleiras com baixo mergulho para noroeste e espessura de dezenas a centenas de metros.

Granito Nova Friburgo (E4O1Y6nfnf)

O Granito Nova Friburgo ocorre ao longo de três grandes corpos que circundam a cidade de Nova Friburgo. Sua composição varia entre quartzo álcali-sienito a monzogranito, perfazendo os estágios finais de cristalização de uma série granítica. Apresenta granulação grossa a muito grossa, com texturas equigranular hipidiomórfica a porfirítica. As texturas encontradas são primárias, sem influência de deformação. A composição mineralógica é representada essencialmente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita, além de minerais acessórios como titanita, apatita, zircão, allanita, muscovita e minerais opacos.

Granito Frades (E4O1Y6nffr)

O Granito Frades aflora no Maciço dos Frades, um pluton com 15 km de eixo maior na direção NE-SW e eixo menor de 6 km na direção NW-SE. Sua cartografia e faciologia foi revista por Tupinambá *et al.* (2012). Predomina a fácies porfirítica, seguida da equigranular. Uma fácies de composição granodiorítica e mesocrática ocorre de forma restrita. Enclaves ou autólitos de quartzo diorito estão presentes em todas as fácies.

A rocha da fácies porfirítica tem coloração cinza clara, com orientação de fluxo dada por fenocristais tabulares de microclina. A matriz apresenta granulação fina a grossa, sendo formada por biotita, plagioclásio, quartzo, titanita, ilmenita e sulfetos. Essa rocha ocorre em todos os picos dos Três Picos, sendo exclusiva do Pico Menor (Figura 8.2a).

O granito da fácies equigranular apresenta granulação média a grossa e índice de cor leucocrático a hololeucocrático. Apresenta orientação de fluxo magmático dada por cristais de quartzo anédricos. Sua textura é hipidiomórfica, sendo composto por quartzo, plagioclásio zonado e feldspato alcalino. Como minerais acessórios ocorrem biotita, minerais opacos e zircão. Os minerais de alteração encontrados são clorita (a partir de biotita) e sericita (a partir de feldspato). Com exceção do Pico Menor, é a rocha que forma os cumes dos picos da porção leste do Corpo Frades (Figura 8.2a).

O quartzo diorito da fácies mesocrática é rico em biotita, titanita e ilmenita e é encontrado nas extremidades oeste e leste do Corpo Frades. As rochas desta fácies apresentam coloração cinza a cinza escura, com uma orientação de fluxo às vezes presente. São compostas essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. São típicas as concentrações milimétricas a centimétricas de biotita, minerais opacos e titanita, perfazendo quase 20% dos minerais da rocha. Como minerais acessórios aparecem zircão, apatita e algum carbonato. Bolsões de mirmequita são encontrados entre cristais de plagioclásio e feldspato alcalino, com traços de zircão. É frequente a sericitização do feldspato. Rochas desta fácies cortam os granitos porfiríticos e equigranulares. No Pico Maior (ponto culminante da Serra do Mar, com 2316 m) esta relação de corte é visível no paredão rochoso (Figura 8.2a).

Granito Conselheiro Paulino (E4O1Y6nfcp)

O granito Conselheiro Paulino é formado por um corpo alongado na direção E-W com suave mergulho para norte, localizado a norte do centro de Nova Friburgo, no distrito de Conselheiro Paulino. De composição sienogranítica, tem como característica marcante a granulação fina e a composição bimodal, com texturas e estruturas indicativas de mistura magmática. Nele predomina microgranito equigranular a microporfirítico. Nesta rocha os cristais de biotita, feldspato e quartzo são menores que 1,0 mm, exceção feita para cristais eudrais e tabulares (fenocristais) de plagioclásio, que chegam a medir 4,0 mm. Subordinadamente encontra-se microdiorito em corpos menores, enclaves de formato irregular, com relações de corte e assimilação com o microgranito que sugerem mistura magmática mecânica.

Granito Sana (E4O1Y6nfsa)

O corpo principal do Granito Sana é um pluton com cerca de 270 km² e forma circular, localizado

na porção centro-leste do estado do Rio de Janeiro, abrangendo áreas dos municípios de Casemiro de Abreu e Macaé (distritos de Sana, Frade, Vila da Grama e Tapera). Numerosos stocks e corpos tabulares menores foram mapeados a oeste e a nordeste do corpo intrusivo principal.

O Granito Sana é intrusivo nos paragneisses do Grupo São Fidélis e granitos sin-colisionais do tipo S da Suíte Desengano.

O granito Sana aflora predominantemente na forma de lajedos em encostas e no topo de morros, além de blocos arredondados. Excelentes exposições são encontradas nos distritos de Sana, Frade e áreas adjacentes. Xenólitos das rochas encaixantes têm tamanhos variados, atingindo proporção métrica e sugerindo, por vezes, se tratar de *roof pendants*. O granito é cortado por diques de diabásio, de espessura métrica e extensão quilométrica, e por pegmatitos graníticos (quartzo, K-feldspato, biotita e muscovita) de até 10 m de espessura.

As rochas da fácies equigranular têm granulação fina a média (0,5 a 3 mm) e composição sieno- a monzogranítica. São leucocráticas (IC= 3 a 8%), de cor cinza claro, isotrópicas ou com foliação de fluxo magmático incipiente, marcado por cristais tabulares de microclina e/ou biotita. Localmente são observadas cavidades miarolíticas de até 5 mm, que conferem um caráter epizonal à parte da intrusão. A mineralogia compreende quartzo, microclina, plagioclásio An₂₃₋₃₀ (essenciais), biotita (varietal) e allanita, apatita, magnetita, titanita e zircão como acessórios. A fácies porfirítica tem composição monzogranítica e é leucocrática (IC= 7%), de cor cinza claro. Contêm fenocristais de microclina de até 5 cm e que marcam foliação de fluxo magmático, imersos em matriz equigranular hipidiomórfica de granulação média (ca. 3 mm). São constituídas por quartzo, microclina peritítica, plagioclásio e biotita e contêm como minerais acessórios apatita, allanita, magnetita, titanita e zircão. A mineralogia secundária de ambas as fácies é composta por clorita, epidoto, muscovita e sericita (± carbonato), interpretada como resultante de fluidos tardi-magmáticos.

Quimicamente, são rochas ácidas com elevados teores de álcalis, Ba, Sr e Zr e concentrações relativamente baixas de FeO_t, CaO, MgO e Na₂O. Possuem assinatura calcioalcalina de alto K, ligeiramente peraluminosa. Correlações negativas para Al₂O₃, CaO, FeO_t, MgO, TiO₂ e P₂O₅ sugerem que o fracionamento de plagioclásio, biotita/óxidos de Fe e Ti, apatita e talvez titanita foi relevante na evolução do magma. Enriquecimento em elementos LIL e anomalias negativas de elementos HFS, em diagramas de elementos incompatíveis, reforçam a assinatura calcioalcalina do magma ligado a processos de subducção, com retenção de HFSE em titanita e apatita. O posicionamento das amostras do granito Sana no campo intraplaca em diagramas de ambientes tectônicos indica maior maturidade e estabilização da crosta quando da geração do magma progenitor.

Granito Itaoca (E4O1Y6nfit)

O granito Itaoca localiza-se a 14 km da cidade de Campos dos Goytacazes, intrusivo em paragneisses do Grupo São Fidélis. Em mapa, ocorre em forma elíptica com diâmetro máximo de ca. 5 km apresentando-se como rocha sã e aflorando em escarpas, lajedos de meia encosta e pedreiras.

A rocha é um granito homogêneo, leucocrático, variando de cinza claro a cinza médio, granulação média a grossa, textura equigranular a porfirítica e possui enclaves biotíticos microgranulares orientados pela foliação de fluxo magmático, o que é corroborado pelo alinhamento de cristais de biotita. Tem composição monzogranítica constituída por quartzo (33%), K-feldspato (25%), plagioclásio (14%), muscovita (17%), biotita (10%) e, como minerais acessórios, zircão, monazita, titanita, magnetita, piritita, molibdenita, fluorita e ilmenita.

Os monzogranitos Itaoca são subalcalinos com assinatura calcioalcalina de alto-K e caráter metaluminoso a peraluminoso, com SiO₂ entre 68% e 72%. Os enclaves surmicáceos apresentam SiO₂ entre 48,6% e 59% e são ricos em Rb.

A idade da cristalização magmática do granito Itaoca é 476,4 ± 1,8 Ma, obtida em monazitas pelo o método U-Pb (Neto *et al.* 2013).

Granito São José do Ribeirão (E4O1Y6nfsj)

O Granito São José do Ribeirão ocorre nas proximidades do distrito homônimo, no município de Bom Jardim, região serrana do estado, ocupando uma área de cerca de 32 Km². Intrude gnaisses migmatíticos do Complexo Rio Negro e ortogneisses do Batólito Serra dos Órgãos, na forma de um extenso corpo tabular que tende a ser circular em planta. Aparece também nos gnaisses como discretos diques e sills, de pequena a média espessura, nas proximidades do contato do corpo maior.

Trata-se de um granito de cor cinza, isotrópico a levemente orientado por fluxo, de granulação fina a média, leucocrático e com textura inequigranular hipidiomórfica a porfirítica, com fenocristais euédricos a subédricos de microclina de até 1 cm. A lineação de fluxo é dada pelo alinhamento de cristais de microclina e biotita, dispostos em strike E-W. O granito São José do Ribeirão ocorre na forma de extensos afloramentos em lajedos de encostas e drenagens, em diques e sills nas rochas encaixantes e em blocos de tamanhos diversos. Os contatos do granito com suas rochas encaixantes são principalmente do tipo *lit-par-lit*. Porções pegmatoides também marcam tais contatos. Localmente zonas de cisalhamento são identificadas ao longo do contato, com o aparecimento de dobras de arrasto com inversão de mergulho de NW para SE.

Merece destaque a ocorrência, geralmente próximo aos contatos, de belas estruturas de mistura

mecânica do magma granítico com um magma diorítico. A interação entre os dois magmas fez com que porções do granito (mais angulosas ou arredondadas) estejam isoladas no meio do material diorítico e vice-versa. O estado de plasticidade das rochas de composição extrema fica evidenciado pelos seus contatos muito sinuosos e pelas venulações e bolhas de um litotipo dentro do outro. O diorito é uma rocha de granulação muito fina e com cristais de biotita alinhados.

Ao microscópio, o Granito São José do Ribeirão tem composição monzogranítica e exibe microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e acessórios (minerais opacos, apatita, zircão e allanita), além de sericita e clorita secundários. Quimicamente, são rochas metaluminosas com pequena variação de SiO₂ (68,68% a 71,28% em peso), de natureza álcali-cálcica, com considerável teor de K₂O e Ba e baixas concentrações de MgO. Observa-se relativa homogeneidade nos teores de elementos traço, excetuando Zr e Ba que mostram maior variação.

8.3 - OUTROS CORPOS PÓS-COLISIONAIS NÃO REPRESENTADOS NO MAPA - Y5/Y6

Granito São Pedro

O Granito São Pedro ocorre entre os distritos de Lumiar e São Pedro da Serra, região serrana do Estado do Rio de Janeiro, como pequenos stocks semicirculares em planta. Sua principal forma de ocorrência é como blocos rolados nas encostas, mas também são comuns os lajedos no alto e na encosta dos morros. É uma rocha de cor cinza, de granulação fina a média, isotrópica e com textura granular, mostrando concentração local de allanita. Os cristais de allanita têm tamanho variando de milimétricos a quase um centímetro, conferindo aspecto mosqueado à rocha. Localmente é observada tendência à orientação de cristais de feldspato e lamelas de biotita, formando foliação e lineação de fluxo incipiente, que é realçada pela erosão. Também ocorrem pontualmente enclaves surmicáceos e esparsos fenocristais de feldspato branco. Uma sutil variação textural e composicional é observada nas áreas de concentração de allanita, contrastando com o aspecto bem homogêneo do granito.

Ao microscópio, é uma rocha hololeucocrática a leucocrática, com textura inequigranular seriada a equigranular fina a média, compondo-se de microclina, plagioclásio (An33), quartzo e biotita como fases essenciais. Como minerais acessórios são encontrados minerais opacos, titanita, apatita, allanita, e zircão. As fases secundárias são muscovita/sericita, clorita e caulinita. A microclina possui frequentes lamelas micropertíticas, por vezes orientadas; fenocristais são raros e isolados. O plagioclásio tem hábito tabular, geminação polissintética e está alterado para calcita, caulinita e sericita. O quartzo ocorre na forma de cristais

anédricos, com extinção ondulante frequente; apresenta-se também em intercrescimento gráfico com K-feldspato. A biotita pode dispor-se em aglomerados máficos com opacos, apatita e zircão ou são lamelas isoladas com inclusões de titanita e zircão, que originam halos pleocroicos; altera-se para clorita nas bordas. Os cristais de allanita ocorrem nas formas euédrica prismática e anédrica disforme a esquelética, variando de submilimétricos a 7 mm.

A assinatura geoquímica do Granito São Pedro remete a um magmatismo ácido calcioalcalino de alto K/álcali-cálcico, fracamente peraluminoso e com pequena variação na sua composição química. Relevantes são os conteúdos elevados de Ba, Zr e Th e baixos teores de MgO e CaO. São altas as concentrações de ETR, que resultam padrão bastante fracionado com conspícuas anomalias negativas de Eu, indicando provável participação de plagioclásio como fase fracionada. Determinações isotópicas de Nd e Sr revelam o caráter crustal do granito, enfatizado por valores de ϵ_{Nd} muito negativos (até -13,9) e ϵ_{Sr} muito positivos (até 133,9), além de altas razões iniciais $87Sr/86Sr$ variando entre 0,718 a 0,740. Idades TDM indicam fonte paleoproterozoica para esse granito, coincidente com período de extensa geração de crosta continental.

Granito Morro do Coco

Esta unidade faz parte de uma série de pequenos stocks, soleiras e diques aflorantes nos arredores do Distrito de Morro do Coco, município de Campos dos Goitacazes, norte do Rio de Janeiro.

Encontra-se encaixado em paragnaisse da unidade São Fidélis e ortognaisse da Suíte Angelim. Ocorre, sobretudo, como blocos *in situ* na base de encostas ou como diques (<70 cm) intrusivos no ortognaisse Angelim, e mais raramente em lajedos. A rocha é isotrópica hololeucocrática (IC=11), com textura equigranular e granulação média a grossa (1 a 6 mm) e composição sienogranítica. Não há variação faciológica ao longo da área de exposição. A mineralogia é composta por microclina, plagioclásio (An26-30), quartzo, biotita e, em menores quantidades, allanita, titanita, zircão, rutilo, apatita, clorita, mica branca, epidoto e pirita. A rocha é cortada por veios tabulares (<1 cm de espessura) de pegmatitos graníticos (K-feldspato, quartzo, biotita e muscovita), dispostos ao longo de fraturas.

Quimicamente contém teores de sílica entre 67,87 a 70,32% em peso, concentrações moderadas a elevadas de Al_2O_3 (14,42 a 15,39%), K_2O (5,72 a 6,2%), Sr, Zr e Ba e baixos teores de FeO , CaO, MgO e Na_2O . Essa variação composicional caracteriza um magmatismo levemente peraluminoso a calcioalcalino de alto K, que revela teores de álcalis que se aproximam do limite com a série alcalina. Tal natureza álcali-cálcica sugere magmatismo crustal, com possível contribuição mantélica, gerado em ambiente transicional a francamente extensional. O

caráter magnésiano dessas rochas sugere condição de maior fugacidade de oxigênio na cristalização do magma parental. Correlações entre os principais óxidos e elementos traço apontam para possível fracionamento de plagioclásio, ilmenita/titanita e apatita; anomalias positivas de elementos LIL e negativas de HFS reforçam essa hipótese. As moderadas a altas concentrações de Zr e Y refletem a presença de importante mineralogia acessória, como allanita e zircão. Diagramas de ambiência tectônica ratificam a herança de magma relacionado a arco magmático e sugerem que a colocação desta unidade na crosta ocorreu entre o final de um ciclo orogênico e o início da estabilização crustal.

8.4 - ASPECTOS LITOGEOQUÍMICOS DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL CAMBRIANO A ORDOVICIANO

Serão abordados a seguir aspectos gerais sobre a composição química dos granitos tardi a pós-colisionais do estado do Rio de Janeiro, a partir da compilação de dezenas de análises químicas de elementos maiores dos granitos Itaoca (Neto, 2013), Favela (Pires, 1982), Parati (Ludka *et al.*, 2006), Mangaratiba (Guimarães, 1999), Conceição do Jacaré (Guimarães, 1999), São José do Ribeirão (Mendes *et al.*, 2002), Nova Friburgo (Junho, 1990, 1991), Frades (Junho, 1990), Sana (Junho, 1990) e Conselheiro Paulino (Pacheco, 2010).

Embora haja uma grande heterogeneidade em termos da época em que foram analisadas as amostras, com a decorrente variedade de laboratórios e métodos analíticos, algumas tendências podem ser apontadas, muito embora haja uma dispersão estatística ao longo dos vários diagramas discriminantes apresentados na Figura 8.3.

A litologia dos complexos intrusivos compreende desde gabros e dioritos (De la Roche, 1980), que ocorrem principalmente na forma de enclaves, até termos ácidos compreendendo monzogranitos e granodioritos com até 76% de SiO_2 . Em relação ao teor de SiO_2 , o conjunto tem característica bimodal, com forte queda frequência de rochas intermediárias, principalmente na faixa entre 60% e 65% de sílica. Excetuando raros casos de enclaves máficos toleíticos, a grande maioria dos termos máficos e a totalidade dos ácidos são de natureza calcioalcalina.

Os termos ácidos ($SiO_2 > 65\%$) compreendem granitos e granodioritos (Figura 8.3a) calcioalcalinos da série ultrapotássica (Figura 8.3). Em relação ao grau de saturação em alumina (Maniar e Picoli, 1989), as rochas têm caráter predominantemente metaluminoso, a subordinadamente peraluminoso, o que sugere ter havido alguma diferenciação primária de magmas em função da natureza da crosta fundida, se predominantemente ortognáissica (p. ex., o Complexo Rio Negro) ou predominantemente metassedimentar (p. ex., o Grupo São Fidélis).

Nodiagrama multicação R1-R2, de Batchelor & Bowden (1985), os granitos e granodioritos se concentram fortemente na porção mais diferenciada do campo dos granitoides tardi-orogênicos.

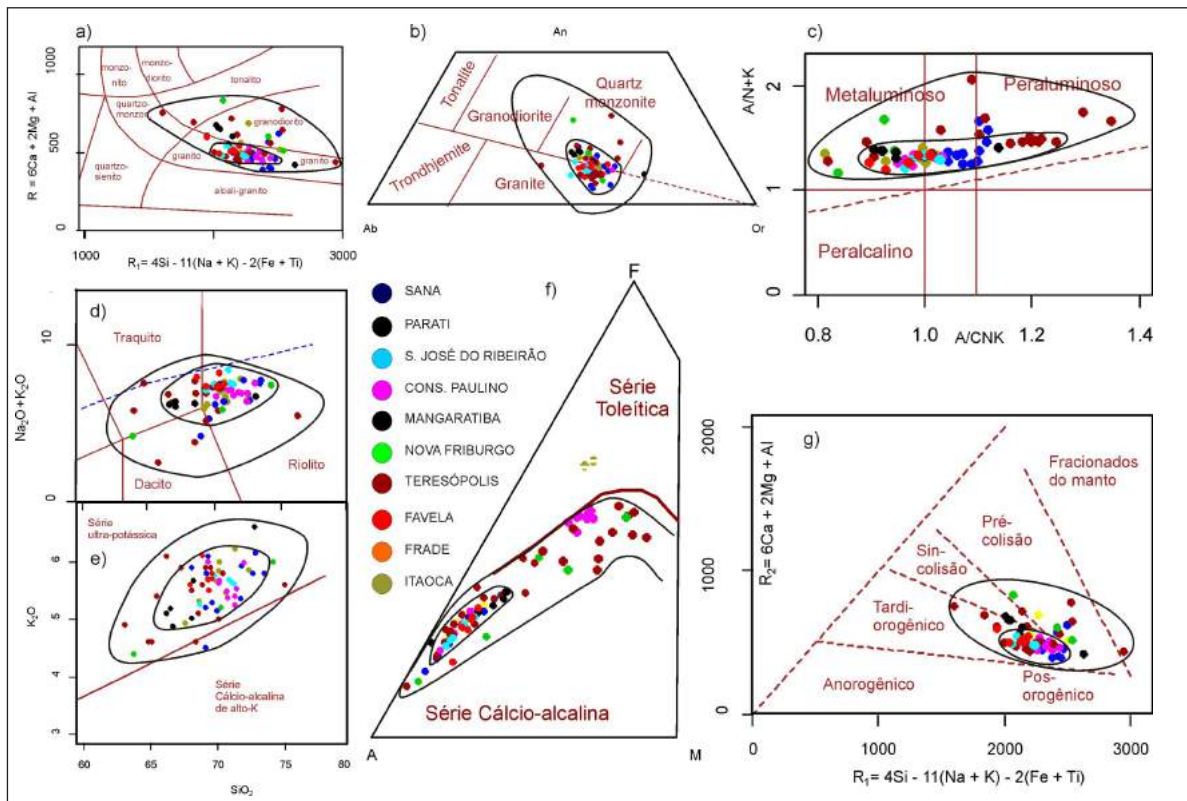


Figura 8.3 – Características litogeoquímicas dos granitos pós-colisionais (Y5 e Y6) do Estado do Rio de Janeiro, com representação do seu campo total e da sua maior concentração composicional. a) diagrama R1-R2 (De la Roche et al., 1980); b) diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965); c) diagrama de Shand (1943); d) diagrama TAS (Le Baset et al., 1986); e) diagrama K₂O vs SiO₂ (Piccirillo and Taylor, 1976); f) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); g) diagrama R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985).

9 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Tal como apontado no capítulo de organização tectônica, a Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro é uma unidade tectônica edificada ao longo da convergência neoproterozoica que aglutinou a porção oeste do Supercontinente Gondwana. Essa convergência diacrônica amalgamou massas continentais e suas margens passivas (por exemplo, o paleocontinente São Francisco/Terreno Ocidental), microcontinentes (Paraíba do Sul/Embu e Cabo Frio) e Arcos Magmáticos Neoproterozoicos.

Se por um lado esta complexidade de terrenos amalgamados exige estudos de geologia convencional bem como de geologia isotópica, de outro permite entender fragmentos da sua evolução tectônica desde o Paleoproterozoico.

Neste capítulo apresentamos de forma resumida a interpretação e os modelos tectônicos evolutivos propostos para esta região, começando por sua história Paleoproterozoica (Transamazônica) e finalizando no modelo evolutivo para o Neoproterozoico (Brasiliano/Pan-africano).

9.1 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA PALEOPROTEROZOICA

Dentre os autores que abordaram a evolução do orógeno, no estado do Rio de Janeiro, destacamos os trabalhos de Silva *et al.* (2002); Noce *et al.* (2007), Duarte *et al.* (2004); Heilbron *et al.* (1998, 2010) para os Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira; Viana *et al.* (2008) e Heilbron *et al.* (2004; 2008).

9.1.1 - Geração e amalgamação de arcos magmáticos de idade riaciana no Terreno Ocidental (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora)

Para o Complexo Mantiqueira e seus correlatos que compreende ortognaisses migmatíticos, granitoides e metabasitos, com idades paleoproterozoicas (2,2-2,0 Ga) a arqueanas (2,8-2,7 Ga), além de registros de um episódio metamórfico em *ca.* 2,06-2,05 Ga, o cenário proposto é de um arco cordilheirano, implantado no Riaciano, sobre crosta arqueana. Dados geoquímicos, de geoquímica isotópica e geocronológicos, apresentados no capítulo 4 desta contribuição, corroboram esta interpretação.

Os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora apresentam maior complexidade, composicional. Entretanto, a ocorrência de metabasitos de 2,4 Ga, com assinatura de rochas de fundo oceânico, bem como de rochas ortoderivadas com características de arcos magmáticos juvenis, apontam para um ambiente intraoceânico.

Os dados geocronológicos disponíveis sugerem que estes dois terrenos foram, em conjunto com outros terrenos nas porções norte e sul do Cráton do São Francisco, amalgamados na Orogênese Riaciana (Transamazônica para alguns autores), resultando na construção deste paleocontinente.

9.1.2 - Arcos cordilheiranos paleoproterozoicos no Terreno Paraíba do Sul (Complexos Quirino, Taquaral e Campinho)

Os hornblenda ortognaisses, que constituem esses complexos, possuem também assinaturas de arcos cordilheiranos paleoproterozoicos (*ca.* 2,3 Ga, com forte herança arqueana). Estas unidades vêm sendo interpretadas como integrantes de um microcontinente amalgamado na Orogênese Brasileira. Sua relação com o paleocontinente São Francisco e com o Terreno Cabo Frio ainda é um ponto em aberto.

9.1.3 - Terreno Cabo Frio (Complexo Região dos Lagos)

O Complexo Região dos Lagos (*ca.* 1,9 Ga), constitui a porção mais oriental de embasamento paleoproterozoico no estado do Rio de Janeiro, que aflora no Terreno Cabo Frio, tardiamente amalgamado à faixa Ribeira no Cambriano compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos, com enclaves dioríticos e muitas lentes decamétricas de anfíbolitos (diques básicos desmembrados). Idades-modelo Sm-Nd sugerem tanto refusão de crosta arqueana como adição juvenil no Paleoproterozoico.

Ensaio de modelos indicam sua geração a partir de arcos cordilheiranos implantados em crosta arqueana. Rochas anfíbolíticas possuem geometrias sugestivas para diques desmembrados, entretanto, a falta de dados precisos para sua idade dificulta a compreensão de seu significado tectônico.

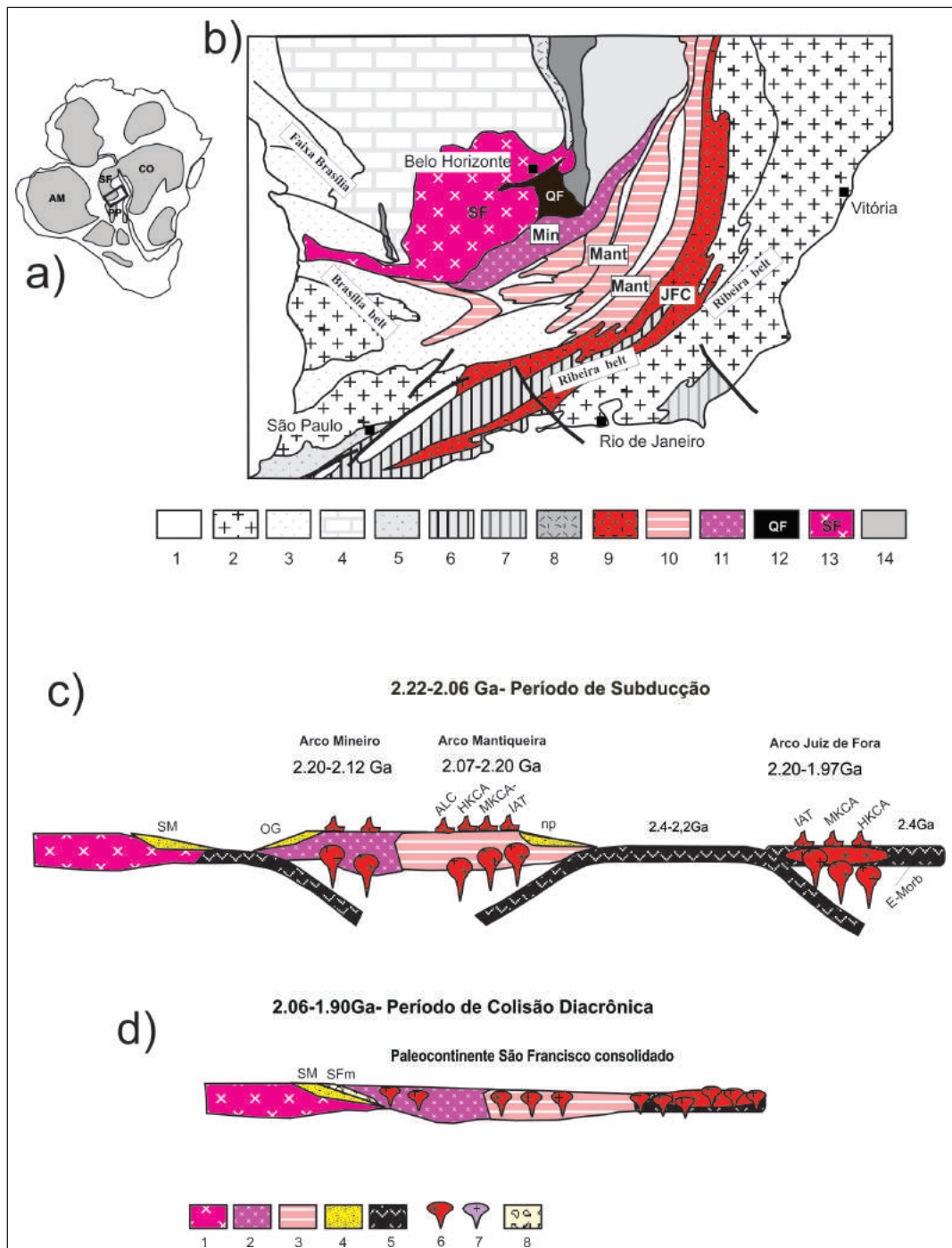


Figura 9.1 – Proposta de evolução tectônica para o paleoproterozoico, envolvendo os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, bem como sua comparação com o Cinturão Mineiro. a) Área alvo no contexto do Gondwana, b) Mapa integrado com a ocorrência destas unidades, Legenda da figura 9.1b: 9-Complexo Juiz de Fora, 10- Complexo Mantiqueira, 11- Unidades do Cinturão Mineiro, 13- Arqueano do CSF, exemplo unidades do Supergrupo Minas e correlatas. Legenda das Figuras 9.1c e d: 1- Complexos Arqueanos do CSF; 2- Microcontinente Mineiro, 3- Microcontinente Mantiqueira, 4- Margens passivas paleoproterozóicas, 5- Placa oceânica, 6 e 7- Arcos cordilheiranos e juvenis, 8- Foreland basins. Modificado de Heilbron et al. (2011).

9.2 - ESTÁGIO INTRACRATÔNICO (MESOPROTEROZOICO) E AS BACIAS DE MARGEM PASSIVA NEOPROTEROZOICAS

Embora as sucessões metassedimentares mesoproterozóicas, que atestam o estágio intraplaca da região sudeste brasileira, após a consolidação do paleocontinente São Francisco ao final da orogênese

paleoproterozóica, não aflorem no estado do Rio de Janeiro, seu conhecimento levantado na porção sul do estado de Minas Gerais permite preencher esta lacuna da história geológica pré-cambriana região sudeste do Brasil. Assim sobre o embasamento da região sul do continente São Francisco desenvolveram-se, no final do Paleoproterozoico e durante o Mesoproterozoico, duas bacias intracontinentais

denominadas por Ribeiro *et al.* (1995) de bacias São João del Rei e Carandaí. O baixo grau de deformação e metamorfismo permitiu a preservação da maior parte das feições sedimentares primárias.

9.2.1 - Bacia São João del Rei

A Bacia São João del Rei foi preenchida pela megassequência homônima, redefinida a partir do Grupo São João del Rei de Ebert (1958). Compreende uma sucessão quartzítica, com cerca de 1000 m de espessura, que aflora nas Serras de São José, Tiradentes e Lenheiro, na região de São João del Rei (Figuras 8, 9 e 12). Discordâncias internas permitem separar, da base para o topo, quatro sequências deposicionais: Tiradentes, São José, Tejuco e Lenheiro. As três primeiras têm cerca de 150 m de espessura, a última 500 m, e foram estudadas detalhadamente por Andreis *et al.* (1989) e Ribeiro *et al.* (1995, 2003). Com base na associação e sucessão de litofácies, esses autores sugeriram a seguinte evolução paleoambiental: ambiente de plataforma rasa, ambiente de plataforma rasa dominada por ação de marés, progradação de um sistema lagunar com planície de maré sobre fácies de submaré e, finalmente, ambiente deltaico do tipo entrelaçado.

Idades U-Pb de zircões detríticos da Sequência Lenheiro indicam predomínio de fontes paleoproterozoicas (ca. 2,2 a 1,8 Ga) com contribuição arqueana subordinada (ca. 2.9 a 2.5). A idade do zircão mais jovem (ca. 1,8 Ga) limita a idade máxima de deposição (Valladares *et al.*, 2004). A Megassequência São João del Rei vem sendo correlacionada ao Supergrupo Espinhaço que aflora na borda leste do Craton do São Francisco.

9.2.2 - Bacia Carandaí

A Megassequência São João del Rei é cortada por diques básicos com tendência alcalina que evidenciam reativação tectônica na região. Desenvolveu-se, então, a Bacia Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995, 2003), preenchida pela megassequência homônima que ocorre em discordância sobre a Megassequência São João del Rei ou sobre o embasamento. A Bacia Carandaí compreende duas sequências deposicionais separadas por uma superfície paleocárstica: a) a Sequência Barroso, inferior, predominantemente carbonática; e b) a Sequência Prados, superior, de constituição pelítica. A Sequência Barroso compreende ainda metadiamicritos interpretados como depósitos de fluxos de detritos em borda de bacia, durante trato de sistema transgressivo; os filitos que os recobrem, como pelitos de seção condensada gerados no período de inundação máxima e os calcários representariam uma plataforma ou rampa carbonática gerada num trato de sistema de mar alto. Já a Sequência Prados registraria o afogamento da plataforma carbonática da Sequência Barroso. Com base em dados geocronológicos U-Pb, recentemente

reportados, Ribeiro *et al.* (2013) sugerem a idade de 1379 +/- 3 Ma obtida no zircão detrítico mais jovens das amostras estudadas, como idade máxima de deposição para a Bacia Carandaí. Idades modelo Sm-Nd entre 1,7 e 1,3 Ga, obtidas para os diques básicos acima mencionados, também sugerem este limite máximo para a idade da sedimentação.

9.3 - MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO

Embora não tenhamos registros destas bacias sedimentares no estado do Rio de Janeiro, o magmatismo relacionado à Tafrogênese Estateriana está presente nas associações do embasamento, tal como apontado por Heilbron *et al.* (2010). Os autores identificaram rochas félsicas (ortognaisses) de ca. 1.66 Ga, bem como rochas básica alcalinas (ortogranulitos) de ca. 1,77 Ga no Complexo Juiz de Fora. Estas ocorrências no Domínio Juiz de Fora do terreno Ocidental corroboram que esta unidade do embasamento, embora retrabalhada do Neoproterozoico, podem ser interpretadas como a extensão do Paleocóntinente São Francisco, no interior da Faixa Ribeira.

9.4 - BACIAS DE MARGEM PASSIVA NEOPROTEROZOICAS

Bacias de margem passiva neoproterozoicas foram implantadas no início do Neoproterozoico, nas bordas dos paleocóntinentes São Francisco e Paraíba do Sul. Estas bacias foram preenchidas por sequências deposicionais, hoje representadas, respectivamente, pelos Grupos Andrelândia e Raposo, predominantemente siliciclásticos, e Paraíba do Sul e Embu, com importante contribuição carbonática.

Rochas básicas intercaladas nestas sequências, com idades modelo em ca. 1,0 Ga, além de diques básicos descritos no Cráton do São Francisco, marcam o episódio distensivo que resultou na abertura destas bacias neoproterozoicas.

9.4.1 - Bacia Andrelândia/Raposo

Na Faixa Ribeira, o Grupo Andrelândia, muito estudado na porção SE do estado de Minas Gerais, caracteriza esta bacia. Nesta região, na porção mais proximal da pretérita bacia, Paciullo *et al.* (2000) definiram inicialmente duas megassequências deposicionais, sendo a inferior denominada de Carrancas e a superior de Rio Turvo. A Sequência Carrancas representaria, segundo os autores, ambientes plataformais, enquanto que a sequência superior pelítica, poderia indicar uma fase transgressiva, com indicações de glaciação.

Dados de zircões detríticos de inúmeros autores (Machado *et al.*, 1996; Valeriano *et al.*, 2000; Valladares *et al.*, 2008; Belém *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2014) indicam proveniência do Cráton do São Francisco, mesmo em suas unidades mais distais, neste trabalho rebatizadas de Grupo Raposo, em

concordância com a nomenclatura utilizada para estes metassedimentos nos mapas dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Todos estes autores encontraram idades entre ca. 1,15 e 0,90 Ma. Entretanto, tal como apontado por Belém *et al.* (2011) e posteriormente corroborado por Westin & Campos Neto (2013), uma unidade de biotita xistos feldspáticos apresentou zircões mais jovens, que atingem ca. 620 Ma. Estes dados levaram os autores a propor que esta unidade já teria sua proveniência a partir do terreno colidente, que abriga as rochas magmáticas do Arco Socorro e, portanto, significando que a porção superior da bacia teria sido preenchida concomitantemente à etapa de inversão da Orogênese Brasileira. É importante ressaltar que este litotipo analisado, localizado próximo à cidade de Madre de Deus de Minas, é o único a apresentar zircões nesta faixa de idade.

Para sul, tectonicamente sobreposto a esta sequência superior, afloram as unidades distais da bacia, no Domínio Juiz de Fora, denominadas neste trabalho de Grupo Raposo. Todos os quartzitos encaixados nas unidades deste grupo só forneceram idades que corroboram sua proveniência cratônica, com fontes Paleoproterozoica e subordinadamente mesoproterozoicas e arqueanas. As idades mais jovens obtidas são concomitantes ao metamorfismo brasileiro, em *tips* e/ou zircões metamórficos.

Dados geoquímicos dos anfibolitos (Gonçalves & Figueiredo, 1992; Marins, 2000) intercalados no Grupo Andrelândia sugerem progressivo afinamento crustal, desde ambiente continental até oceânico transicional a normal. Idades-modelo Sm-Nd entre 1,2 e 1,05 Ga sugerem um limite máximo de idade para a deposição da Megassequência Andrelândia (Heilbron *et al.*, 2004).

9.4.2 - Grupo Paraíba do Sul

O Grupo Paraíba do Sul representa a sucessão metassedimentar associada ao Terreno Paraíba do Sul. Compreende paragneisses psamíticos a pelíticos com intercalações de mármore, predominantemente dolomíticos, rochas calcissilicáticas e metabasitos em fácies anfibolito.

Praticamente não existem estudos de proveniência nestas unidades, com exceção a duas amostras de quartzitos, próximos a Leopoldina e Mar de Espanha, analisadas por Viana (2008) e outra com dados ainda não publicados, mas reportados na figura 5.10. Estes dados indicam proveniência a partir de fontes paleoproterozóicas, e em menor proporção arqueanas. Esta assinatura é muito semelhante aos dados do embasamento do terreno, representado pelos complexos Quirino, Taquaral e Campinho.

As rochas anfibolíticas indicam ambientes variando de intraplaca a E-MORB (Marins, 2000), que em conjunto com os dados de proveniência sugerem que o Grupo Paraíba do Sul deva representar margem passiva deste microcontinente.

9.5 - OS ARCOS MAGMÁTICOS NEOPROTEROZOICOS: FECHAMENTO DO OCEANO ADAMASTOR

O fechamento do oceano Adamastor resultou na formação de três arcos magmáticos distintos, na Faixa Ribeira, no estado do Rio de Janeiro, denominados de Arco Serra da Bolívia (Ca. 620-595 Ma), Arco Rio Negro (790 e 640-610 Ma) e Italva (ca. 860-840, 790-760 e 630-620 Ma), implantadas nos domínios Cambuci, Costeiro e Italva, do Terreno Oriental, respectivamente (Figura 9.2). Com exceção do Arco Serra da Bolívia, estas rochas de arco não ocorrem associadas a rochas representativas do embasamento paleoproterozoico, mas são intrusivas em sequências metassedimentares hoje metamorfizadas em fácies granulito a anfibolito.

9.5.1 - Arco Serra da Bolívia

As rochas formadas no Arco Serra da Bolívia, afloram no Domínio Cambuci e possuem assinatura de contaminação de crosta mais antiga, à semelhança do Arco Galiléia mais ao norte, na Faixa Araçuaí. Neste domínio os ortogneisses estão encaixados em granada-biotita gnaisses com lentes de mármore, rochas calcissilicáticas e hornblenda-biotita gnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. O Complexo Serra da Bolívia compreende três suítes calcioalcalinas, uma suíte transicional alcalina e uma suíte toleítica (IAT). As idades disponíveis para o conjunto situam o período de formação das rochas de arco entre Ca. 620 e 595 Ma, segundo dados disponíveis para região entre as cidades de Carmo e Itaocara (RJ). Os paragneisses encaixantes apresentam, em parte, proveniência do próprio arco magmático. Na região sul do estado do Espírito Santo, níveis com texturas vulcânicas e composição dacítica intercalados nos metassedimentos do Grupo Rio Doce, seriam equivalentes do Grupo Bom Jesus do Itabapoana no estado do Rio de Janeiro.

9.5.2 - Arco Rio Negro

Os ortogneisses com enclaves dioríticos e gabroicos intrudem paragneisses pelíticos com quartzitos e calcissilicáticas do Grupo São Fidelis. Compreendem várias suítes calcioalcalinas (Médio e Alto-K₂O) e uma suíte toleítica. Dois intervalos de idades U-Pb foram encontrados, em ca. 790 Ma para conjuntos de ortogneisses bandados ricos em dioritos, como por exemplo, no município de Rio de Janeiro, e 635-605 Ma para ortogneisses com composição de tonalitos, granodioritos e granitos. Dados Sm-Nd apontam dois conjuntos, sendo um mais primitivo, com idades TDM entre 1.3-0.9 Ga e com valores de ϵ_{Nd} positivo a próximos de zero, enquanto que o segundo é mais evoluído com idades TDM entre 1.2 -1.6 Ga e valores de ϵ_{Nd} negativos indicando contaminação crustal.

9.5.3 - Arco Serra da Prata

Este arco magmático está representado por hornblenda biotita gnaisses e biotita gnaisses (rochas vulcânicas?) intercalados com mármores, anfibolitos e pelitos. Os ortognaisses têm afinidade calcioalcalina, com assinatura de arcos magmáticos, enquanto os anfibolitos possuem assinaturas de E-N-MORB ou IAT. Esta associação é compatível com o

desenvolvimento de bacias de retroarco associadas a arcos primitivos. As idades U-Pb obtidas indicam dois estágios, em ca. 860-840 Ma e ca. 790-760 Ma, enquanto que os dados Sm-Nd apontam para acreção juvenil.

Estes dados sugerem que processos de subducção foram ativos durante todo o Neoproterozoico, desde o Criogeniano até o Edicariano, com maior pujança no Toniano.

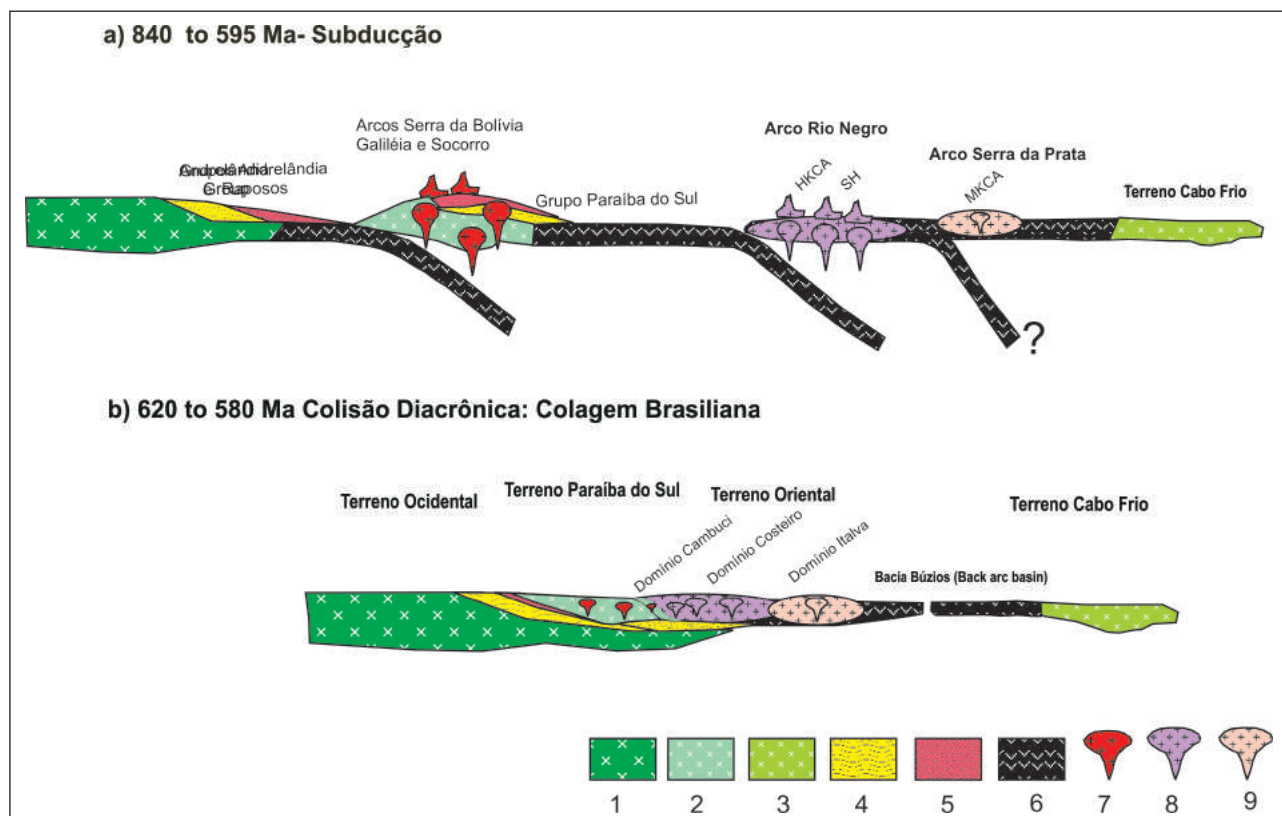


Figura 9.2 – Arcos Magmáticos Neoproterozoicos da Faixa Ribeira no Estado do Rio de Janeiro, modificado de Heilbron et al. (2013). Legenda: Embasamento pré-1.8 Ga: 1 - do Terreno Ocidental (p.ex. Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora); 2 - do Terreno Paraíba do Sul (Complexos Quirino, Campinho e Taquaral); 3 - do Terreno Cabo Frio (Complexo Região dos Lagos). Coberturas supracrustais: 4 - do Terreno Ocidental (Grupos Andrelândia e Raposo); 5 - do Terreno Paraíba do Sul (Grupos Paraíba do Sul e Embu); 6 - Litosfera oceânica. Arcos magmáticos: 7 - Serra da Bolívia, Galiléia e Socorro; 8 - Rio Negro; 9 - Serra da Prata.

9.6 - BACIAS DE MARGEM ATIVA E BACIAS SIN-OROGÊNICAS

Bacias de margem ativa se desenvolveram concomitantemente ao fechamento do oceano Adamastor e consequente geração dos arcos magmáticos acima descritos. Estas bacias estão representadas por quatro unidades metassedimentares, sendo que duas destas poderiam registrar a passagem de fase de margem passiva para margem ativa, denominados como Bom Jesus do Itabapoana, São Fidelis, Italva e Búzios-Palmital.

Grupo Bom Jesus do Itabapoana: constitui a unidade metassedimentar do Domínio Cambuci e encaixa os ortognaisses do Arco Serra da Bolívia. Dados de Heilbron & Machado (2003) apontam para derivação, em parte do próprio arco magmático.

Grupo São Fidelis: compreende duas unidades, sendo que Unidade Basal, kinzigítica, encaixa os ortognaisses e gabros do arco magmático Rio Negro. Estudos de proveniência em quartzitos da Unidade Superior, com base em análises U-Pb de zircões detríticos, indicam, além de fontes mais antigas, zircões derivados do Arco Magmático Rio Negro (Machado et al., 1996; Valladares et al., 2004; Schmitt et al., (2008), Lobato et al. (2011) e Lobato (2013).

Grupo Italva: esta sequência composta por mármores, gnaisses psamíticos e anfibolitos possui idade de sedimentação contemporânea ao desenvolvimento do Arco Serra da Prata, segundo dados de Peixoto (2011; 2014, inédito). Os dados e a paleografia da unidade sugerem deposição em um ambiente do tipo *back-arc*, tal como apontado por Heilbron et al., (2000, 2004, 2008) e Sad & Dutra, (1988).

Grupo Búzios-Palmital: esta unidade compreende gnaisses derivados de rochas pelíticas, com anfíbolitos na base e uma sucessão calcissilicática no topo (Heilbron *et al.*, 1982). Dados geoquímicos e isotópicos indicam que as rochas metabásicas possuem assinatura de rochas de fundo oceânico e idades modelo de cerca de 1,0 Ga. Esses dados levaram à interpretação de que possivelmente esta bacia representaria a porção mais distal de uma bacia do tipo *back-arc basin* (Heilbron *et al.*, 2004, 2008; Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2008).

9.7 - ETAPAS DA OROGÊNESE BRASILIANA

A Faixa Ribeira apresenta múltiplos registros de episódios colisionais, representando, portanto, uma colagem que resultou na amalgamação deste segmento do Supercontinente Gondwana. Os primeiros autores a reportarem a ocorrência de distintos episódios metamórficos foram Machado *et al.* (1996) que identificaram dois episódios metamórficos M1 e M2 (ca. 605-665 e ca. 535-520 Ma.). Posteriormente, vários autores detectaram este processo e introduziram um episódio mais antigo em ca. 640-620 Ma com dados oriundos dos terrenos Guaxupé e Socorro, interpretados ora como integrantes da Faixa Brasília, ora da Faixa Ribeira (Ebert *et al.*, 1996). Posteriormente, Heilbron *et al.* (2004, 2008, 2013), Heilbron & Machado (2003), Viana (2008) e Schmitt *et al.* (2004) apresentaram novos dados para a faixa Ribeira, permitindo a melhor compreensão dos seus diferentes episódios colisionais. Esta evolução tectônica foi sumarizada em Heilbron *et al.* (2004, 2008) e está ilustrada na figura 9.3.

ca. 650-662 Ma- colisão do Terreno Guaxupé, após o fechamento do oceano Brasilides e edificação da porção sul da Faixa Brasília (Valeriano *et al.*, 2008; Campos Neto *et al.*, 2001);

ca. 620-595 Ma- colisão (em regime transpressivo) dos terrenos Socorro, Paraíba do Sul-Embu e Domínio Cambuci contra a margem São Franciscana. Este episódio tectônico coincide com o fechamento da extremidade norte do oceano Adamastor na faixa Brasília. Granitoides sin-colisionais (I e S) acompanham este processo (Ebert *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2008, 2013);

ca. 595-565 Ma-Colisão do Terreno Oriental, com os Arcos Rio Negro e Italva. Este episódio gerou inúmeros granitos sin a tardi colisionais (S, I e híbridos) muito bem representados, no estado do Rio de Janeiro, pontuam esta evolução;

ca. 535-510 Ma- Colisão do Terreno Cabo Frio, com a propagação da deformação para os terrenos da faixa recém-amalgamados, resultando em dobramento das estruturas anteriormente formadas, bem como na implantação de zonas transpressivas destras, como a Zona de Cisalhamento Além Paraíba (Ebert & Hasui, 1991).

9.8 - ESTÁGIO PÓS-COLISIONAL (CA. 510-480 M): COLAPSO OROGÊNICO

Este episódio tectônico marca a transição da Orogênese Brasileira-Panafricana para o estágio de relativa estabilidade do Supercontinente Gondwana e posterior implantação das bacias intracratônicas brasileiras. Muitos autores vêm estudando melhor esta etapa evolutiva em orógenos, reconhecendo um período de mudança de regime tectônico e geração de magmatismo bimodal, com participação mantélica, associado à perda da parte da litosfera oceânica subductada pelo fechamento dos espaços oceânicos. Estes processos vêm sendo reconhecidos em diversos orógenos colisionais, como por exemplo, nos Himalaias. Tal como no Orógeno Araçuaí, esta fase é interpretada como resultante do colapso extensional do edifício orogênico (Heilbron *et al.*, 2000, Heilbron e Machado, 2003, Pedrosa Soares *et al.*, 2008).

Os registros do estágio pós-colisional, que marca o fim da Orogênese Brasileira, são claramente observados nos terrenos orientais da Faixa Ribeira, no estado do Rio de Janeiro. Em menor proporção, também foram detectadas estruturas e episódios magmáticos relativos a esta etapa no Terreno Cabo Frio.

Esta etapa tectônica está representada por dois conjuntos de estruturas transtensivas: a) zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, 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).

O magmatismo correspondente à etapa de colapso do orógeno está associado à geração do plutonismo, denominado neste trabalho de pós-colisional, com idades entre 510 e 480 Ma. Compreende granitos calcioalcalinos que ocorrem como *stocks* circulares ou na forma de diques e soleiras (Tupinambá *et al.*, 2012; Neto *et al.*, 2014). Este magmatismo pós-deformacional evoluiu regionalmente, adquirindo uma tendência mais alcalina na direção sudoeste (Junho, 1992). As zonas de cisalhamento deste episódio tem 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 (enclaves, lentes a *stocks*), gerando estruturas de mistura magmática. Duas suítes magmáticas, com inúmeros corpos, foram geradas neste episódio tectônico, representadas respectivamente pelos granitos Parati, Ilha Grande, Pedra Branca (ca. 510 Ma); e Suruí, Teresópolis, Nova Friburgo e Sana (490-480 Ma). Muitos trabalhos abordaram estes corpos graníticos, como por exemplo, as contribuições de Penha *et*

al., 1980; Pires et al., 1982; Penha & Wiedemann, 1984; Junho, 1993; Heilbron et al., 1995; Machado &

Demange, 1992, 1994, 1996; Machado, 1997; Porto Jr e Valente, 1988; Tupinambá, 1999).

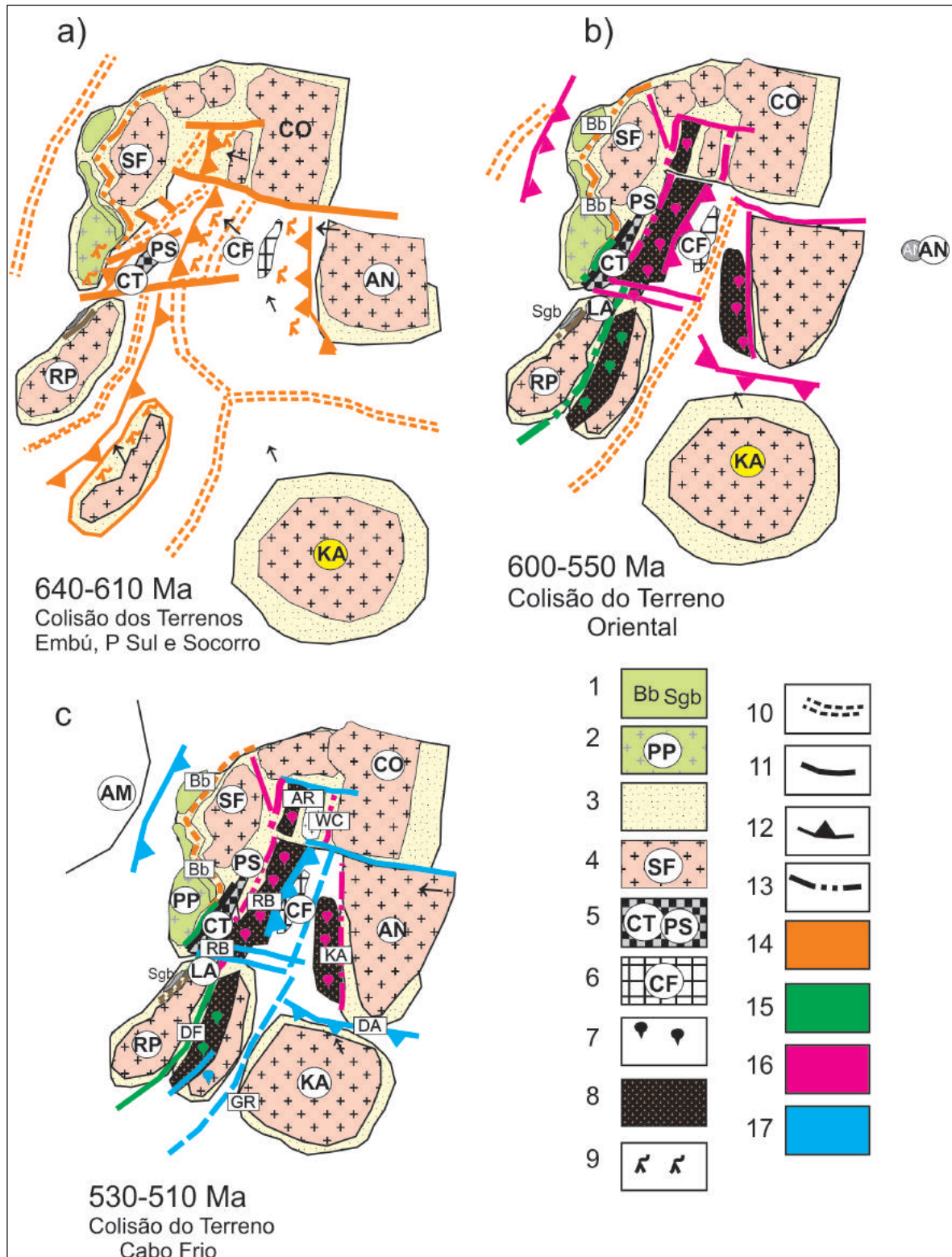


Figura 9.3 - Modelo tectônico esquemático, com a proposta de evolução da Faixa Ribeira, no contexto do Gondwana Ocidental, modificado de Heilbron et al. (2008). Legenda: 1 - microcontinente Goiás; 2 - Parapananema; 3 - margens passivas; 4 - paleocontinentes: SF- São Francisco, CO- Congo, AN- Angola, KA- Kalahari, RP- Rio de La Plata, AM- Amazonas; 5 - microcontinentes: CT- Curitiba, PS- Paraíba do Sul; 6- microcontinente CF- Cabo Frio; 7 - arcos magmáticos, as cores indicam diferentes idades; 8 - arcos magmáticos cordilheiranos; 9 - arcos magmáticos intraoceânicos; 10 - dorsais meso-oceânicas; 11 - zonas de subducção; 12 - falhas; 13 - zonas transformantes; 14 a 17 - idades dos eventos: 14 - ca. 640-630 Ma; 15 - ca. 620-595 Ma; 16 - ca. 600-565 Ma; 17 - ca. 535-520 Ma.

10 - TECTÔNICA MESOZOICO-CENOZOICA

10.1 - INTRODUÇÃO

A história tectônica da região sudeste do Brasil durante o Mesozoico - Cenozoico é marcada por períodos de intensa atividade tectonomagmática seguida de períodos de calmaria. É evidenciada pela presença de magmatismo, reativação de estruturas brasileiras, processos de extensão e transtensão que deram origem a falhas e fraturas, soerguimento, e formação de um sistema de bacias do tipo rifte na região do vale do rio Paraíba do sul e Graben da Guanabara denominado de Sistema de Riftes do Sudeste Brasileiro (Almeida, 1976).

Após o estabelecimento da Faixa Ribeira durante a orogênese brasileira, a região do estado do Rio de Janeiro e arredores passou por um período de relativa "serenidade tectônica" (440-200 Ma), caracterizando um ambiente intraplaca do Gondwana Ocidental e passando a servir de área fonte das bacias interiores e sinéclises paleozoicas.

Essa calma tectônica, de longa duração, perdurou até o Jurássico Inferior (~192 Ma) quando a região sul do Gondwana, onde estava localizado o estado do Rio de Janeiro, passou a sofrer os primeiros esforços tectônicos que culminariam no seu rifteamento (Guedes *et al.*, 2005). Esse rifte teria se iniciado no sul da Argentina e teria rasgado a litosfera de SE para NW até que as placas Sul-americana e Africana viessem a se separar por completo há ~104 Ma (Feijó, 1996; Bueno, 2004).

Seguindo ao rifteamento, a região passou por outro período de tranquilidade e estabilidade até que em torno de 82 Ma intensa atividade magmática ocorreu, deixando como registro diversos diques alcalinos máficos, sendo em sua maioria lamprófiros (Guedes, 2001).

Um novo período de calmaria se estendeu até aproximadamente 70 Ma quando novamente o embasamento foi invadido por intrusões, porém, desta vez, por diversos plutons, *plugs* e *stocks* de magma alcalino félsico. Em paralelo, estruturas brasileiras foram reativadas e iniciou-se o processo de soerguimento da serra do Mar e basculamento da bacia de Santos na área submersa adjacente (Almeida *et al.*, 1998).

Um novo processo de rifteamento acompanhado de magmatismo culminou com a abertura do sistema de riftes do sudeste e a formação das bacias de Resende, Volta Redonda, Itaboraí e do Graben da Guanabara no estado do Rio de Janeiro (Riccomini *et al.*, 2004).

Os processos que afetaram a litosfera continental neste período também são bem marcados na área oceânica. Segundo Cainelli &

Mohriak (1998), Mohriak & Paula (2005) e Heilbron *et al.*, (2000), a fase rifte perdurou de ca. 130 a 114 Ma, em consequência de um processo extensional com formação de hemi-grabens preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos. A evolução tectonossedimentar das bacias da margem passiva teria ocorrido em 5 fases:

1. Fase I (140-130 Ma) - no estágio inicial do rifte, admite-se um afinamento litosférico distribuído entre crosta continental e manto superior, com pequena subida da astenosfera, e geração das falhas que nucleiam os futuros depocentros das bacias marginais;

2. Fase II (130-114 Ma) - com a continuidade do processo extensional e o aumento do estiramento litosférico ocorrem extrusão de lavas basálticas e geração das grandes falhas de borda relacionadas aos semi-grabens;

3. Fase III (114-110 Ma) - desenvolvimento de falhas de *rollover* que afetam os blocos do rifte anteriormente formados;

4. Fase IV (108-100 Ma) - o final da fase rifte é marcado pela inserção de crosta oceânica ao longo de todo o limite das placas sul-americana e africana. A discordância dessa ruptura é comumente denominada *Break-up Unconformity* (Falvey, 1974);

5. Fase V (96-88 Ma) - espraiamento da crosta oceânica e aumento da paleobatimetria dando início à fisiografia atual da margem S-SE do Brasil.

10.2 - PERÍODO NEOJURÁSSICO - EOCRETÁCEO: O BREAK UP DO GONDWANA E ATIVIDADE MAGMÁTICA

O *break up* do Gondwana é marcado por distensão acompanhada de intensa atividade magmática. Nas regiões sul e sudeste do Brasil é evidenciado pela presença dos enxames de diques toleíticos, extensos derrames que constituem a Província Magmática Paraná-Etendeka (Peate, 1987, Turner *et al.*, 1994, Stewart *et al.*, 1996) e derrames nas recém criadas bacias marginais como Pelotas, Santos e Campos, funcionando como sequência basal das mesmas (Figura 10.1).

Este magmatismo tem caráter toleítico e é concomitante à fase rifte e está intimamente relacionado com a estruturação brasileira do embasamento. Parte das intrusões segue o trend NE paralelo à foliação principal, enquanto na região entre Resende e a baía da Ilha Grande, as intrusões seguem a orientação das falhas e do intenso fraturamento ocorrido nesta área cortando o embasamento de forma ortogonal a oblíqua nas direções NW, NS e NNE. Além das intrusões, o

processo de rifteamento também está registrado nas estruturas do embasamento. Fonseca e Pompeau (1984) obtiveram, por traços de fissão em apatitas de gnaisses do embasamento, idades de 124 ± 5 Ma, interpretadas como sendo relacionadas ao processo de abertura do Atlântico.

A calma tectônica que se estabeleceu após a quebra do Gondwana permaneceu até aproximadamente 80 Ma, quando as estruturas NE do embasamento serviram de conduto para o magmatismo alcalino máfico. Este é marcado pela ocorrência de diques de lamprófiros e basalto

alcalino e ocorrem em uma proporção muito menor se comparado ao magmatismo toleítico. Deckart *et al.* (1998) dataram pelo método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ Ar diques de basalto alcalino no estado e obteve idades variando entre $78,8 \pm 2,8$ e $81,8 \pm 1,8$ Ma. Para os lamprófiros, as datações obtidas por Ferrari (2001) na região do Graben da Guanabara e por Guedes (2001) na região de Resende indicam um intervalo entre 77 – 82 Ma. Os traços de fissão em apatitas obtidas em rochas do embasamento por Fonseca e Pompeau (1984) indicam idades em torno de 85 Ma aproximadamente coincidentes com a idade dos corpos alcalinos.

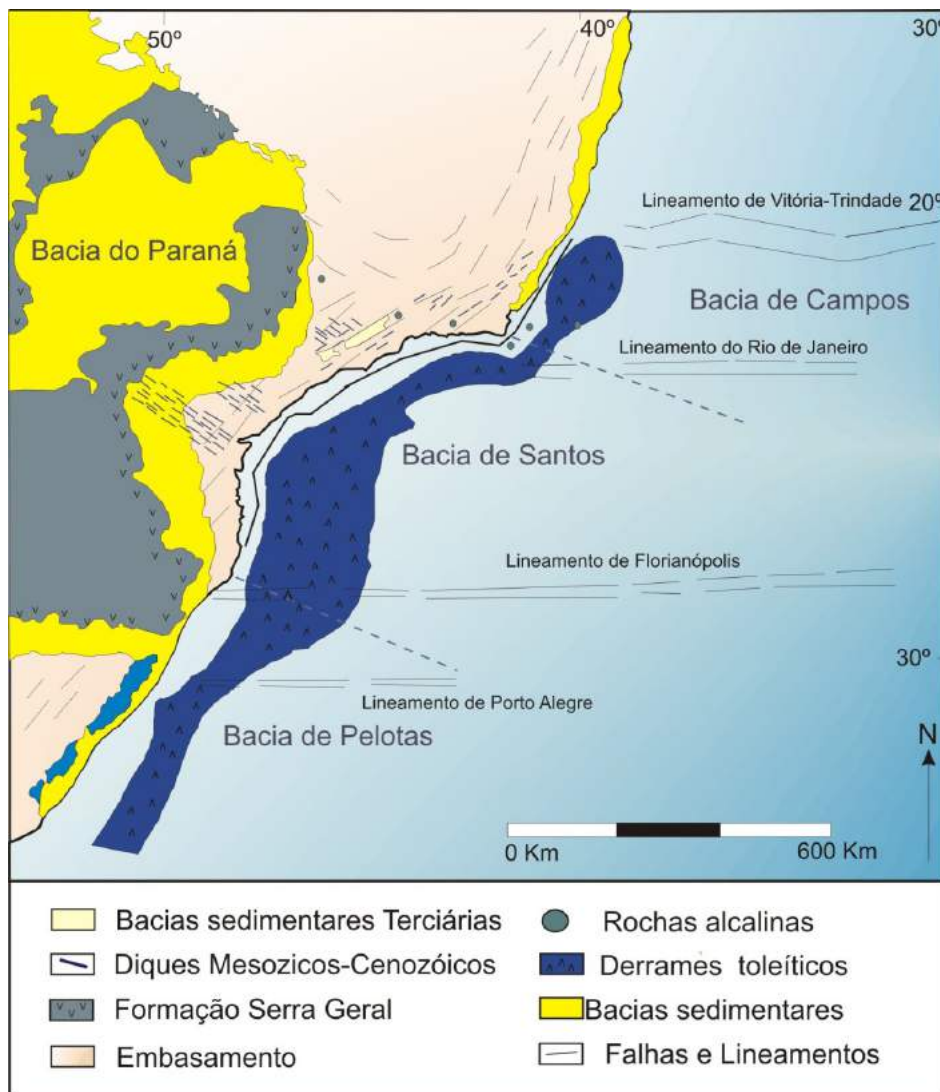


Figura 10.1 – Ocorrência do magmatismo toleítico relacionado ao breakup do Gondwana com ênfase no sul e sudeste do Brasil. Modificado de Almeida *et al.* (1996) e Milani *et al.* (1994).

10.3 - CENOZOICO: REATIVAÇÕES, MAGMATISMO E O SISTEMA DE RIFTES

Durante o Cenozoico, após ter experimentado outro período de calma tectônica, a região do estado do Rio de Janeiro foi afetada por intenso tectonismo, soerguimento da serra do Mar, injeção de magma alcalino máfico e félsico e a abertura do sistema de

riftes do sudeste. A ocorrência de brechas tectônicas silicificadas nas imediações dos grabens e intrusões de rochas alcalinas é um indicativo da ocorrência de tectônica rúptil associada a intenso geotermalismo. Estes corpos tabulares de brecha tectônica são relacionados a falhas normais na direção ENE e mergulhos para SSE ou NNW. É também observada a ocorrência de falhas com direção NNW a NW,

com mergulhos para SW que transectam a margem continental do Rio de Janeiro. Segundo Cobbold *et al.* (2001) esta orientação se prolonga na direção oceânica em direção à bacia de Santos, provocando o deslocamento relativo das bacias terciárias uma em relação a outra.

10.3.1 - Intrusões de Rochas Alcalinas

As rochas alcalinas do Neocretáceo ocorrem como intrusões globulares (dezenas de metros a alguns quilômetros de diâmetro) e como diques pouco espessos (centímetros a 2-3 metros). Os diques tendem a se orientar entre NE e E-W e são mais frequentes próximos às intrusões globulares.

Existem algumas zonas de concentração dessas intrusões: Itatiaia-Passa Quatro, Marapicu-Mendanha, Rio Bonito-Tanguá e na Ilha de Cabo Frio. Em todas essas áreas é grande a incidência de diques de lamprófiro, traquito, fonolito e outras rochas alcalinas.

As intrusões globulares e os diques de rochas alcalinas estão geograficamente associadas a falhas normais, muitas vezes preenchidas por brechas silicificadas. São também características suas posições nas bordas de grabens cenozoicos.

10.3.2 - Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil

Uma calha de grabens alinhados de idade paleogênica atravessa praticamente toda a extensão do embasamento adjacente à bacia de Santos. O "Rift Continental do Sudeste do Brasil" (RCSB-Ricomini, 1989) compreende uma série de bacias terciárias (Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda) orientadas segundo a direção N60-70E, acompanhando a direção da costa do sudeste brasileiro, formando uma calha entre as serras do Mar e da Mantiqueira, onde se instalou a bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, entre outros. Completam essa feição os grabens da Guanabara e de Barra de São João, na direção E-W, ao longo da região costeira do Rio de Janeiro. Zalan & Oliveira (2001, 2005) incluíram feições sísmicas *offshore* no pacote e renomearam o sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil.

Esse sistema de falhas normais e transtensivas reestruturaram a margem continental do sudeste e formaram as feições que emolduraram o relevo atual na margem continental sudeste. Os segmentos deste rifte são de direção NE e acompanham as principais descontinuidades brasileiras, enquanto que o sistema de grabens e horsts como um todo se orienta de forma escalonada na direção E-W, chegando ao litoral entre as cidades de Búzios e Rio das Ostras, adentrando a bacia de Campos. Dentre as zonas transversais relacionadas ao RCSB, a mais relevante é a Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993), que segue, na direção NNW, para o mar na margem leste da baía de Sepetiba.

As ombreiras e vales desses grabens foram recorrentemente reafeiçoados por zonas de falhas, geralmente de pequenos rejeitos, que afetam as unidades da cobertura cenozoica.

10.3.3 - Feições Neotectônicas

As falhas, que afetam os sedimentos neogênicos, especialmente a Formação Barreiras, têm direções predominantes NE, NW, E-W e N-S. Em geral são de pequeno porte e não caracterizam zonas de fraqueza de grande expressão.

A rede de drenagem é fortemente controlada por todas as estruturas presentes no embasamento da bacia de Santos, no entanto, algumas anomalias e capturas são relacionadas a movimentos tectônicos neogênicos.

10.4 - PRINCIPAIS ZONAS DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL

O estado do Rio de Janeiro está localizado onde a margem continental muda de direção, acompanhando a atual linha de costa. Esta mudança marcante de direção reflete outras mudanças herdadas da deformação brasileira, que mostra uma inflexão na direção de seus elementos estruturais de aproximadamente Norte-Sul para aproximadamente Leste-Oeste. A direção dos contatos litológicos, zonas de cisalhamento dúctil e da foliação principal mudam de uma direção N20E, no extremo norte do estado, para a direção N60E na região central do estado.

As estruturas do Mesozoico e do Cenozoico também acompanham esta mudança, especialmente a zona de charneira cretácea, que limita a ocorrência dos sedimentos mesozoicos das bacias de Santos e Campos.

As estruturas rúpteis transversais e oblíquas à Faixa Ribeira são expressas na área *onshore* como um conjunto de fraturas (falhas e juntas) que eventualmente são preenchidas por diques, veios e brechas de diferentes idades. Embora a datação das falhas e fraturas ainda careça de dados confiáveis, algumas considerações podem ser colocadas. É sabido que corpos graníticos e pegmatitos ordovicianos utilizaram tais estruturas como condutos, mostrando que essa direção já estava ativa desde o final da orogenia brasileira. Diques jurássicos foram observados preenchendo fraturas nestas direções, bem como raras brechas silicificadas e diversas gerações de falhas e juntas. Reativações destas estruturas são relatadas no Neógeno e até no Quaternário, mostrando a longa história de geração e reativação de estruturas nestas direções (E-W, NW, NNW e NNE).

As principais descontinuidades no embasamento no estado do Rio de Janeiro foram construídas em cinco grandes eventos deformacionais:

Colagem brasileira relacionada à colisão continental entre os terrenos Ocidental, Oriental e

Cabo Frio da Faixa Ribeira Central, através de zonas de cisalhamento dúctil com formação de milonitos de alta temperatura - direção predominante NE-SW;

Colapso do orógeno Ribeira: trata-se de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil transtensivas com magmatismo granítico associado - direção predominante NW-SE;

Desestabilização do Gondwana com intenso magmatismo fissural básico toleítico, gerando os enxames de diques máficos de Resende-Baía da Ilha Grande (EDRIG), de direção predominante NNW-SSE, e da serra do Mar (EDSM), de direção predominante NE-SW, concordante com as estruturas da Faixa Ribeira, e;

Rifteamento mesozoico-cenozoico associado ao magmatismo alcalino, com formação de grabens preenchidos (bacias) e altos estruturais;

Ajustes neotectônicos com falhamento em blocos, justapondo áreas rebaixadas e áreas soerguidas.

O resultado da superposição desses eventos tectônicos foi a compartimentação em regiões com maior densidade de descontinuidades dúcteis e rúpteis, que são zonas preferenciais para a erosão e que vêm sendo moldadas até o relevo atual (Figura

10.2). Essas regiões são denominadas zonas de fraqueza crustal por serem descontinuidades que permitiram a passagem de magma básico provindos do manto, e que atravessaram toda a crosta, e que, hoje, são zonas de intensa dissecação do relevo, constituindo zonas de convergência da rede de drenagem. Essas zonas separam divisores de bacias hidrográficas regionais, sendo localmente rompidas por capturas de drenagem regionais, especialmente aquelas do rio Paraíba do Sul, o mais importante rio da área.

Pelo menos seis zonas de intensa tectônica rúptil, de escala crustal, são identificadas (Volta Redonda, Barra Mansa, Itaipava, Macaé, Baixo Muriaé e Guapiaçu).

Essas zonas de fraqueza são separadas por altos estruturais. A longa história deformacional registrada nessas zonas demonstra que elas foram o *locus* de recorrentes reativações tectônicas, tanto de caráter dúctil quanto rúptil, podendo estar relacionadas a sismos de baixa intensidade. Seus prolongamentos para *offshore* apontam para as bacias de Santos e Campos, onde desempenham papel importante na compartimentação e evolução dessas bacias.

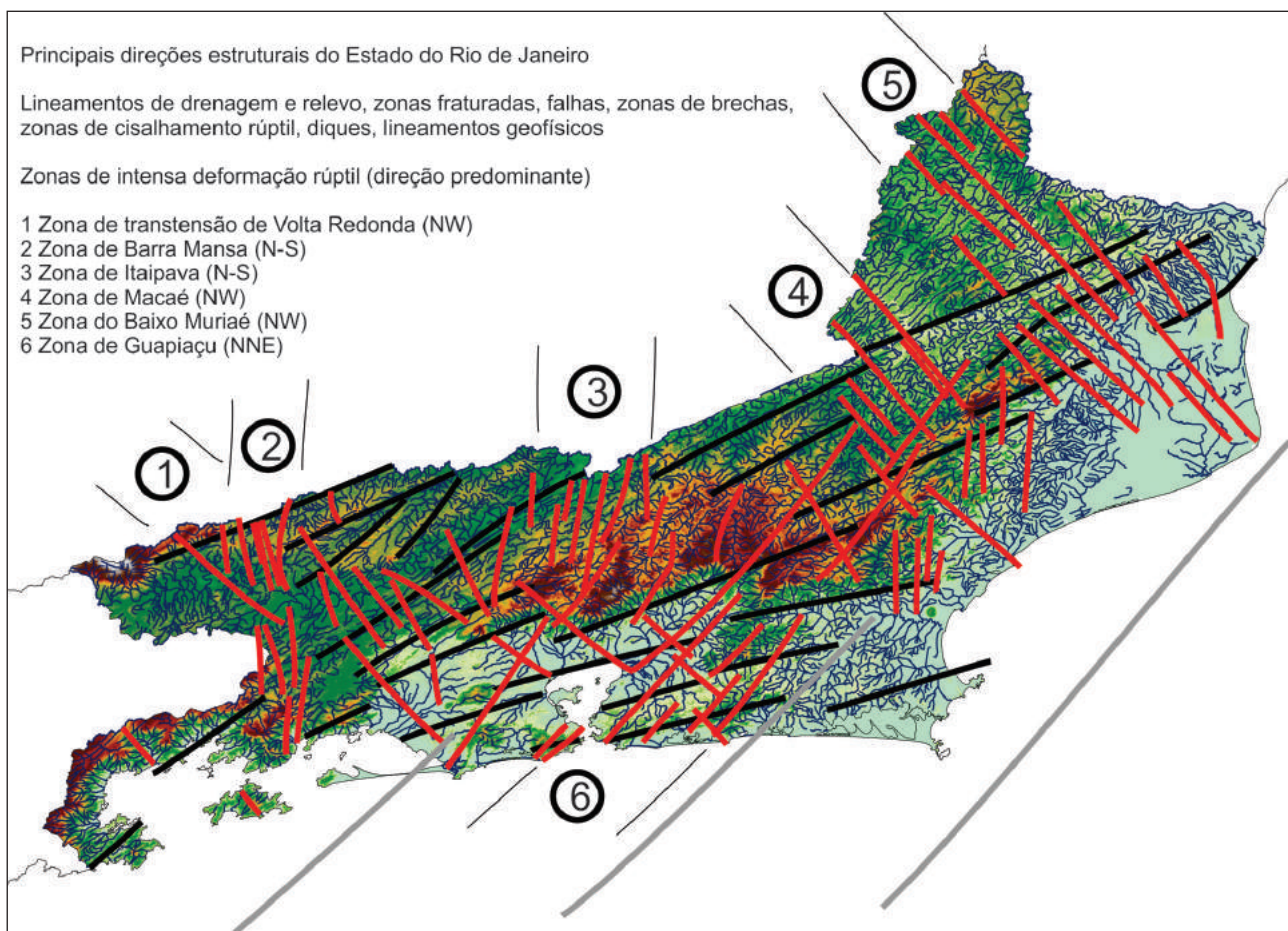


Figura 10.2 – Mapa das principais descontinuidades transversais ou oblíquas à Faixa Ribeira. Em preto – principais estruturas rúpteis paralelas ao orógeno; em vermelho – principais estruturas rúpteis transversais ou oblíquas ao orógeno; em cinza – lineamentos obtidos por geofísica na área offshore.

11 - O ENXAME DE DIQUES TOLEÍTICOS MESOZOICOS

11.1 - INTRODUÇÃO

No Mesozoico a região sudeste do Brasil foi palco de intensa atividade ígnea relacionada ao breakup do Gondwana. No estado do Rio de Janeiro esta atividade se manifesta por meio de um enxame de diques, denominado de “Enxame de Diques da Serra do Mar” (Almeida, 1976) sendo formado principalmente por diques/sills de diabásio com afinidade toleítica e subordinadamente por basaltos alcalinos (Figura 11.1). Na área oceânica, o evento é marcado pela presença de derrames de lava basáltica que constituem as Formações Cabiúnas na bacia de Campos e Camboriú na bacia de Santos.

Apesar de estar relacionado a um único evento tectônico, o enxame apresenta particularidades nas diferentes regiões do Estado sendo constituído por duas suítes principais: uma de alto titânio ($TiO_2 > 2\%$) que ocorre em ampla distribuição em todo o estado e outra com baixo teor de titânio ($TiO_2 < 2\%$) com ocorrência limitada às regiões dos lagos e serrana, além de diversos corpos de basaltos alcalinos distribuídos em toda a área (Valente, 1997; Guedes, 2007; Corval, 2009; Tetzner, 2002; Dutra, 2006).

Serão abordadas as principais características do Enxame de Diques da Serra do Mar no Estado do Rio de Janeiro englobando aspectos de campo, petrografia, litogeoquímica e geocronologia dando ênfase na ocorrência do magmatismo toleítico.

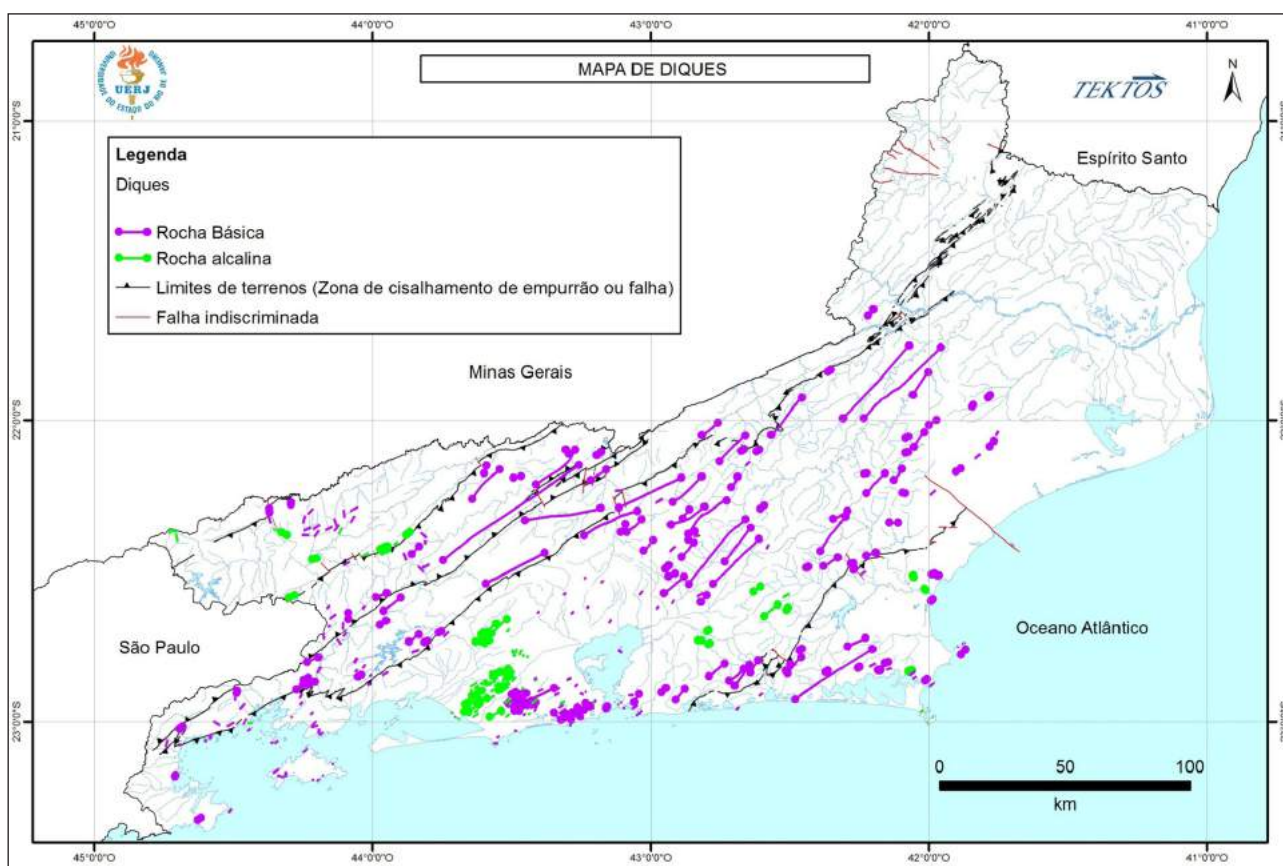


Figura 11.1 – Enxames de diques toleíticos (em cor púrpura) e alcalinos (em verde) no estado do Rio de Janeiro.

11.2 - CARACTERIZAÇÃO DO ENXAME DE DIQUES TOLEÍTICOS (K2E1λ): ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

Os diques máficos intrudem rochas de idade pré-cambriana a ordovicianas de diferentes domínios tectônicos. O enxame é composto por diabásio com

variações para basalto e microgabro. Os corpos têm espessura variando desde poucos centímetros até 200 metros (Figura 11.2), sendo mais comuns os corpos com espessura entre 2 e 12 metros. O contato com a rocha encaixante é brusco e em alguns casos é possível observar margens resfriadas como, por exemplo, nos corpos mais espessos onde ocorre

variação granulométrica da borda que apresenta textura vítrea para o centro onde são observados tipos equigranulares grossos. Muitos corpos são contínuos, principalmente aqueles que ocorrem na porção interior do estado o que é evidenciado pela presença de diversos afloramentos em um mesmo *trend* ou pela ocorrência de blocos alinhados. Os corpos menores apresentam formas de intrusão mais complexas como ramificações, bifurcações, "braços", "pontes" e interrupções. Xenólitos do embasamento estão presentes em alguns corpos (Dutra, 2006; Guedes, 2007 - Figura 11.3). Fraturas associadas ao

resfriamento e também a eventos tectônicos mais recentes são feições comuns.

As principais feições topográficas relacionadas à ocorrência dos diques/sills são os fundos de drenagens e pequenos morrotes, no interior do estado e intrusões em forma de lajedos, na região litorânea. Quando alterados, os diques/sills formam um alinhamento de blocos, muitos com esfoliação esferoidal na superfície, mas ainda preservando boa qualidade no seu interior. É comum a observação dos corpos em pedreiras e cortes de estrada.



Figura 11.2 – Exemplo de ocorrência de dique espesso (200 metros) e contínuo constituindo fundo de drenagem. É possível observar a ocorrência de fraturas associadas ao resfriamento em dois sets perpendiculares. Rio Bananal, Bananal, SP. Fotografia: Eliane Guedes.

Figura 11.3 – Xenólito de gnaiss dobrado do embasamento (Domínio Costeiro) em dique de médio porte localizado em lajedo na praia de Mambucaba, Angra dos Reis, RJ. A ocorrência deste xenólito, assim como outros no mesmo corpo, confere ao diabásio uma composição química diferente se comparado ao restante do enxame. Fotografia: Eliane Guedes.



A orientação preferencial do enxame é NE acompanhando a estrutura principal do embasamento, porém variações para NNE e NS são encontradas na região compreendida entre o litoral sul do estado (Parati) e o vale do Rio

Paraíba do Sul (Resende). Na região de Resende foi reportada a ocorrência de corpos com orientação variando entre NW, NNW e NS (Guedes, 2001). Almeida *et al.* (2013a) definiram que os corpos que ocorrem nesta área compõem um outro enxame

denominado de "Enxame de Diques de Resende", baseados na orientação destes corpos e no campo de esforços atuante durante o posicionamento (Figura 11.4).

Uma análise mais apurada da orientação dos diques toleíticos no estado mostra que há uma variação de direção dentro do quadrante NE

(Figura 11.5) com forte predomínio de direção N45E. No estereograma da Figura 11.5 observa-se uma dispersão da direção NE no sentido E-W, provável representação da variação de direção dos diques bifurcados, resultantes da cinemática transtensiva sinistral atribuída à colocação desses diques (Almeida *et al.*, 2013b).

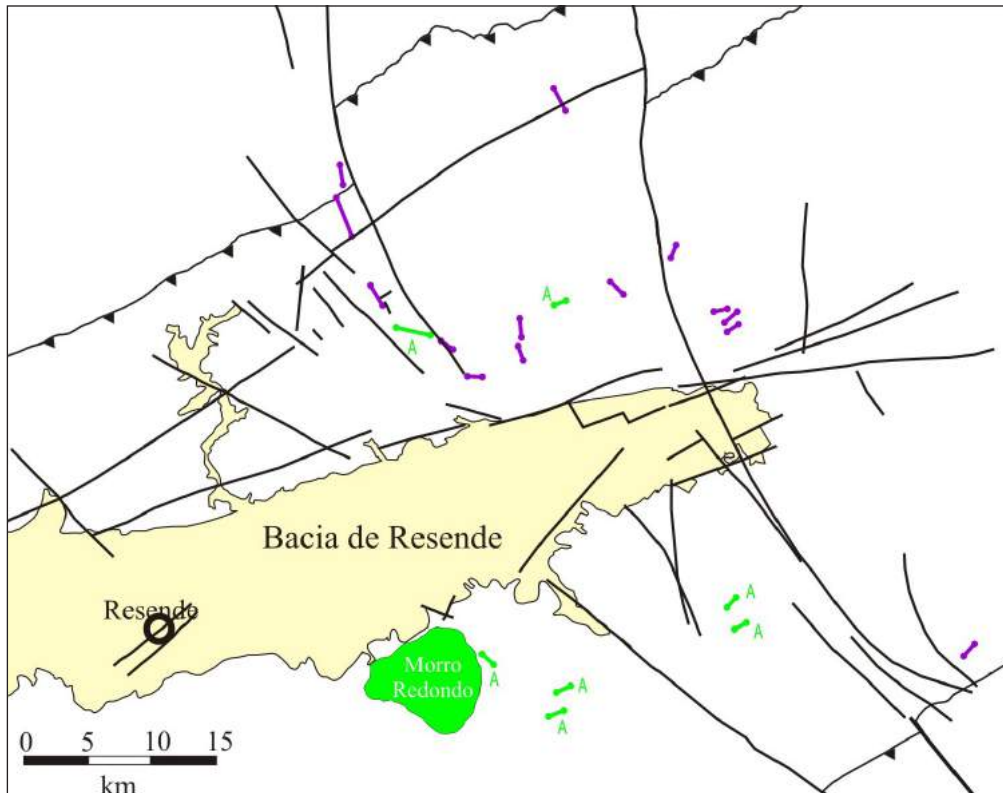


Figura 11.4 – Detalhe das ocorrências de diques na região de Resende, RJ. Os diques toleíticos (em cor púrpura) de direção NNW e de direção NE acompanham sistemas de falhas de mesma direção. Os diques de rochas alcalinas (em verde) ocorrem predominantemente na direção ENE.

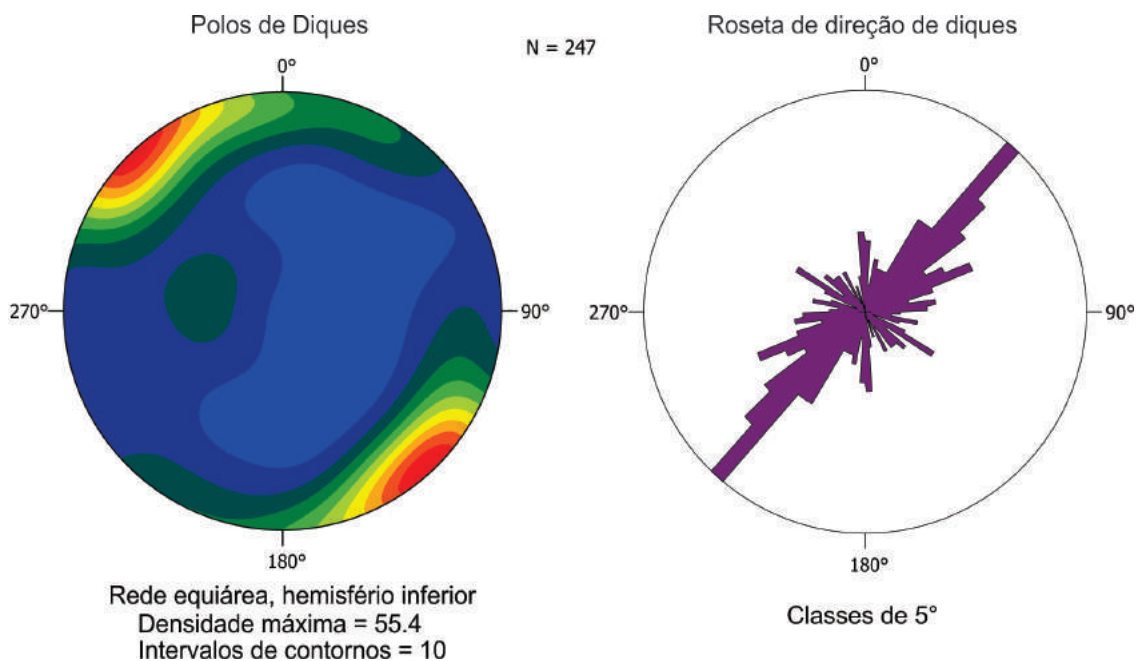


Figura 11.5 – Diagramas de orientação dos diques toleíticos do estado do Rio de Janeiro.

A caracterização petrográfica foi feita em microscópio polarizado utilizando os parâmetros propostos por McKenzie e Guilford (1989). Os diques/sills variam entre tipos holocristalinos a hipocristalinos, com o tamanho do grão variando entre os tipos vítreos e muito grossos. As principais texturas observadas são: equigranular, porfírica, ofíticas e subofíticas, e em alguns casos, textura granofírica.

Com relação à constituição mineralógica não há diferença marcante entre os classificados como de baixo TiO_2 ou de alto TiO_2 . A mineralogia é formada por: plagioclásio, olivina, augita, que aparecem como pórfiros e uma matriz formada por plagioclásio, augita, pigeonita, quartzo e minerais opacos (Tabela 11.1). Como minerais acessórios são observados apatita e zircão e como minerais secundários e minerais de alteração biotita, serpentina, clorita, sericita, saussurita e uralita.

11.3 - LITOGEOQUÍMICA

Para a caracterização litogeoquímica dos diques/sills do Enxame de Diques da Serra do Mar foram utilizados os dados de Valente (1997), Tetzner (2002), Dutra (2006), Guedes (2007), Corval (2009) e Pereira (2010).

Os corpos são classificados como pertencentes a uma série subalcalina (Figura 11.5) de afinidade toleítica (Figura 11.6). Os litotipos incluem basaltos, traquibasaltos e andesito basaltos. A norma CIPW indicou que o enxame é formado em sua maioria por quartzos toleíticos ocorrendo subordinadamente olivinas toleíticas. Em relação ao conteúdo de TiO_2 , o enxame é dividido em 2 suítes principais (Figura 11.7), a suíte de alto

TiO_2 ocorre bem distribuída em todas as regiões do estado, o teor médio de TiO_2 nas amostras é de 3,80% de peso, já a ocorrência da suíte de baixo TiO_2 é restrita às regiões serrana e dos lagos, o teor médio do titânio é de 1,33 % de peso.

Guedes (2001) e Guedes (2007) descreveu para a suíte de alto titânio que ocorre na região entre Resende e a baía da Ilha Grande a subdivisão em 3 suítes distintas baseadas nas razões $(La/Yb)_n$. O mesmo padrão e a ocorrência de mais de uma suíte de alto TiO_2 também foram descritas por Corval (2009) e Pereira (2010) para outras regiões do estado.

A suíte de baixo titânio é composta em sua maioria pelos olivina toleíticos, sendo subdividida

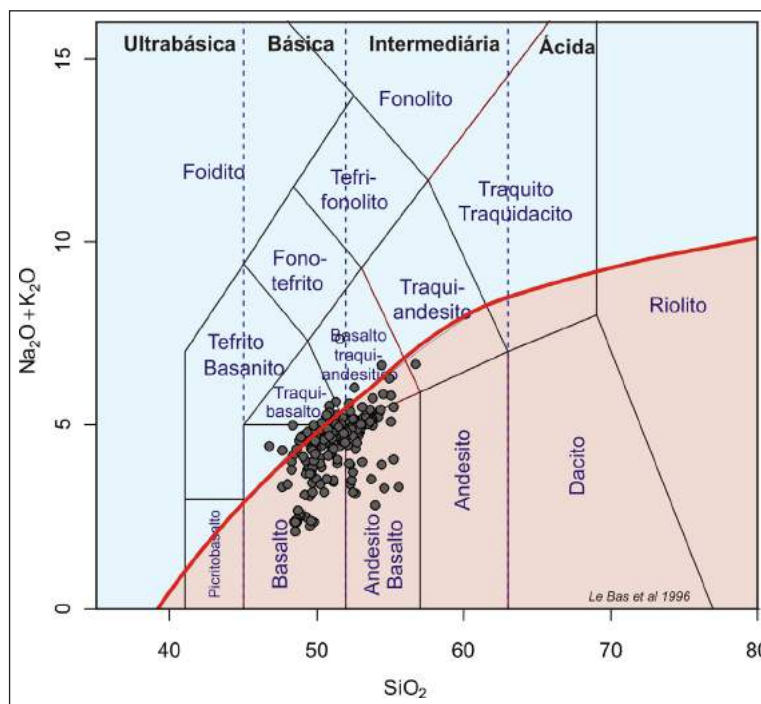


Figura 11.6 – Diagrama TAS (total álcalis versus sílica) para classificação dos litotipos com curva de Le Bas et al (1986) separando as séries alcalina (campo azul) e subalcalina (campo rosa).

Tabela 11.1 – Características das principais fases minerais dos diques/sills toleíticos do estado do Rio de Janeiro.

Fase Mineral	Ocorrência	Características
Plagioclásio	fenocristais e matriz	Euédricos a subédricos, geminação Carlsbad e polissintética, zonados, fraturados e fraturas preenchidas por saussurita e sericita. Apresenta inclusões de zircão.
Augita	fenocristais e matriz	Cristais subédricos, fraturados, zonados, com inclusões de minerais opacos e apatita. Bordas alteradas para uralita.
Olivina	fenocristais	Arredondada, muito fraturada. Preenchidas por clorita e serpentina, bordas corroídas.
Pigeonita	matriz	Cristais subédricos a arredondados. Alteração nas bordas para mineral de coloração marrom.
Opacos	matriz	Formas subédricas a anédricas e também com formas esqueléticas. Aparecem dispersos na matriz e como inclusões na augita.
Quartzo	matriz	Anédricos, extinção ondulante. Algumas vezes ocorrem intercrescidos com plagioclásio (textura granofírica).
Apatita	matriz	Cristais subédricos a anédricos com formas arredondadas. Cristais com hábito acicular e alongados.
Zircão	matriz	Arredondados, inclusos nos cristais de plagioclásio.

em duas suítes: Serrana e Costa Azul, discriminadas com base na geoquímica de elementos traços. A

relação entre as diferentes suítes e se as mesmas são cogenéticas ainda não foi explicada.

Figura 11.6 – Diagrama TAS (total álcalis versus sílica) para classificação dos litotipos com curva de Le Bas et al (1986) separando as séries alcalina (campo azul) e subalcalina (campo rosa).

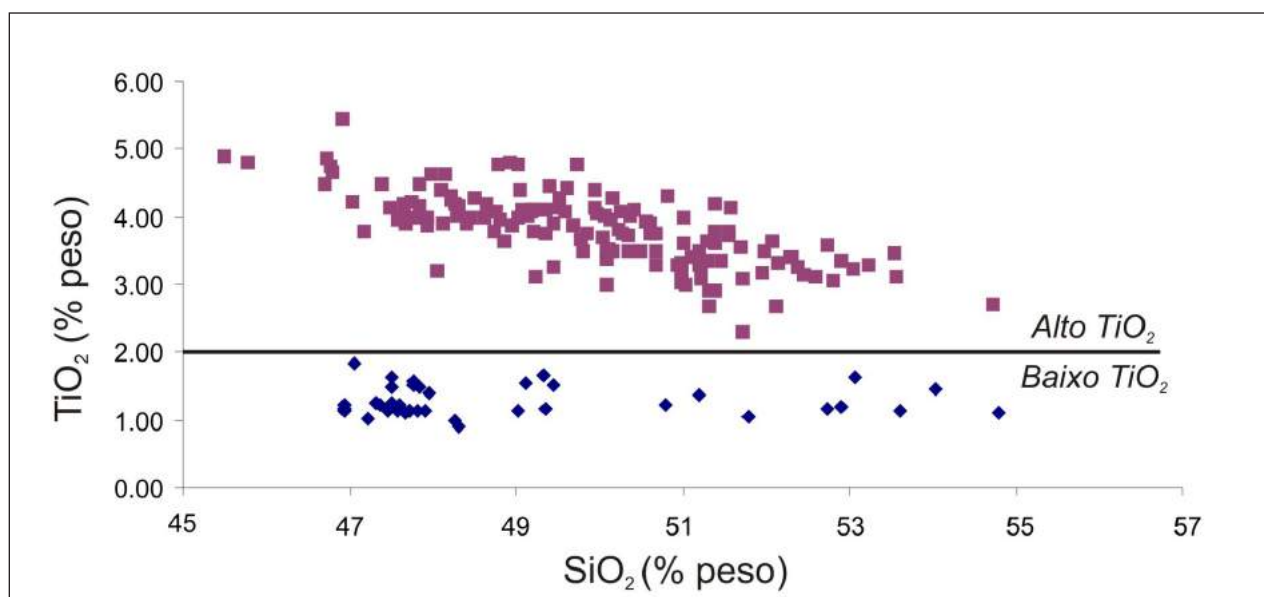
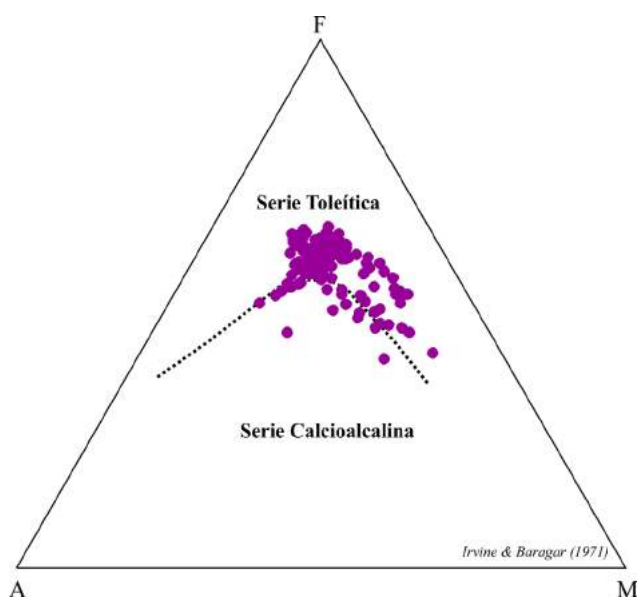


Figura 11.7 – Diagrama AFM com curva de Irvine e Baragar (1971) separando os diabásios do enxame como pertencentes a uma série toleítica.

11.4 - GEOCRONOLOGIA

Dados geocronológicos têm sido amplamente utilizados nos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná, nas bacias marginais e nos enxames de diques como forma de se conhecer melhor a cronologia dos eventos, principalmente aqueles relacionados à fragmentação continental.

O Enxame de Diques da Serra do Mar, englobando a região desde Ubatuba até o Rio de Janeiro, tem idades variando entre 129,4-133,0 Ma obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Turner *et al.* (1994). Para este mesmo segmento, também são reportadas idades K-Ar, um pouco mais antigas, variando entre 211 e 206 Ma (Minioli, 1971). No

estado do Rio de Janeiro, apesar do grande número de corpos que afloram e do avançado conhecimento na geoquímica, a idade dos corpos é relativamente mal distribuída. Os primeiros trabalhos enfocando a idade do enxame no estado foram publicados somente na década de 90 e são concentrados em pequenos segmentos do enxame não contemplando toda a área geográfica e todas as suítes geoquímicas.

Para a região sul do estado, no segmento entre Resende e Barra do Piraí, Guedes (2001) e Guedes *et al.* (2005) descreveram a ocorrência de corpos com idades variando entre 192,9 e 146,7 Ma obtidas pelo método K-Ar e variando entre 145 ± 1 e 135 ± 3 Ma para a mesma área obtida pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Guedes (2007) detalhou utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

o mesmo segmento e ainda englobou a área costeira entre Parati e Angra do Reis e também a Ilha Grande obtendo um grupo de idades variando entre $155,4 \pm 4,6$ e $126,3 \pm 4,5$ Ma.

Para a região da serra dos órgãos, Conceição *et al.* (1999) dataram os diques do enxame entre 126 e 141 Ma utilizando o método K-Ar. Corval (2009) trabalhando na região de Lumiar e em outras áreas da região serrana encontrou idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre $126,5 \pm 3,9$ e $128,9 \pm 1,3$ Ma.

Para a região dos Lagos, Corval (2009) datou amostras da suíte de baixo titânio encontrando idades de $138,4 \pm 6$ Ma para um dique em Cabo Frio e $142,7 \pm 8,3$ para um dique em Saquarema.

Na região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro, Deckart *et al.* (1998) obtiveram idades entre 129,4 e 133 Ma em plagioclásio utilizando o método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Turner *et al.* (1994) atuando na mesa área geográfica e englobando também áreas do Enxame no litoral de São Paulo,

datou o magmatismo no intervalo de 129,4 e 133 Ma.

Comparações entre as idades encontradas no estado (Tabela 11.2) com outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar, com a província magmática Paraná-Etendeka e com os derrames na área oceânica indicam que, na região de Resende, o enxame parece ser um pouco mais antigo. Este grupo de idades mais velhas sugere a presença de esforços distensionais locais associados ao *breakup* continental. A correlação entre a orientação dos diques, o intervalo de idade situado entre 146,7 e 192,9 Ma e a presença de uma suíte de alto-TiO₂ na região a norte da bacia de Resende sugere um magmatismo toleítico precoce, no Neojurássico. Este subenxame (Enxame de Diques Resende) se implantou em estruturas transversais à direção NE da Faixa Ribeira, indicando um campo de esforços inicial para a abertura do oceano Atlântico com extensão normal na direção E-W, conforme sugerido por (Almeida *et al.*, 2013).

Tabela 11.2 – Comparação entre a idade do Enxame de Diques da Serra do Mar no Estado do Rio de Janeiro, com os derrames nas bacias de Campos e Santos, província magmática Paraná-Etendeka e com o Enxame de Diques da Serra do Mar em Ubatuba, SP.

Localização	Idades (Ma)	Método	Referência
Serra dos órgãos	126-141	K-Ar	Conceição <i>et al.</i> 1999
Região Costeira de SP/RJ	129 - 133	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)
Região dos Lagos	138,4± 6	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Corval (2009)
	142,7 ± 8,3		
Região metropolitana Rio de Janeiro	129,4 – 133	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Deckart <i>et al.</i> (1998)
Resende	146, 7 ± 2,1	K-Ar	Guedes <i>et al.</i> (2005)
	192,9 ± 2,2		
Resende – Ilha Grande	126, 3 ± 4,5	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Guedes (2007)
	155,4 ± 4,6		
Bacia do Paraná	137 -127	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)
	137,8 ± 0,7 - 132	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart <i>et al.</i> (1996)
Bacia de Santos	129,4 – 133	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)
Bacia de Santos	104,9 – 123,8	K-Ar	Fodor <i>et al.</i> (1983)
Bacia de Campos	122 – 134	K-Ar	Misuzaki <i>et al.</i> (1992)
EDSM – Ubatuba	129,2-149,8	K-Ar	Garda (1995)
	115 -132,3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)

12 - MAGMATISMO ALCALINO DO NEOCRETÁCEO-EOCENO

12.1 - INTRODUÇÃO

O estado do Rio de Janeiro exhibe, entre a serra do Mar e o litoral, uma área plana e rebaixada onde podem ser observados alguns corpos de relevo residuais representados por intrusões alcalinas. Estes desníveis topográficos chegam a atingir cotas altimétricas de 800 m acima do nível do mar, em contraste com as planícies costeiras da Baixada Fluminense e Região dos Lagos, com cotas entre 5 e 45 m. Estes grandes corpos alcalinos intrusivos formam uma série de plugs e stocks, alinhados na direção WSW-ENE, que compõem a "Província Alcalina da Serra do Mar" (Almeida, 1983).

Além destes grandes corpos, o estado é cortado por diversos diques e sills de rochas alcalinas tanto máfica quanto félsica que ocorrem de forma dispersa em toda a região e por derrames que ocorrem nas bacias de Volta Redonda e Itaboraí (Figura 12.1).

Todo este magmatismo alcalino é associado à reativação Waldeniana (Almeida, 1967) que

foi caracterizada pela reativação de antigas falhas, soerguimentos de blocos de falha, implantação do sistema de riftes do sudeste e, conseqüentemente, a formação das bacias terciárias.

Neste capítulo será apresentada uma síntese da ocorrência de rochas alcalinas de idade cretácica que afloram no estado, abordando os principais plugs e stocks, os enxames de diques a estes associados e os enxames de diques máficos.

12.2 - PLUTONS E STOCKS

Os grandes corpos alcalinos que afloram no estado e são incluídos na "Província Alcalina da Serra do Mar" são formados em sua maioria por sienitos e nefelina sienitos. Ocorrem ainda inúmeras brechas magmáticas associadas e variação para tipos enriquecidos em sílica. Os principais corpos alcalinos são descritos abaixo:

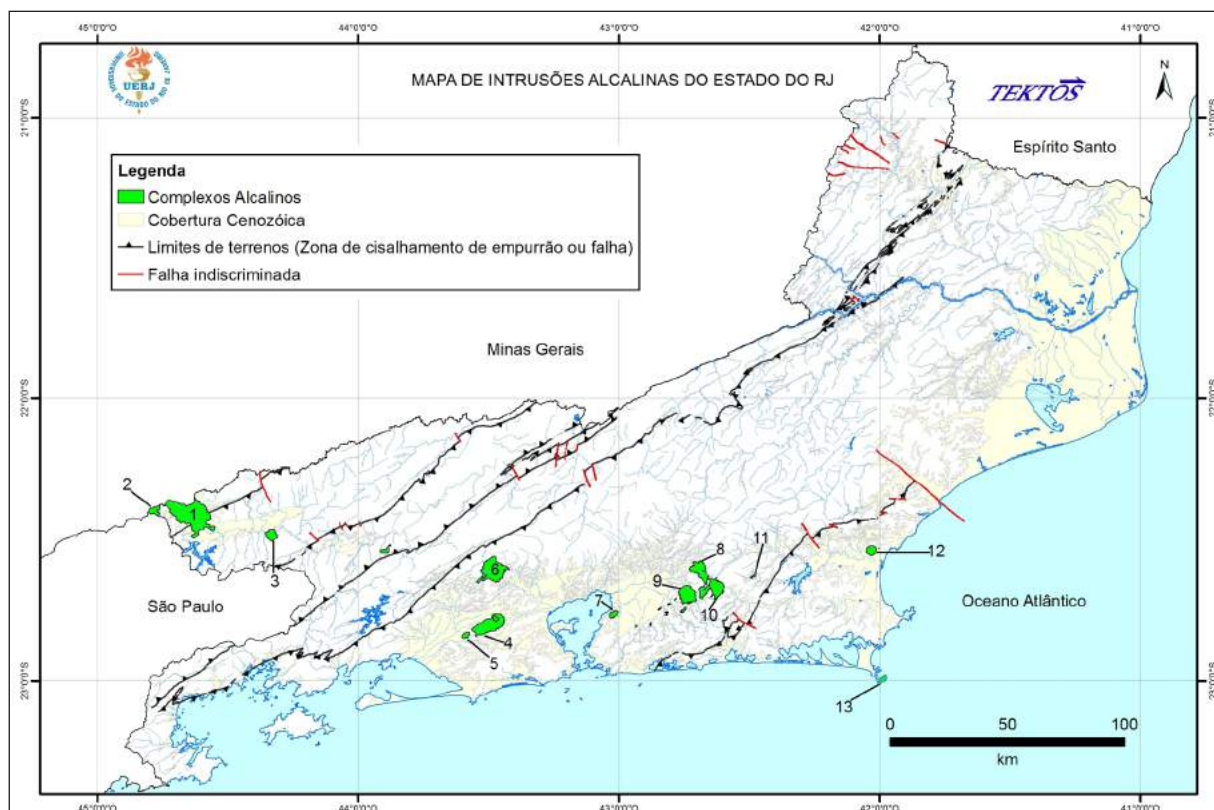


Figura 12.1 – Mapa de localização das principais ocorrências de plutons, stocks e diques alcalinos máficos e félsicos da Província Alcalina da Serra do Mar. 1- Itatiaia, 2- Passa Quatro, 3- Morro Redondo, 4- Mendanha, 5- Marapicu, 6- Tinguá, 7- Itaúna, 8- Soarinho, 9- Tanguá, 10- Rio Bonito 11- Morro dos Gatos, 12- Morro de São João, 13- Ilha de Cabo Frio.

12.2.1 - Itatiaia (K2E1 λ it)

O Complexo alcalino de Itatiaia (Figura 12.1) localiza-se a oeste do estado do Rio de Janeiro, próximo das divisas com São Paulo e Minas Gerais, tendo parte da sua área de ocorrência também neste último estado. O maciço de Itatiaia é separado do de Passa Quatro por uma faixa de rochas do embasamento.

O maciço de Itatiaia ocupa uma área de aproximadamente 220 Km², sendo parte desta no estado de Minas Gerais e atinge uma altitude de 2791,55 m (IBGE, 2004) que representa o ponto mais alto do sudeste do Brasil (Pico das Agulhas Negras). É formado por uma estrutura composta, alongada na direção NW com rochas de variado grau de saturação em sílica. Estas rochas são divididas em três grupos distintos, cada um correspondendo a um episódio magmático. O grupo A é formado por álcali-sienitos, o grupo SA é formado por nefelina-sienitos com piroxênios e o grupo Q formado por quartzo sienitos alcalinos e quartzo sienitos que predominam na parte central do maciço formando os pontos com maior altitude (Enrich *et al.*, 2005). O estágio final deste magmatismo é representado por inúmeras brechas. A textura em geral é hipidiomórfica e a granulação varia entre média e grossa. A mineralogia comum para estas rochas inclui: ortoclásio, algumas vezes com intercrescimento micro-pertítito, minerais máficos, piroxênios, anfibólio, biotita, nefelina e como acessórios: titanita, zircão e granada. Fonolitos, traquitos e diques máficos ocorrem intrudindo todo o complexo (Thompson *et al.*, 1997). A ocorrência de diques de tinguaito portadores de pseudoleucita é descrita para este complexo. Brotzu *et al.* (1997) descrevem este maciço como uma intrusão na qual coexistem rochas sub e sobressaturadas em sílica.

Biotita de uma amostra de tinguaito foi analisada pelo método Ar-Ar fornecendo idade de 67 \pm 1 Ma, interpretado como idade de resfriamento da intrusão do complexo alcalino de Itatiaia (Mota *et al.*, 2011).

12.2.2 - Passa Quatro (K2E1 λ pq)

O Complexo alcalino de Passa Quatro ocorre na região oeste do Estado próximo à divisa com o estado de São Paulo. Ocupa uma área de aproximadamente 165 km² com uma forma circular. Poucos dados geológicos são encontrados para este complexo. Brotzu *et al.* (1997) descrevem o corpo alcalino em questão como sendo constituído quase que totalmente por nefelina sienitos com alguns diques de composição fonolítica. O nefelina sienito apresenta cristais de feldspato alcalino em abundância com quantidades variáveis de feldspatoides. Plagioclásio ocorre muito localmente e, nesses casos, apresenta-se corroído e com feldspato alcalino nas bordas. Os minerais máficos ocorrem em proporções inferiores a 10% do volume

e são representados por anfibólio, piroxênio e biotita com padrões complexos de intercrescimentos. Titanio-magnetita, titanita, apatita são os minerais acessórios predominantes. Eventualmente ocorrem lavenita e eudialita. As texturas predominantes são a hipidiomórfica a levemente porfiroide. Os diques, de composição fonolítica, exibem texturas afírica a porfirítica.

As primeiras idades obtidas para este complexo por Ribeiro Filho e Cordani (1966) e recalculadas por Sonoki e Garda (1988), indicam para este complexo uma idade de 67 Ma. Dados mais recentes obtidos pelo método Rb-Sr por Brotzu *et al.* (1997) forneceram uma idade de 77 \pm 3 Ma. Para Montes-Lauar (1995) a idade também em método Rb-Sr seria de 70,4 \pm 0,5 Ma.

12.2.3 - Morro Redondo (K2E1 λ mr)

O complexo alcalino de Morro Redondo (Lamego 1936) está localizado a leste do município de Resende, entre as serras da Mantiqueira e do Mar, constituindo um alto isolado no vale do Rio Paraíba do Sul. Apresenta geometria circular, cobrindo uma área de, aproximadamente, 15 km². Os afloramentos do Morro Redondo são em geral bastante alterados, sendo a rocha principal (sienito), encontrado como blocos. É constituído predominantemente por nefelina sienitos e brechas de composição traquítica e fonolítica (Brotzu *et al.*, 1989 e Mota, 2012). Além dos nefelina sienitos, ocorrem também álcali-sienitos com nefelina e traquitos.

Os nefelina sienitos são leucocráticos, possuem cor cinza claro, granulação média a grossa e textura holocristalina equigranular a levemente inequigranular. O mineral predominante é o feldspato potássico (que mostra sericitização e alterações para caulim), seguido por nefelina e, em muito baixa proporção, plagioclásio. Os minerais máficos são hornblenda e biotita. Titanita é o principal mineral acessório, ocorrendo, subordinadamente, minerais opacos.

O álcali sienito com nefelina apresenta granulação média, cor cinza e textura holocristalina inequigranular. O feldspato potássico ocorre em maior proporção que no nefelina sienito. A nefelina e o plagioclásio ocorrem raramente. O principal mineral acessório é a titanita, ocorrendo também minerais opacos. Análises de anfibólio do nefelina sienito pelo método Ar-Ar forneceram valores de 74,38 \pm 0,50 Ma (idade-platô) e 74,26 \pm 0,56 Ma (idade isocrônica), com probabilidades de 71% e 97%, respectivamente (Mota, 2012), sendo concordantes com as obtidas pelo método K-Ar por Brotzu *et al.* (1989).

12.2.4 - Mendanha (K2E1 λ sms, sienito e K2E1 λ smp, piroclásticas)

A intrusão alcalina do maciço do Mendanha situa-se em sua maior parte, nos municípios

de Nova Iguaçu e Rio de Janeiro, enquanto sua extremidade nordeste localiza-se no município de Mesquita. Apresenta forma elíptica, com alongação NE-SW, e ocupa uma área de aproximadamente 45 km². Diversos autores trabalharam na descrição e delimitação da área do maciço desde a década de 20, trabalhos mais recentes realizados por Klein e Vieira (1980) e por Mota (2012) tiveram como foco a caracterização geológica do corpo e a idade do mesmo.

O maciço é formado por sienitos na sua porção central com traquitos na área ao redor (Mota 2012). Nas áreas periféricas ocorrem ainda brechas intrusivas.

Brechas piroclásticas ocorrem distribuídas irregularmente ao longo do maciço, assim como brechas oligomíticas com clastos de rochas do embasamento (Klein, 1993; Valente *et al.*, 2005). Diques de composição predominantemente traquítica e subordinadamente de lamprófiros cortam o maciço.

A textura dos sienitos varia entre equigranular fanerítica e inequigranular fanerítica com diferentes tamanhos de grãos, tanto da matriz como dos fenocristais, levando Arena *et al.* (2005) a diferenciar 6 fácies de sienitos.

Os traquitos apresentam textura porfirítica e coloração variando entre tipos róseos e tipos acinzentados. Baseado na quantidade fenocristais de K-feldspato (que varia de 40% a 70%) e as características da matriz, estes foram subdivididos em 3 fácies por Arena *et al.* (2005). As brechas piroclásticas possuem granulação variando entre fina e grossa e são constituídas predominantemente por fragmentos de traquitos que, localmente, apresentam amígdalas de dimensões milimétricas preenchidas, entre outros minerais, por sulfetos, carbonatos e fluorita (Mota, 2012). A matriz destas brechas é constituída por lapilli e cinza em variadas proporções.

A ocorrência de brechas e estruturas de deposição ocasionadas por erupções vulcânicas no maciço do Mendanha foram descritas inicialmente por Alberto Ribeiro Lamego (apud Klein e Vieira, 1984). Posteriormente, em trabalhos de mapeamento geológico Klein e Vieira (1980) descreveram a ocorrência de depósitos de brechas piroclásticas e ignimbritos o qual denominaram, a partir do traçado de ocorrência destas rochas e o topo de morro, de “Vulcão de Nova Iguaçu”. A ocorrência ou não de estrutura vulcânica na área suscitou inúmeros trabalhos sobre o tema como, por exemplo, Motoki *et al.* (2007).

Datações efetuadas pelo método 40Ar/39Ar em um dique de lamprófiro que corta o sienito principal e em biotita do sienito efetuadas por Mota (2012) indicam idades de 58,55 ± 0,45 Ma (idade-platô) e 57,95 ± 0,6 Ma (idade isocrônica) para o lamprófiro e 64,12 ± 0,40 Ma (idade-platô) e 64,04 ± 0,42 Ma (idade isocrônica) para o sienito.

12.2.5 - Marapicu (K2E1λmcu)

O maciço do Marapicu constitui-se predominantemente de fácies sieníticas e nefelina sieníticas incluindo fácies tinguaiticas e traquitos. Os sienitos são equigranulares com textura variando de fina a grossa ocorrendo também variações porfiríticas com matriz de granulometria fina e com fenocristais de alcalifeldspato e hornblenda. Os traquitos apresentam textura porfirítica sendo composto por fenocristais de alcalifeldspato, hornblenda e nefelina.

A idade-platô 40Ar/39Ar definida para esta intrusão é de 80,46 ± 0,58 Ma (Mota, 2012), mais antiga do que a encontrada para o maciço do Mendanha, indicando que estes, mesmo sendo normalmente colocados como um único corpo, parecem estar relacionados a eventos distintos.

12.2.6 - Tinguá (K2E1λti)

O maciço de Tinguá está localizado no município de Nova Iguaçu e situa-se inteiramente em uma área de preservação permanente (Reserva Biológica do Tinguá). Atinge cotas de até 1.600 m e ocupa cerca de 50 km² de área com forma dômica. Existem poucas informações sobre a intrusão descritas na literatura destacam-se os trabalhos de Derby (1887) e Lima (1976). O maciço é formado por nefelina sienitos, foiaítos e fonolitos, além de brechas vulcânicas. Lima (1976) ainda descreve a ocorrência de diques de traquito, fonolito, tinguaito, basaltos e pegmatitos.

12.2.7 - Itaúna (K2E1λis)

O complexo de Itaúna está localizado na porção nordeste do município de São Gonçalo. Apresenta forma elíptica alongada na direção NE-SW com uma área de aproximadamente 9 Km² e altitude máxima de 280 m (Ferrari, 2001).

É composto por fonolitos, nefelina sienitos e rochas piroclásticas. Os fonolitos apresentam granulação fina à média e, algumas vezes, apresenta fraturas preenchidas por obsidiana (Motoki *et al.*, 2008). A matriz desses fonolitos é de granulometria fina com fenocristais de feldspato e, subordinadamente, de anfibólio. Na parte central do corpo ocorre o nefelina sienito com textura intersertal e feldspatos com formatos tabulares.

Segundo Motoki *et al.* (2008), ocorrem nesta área também brechas piroclásticas clasto suportadas e apresentando-se com forma arredondada e diferentes tamanhos. Os clastos presentes são em sua maioria traquitos e fonolitos.

12.2.8 - Soarinho (K2E1λso)

O Complexo Alcalino do Soarinho está localizado ao sul do município de Cachoeiras de Macacu, possuindo uma área de 30 Km². Os dados geológicos existentes para este complexo

são atribuídos a Valença (1969) e Lima (1976). Os litotipos predominantes neste complexo são sienitos, monzonitos, mangeritos, nordmarkitos e brechas magmáticas. O maciço é cortado por numerosos diques de traquito e aegirina-traquitos e, em menor proporção, de lamprófios.

O sienito, rocha predominante no maciço, apresenta grande variação textural determinando um zoneamento dado por granulação fina nas bordas até grosseira nas porções centrais. Ocorrem ainda termos porfiríticos. O litotipo mais frequente possui granulação grossa e é rico em biotita, sem quartzo ou feldspatoides. Subordinadamente ocorrem piroxênio (aegirina-augita, aegirina e raros cristais de diopsídio e pigeonita), anfibólio (hornblenda e actinolita-tremolita), titanita, apatita, epidoto e zircão.

Lima (1976) descreve para este maciço a ocorrência de brechas magmáticas, microbrechas, caracterizadas por possuírem matriz preta de textura criptocristalina. Os clastos (descritos como fragmentos de rochas) são constituídos de fragmentos dos litotipos presentes no maciço e apresentam formas angulosas a subangulosas, a matriz destas brechas tem composição traquítica.

12.2.9 - Tanguá (K2E1λta)

O Maciço Alcalino de Tanguá está localizado no município de Tanguá, sendo denominado, localmente, serra do Sambe ou serra dos Garcias. Apresenta forma circular com área de aproximadamente 28km² e com altitudes superiores a 700m (Lima, 1976).

Lima (1976) considera a geologia deste corpo como semelhante ao de Rio Bonito, constituído por pulaskitos, umpetekitos, nefelina sienitos, foiaítos, micro-foiaítos, pseudoleucita foiaítos e brechas magmáticas. O maciço é cortado por numerosos diques de fonolito, fonolito pórfiro, traquito, traquitos silicificados e lamprófiro alcalino.

Os pseudoleucita foiaítos ocorrem na região centro-norte do maciço. Tem textura traquítica e granulação variada. Os cristais de pseudoleucita atingem tamanhos de 15 cm e ocorrem também nos micro-foiaítos. As brechas magmáticas ocorrem nas bordas leste e sudeste do maciço. A matriz tem composição traquítica e os fragmentos são constituídos de traquitos, fonolitos sienitos, microbrechas, pegmatitos e gnaisses. A proporção de matriz e fragmentos varia localmente e o tamanho dos fragmentos varia de poucos mm a quase um metro e são desde angulosos a subarredondados.

Vale ressaltar a ocorrência de veios de fluorita encaixados concordantemente em diques de traquito no bordo sudeste do corpo que, muitas vezes, são explorados de forma comercial.

O maciço de Tanguá tem idade variando entre 80-53 Ma, de acordo com as datações efetuadas pelo método K/Ar em rocha total e minerais.

12.2.10 - Rio Bonito (K2E1λrb)

O maciço alcalino de Rio Bonito está situado ao norte da cidade homônima, cobrindo uma área de aproximadamente 30 km², atingindo uma cota máxima de ±1000 m.

Descrições detalhadas deste corpo são atribuídas, principalmente, a Valença (1969 e 1975) e Lima (1976). Os mencionados autores descrevem a ocorrência de zoneamento mineralógico neste maciço dado pela presença de pulaskitos e nordmarkitos ricos em biotita nas bordas, aumentando a proporção de nefelina em direção ao centro formando foiaítos no núcleo do corpo. Estas mudanças são acompanhadas pela diminuição de biotita e aumento de anfibólio (katoforita-magnésio katoforita e hornblenda) e piroxênios (aegirina e aegirina-augita) em direção ao núcleo do maciço.

A composição mineralógica dos nordmarkitos é dada majoritariamente por ortoclásio micro-pertítito e albita como minerais félsicos. Quartzo ocorre intersticialmente (3%) e biotita é o único mineral máfico presente. Os minerais acessórios são zircão, apatita, calcita e opacos. Este litotipo apresenta cavidades miarolíticas com cristais de quartzo, epidoto, albita e uma variedade de tremolita-actinolita (bisolita).

Os pulaskitos apresentam cor cinza, textura granular hipidiomórfica e granulação média. Sua composição mineralógica é constituída, principalmente, por ortoclásio micro-pertítito (que chega a constituir até 85% da rocha) e, conseqüentemente, os outros minerais ocorrem em pequenas proporções; plagioclásio, anfibólio da série katoforita-magnésio katoforita, piroxênio (augita, aegirina-augita e diopsídio). Nefelina pode estar presente ou não. Os minerais acessórios estão representados por olivina, titanita, apatita, zircão, epidoto, zeólitas e opacos. Nos afloramentos próximos às bordas ocorrem, localmente, cristais xenomórficos de plagioclásio.

Os foiaítos e micro-foiaítos possuem a mesma composição mineralógica e textura traquítica, diferenciando-se apenas pela granulação: grosseira a média nos foiaítos e muito fina nos micro-foiaítos. Os minerais félsicos predominantes são feldspato potássico e nefelina, enquanto que os máficos estão representados por piroxênio (aegirina-augita), anfibólio (Mg- katoforita e katoforita). Ocorrem ainda sodalita (às vezes, observável a olho nu), analcita e zeólitas.

Os dados geocronológicos existentes para este maciço são idades K-Ar (Sonoki e Garda, 1988) a idade *plateau* Ar-Ar de 65,03 ± 0,70 Ma.

12.2.11 - Morro dos Gatos (K2E1λmg)

O maciço alcalino Morro dos Gatos localiza-se na região central do estado do Rio de Janeiro, nas proximidades da cidade de Bom Jardim, próximo da rodovia BR-101, sendo intrusivo no granito brasileiro

de Silva Jardim. Motoki *et al.* (2012) descrevem este corpo como sendo alongado segundo a direção ENE-SWS, alcançando 3 km nessa direção, com 1 km de largura, alcançando altitude de 280 m.

Os principais litotipos presentes nesta intrusão são monzonito e traquito. O monzonito é equigranular, com tamanho de grão variando entre 2 e 3 mm e contém pequenas quantidades de quartzo.

Os minerais máficos estão representados por biotita e clinopiroxênio (aegirina-augita ou diopsídio) esverdeado claro representando por volta de 30% volume da rocha. Os autores destacam ainda a presença de abundante apatita com dimensões de 0,1 a 0,4 mm nos monzonitos.

O traquito é porfirítico com matriz holocristalina. Os fenocristais são constituídos por núcleos de plagioclásio com feldspato em volta. Os fenocristais de feldspato alcalino são aproximadamente cúbicos, com dimensões de 3 a 5 mm.

12.2.12 - Morro de São João (K2E1λsj)

O Complexo Alcalino do Morro de São João localiza-se a nordeste do estado do Rio de Janeiro, no município de Casimiro de Abreu. Apresenta geometria circular e ocupa uma área aproximada de 20 km², alcançando altitudes de 800 m. Situa-se próximo a linha de costa e constitui a intrusão alcalina mais a nordeste da Província Serra do Mar.

Brotzu *et al.* (2007) identificaram que os principais litotipos que compõem o maciço são nefelina álcali-sienitos e nefelina sienitos. Foi observado também um zoneamento no corpo dado pela presença de nefelina sienito nas porções NE e SW do maciço. Este é composto por melasienitos representado por shonkinitos e nefelina sienitos melanocráticos de granulação grossa. Além destes litotipos é comum a presença de enclaves melanocráticos (rochas gabróicas e clinopiroxenitos), que ocorrem também como blocos erráticos de dimensões métricas nas porções de sienito maciço do corpo alcalino.

Baseado em estudos petrográficos, Mota *et al.* (2009) e Mota (2012) caracterizaram 2 grupos de leucossienitos: o primeiro apresenta granulação grossa e ortoclásio em forma de ripas (parcialmente sericitizados) além de nefelina, que ocorre como grãos equidimensionais, prismáticos, xenomórficos, não orientados. Pseudoleucitas equidimensionais, medindo entre 1 e 15 cm, são comuns em algumas litofácies. Os minerais máficos representam cerca de 10 - 20% do total da rocha e correspondem a hornblenda idiomórfica, esverdeadas e pardas, e titanitas idiomórficas, losangulares, de coloração marrom-parda. Subordinadamente ocorrem piroxênios (augita, aegirina - augita e titanoaugita). O segundo grupo, seria representante de rochas leucocráticas, hipoabissais. Ocorre na forma corpos tabulares de traquitos e fonolitos/tinguaítos, cortando todos os outros tipos plutônicos e em certos

locais são portadores de pseudoleucita. Rochas melanocráticas ocorrem em menor proporção em relação às leucocráticas, sendo encontradas distribuídas pelo maciço, também como brechas magmáticas envolvidas pelas rochas félsicas, em particular nas bordas do maciço, em contato com as rochas encaixantes.

Rochas indicando misturas entre magmas félsicos e máficos também são observadas localmente, sugerindo que ambos os magmas foram contemporâneos. Nestes locais ocorrem passagens bruscas e gradacionais entre os litotipos leuco e melanocráticos. Fenocristais de feldspatos (ortoclásio) estão presentes na porção melanocrática, onde se concentram também pseudoleucitas.

Dados obtidos por Mota (2012) pelo método Ar-Ar de hornblenda de amostra de nefelina sienito forneceu idade platô de $64,86 \pm 0,61$ Ma (MSWD=0,53) e idade isocrônica de $64,65 \pm 0,73$ Ma (MSWD= 0,41).

12.2.13 - Ilha de Cabo Frio (K2E1λcf)

A ilha do Cabo Frio está localizada no município de Arraial do Cabo, extremo leste do estado Rio de Janeiro, com um formato alongado de direção NE-SW e ocupa uma área de aproximadamente 6,5 km², alcançando, no seu ponto mais alto, 390 m acima do nível do mar. A ilha é ocupada quase que inteiramente por rochas alcalinas com faixas de embasamento delimitando o corpo (Oliveira *et al.*, 2013). A intrusão é representada por sienitos e nefelina sienitos que ocorrem em diferentes granulometrias desde muito finos até extremamente grossos. Oliveira *et al.* (2013), utilizando-se de dados petrográficos, separaram este corpo em 6 fácies distintas. A intrusão é cortada por várias gerações de diques de traquito e fonolito. Na ilha ocorrem brechas piroclásticas localizadas na vertente de mar aberto. Araújo *et al.* (1995) interpretaram que a ilha de Cabo Frio é composta por um corpo intrusivo principal de nefelina sienito e um traquito associado. As rochas que compõem este complexo têm idades Rb-Sr na faixa de 51,2 Ma a 54 Ma (Chianello, 1999).

12.2.14 - Outros corpos não especificados na Figura 12.1.

Plugs alcalinos de Itaboraí (K2E1λib)

Nos arredores da Bacia do Macacú ocorrem diversos corpos de rochas alcalinas, intrusivos no embasamento desta bacia. Além dos corpos descritos anteriormente de Itaúna e Tanguá, nove pequenos corpos (plugs) ocorrem, especialmente na borda sul da bacia. De acordo com Ferrari (2000), e após descrições de Valença (1980) e Dalcolmo *et al.* (1982), esses corpos e diques associados a eles são constituídos por fonolito pórfiro, microsienito e traquito. Todos os corpos são de pequenas dimensões, em torno de 1 km² em área. Ferrari

(2000) descreve alguns desses corpos: Itaboraí, Cabuçu, Jardim Cabuçu, Monjolos e Country Club. No corpo de Monjolos foi obtida uma idade Ar-Ar, rocha total (fonolito pórfiro) de $56,6 \pm 1,2$ Ma, e para o corpo do Country Club uma idade Ar-Ar, rocha total (hialoclastito fonolítico) de $65,6 \pm 0,05$ Ma (Ferrari, 2000). Diques associados a esse magmatismo apresentam duas direções predominantes, WNW e NNE, e mergulhos médios a altos.

Serra dos Tomazes (K2E1λst)

O corpo ígneo intrusivo de rochas alcalinas da Serra dos Tomazes está encaixado em rochas do Grupo Paraíba do Sul, entre as cidades de Piraí, Pinheiral e Barra do Piraí, no sudoeste do estado. Dois corpos afloram, sendo o maior com cerca de 3,3 km de comprimento, na direção leste-oeste, por 2 km de largura máxima, na direção norte-sul. Outro corpo, de dimensões bem menores aflora a nordeste deste. O litotipo predominante é um nefelina sienito de granulação fina, leucocrático, com textura traquitoide porfirítica, com fenocristais de nefelina e aegirina. Tem como mineralogia essencial o ortoclásio, sanidina, nefelina e aegirina. Como minerais acessórios aparecem eudialita, apofilita, além de carbonatos e zeólitas (Ferrari *et al.*, 1977). Ocorrem, subordinadamente, fonolitos com textura afanítica e raros fenocristais de sanidina. Brechas ocorrem em forma de blocos rolados na borda do maciço.

12.3 - DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS

12.3.1 - Aspectos de campo e petrografia

Os diques/sills alcalinos que ocorrem no estado intrudem rochas mais antigas de idade cambro-ordovicianas que representam o embasamento da região. Podem ser divididos em dois grupos distintos baseados na sua composição química e idade, o primeiro formado por rochas alcalinas máficas, em geral lamprófiros, que apresentam idades em torno de 82 Ma (Guedes *et al.*, 2005) e o segundo, formado por uma série de diques alcalinos félsicos com idades mais jovens entre 60 - 52 Ma (Guedes *et al.*, 2005, Bennio *et al.*, 2003).

Os diques máficos têm espessura variando de centimétrica à métrica com média em torno de 2 m. São orientados na direção NE e a forma de afloramento mais fácil de ser observada está relacionada a fundo de drenagens, cortes de estrada e pedreiras. O contato com a rocha encaixante é brusco e retilíneo e não foram observadas margens resfriadas. Os diques são em sua maioria formados por lamprófiros ocorrendo subordinadamente basaltos alcalinos. A textura mais comum é a afanítica ocorrendo também tipos porfiríticos. Vesículas preenchidas por carbonatos são comuns (Figura 12.2). Em relação a sua distribuição ocorrem de forma espaçada, mas bem distribuídos em toda área, principalmente no interior do estado.

Os diques félsicos ocorrem formando pequenos enxames, estes podem estar associados às intrusões félsicas maiores formando "famílias" ou em pequenos "subenxames" que ocorrem dispersos em todas as regiões do estado. A orientação preferencial destes corpos é NE. Os afloramentos em geral têm coloração alaranjada, avermelhada ou ocre, indicando um maior grau de alteração se comparados aos corpos máficos, mesmo assim é possível reconhecer a forma da intrusão e o tipo de rocha. Os litotipos que fazem parte deste grupo são traquitos e fonolitos. A textura mais comum é a afanítica para os tipos fonolíticos e porfirítica e/ou traquítica para os tipos traquíticos. A ocorrência de fluxo magmático, definida pelo alinhamento de fenocristais é muito comum, principalmente nos traquitos (Figura 12.3).



Figura 12.2 – Detalhe de afloramento de dique de lamprófiro. Observa-se o contato brusco com a rocha encaixante. A textura deste corpo é afanítica e também observam-se vesículas preenchidas por carbonatos (material branco). Praia Grande, Arraial do Cabo-RJ. Fotografia Eliane Guedes.



Figura 12.3 – Detalhe de afloramento de dique de traquito com textura de fluxo magmático evidenciada pelo alinhamento dos cristais de plagioclásio. Ponta do Boqueirão, Arraial do Cabo-RJ. Fotografia: Eliane Guedes.

A caracterização petrográfica foi feita em microscópio polarizado utilizando os parâmetros propostos por McKenzie *et al.* (1989). Os diques/sills alcalinos apresentam textura variando entre holohialina à holocristalina. O tamanho de grão varia entre tipos vítreo e médio, com poucas amostras na classificação equigranular fina. No caso dos lamprófiros, além da textura porfírica são observadas uma matriz composta por microlitos e a presença de vidro. Os litotipos incluem basaltos alcalinos, traquitos, fonolitos e lamprófiros.

Os fonolitos são holocristalinos, com granulação variando de média a grossa nos fenocristais e de fina à média na matriz. A textura mais comum é a traquítica. Em lâmina pode ser observada a presença de leve orientação mineral dada por fluxo magmático. A granulometria é em geral muito fina e a textura mais comum é a porfírica. A mineralogia é essencial é formada por: plagioclásio, piroxênio, k-feldspato que aparecem tanto como fenocristais quanto na matriz além de biotita, anfibólio e minerais opacos.

Os traquitos são hololeucocráticos, holocristalinos e também apresentam em sua maioria textura traquítica. A mineralogia é formada por: plagioclásio, k-feldspato, biotita, piroxênios e minerais opacos. Algumas vezes, os cristais de k-feldspato apresentam textura em forma de coroa, sendo esta formada por minerais fibroradiais (Figura 12.4).

Os lamprófiros são do tipo monchiquitos, segundo a classificação de Streckeisen (1979). São rochas meso a melanocráticas e possuem matriz vítrea com microlitos e fenocristais. A textura destes lamprófiros é porfírica e a granulometria é fina na matriz dos microlitos e varia de média a grossa na dos fenocristais. A matriz dos microlitos é formada por: serpentina, ocorrendo muitas vezes como pseudomorfos de olivina; minerais opacos; pequenos cristais de augita (~ 2mm); e kaersutita. Os fenocristais encontrados são de augita, olivina, e K-feldspato. São observadas ainda cavidades preenchidas por material carbonático.

Os basaltos alcalinos são mesocráticos, holocristalinos. Apresentam granulação fina na matriz e média nos fenocristais. A matriz é formada por saussurita, piroxênio, olivina e minerais opacos. Os fenocristais são de augita e olivina, sendo esta algumas vezes parcialmente substituída por serpentina.

12.4 - ASSINATURA AEROMAGNÉTICA DOS MACIÇOS ALCALINOS

O processamento dos dados aeromagnéticos do Projeto São Paulo-Rio de Janeiro (Anjos & Mourão, 1988) permitiu elaborar mapas de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) para os maciços alcalinos. Os maciços que permitiram um estudo de correlação entre Geologia e Geofísica foram os do Morro de São João e Tinguá e, também, os maciços Marapicu/Mendanha e Soarinho/Rio Bonito e Tinguá.

Os corpos, em geral, se destacam de suas rochas encaixantes, sejam orto- ou paragneisses, através de anomalias magnéticas positivas e, de forma mais restrita, anomalias negativas.

O Morro de São João (Figura 12.5a) é o corpo alcalino com melhor ajuste geométrico de sua anomalia magnética com os contatos cartografados, com um leve deslocamento para NW entre os dois polígonos. Uma anomalia magnética de mesma intensidade e com menor área ocorre a sudeste do maciço delimitado no mapa geológico.

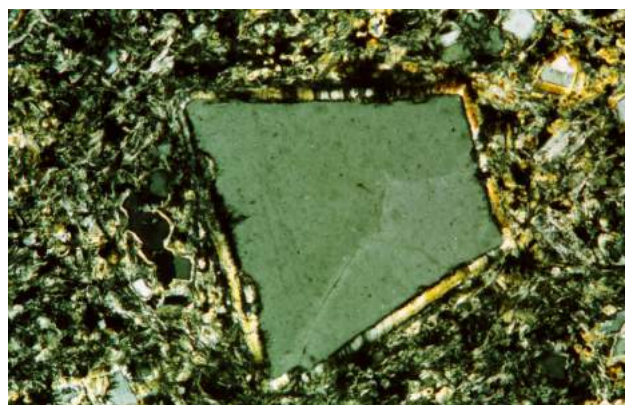


Figura 12.4 – Fenocristal de K-feldspato com coroa de agregados fibroradiais em traquito. Nossa Senhora do Amparo-RJ.

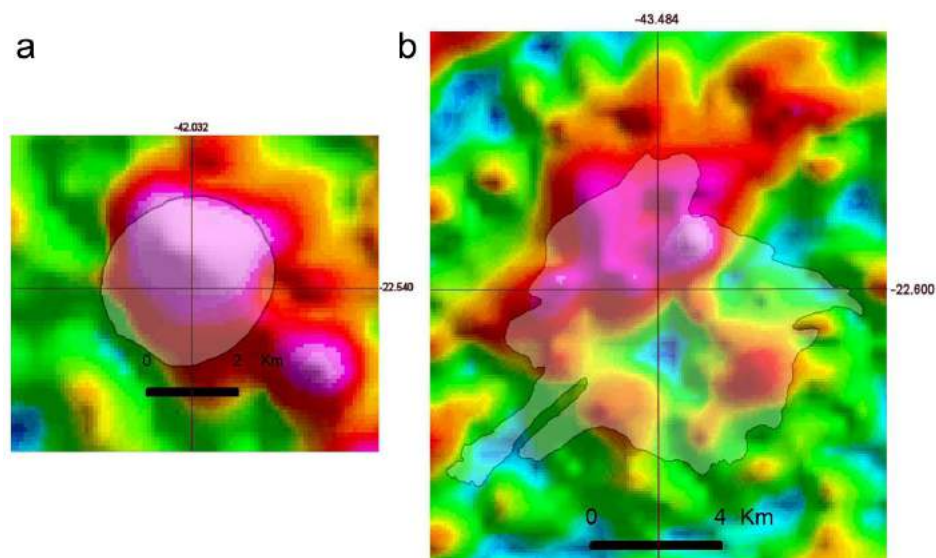


Figura 12.5 – Ajuste entre a cartografia geológica e o Mapa Magnético de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) em maciços alcalinos: a) Morro de São João; b) Tinguá.

No maciço de Tinguá (Figura 12.5b), a forma e a distribuição das anomalias magnéticas positivas demonstra haver um zonamento no seu interior, com fácies contendo minerais para e ferromagnéticos concentradas na parte ocidental e em domínios menores no sul. Uma anomalia magnética negativa no interior do maciço sugere a presença de fácies leucocráticas com predomínio de minerais diamagnéticos (feldspatos alcalinos e feldspatoides).

Nos maciços vizinhos de Soarinho, Rio Bonito e Tanguá (Figura 12.6), as anomalias magnéticas extrapolam os limites geológicos cartografados. A distribuição linear das anomalias positivas que atravessam o complexo sugere a presença de diques básicos ou alcalinos de direção NE não reconhecidos em superfície. No maciço de Soarinho (Figura 12.6) anomalias positivas situam-se nos extremos do corpo, indicando distribuição polarizada de fácies magmáticas. No maciço de Rio Bonito (Figura 12.6)

as anomalias magnéticas positivas extrapolam largamente os limites geológicos. No maciço de Tanguá (Figura 12.6) o ajuste volta a melhorar, com um pequeno deslocamento da anomalia para noroeste em relação ao contato geológico cartografado.

Os maciços de Mendanha e Marapicu não apresentam contraste magnético definido com suas rochas encaixantes, proporcionando um fraco ajuste entre os contatos geológicos e o padrão de anomalias magnéticas. O maciço de Mendanha (Figura 12.7a) é atravessado em grande parte por anomalias magnéticas lineares de direção N-S que podem estar relacionadas a diques básicos ou alcalinos tardi ou pós-magmáticos. No maciço de Marapicu (Figura 12.7b) não há padrão de anomalias magnéticas que possa ser relacionado ao corpo, com exceção de uma forte anomalia magnética positiva a norte da intrusão cartografada que sugere a presença de um corpo alcalino não aflorante.

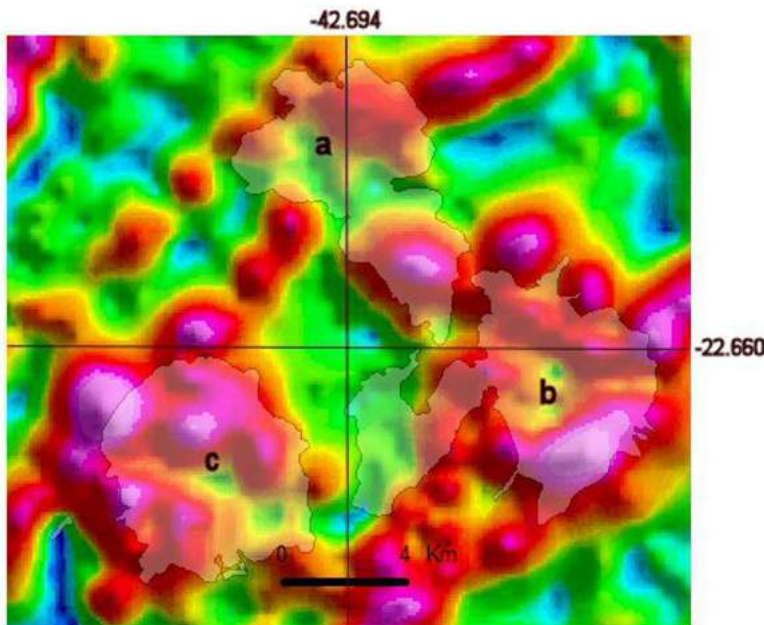


Figura 12.6 – Ajuste entre a cartografia geológica e o Mapa Magnético de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) no complexo alcalino de Soarinho (a), Rio Bonito (b) e Tanguá (c).

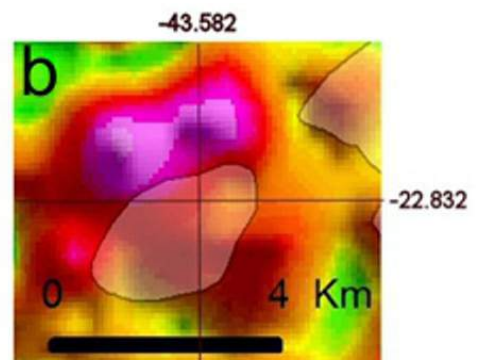
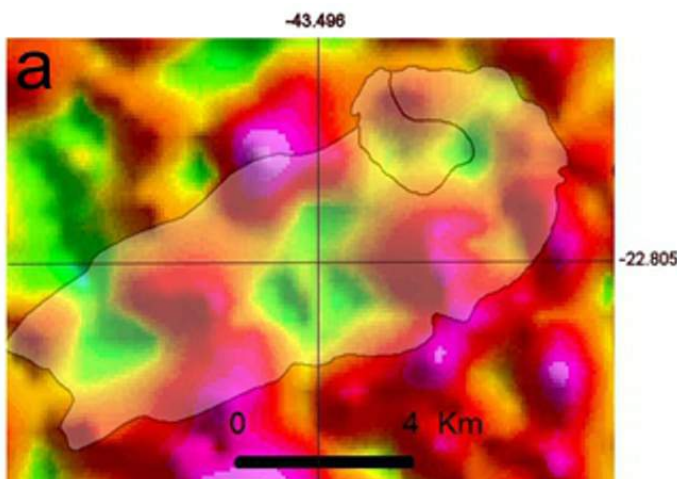


Figura 12.7 – Ajuste entre a cartografia geológica e o Mapa Magnético de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) nos maciços alcalinos vizinhos de Mendanha (a) e Marapicu (b).

13 - BACIAS DO SISTEMA DE RIFTES CONTINENTAIS DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

13.1 - INTRODUÇÃO

Ao longo da porção continental emersa adjacente às bacias de Santos e Campos, entre o Paraná e o Rio de Janeiro, ocorre um conjunto de depressões tectônicas denominado por Zalán & Oliveira (2005) como Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), que inclui também riftes localizados na plataforma continental (Figura 13.1). No SRCSB, estão presentes importantes bacias sedimentares paleogênicas, com destaque para as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, que compõem o denominado Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), conforme definido por Riccomini (1989), e as bacias de São José de Itaboraí e Macacu,

localizadas no Segmento Oriental do RCSB. As bacias de Resende, Volta Redonda, Macacu e São José de Itaboraí situam-se em território fluminense e são aqui tratadas.

A gênese do SRCSB está relacionada à abertura do oceano Atlântico, tendo em vista que os processos de afinamento da crosta e o concomitante acúmulo de sedimentos na bacia de Santos teriam determinado, durante o final do Cretáceo e o início do Paleógeno, um acentuado desequilíbrio isostático entre as áreas continental e oceânica. Esforços distensionais proporcionaram a reativação de zonas de cisalhamento proterozoicas de direção ENE-WSW, formando hemigrábens que receberam um volume significativo de sedimentos (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Melo *et al.*, 1985a; Riccomini, 1989).

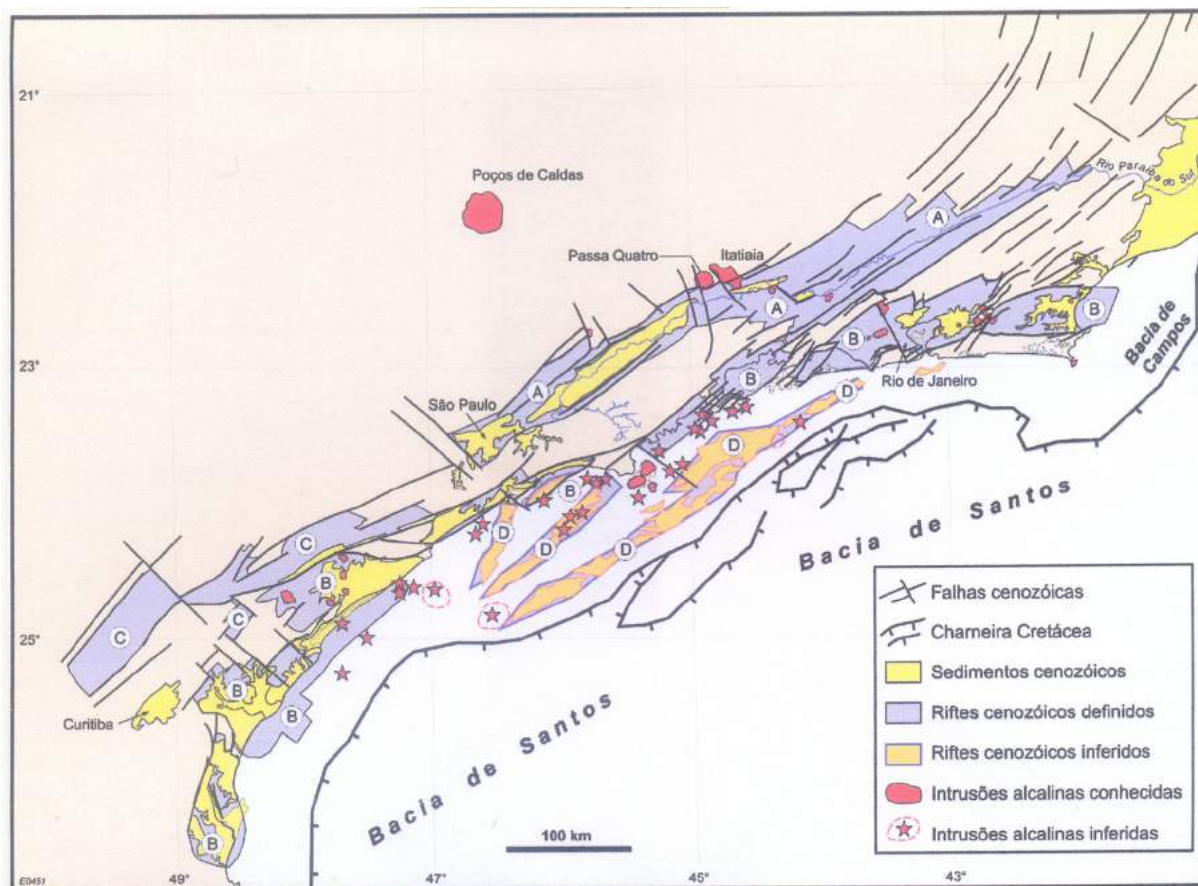


Figura 13.1 – Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, conforme proposto por Zalán & Oliveira (2005), incluindo quatro principais riftes: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo. De acordo com a proposta desses autores, as bacias de Resende e de Volta Redonda estão inseridas no Rifte Paraíba do Sul, enquanto as bacias de São José de Itaboraí e Macacu estão localizadas no Rifte Litorâneo.

13.2 - BACIA DE RESENDE

A bacia de Resende constitui um hemigráben alongado no sentido ENE-WSW cuja borda ativa situava-se a norte (Figura 13.2). Apresenta 47 km de comprimento e largura média de 4,5 km (máxima de 7,3 km a oeste da cidade de Resende e mínima de 1,2 km a oeste da cidade de Itatiaia), com superfície em torno de 240 km² (Ramos, 2003).

Os limites ocidental (com a bacia de Taubaté) e oriental (com a bacia de Volta Redonda) da bacia de Resende foram condicionados pela tectônica formadora dos altos estruturais de Queluz e de Floriano, respectivamente, através de falhas de direção NNW (Melo *et al.*, 1985; Riccomini, 1989). A bacia é segmentada em sua porção central por um alto estrutural (alto de Resende) gerado pela atuação de falhas transversais durante a tectônica distensiva que gerou o hemigráben no Paleógeno (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004). A bacia possui dois depocentros principais, confirmados por levantamentos geofísicos e por diversos poços tubulares profundos (Bettini *et al.*, 2003). Segundo estes autores, o depocentro a leste da soleira de Resende possui profundidade estimada entre 300 e 500 m, sendo que o poço tubular mais profundo alcançou 250 m sem atingir o embasamento. O depocentro a oeste possui profundidade em torno de 300 m.

13.2.1 - Breve histórico

Os depósitos sedimentares da bacia de Resende foram pioneiramente descritos por Amador (1975), que os subdividiu formalmente

em duas unidades estratigráficas: a Formação Resende (inferior) e a Formação Floriano (superior), constituídas predominantemente por sucessões de arenitos e lamitos, relacionadas a sistemas fluviais axiais, com leques aluviais restritos ao flanco sul do maciço do Itatiaia, cujos depósitos foram designados por Amador (1975) como membros rudáceos. Melo *et al.* (1983, 1985) revisaram a estratigrafia da bacia e mantiveram apenas a designação Formação Resende. Quanto aos depósitos atribuídos por Amador (1975) à Formação Floriano, os referidos autores afirmaram que estes representariam o produto da alteração dos depósitos mais superficiais da Formação Resende. Riccomini (1989) reconheceu na bacia, além dos depósitos fluviais e de leques aluviais da Formação Resende, depósitos de um sistema fluvial meandrante que relacionou à Formação São Paulo. Lima & Melo (1994) e Melo (1997) propuseram a designação Formação Itatiaia para todos os depósitos de leques aluviais proximais da bacia, inclusive os situados a leste do maciço do Itatiaia, em contato com o embasamento metamórfico. Ramos (2003) e Ramos *et al.* (2005, 2006) realizaram nova revisão estratigráfica das sucessões aluviais paleogênicas da bacia de Resende, que servirão de base para a caracterização estratigráfica apresentada a seguir.

13.2.2 - Aspectos de campo

Conforme Ramos *et al.* (2005, 2006), o registro sedimentar da bacia de Resende é dividido em três unidades litoestratigráficas: formações Ribeirão dos Quatis, Resende e Floriano (Figura 13.3).

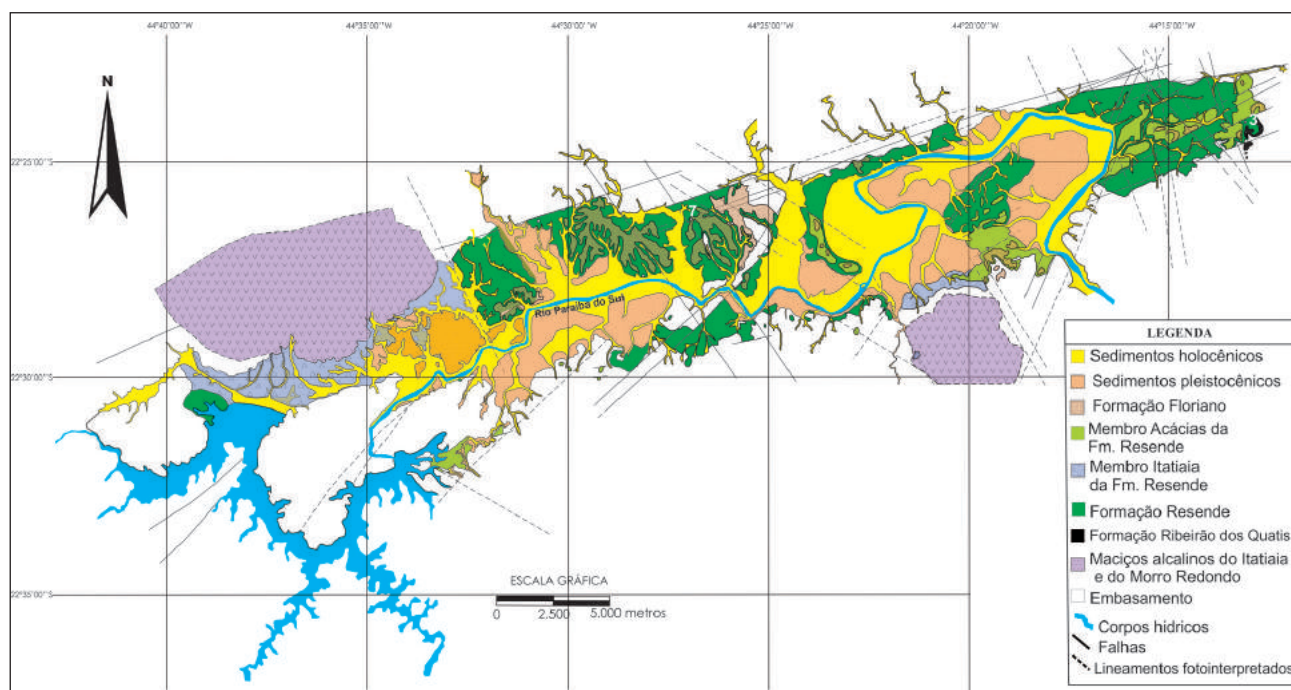


Figura 13.2 – Mapa geológico da bacia de Resende, modificado de Ramos *et al.* (2006).

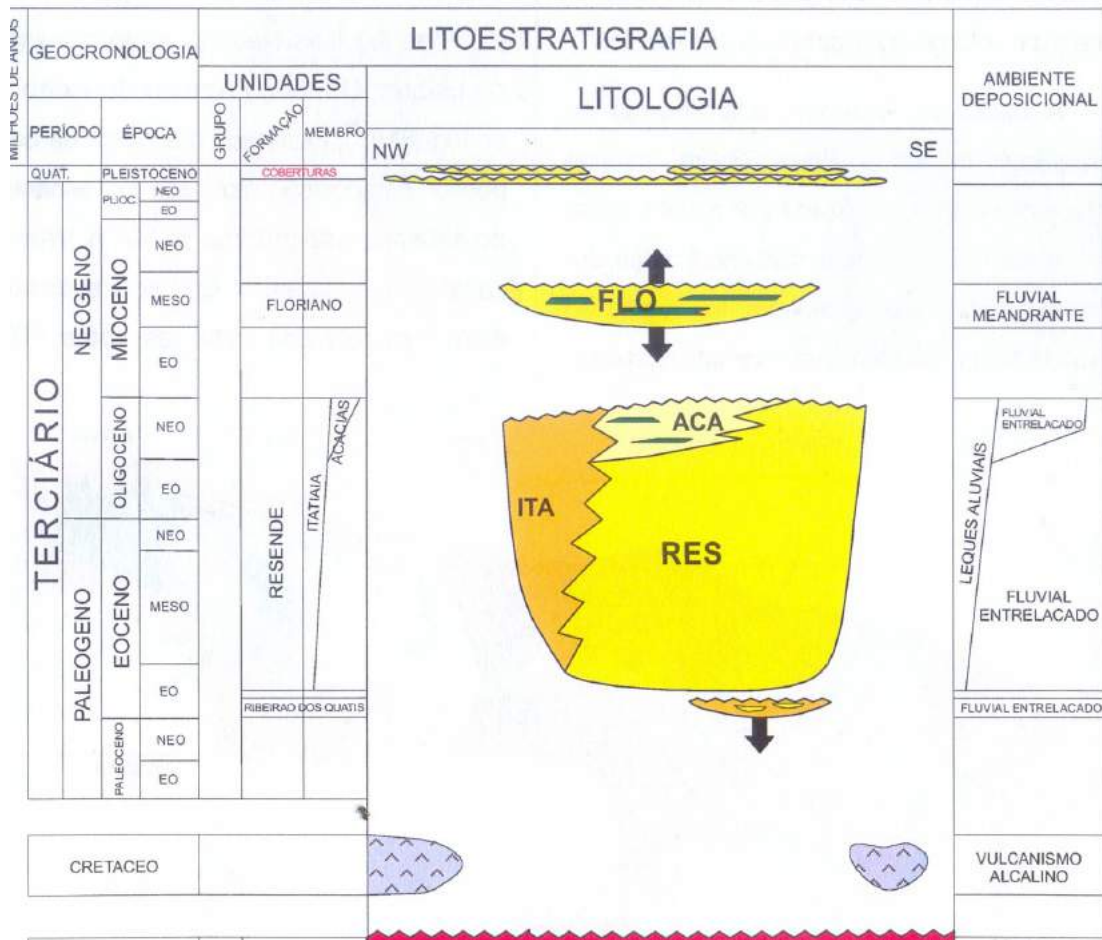


Figura 13.3 – Coluna litoestratigráfica e fases tectônicas da bacia de Resende (modificado de Ramos et al., 2005a).

A sucessão sedimentar mais antiga, designada como Formação Ribeirão dos Quatis, é restrita à extremidade oriental da bacia e ocorre em inconformidade com o embasamento proterozoico, sendo caracterizada essencialmente por sedimentos conglomeráticos. Na base desta unidade predominam camadas de conglomerado amalgamadas, intercaladas por camadas de arenito e escassas lentes pelíticas. Os conglomerados são maciços ou com estratificação mal definida, constituídos por seixos e calhaus bem arredondados de quartzo de veio, com matriz arcoseana e intraclastos pelíticos frequentes (Figura 13.4). Os arenitos são feldspáticos, grossos a muito grossos, laminados ou com estratificações cruzadas acanaladas. Em direção ao topo da unidade, aumenta a participação dos arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, intercalados a conglomerados maciços ou com estruturas acanaladas, e pelitos maciços, organizados em ciclos granodrecrescentes, de espessura decimétrica (Ramos et al., 2005, 2006).



Figura 13.4 – Conglomerado quartzoso com matriz arcoseana da base da Formação Ribeirão dos Quatis, situado em corte da Ferrovia do Aço, município de Quatis-RJ.

A Formação Ribeirão dos Quatis constitui o registro de um antigo sistema fluvial entrelaçado, anterior e/ou contemporâneo às primeiras manifestações da reativação do sistema de falhas que gerou o hemigráben no início do Eoceno (Ramos & Andreis, 1998). A amalgamação de camadas conglomeráticas na base da unidade sugere uma bacia com taxa de subsidência reduzida, onde o espaço disponível para a acumulação sedimentar era exíguo. A predominância de arenitos feldspáticos acima desta sucessão basal, 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 (Ramos, 1997; Ramos *et al.*, 2005, 2006).

Com a evolução do processo distensivo durante o Eoceno, o desenvolvimento da falha principal do hemigráben levou à formação de leques aluviais ao longo da borda norte da bacia, e de um sistema fluvial axial. Estes depósitos representam a maior parte do volume de sedimentos que preencheu a bacia, e foram incluídos na consagrada Formação Resende (Ramos *et al.*, 2005, 2006). Predominam, entre os depósitos derivados de fluxos gravitacionais, arenitos lamosos e lamitos arenosos seixosos, bem como brechas sustentadas pelos clastos e pela matriz (Figura 13.5). Os depósitos fluviais mais típicos da Formação Resende são caracterizados pela alternância de ciclos granodecrescentes, com espessura variando de 1,5 a 3m, formados na base por conglomerados finos a médios, sotopostos a arenitos feldspáticos com estratificações cruzadas acanaladas agrupadas e, no topo, camadas pelíticas maciças (Figura 13.6).

Ramos (2003) e Ramos *et al.* (2005, 2006) designaram como Membro Itatiaia os depósitos de leques aluviais adjacentes aos maciços do Itatiaia e do Morro Redondo e depósitos fluviais distais a estes,

distinguíveis dos depósitos da Formação Resende stricto sensu pela composição marcadamente rica em detritos derivados da erosão dos maciços alcalinos. Os depósitos do Membro Itatiaia estão em posição estratigráfica lateral e interdigitados com os depósitos mais típicos da Formação Resende. Estes autores propuseram ainda outro membro, denominado Acácias, abrangendo depósitos conglomeráticos e areníticos com espessas intercalações de pelitos, concentrados na metade oriental da bacia.

Ramos *et al.* (2006) interpretaram as fácies axiais da Formação Resende como um sistema fluvial caracterizado por um ou mais cinturões de canais entrelaçados de baixa sinuosidade, que divagavam sobre extensas planícies de inundação vegetadas, recebendo nas bordas ativas das bacias a contribuição de fluxos gravitacionais. As fácies marginais desta unidade são representadas por depósitos de leques aluviais, caracterizados pela superposição de fluxos gravitacionais (brechas, vaques e lamitos seixosos) e de fluxos trativos (conglomerados e arenitos estratificados).

Para o topo do preenchimento sedimentar da bacia de Resende, Ramos *et al.* (2005, 2006) resgataram a denominação Formação Floriano, caracterizada por uma sucessão de camadas areníticas dispostas em corpos de geometria lenticular ou sigmoidal, com espessuras entre 1 e 2 m, e camadas pelíticas com grande persistência lateral, formando ciclos granodecrescentes com espessura entre 2 e 3 m (Figura 13.7). A base de cada ciclo é formada por delgada camada de conglomerado fino maciço com abundantes intraclastos, capeados por arenitos feldspáticos finos a médios, maciços ou com estruturas acanaladas, de tons avermelhados ou amarelados, e lamitos maciços ou laminados, avermelhados a arroxeados. Feições de acreção lateral são observadas nas camadas areníticas, representadas por estratos de geometria sigmoide,



Figura 13.5 – Afloramento denominado “leque de Itatiaia”, situado no bairro Vila Pinheiro, município de Itatiaia-RJ. Brecha sustentada pelos clastos (fanglomerado) sobre arenito seixoso com estratificação horizontal.



Figura 13.6 – Intercalação de pacotes pelíticos (esverdeados) e conglomeráticos/areníticos (mais claros) típicos da Formação Resende. Seção-tipo da Formação Resende, localizada na rodovia Presidente Dutra, km 3075, Resende-RJ.

formados por arenitos finos com estruturas acanaladas e siltitos grossos com laminação cruzada. Os depósitos da Formação Floriano, cujas espessuras não ultrapassam os 20 m, são característicos de um sistema fluvial meandrante arenoso, que representou

a fase de colmatação da bacia de Resende, tendo se desenvolvido tanto sobre os depósitos da Formação Resende (nos depocentros da bacia), como sobre o embasamento cristalino (no alto estrutural de Resende).



Figura 13.7 – Depósitos da Formação Floriano, correspondendo a camadas tabulares a lenticulares de arenitos com estratificações cruzadas, intercaladas com espessos pacotes pelíticos. Afloramento não mais existente, ao lado da Rádio Agulhas Negras (Resende-RJ).

13.3 - BACIA DE VOLTA REDONDA

A principal área de acúmulo sedimentar paleogênico da bacia de Volta Redonda corresponde ao gráben da Casa de Pedra, depressão orientada segundo a direção ENE-WSW, com 1,7km de largura e 8,5km de comprimento, entre a cidade de Pinheiral, a oeste, e o bairro da Casa de Pedra (município de Volta Redonda), a leste. Manchas isoladas de sedimentação paleogênica foram identificadas a N e NW do gráben, nas áreas urbanas de Volta Redonda e Barra Mansa (Melo *et al.*, 1983; Sanson, 2006; Sanson *et al.*, 2006; Negrão, 2010). Negrão (2010) ainda identificou, a leste e a oeste do gráben da Casa de Pedra duas novas áreas de ocorrência de depósitos sedimentares paleogênicos, denominadas de gráben de Dorândia (a leste) e de Colônia Santo Antônio, a oeste (Figura 13.8).

13.3.1 - Breve histórico

Amador & Castro (1976) realizaram o primeiro trabalho de cunho estratigráfico na região da bacia de Volta Redonda, baseando-se principalmente em critérios geomorfológicos para a diferenciação das fases de deposição. Os autores subdividiram o pacote sedimentar em duas unidades: camadas terciárias pré-Formação Volta Redonda e Formação Volta Redonda, essa última correlacionável à Formação Resende, da bacia homônima.

Melo *et al.* (1983), estudando os depósitos e a tectônica cenozoica, 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 forma de manchas descontínuas. A outra área, denominada de "Gráben da Casa de Pedra", se caracteriza por apresentar um registro sedimentar paleogênico contínuo, disposto em uma depressão alongada segundo a direção ENE-WSW.

Estes autores levantaram objeções aos critérios de correlação geomorfológica utilizados por Amador & Castro (1976) para o estabelecimento da estratigrafia e proposição das idades para os depósitos sedimentares na área de Volta Redonda e consideraram não haver características que justificassem a subdivisão em duas unidades. Reconheceram que os depósitos apresentariam feições persistentes por toda a área da bacia, com grande similaridade com os depósitos da Formação Resende na bacia homônima. Caracterizaram conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas e planares, gradando para arenitos mais finos e sedimentos síltico-argilosos. Riccomini (1989) reuniu sob a denominação de Formação Resende todas as ocorrências de registro sedimentar de idade paleogênica da bacia.

No setor oeste do gráben da Casa de Pedra, Melo *et al.* (1983) identificaram derrames de rocha ultrabásica alcalina entre os depósitos siliciclásticos paleogênicos, denominados por Riccomini (1989) como Basanita Casa de Pedra. Riccomini *et al.* (1983) dataram essas rochas pelo método K-Ar, obtendo idades de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma. Posteriormente,

foram obtidas pelo método Ar-Ar idades de $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma (Riccomini *et al.*, 2004) e $49,5 \pm 0,4$ Ma (Ramos *et al.*, 2008).

Padilha & Vitorello (1992), através de levantamentos geofísicos, concluíram que as maiores espessuras de acumulação sedimentar na bacia de Volta Redonda estariam nas proximidades

da borda norte da bacia, alcançando cerca de 112 m de profundidade, sendo a bacia caracterizada por uma estrutura de hemigráben.

Sanson (2006) e Sanson *et al.* (2006) realizaram uma revisão da estratigrafia da bacia, que servirá de base para a caracterização estratigráfica apresentada a seguir.

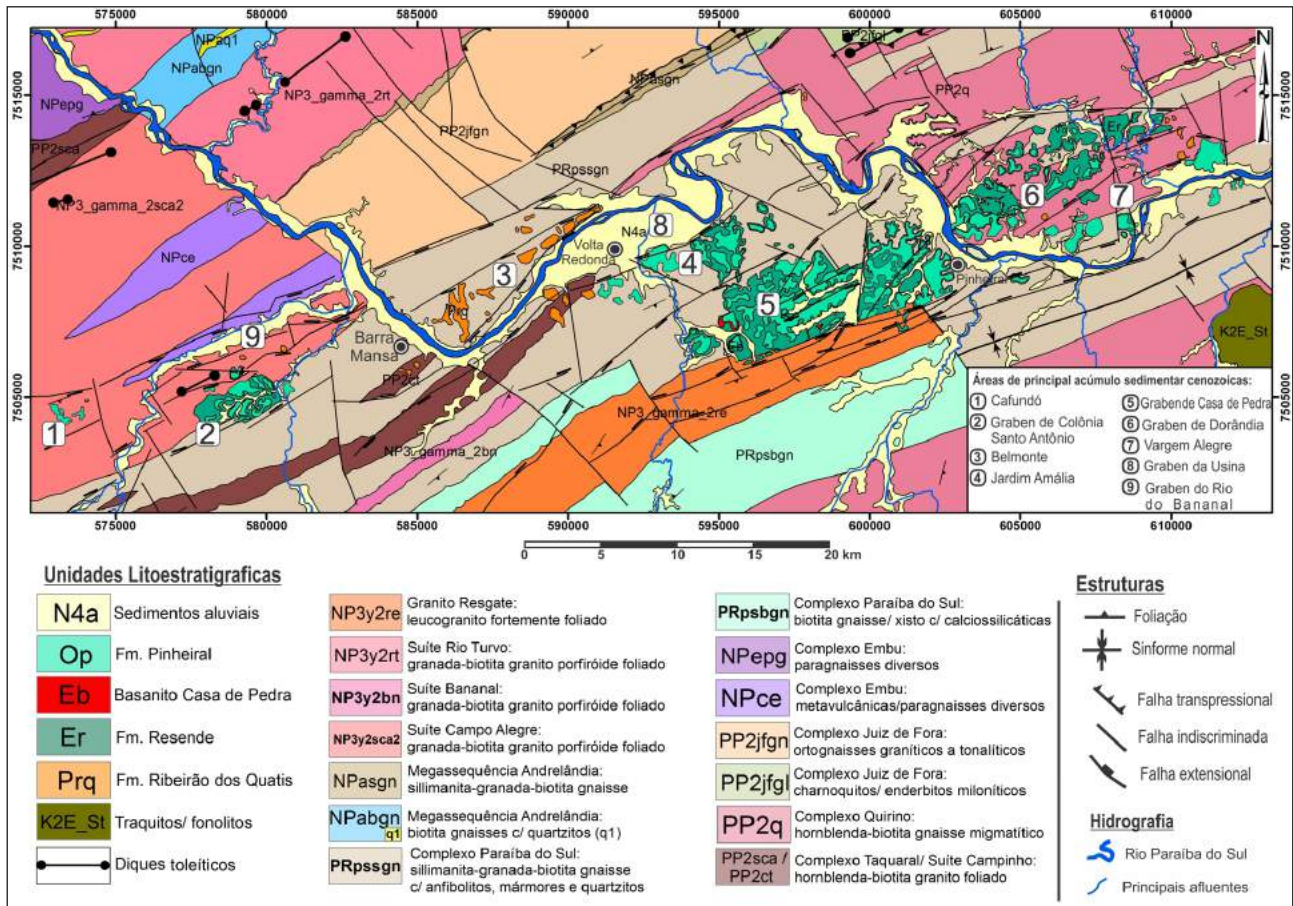


Figura 13.8 – Mapa geológico da região da bacia de Volta Redonda, segundo Negrão (2010). Litologias do embasamento compiladas de Heilbron *et al.* (2007). 1- Gráben da Casa de Pedra; 2- Depósitos da Formação Ribeirão dos Quatis sobre alto estrutural; 3- Ocorrências a norte do Gráben da Casa de Pedra; 4- Gráben de Dorândia; 5- Gráben de Colônia Santo Antônio.

13.3.2 - Quadro Litoestratigráfico

Conforme Sanson (2006) e Sanson *et al.* (2006), o quadro estratigráfico da bacia de Volta Redonda inclui quatro unidades litoestratigráficas (Figura 13.9): Formação Ribeirão dos Quatis, Formação Resende, Basanito Casa de Pedra e Formação Pinheiral.

A sucessão sedimentar mais antiga da bacia de Volta Redonda corresponde à Formação Ribeirão dos Quatis, cujos depósitos ocorrem em inconformidade sobre o embasamento proterozoico, na forma de manchas sedimentares isoladas, concentradas principalmente a noroeste do gráben da Casa de Pedra, na área urbana de Barra Mansa (Sanson *et al.*, 2006), e na área de Dorândia (Negrão, 2010). Esta unidade estratigráfica é caracterizada pela superposição de camadas de conglomerados finos a grossos, maciços ou com estratificação horizontal mal definida, constituídos por seixos de quartzo bem

arredondados, com intercalações de camadas de arenitos feldspáticos, maciços ou com estratificações cruzadas acanaladas, e escassas lentes pelíticas, organizados em ciclos granodecrescentes (Figura 13.10). São comuns na base desta unidade, em contato com o substrato gnáissico, matações de quartzo com até 60 cm de diâmetro. Correspondem ao registro de um sistema fluvial entrelaçado, anterior à fase principal de reativação do sistema de falhas ENE-WSW responsável pela gênese da bacia, no Eoceno. Assim como na bacia de Resende, não foram observadas relações de contato entre essa unidade e as demais unidades litoestratigráficas reconhecidas. A maneira como estes depósitos se encontram sugere que este sistema fluvial fluía em vales encaixados em estruturas do embasamento proterozoico, na região entre as bacias de Resende e Volta Redonda, sendo admitida idade eocênica inicial, ou mesmo paleocênica (Sanson *et al.*, 2006).

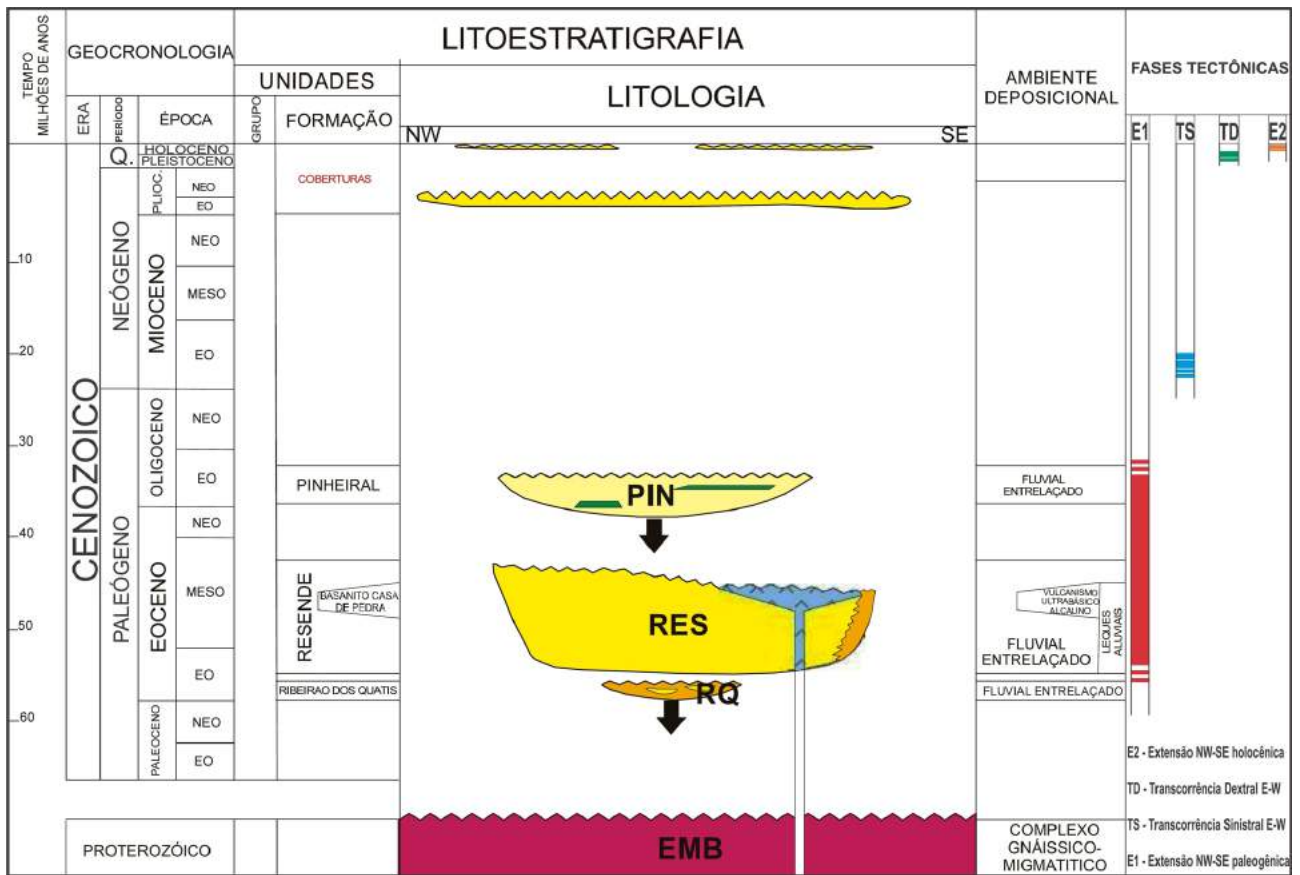


Figura 13.9 – Coluna litoestratigráfica e fases tectônicas da bacia de Volta Redonda (Sanson et al., 2006).

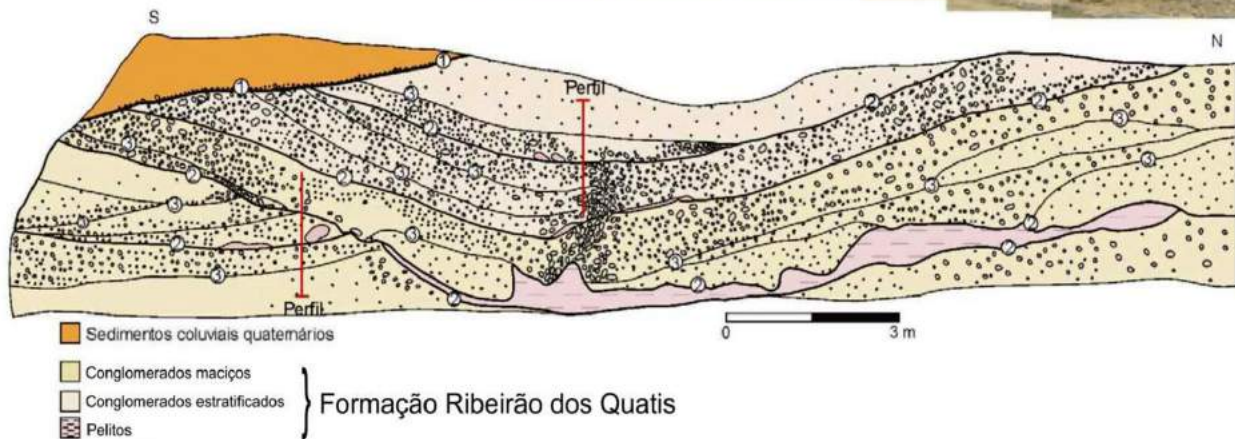


Figura 13.10 – Seção estratigráfica e perfil faciológico de depósitos fluviais relacionados à Formação Ribeirão dos Quatis, localizados no bairro Belmonte, Volta Redonda (Sanson et al., 2006).

Com o abatimento de blocos crustais devido à tectônica formadora do RCSB, no Eoceno, a movimentação da falha principal da bacia de Volta Redonda, a sul, proporcionou o desenvolvimento de pequenos leques aluviais ao longo desta e de um sistema fluvial com paleofluxo predominantemente para SE, em direção à falha principal. Estes depósitos compreendem a maior parte do registro sedimentar de idade paleogênica presente na bacia de Volta Redonda e foram reunidos sob a denominação de Formação Resende (Melo *et al.*, 1983; Sanson *et al.*, 2006; Negrão, 2010). Os depósitos incluídos nesta unidade caracterizam-se pela alternância de ciclos granodécrescentes com arenitos maciços e estratificados sobre camadas delgadas de conglomerados maciços, normalmente superpostos por camadas de pelitos maciços, com geometria tabular e grande extensão lateral (Sanson *et al.*, 2006). Os depósitos relacionados à Formação Resende ocorrem em todos os setores da bacia de Volta Redonda e foram relacionados por Sanson *et al.* (2006) a um ambiente fluvial caracterizado por um ou mais cinturões de canais entrelaçados, com leito predominantemente arenoso, migrando sobre uma planície de inundação pelítica, e com o desenvolvimento de pequenos leques aluviais ao longo da borda sul dos grábens da Casa de Pedra e de Colônia Santo Antônio.

No setor oeste do gráben da Casa de Pedra, ocorreram derrames de lava ultrabásica alcalina diretamente sobre os depósitos da Formação Resende, denominadas como Basanita Casa de Pedra (Riccomini, 1989). Estas rochas, datadas do Eoceno inicial (Ramos *et al.*, 2008), foram descritas como ankaramito ou basanita (Riccomini, 1989), apresentando textura porfirítica, com cristais e vesículas cujos diâmetros variam de 1 a 3 mm, sendo também observadas variações cromáticas em camadas decimétricas horizontais. A análise textural da rocha alterada mostrou que, próximo ao contato destas camadas, os cristais de feldspato são menores (cerca de 1 mm) e anédricos, enquanto que, no interior das camadas, são maiores (entre 2 e 3 mm), apresentando formas euédricas. Tal aspecto sugere uma diferenciação entre derrames distintos, cujos topos e bases apresentam textura mais fina devido ao resfriamento mais rápido, sendo registrados ao menos três derrames (Figura 13.11), cuja espessura total máxima alcança 11 m no bairro Vila Rica, em Volta Redonda (Sanson *et al.*, 2006).

Em discordância sobre os depósitos da Formação Resende

e, no gráben da Casa de Pedra, também sobre os derrames ankaramíticos, ocorre uma expressiva sucessão sedimentar composta por arenitos e conglomerados em ciclos granodécrescentes, individualizada como Formação Pinheiral (Sanson, 2006; Sanson *et al.*, 2006). Os depósitos desta unidade ocorrem tipicamente no topo de colinas de conformação íngreme, alcançando espessuras entre 20 e 30 m. Caracterizam-se por apresentar um padrão rítmico de sedimentação entre fácies areníticas e rudíticas, de origem trativa, podendo atingir ciclos de aproximadamente 3 m de espessura, marcados na base por conglomerados e acúmulos de brechas intraformacionais (Figura 13.12). São característicos da base da Formação Pinheiral espessos pacotes de conglomerados com seixos de quartzo bem arredondados, provavelmente derivados do retrabalhamento de antigos depósitos da Formação Ribeirão dos Quatis. Também são registradas nesta unidade camadas pelíticas maciças a laminadas, por vezes alcançando espessuras métricas, podendo atingir cerca de 7 m de espessura, marcando períodos de quiescência do fluxo trativo e inundação da planície de canais fluviais ou preenchimento de canais abandonados (Sanson *et al.*, 2006). Segundo Sanson *et al.* (2006), a Formação Pinheiral corresponde ao registro de canais fluviais entrelaçados, com paleofluxos predominantemente para ESE/SE, e expressiva sedimentação pelítica em períodos de afogamento do complexo de canais ou enchentes importantes. Admite-se que suas sucessões tenham se depositado em um intervalo durante o Eoceno médio e o Oligoceno inicial, visto que no setor oeste do gráben da Casa de Pedra seus depósitos estão em discordância erosiva com os derrames de rochas vulcânicas.



Figura 13.11 – Afloramento de rocha ultrabásica alcalina no bairro Vila Rica, Volta Redonda. As linhas tracejadas indicam uma diferenciação na morfologia do afloramento, sugerindo a existência de, ao menos, três derrames (Sanson *et al.*, 2006).

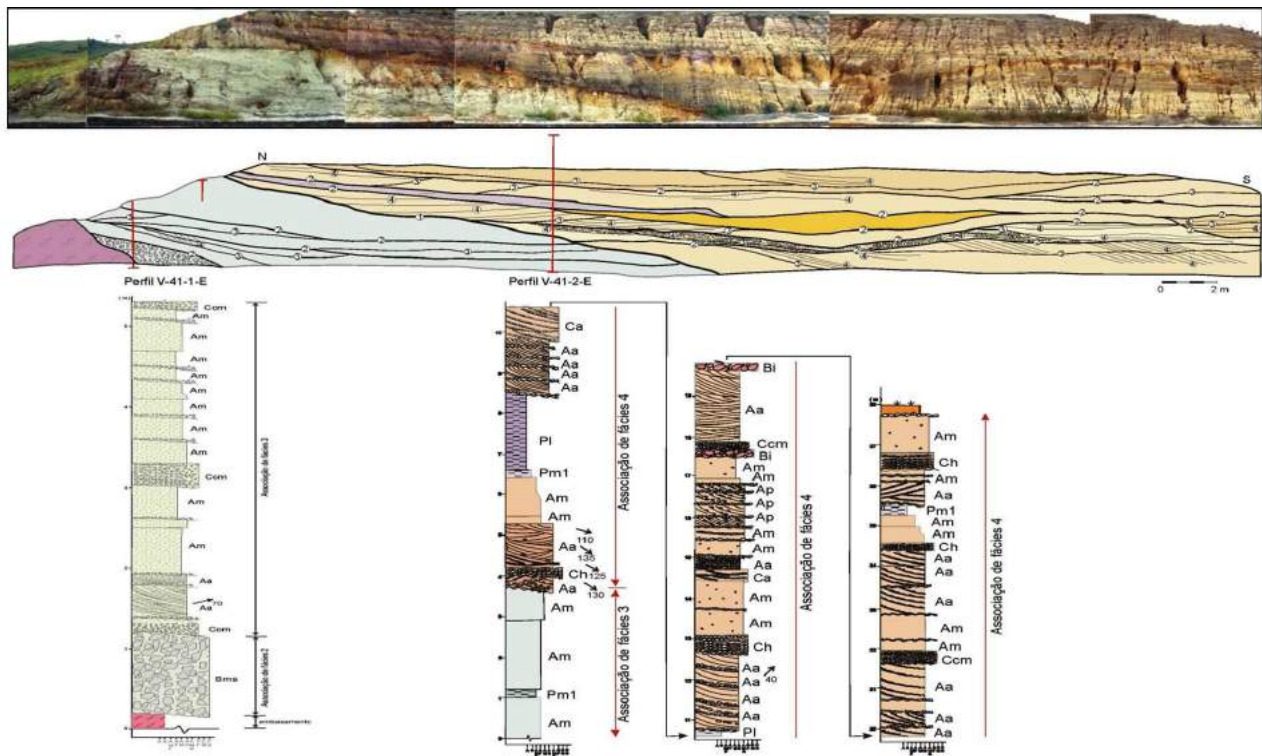


Figura 13.12 – Seção estratigráfica e perfis faciológicos representativos das formações Resende e Pinheiral na borda norte do gráben da Casa de Pedra (Rodovia do Contorno, Volta Redonda). No perfil V-41-1-E e na base do perfil V-41-2-E estão representados depósitos de conglomerados basais sobre o embasamento pré-cambriano, que junto aos arenitos maciços e com estratificação cruzada constituem a Formação Resende. O perfil V-41-2-E ilustra o padrão de sedimentação relacionada com a Formação Pinheiral, marcado por uma repetição de camadas arenosas e conglomeráticas, bem como intervalos com camadas pelíticas. Esta associação faciológica apresenta-se discordantemente acima dos depósitos da Formação Resende. Extraído de Sanson (2006).

13.4 - BACIA DO MACACU

Segundo Ferrari (2001), a Bacia do Macacu, preenchida pela formação homônima (Ferrari & Silva, 1997), tem sua principal área de ocorrência concentrada junto ao limite nordeste da baía de Guanabara, se estendendo na direção ENE por cerca de 25 km, com largura aproximada de 20 km, espessura em torno de 150-200 m, perfazendo mais de 400 km² nos municípios de Itaboraí, Magé e São Gonçalo (Figura 13.13). Ocorrências isoladas dessa unidade são encontradas na Ilha do Governador e no município de Duque de Caxias.

13.4.1 - Breve histórico

Hartt (1870) foi o primeiro a reconhecer a existência de depósitos continentais cenozoicos no Recôncavo da Guanabara, tendo-os correlacionado à Formação Barreiras.

Meis & Amador (1972, 1974, 1977) realizaram os primeiros estudos sistemáticos na região, levando à subdivisão destes depósitos em Camadas Pré-Macacu, atribuídas ao “Terciário Médio”, e Formação Macacu, considerada plio-pleistocênica e correlata à Formação Barreiras. Estas unidades seriam individualizadas por uma discordância erosiva, não claramente explicitada (Ferrari, 2001).

Dalcolmo *et al.* (1982) voltaram a considerar tais sucessões sedimentares como pertencentes à Formação Barreiras, para a qual atribuíram idade plio-pleistocênica.

Lima *et al.* (1996) descartaram qualquer discordância erosiva presente nestes depósitos e identificaram palinomorfos de idade eocênica a oligocênica em camadas de linhito, reunindo todos os depósitos sedimentares cenozoicos da área na Formação Macacu, correlacionando-os com outros de mesma idade identificados por Riccomini (1989) no Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Para Lima *et al.* (1996), a Formação Macacu seria constituída por um sistema deposicional de leques aluviais, na base, fluvial entrelaçado na sua porção intermediária, e fluvial meandrante no topo, com camadas de linhito.

Da mesma forma, Ferrari & Silva (1997) consideraram que esses depósitos constituiriam uma única unidade litoestratigráfica, a Formação Macacu, formada por depósitos de leques aluviais e fluviais entrelaçados, com depósitos lacustres na base, e definiram a bacia do Macacu, caracterizando seus limites e a tectônica deformadora que a afetou.

Ferrari (2001) elaborou uma análise litofaciológica detalhada dos depósitos da Formação Macacu, propondo também uma revisão do quadro estratigráfico da bacia do Macacu, apresentado a seguir.

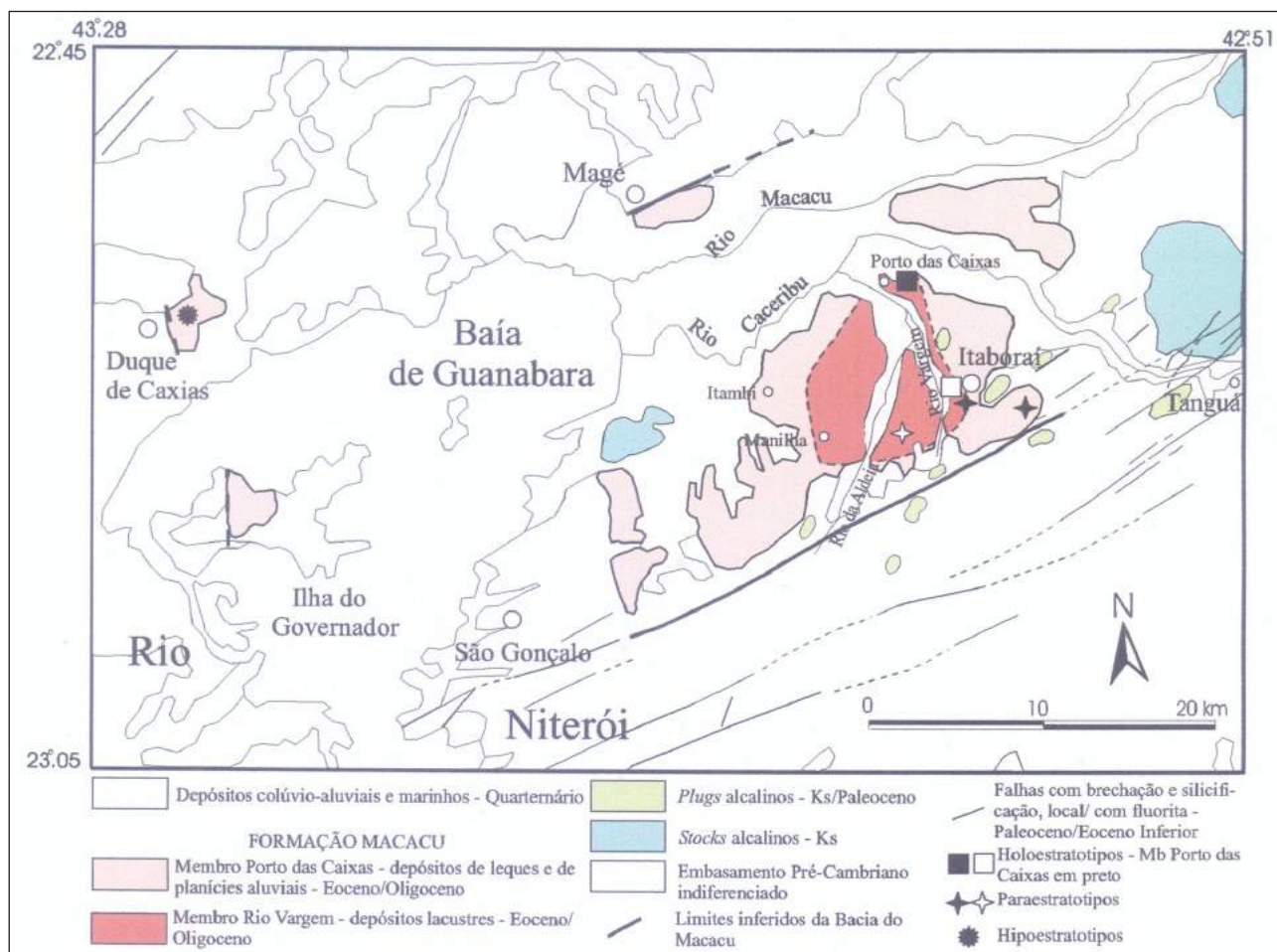


Figura 13.13 – Esboço geológico da Bacia do Macacu por Ferrari (2001).

13.4.2 - Quadro litoestratigráfico

De acordo com Ferrari (2001), o registro estratigráfico da bacia do Macacu pode ser subdividido em duas unidades litoestratigráficas (Figura 13.14): Formação Macacu (subdividida em dois membros: Rio Vargem e Porto das Caixas); e Conglomerado Itambi.

A Formação Macacu se caracteriza pelo predomínio de lamitos seixosos maciços e arenitos estratificados, localmente conglomeráticos, caulinizados, apresentando cores esbranquiçadas a avermelhadas, originadas por ação diagenética e intempérica (Figura 13.15). As camadas conglomeráticas, incluindo litoclastos com tamanho de seixos e calhaus, estão mais presentes na borda sul da bacia. Destaca-se, na base desta unidade, a presença de depósitos lamíticos esverdeados a acinzentados (Figura 13.16), com níveis de linhito.

Na base das seções aflorantes da Formação Macacu, a associação de camadas de linhito e lamitos laminados a maciços, de cor esverdeada, com

geometria tabular e presença de restos vegetais, além de arenitos argilosos maciços e lamitos arenosos a seixosos maciços, lenticulares, foi individualizada por Ferrari (2001) como Membro Rio Vargem, associado a uma sedimentação lacustre. Com base em palinomorfos encontrados nas camadas de linhito, Lima *et al.* (1996) dataram estes depósitos como eocênicos a oligocênicos.

O Membro Porto das Caixas da Formação Macacu é composto por sucessões de lamitos seixosos e arenitos lamosos maciços, intercalados a arenitos grossos estratificados, feldspáticos, com níveis conglomeráticos. Estes depósitos foram associados por Ferrari (2001) a sistemas de leques aluviais e canais fluviais entrelaçados.

Acima e em discordância erosiva com os depósitos da Formação Macacu, ocorrem conglomerados quartzosos intercalados a arenitos grossos, reunidos por Ferrari (2001) sob a denominação de Conglomerado Itambi, sendo relacionados a uma sedimentação em canais fluviais entrelaçados, com idade tentativamente atribuída ao intervalo plio-pleistocênio.

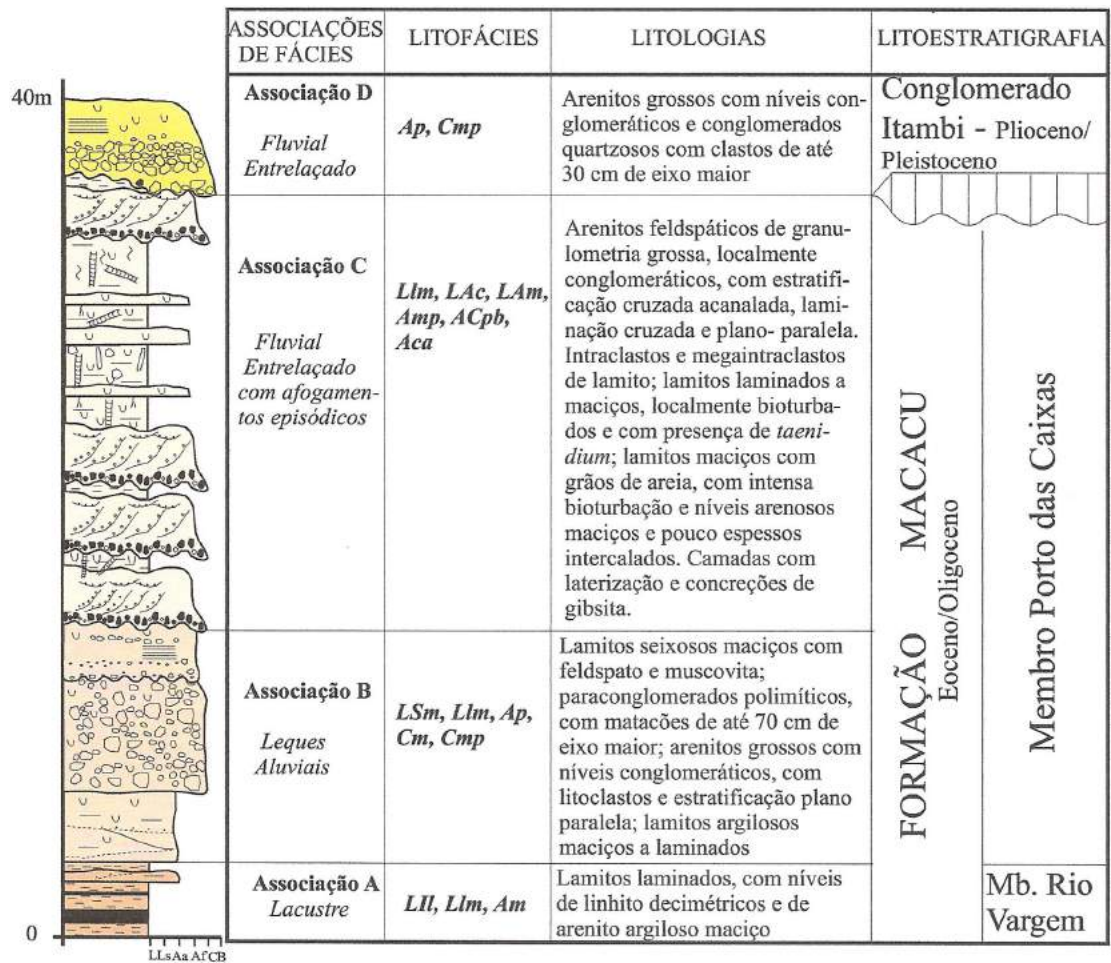


Figura 13.14 – Coluna geológica esquemática dos depósitos sedimentares da Bacia do Macacu, segundo a revisão estratigráfica proposta por Ferrari (2001).

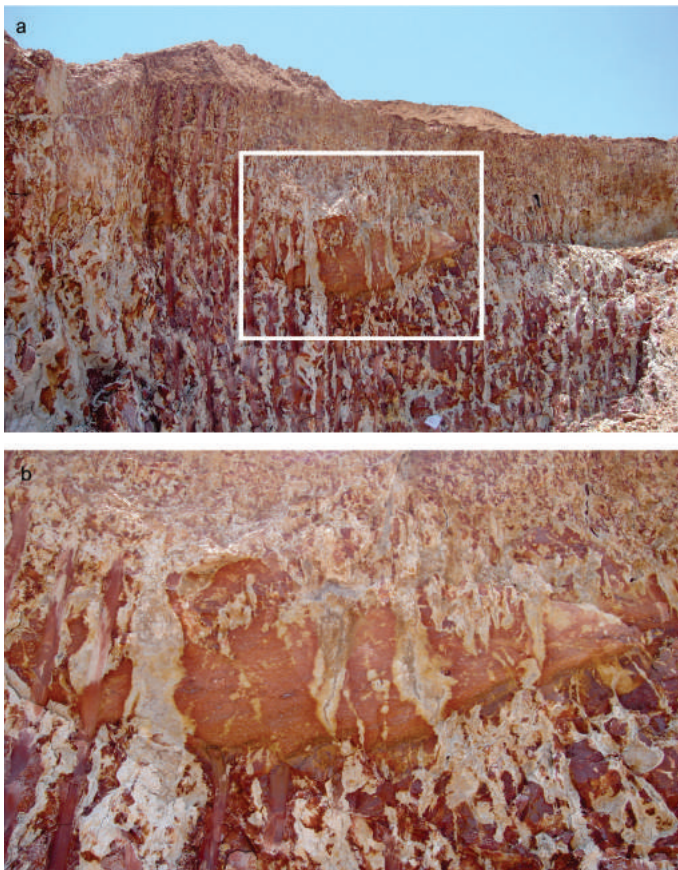


Figura 13.15 – (A) Aspecto geral de depósitos areníticos e lamíticos da Formação Macacu. A coloração avermelhada, mosqueada, associa-se a intensas alterações diagenéticas e intempéricas. (B) Detalhe de corpo lenticular de arenito, menos alterado (retângulo branco na figura 13.15a).



Figura 13.16 – Depósitos lamíticos esverdeados/acinzentados presentes na base da Formação Macacu.

13.5 - BACIA DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ

A bacia de São José de Itaboraí representa uma pequena depressão tectônica com cerca de 1,5 km de comprimento e 0,5 km de largura, orientada segundo a direção NE-SW (Figura 13.17), a sul da bacia do Macacu. A bacia é limitada a SE pela falha de São José (com direção N62E), adjacente a qual foram

encontradas as maiores espessuras sedimentares, alcançando, segundo Ferrari (2001), cerca de 140 m.

Constitui uma das menores bacias sedimentares do Brasil, destacando-se por possuir um riquíssimo acervo de fósseis de moluscos (gastropodes), vegetais, anfíbios, aves e mamíferos, diferentemente das outras bacias do SRCBS em território fluminense.

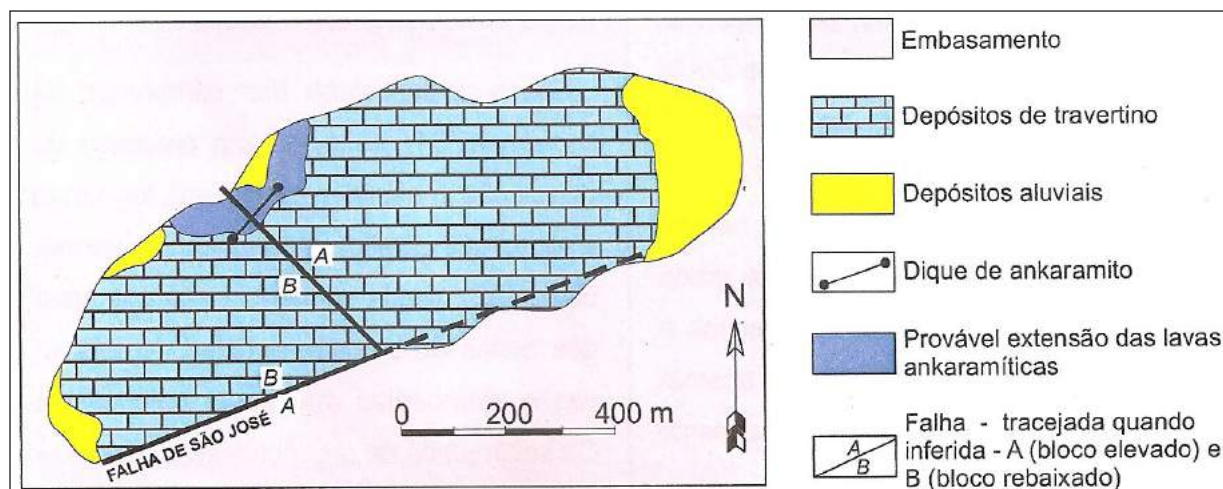


Figura 13.17 – Mapa geológico simplificado da bacia de São José de Itaboraí (Sant’Anna et al., 2000 - modificado por Bergqvist, 2005).

13.5.1 - Breve histórico

A bacia de São José de Itaboraí, também denominada comumente de bacia de Itaboraí, foi descoberta em 1928, tendo sido explorada até 1985 pela Companhia Nacional de Cimento Portland para extração de calcário. Após o abandono da lavra, a cava foi inundada, tornando difícil o acesso aos afloramentos remanescentes.

Os gastrópodes, quase que exclusivamente do tipo pulmonado, foram os primeiros fósseis a serem estudados na bacia (Maury, 1929, 1935), tendo sido encontrados nas camadas mais basais da sucessão sedimentar. Os mamíferos, notadamente os marsupiais e os ungulados, são os fósseis mais abundantes e variados, e foram estes que tornaram a bacia internacionalmente conhecida, por constituírem uma fauna neopaleocênica única (Bergqvist et al., 2004).

Leinz (1938) foi o primeiro a caracterizar o preenchimento sedimentar da bacia, tendo identificado uma predominância de calcários, os quais ele dividiu em “fitados”, originados através de fontes termais, e “cinzentos”, de origem lacustre. Oliveira (1956) incluiu esses dois litotipos na Formação Itaboraí, denominação pouco utilizada em trabalhos subsequentes (Brito *et al.*, 1972; Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978; Tibana *et al.*, 1984; Bergqvist, 1996).

13.5.2 - Quadro litoestratigráfico

O modelo para a evolução do preenchimento da bacia de Itaboraí considera três sequências sedimentares distintas (Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978; Ferrari, 2001) – Figura 13.18, descritas a seguir.

Sequência Inferior

Ocorre sobre o embasamento proterozoico, sendo predominante uma intercalação de calcários químicos (calcários travertinos e oolíticos-pisolíticos) e clásticos (calcário cinzento). Através do rico conteúdo fossilífero – gastrópodes, vertebrados, pólen e folhas – teve idade atribuída ao limite Eo-Neopaleoceno (Paula Couto, 1953; Bergqvist, 1996).

Os calcários travertinos possuem origem inorgânica, associados por diversos autores a atividade hidrotermal. Segundo Sant’Anna *et al.* (1998, 2000), dados isotópicos indicam a origem dos travertinos a partir da dissolução de mármore do embasamento por soluções meteóricas aquecidas, sendo que a Falha de São José teria atuado como o conduto principal de aporte para essas soluções. A

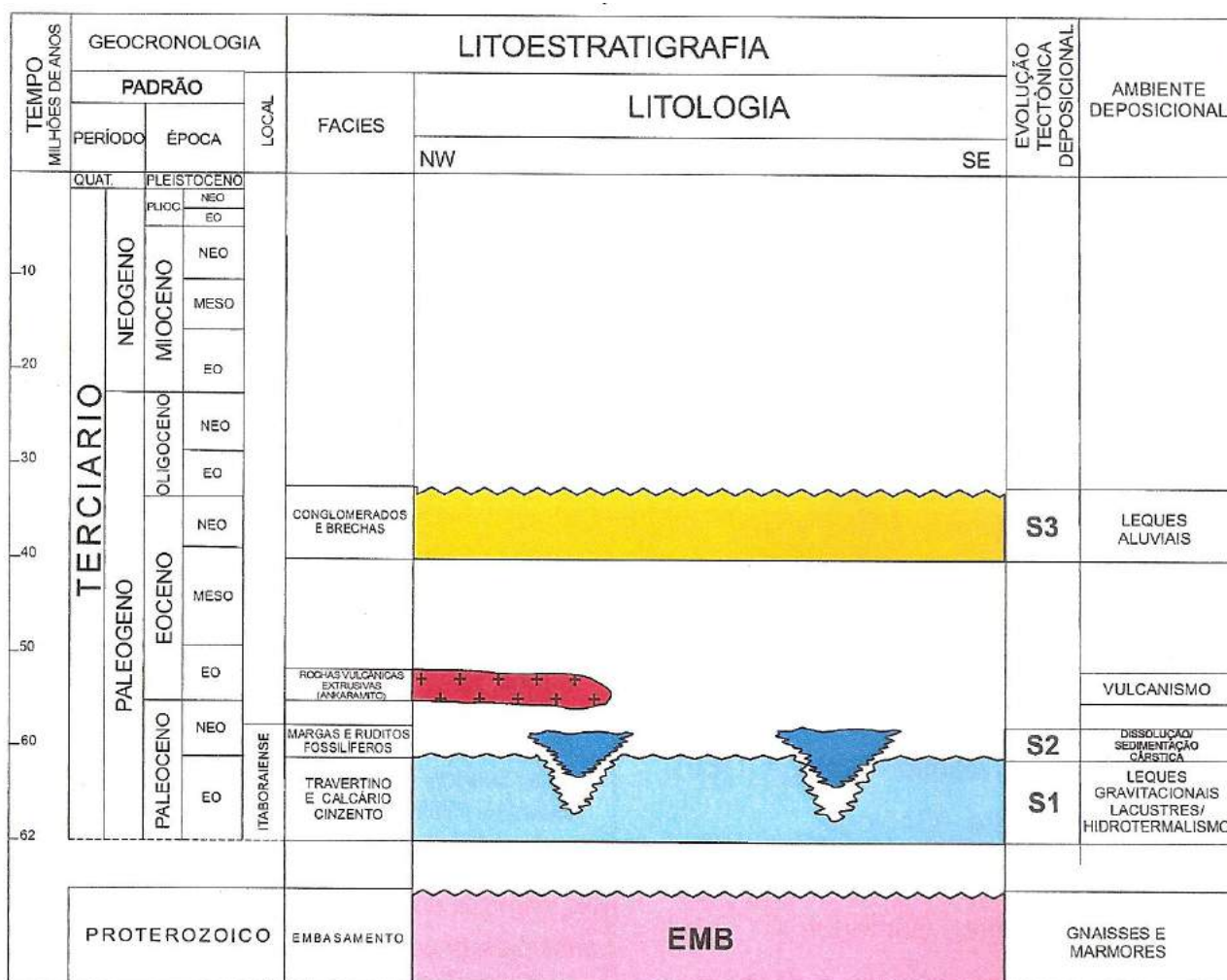


Figura 13.18 – Coluna estratigráfica simplificada da bacia de São José de Itaboraí (Bergqvist, 2005).

existência de veios de calcário travertino no gnaiss (Brito *et al.*, 1972; Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978) reforça a hipótese de sua origem a partir de fontes hidrotermais e indicam que o hidrotermalismo foi sintectônico.

Em associação com os travertinos, ocorre o calcário oolítico-pisolítico (Figura 13.19), litofácies mais notável da bacia, composto por clastos

esféricos a elipsoidais de diâmetro variando do 1 a 10 mm, com núcleos constituídos por cristaloclastos e, subordinadamente, por bioclastos. Esta litofácies, hoje dificilmente observada na bacia, era mais frequente próxima à Falha de São José, o que sugere sua associação com as fontes hidrotermais.

Já os “calcários cinzentos” incluem uma associação de fácies que grada lateralmente para

rochas com forte contribuição siliciclástica, maciças ou com gradação normal ou inversa.

Segundo Rodrigues-Francisco & Cunha (1978) e Sant'Anna (1999), esta sucessão basal estaria associada a processos de fluxos hidrodinâmicos e gravitacionais dentro um lago tectônico raso, em cuja borda sudeste havia uma falha ativa de onde emanavam águas termais ricas em CaCO_3 . A ocorrência subordinada de folhelhos carbonosos e de linhetos intercalados aos calcários (Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978; Tibana *et al.*, 1984; Lima & Cunha, 1986) evidencia que esse lago teve períodos sem aporte de soluções carbonáticas, mostrando o seu caráter intermitente. Os diamictitos, lamitos conglomeráticos (com presença de calcretes) e brechas intercaladas às camadas de calcário são associados a fluxos de detritos em um ambiente de leque aluvial, reforçando a importância dos eventos de sedimentação episódica (Tibana *et al.*, 1984; Sant'Anna, 1999; Ferrari, 2001).



Figura 13.19 – Aspecto do calcário oolítico-pisolítico da bacia de São José de Itaboraí em amostra do acervo do DGP-Museu Nacional/UFRJ.

Sequência Intermediária

Os sedimentos desta sequência preenchem cavidades produzidas pela dissolução (carstificação) dos calcários da Sequência Inferior. Caracterizam-se por margas e brechas de composição semelhante a dos calcários cinzentos sotopostos, mas com menor grau de litificação (Bergqvist, 2005), correspondendo

a depósitos por fluxos gravitacionais. Foram encontrados restos de plantas, anfíbios, répteis, aves e abundantes mamíferos paleocênicos.

Sequência Superior

Esta sequência é representada principalmente por lamitos e sedimentos terrígenos grossos dispostos sobre as sequências mais antigas. Com base na presença de argilas esmectíticas nos lamitos, Sant'Anna *et al.* (2000) correlacionaram esta sequência à Formação Macacu, da bacia homônima, atribuindo idade eocênica-oligocênica.

Ferrari (2001) discorda da inclusão desta sequência na Formação Macacu, pois para isso teria que ter havido uma continuidade entre as bacias de São José de Itaboraí e do Macacu, o que para o autor é improvável, tendo em vista o forte controle tectônico da borda sul da bacia do Macacu. Assim, ele sugere a subdivisão informal da Formação Itaboraí em

dois membros: um Inferior, incluindo as sequências Inferior e Intermediária, caracterizado pela presença de calcários e lamitos; e um Superior, caracterizado pela presença de lamitos.

Segundo Ferrari (2001), algumas evidências indicam que a tectônica na bacia foi mais intensa durante a deposição dos calcários (no Paleoceno), entre essas a espessura dos depósitos, com presença de camadas de calcário bem maior do que a dos sedimentos puramente clásticos que encerram a história deposicional da bacia, além de as camadas sedimentares mostrarem uma diminuição no seu adernamento da base para o topo. Um registro muito importante na Bacia de São José do Itaboraí refere-se aos ankaramitos, descritos primeiramente por Klein & Valença (1984) como

derrames de lavas com estrutura almofadada, datados pelo método K/Ar em 52 Ma (Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992). Segundo Klein & Valença (1984) o derrame, localizado na borda norte da bacia, foi alimentado por um dique de direção N45E, com cerca de 10 m de espessura e 150 m de comprimento. Estes autores posicionaram as lavas ankaramíticas entre as sequências Inferior e Intermediária e a Sequência Superior.

14 - FORMAÇÃO BARREIRAS

14.1 - INTRODUÇÃO

A Formação (ou Grupo) Barreiras constitui um importante marco estratigráfico do Cenozoico do Brasil, apresentando ampla distribuição ao longo da costa brasileira, desde o Amapá até o Rio de Janeiro, associada a formas de tabuleiros e falésias.

Os termos Formação ou Grupo têm sido utilizados de forma controversa em vários trabalhos sobre esta unidade. No entanto, seguindo a concepção adotada por Suguio & Nogueira (1999), diante do conhecimento estratigráfico disponível sobre a unidade, considera-se preferível o uso do termo Formação.

A maioria dos estudos sobre a Formação Barreiras tem sido realizada nas regiões Norte e Nordeste do país, de onde provém a idade mais confiável para seus depósitos - Mioceno - com base em registros palinológicos (Arai *et al.*, 1988) e da geocronologia de minerais supergênicos (Lima, 2008). Ainda são poucos os estudos sobre a Formação Barreiras na região Sudeste do Brasil, destacando-se os trabalhos realizados por Morais (2001), Morais *et al.* (2006) e Brêda (2012) na região Norte Fluminense, e Morais (2007) na área emersa da bacia do Espírito Santo.

A principal ocorrência da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro situa-se a norte de Campos dos Goytacazes, até a divisa com o Espírito Santo, havendo uma segunda ocorrência importante entre Cabiúnas e Quissamã e ocorrências esparsas na Região dos Lagos, entre Maricá e Armação dos Búzios. A ocorrência segmentada da Formação Barreiras é atribuída por Ribeiro (2010) e Brêda (2012) a controles neotectônicos.

Diversos mapas geológicos elaborados para o estado do Rio de Janeiro apresentam contornos diferentes para a Formação Barreiras, refletindo a dificuldade do reconhecimento e

mapeamento desta unidade, em geral muito baseado em aspectos geomorfológicos. A Formação Barreiras está associada a um domínio geomorfológico típico de tabuleiros costeiros e de colinas suaves com topos aplainados, porém o relevo do embasamento cristalino em contato com os tabuleiros da Formação Barreiras corresponde, normalmente, a conjuntos de colinas suavemente aplainadas e, neste caso, o contraste não é tão evidente (Figuras 14.1 e 14.2).

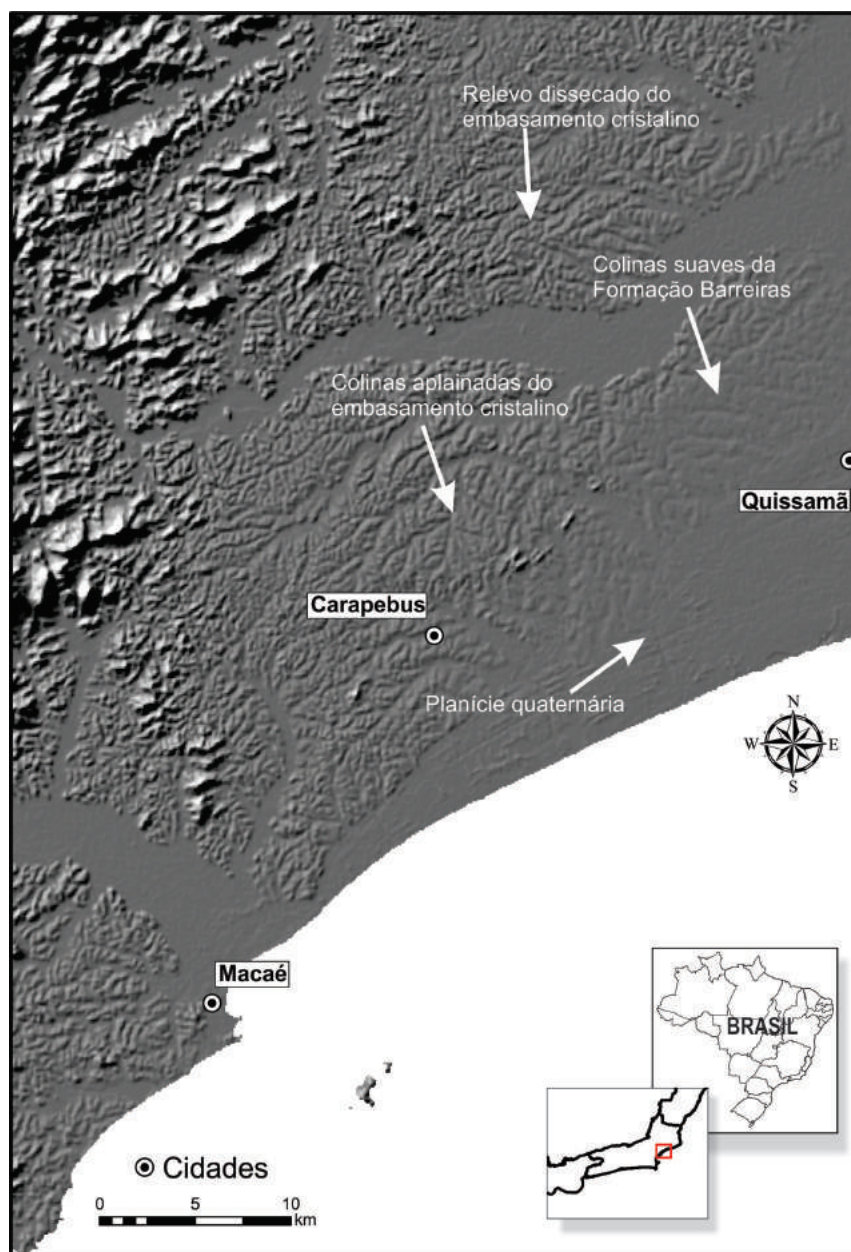


Figura 14.1 – Aspectos geomorfológicos de interesse para o mapeamento da Formação Barreiras, em uma área entre Macaé e Quissamã. Observa-se relevo suave, com textura lisa, associado aos depósitos da Formação Barreiras em contato com o relevo de colinas aplainadas do embasamento cristalino e com a planície costeira quaternária (in Brêda, 2012).



Figura 14.2 – Contraste entre o relevo de colinas com topo plano associado à Formação Barreiras com o relevo mais dissecado das colinas do embasamento, na região entre Macaé e Quissamã (in Brêda, 2012).

14.2 - BREVE HISTÓRICO

Os depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro foram estudados de forma sistemática por Morais (2001) e Morais *et al.* (2006), que identificaram diferentes conjuntos litológicos segundo a área de ocorrência. Segundo os autores, na região entre Quissamã e a divisa com o Espírito Santo, a Formação Barreiras é constituída predominantemente por arenitos maciços ou com estratificação cruzada acanalada, intercalados a lamitos argilosos e arenosos, com pouca participação de depósitos conglomeráticos. Tais depósitos foram interpretados como de ambiente fluvial entrelaçado distal, com pequena participação de fluxos gravitacionais. Na região de Búzios, Morais (2001) e Morais *et al.* (2006) identificaram conglomerados muito grossos, sustentados pela matriz, maciços, com clastos variando de seixo a matacão, associados a uma atuação importante de fluxos gravitacionais relacionados a mecanismos tectônicos sinsedimentares ligados à evolução do Gráben de Barra de São João. Na Região dos Lagos (entre Maricá e Búzios), Morais (2001) e Morais *et al.* (2006) observaram o predomínio de conglomerados sustentados pelos clastos com estratificação cruzada ou plano-paralela, intercalados com arenitos maciços ou com estratificação cruzada acanalada e lamitos argilosos e arenosos. Os depósitos foram associados, pelos autores, a processos trativos de alta energia e de fluxos gravitacionais, que levaram à interpretação de um modelo deposicional de um ambiente fluvial entrelaçado dominado por cascalhos, com uma maior contribuição de fluxos gravitacionais. Brêda (2012) identificou duas associações faciológicas nos depósitos da Formação Barreiras aflorantes entre Armação dos Búzios e Campos dos Goytacazes. A associação de arenitos maciços e com estratificações cruzadas acanaladas, conglomerados estratificados e lamitos maciços, amplamente distribuída na região

investigada, foi relacionada a um paleoambiente fluvial entrelaçado, variando de proximal (quando predominantemente conglomerático) a distal. Uma segunda associação de fácies é composta predominantemente por conglomerados sustentados pela matriz ou pelos clastos, maciços, e arenitos lamosos maciços, sendo relacionada à porção proximal de leques aluviais, apresentando forte influência de processos de fluxos de detritos, no contexto da borda norte do Gráben de Barra de São João. As associações de fácies descritas por Brêda (2012) são correlacionáveis àquelas descritas por Morais (2001) e Morais *et al.* (2006).

Depósitos sedimentares presentes na região da baía de Guanabara foram, durante muito tempo, correlacionados à Formação Barreiras, mas a partir da década de 70, com trabalhos de Meis & Amador (1972, 1974 e 1977) e, mais recentemente, com o trabalho de Ferrari (2001), tais depósitos foram incluídos na Formação Macacu, pertencente à bacia do Macacu.

Walter (2011) descreveu depósitos cenozoicos na região de Maricá e Saquarema e observou que, faciologicamente, poderiam estar relacionados com a porção superior da Formação Macacu, como descrita por Ferrari (2001). No entanto, Walter (2011) ressaltou que, por estes depósitos se encontrarem na região costeira, não estarem delimitados por uma bacia *stricto sensu* e apresentarem feições geomorfológicas de colina suave, poderiam ser opcionalmente relacionados à Formação Barreiras, como descritos por Morais (2001) e Morais *et al.* (2006) na região de Maricá, São Pedro da Aldeia e Armação dos Búzios.

14.3 - ASSOCIAÇÕES LITOFACIOLÓGICAS

Com base nos trabalhos realizados por Morais (2001), Morais *et al.* (2006) e Brêda (2012), os depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de

Janeiro podem ser divididos basicamente em duas associações litofaciológicas.

A associação litofaciológica de maior ocorrência, amplamente distribuída entre Macaé e a divisa com o Espírito Santo, corresponde a intervalos predominantemente areníticos, intercalados a lamitos argilosos, podendo incluir níveis conglomeráticos (Figuras 14.3 e 14.4). Os arenitos são maciços ou estratificados (estratificações cruzadas ou plano-paralelas), dispostos em camadas lenticulares extensas a tabulares; os lamitos, em geral maciços, ocorrem em camadas lenticulares a tabulares. Estes depósitos apresentam coloração avermelhada, são mosqueados e caracteristicamente ferruginizados. Esta associação litofaciológica é interpretada como

depósitos de canais fluviais entrelaçados, variando de proximais (quando conglomeráticos, identificados predominantemente na região de Macaé e Carapebus) a distais.

A segunda associação litofaciológica, embora de ocorrência localizada, é muito significativa, correspondendo a conglomerados muito grossos sustentados pela matriz, maciços, interpretados como fanglomerados, intercalados a arenitos maciços. Esta associação litofaciológica foi identificada apenas na região de Armação dos Búzios (falésias da Praia Rasa - Figura 14.5) e de Macaé (Figura 14.6), sendo associada por Moraes (2001) e Brêda (2012), respectivamente, às falhas que limitam o gráben de Barra de São João.

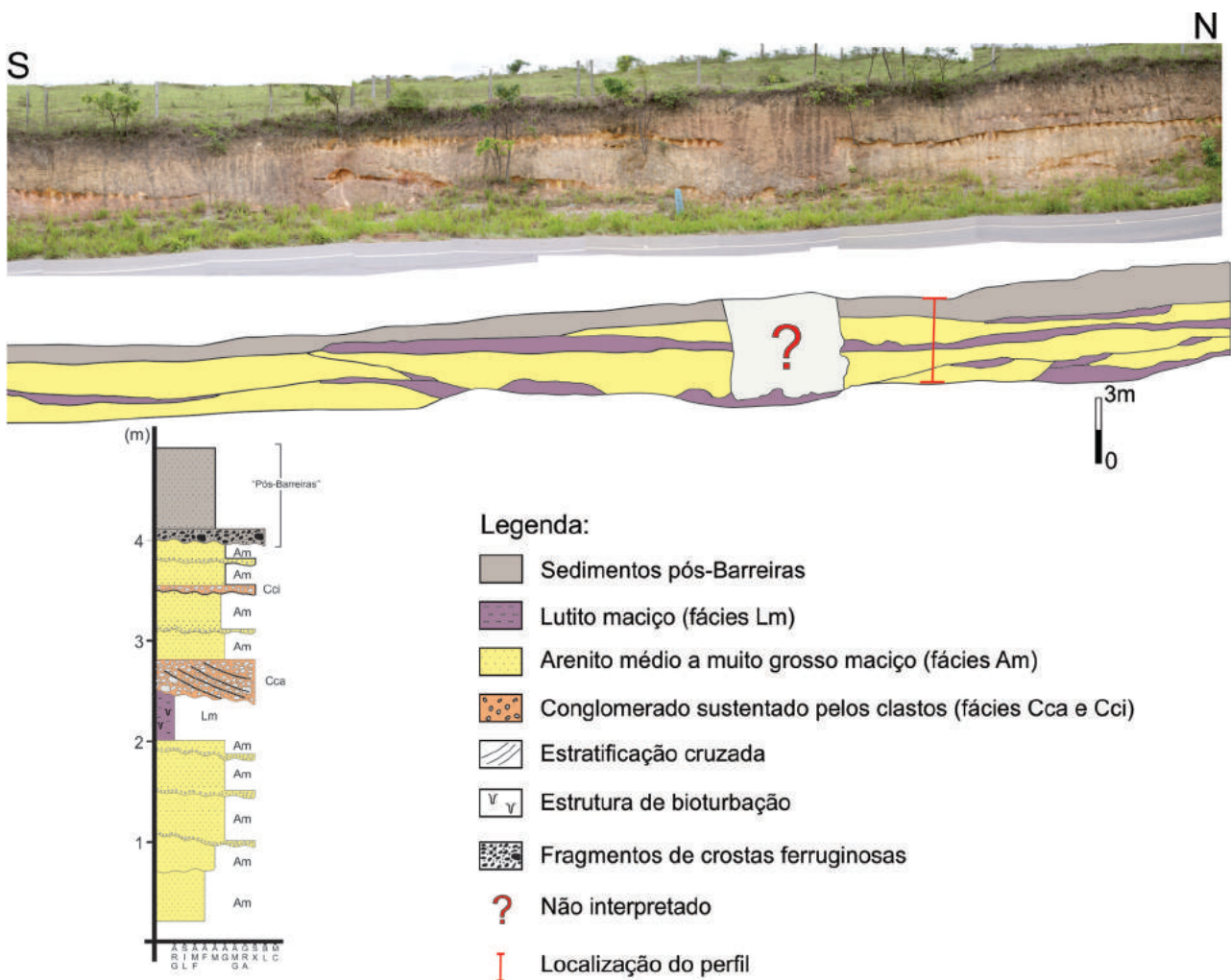


Figura 14.3 – Afloramento da Formação Barreiras na região de Carapebus, exibindo camadas lenticulares extensas de arenitos com níveis conglomeráticos e camadas lenticulares a tabulares de lamitos (Brêda, 2012).

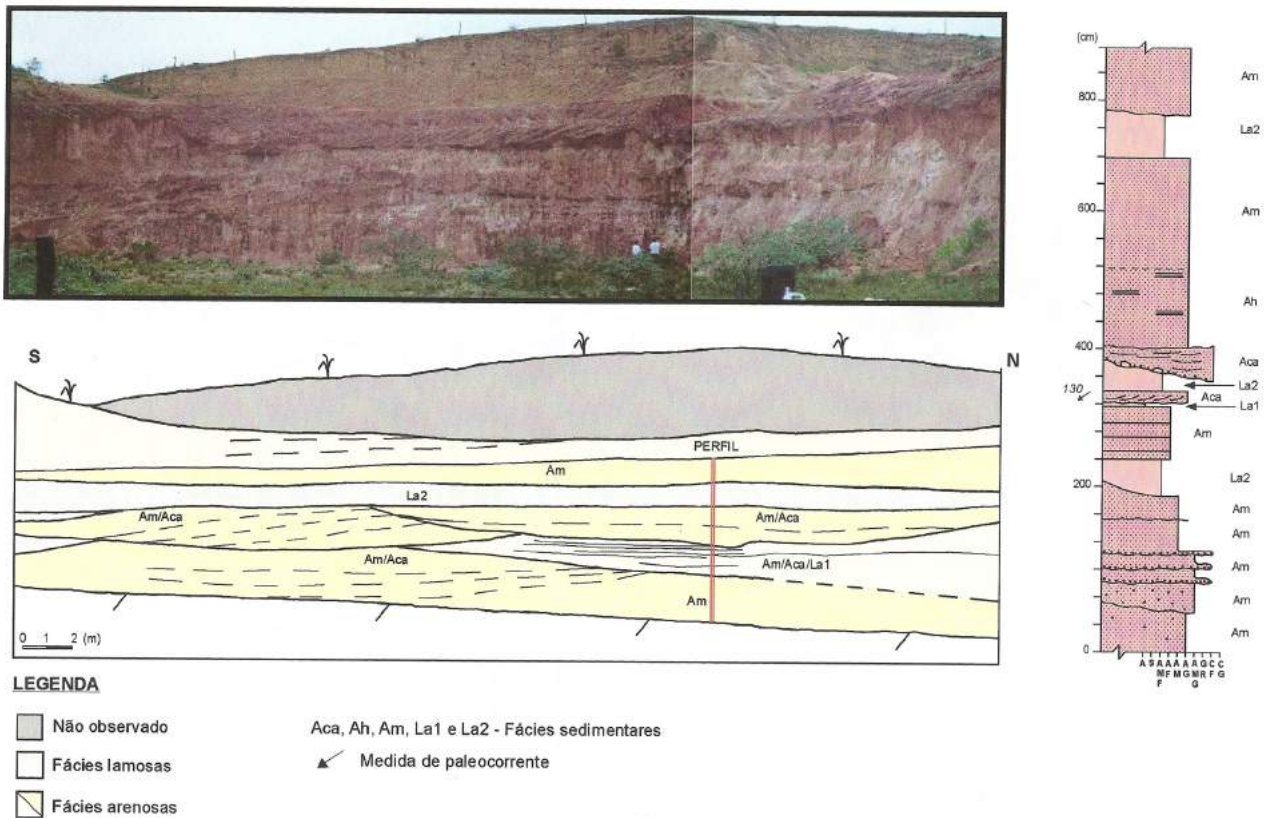


Figura 14.4 – Afloramento da Formação Barreiras na região de Barra de Itabapoana (divisa com o Espírito Santo), exibindo camadas lenticulares extensas a tabulares de arenitos e camadas lenticulares a tabulares de lamitos (Morais, 2001).

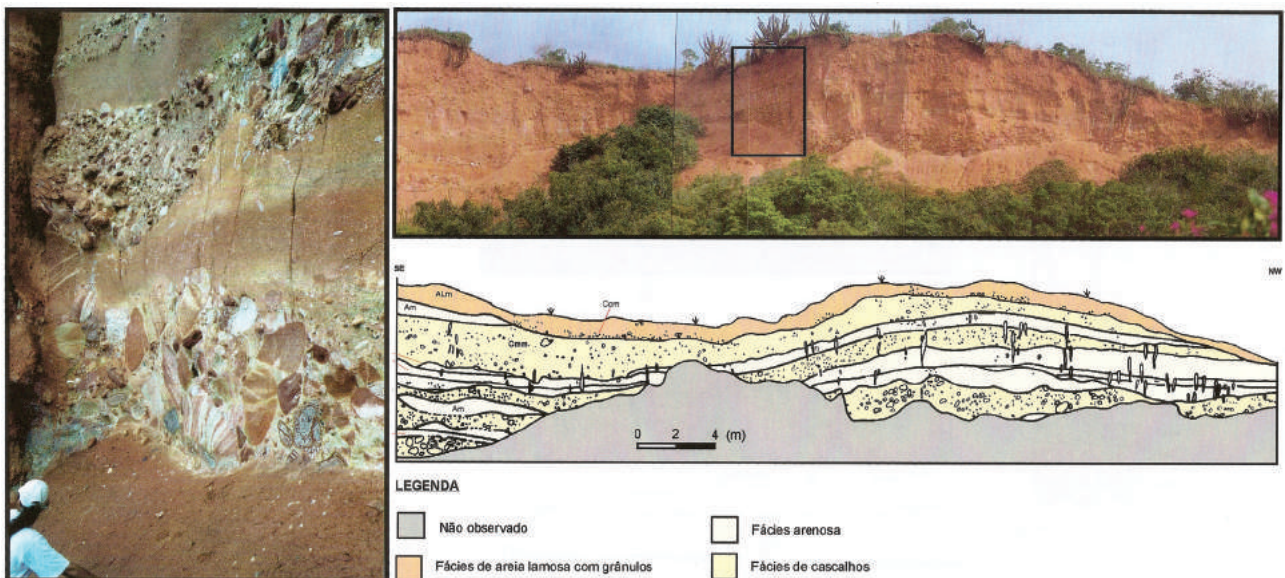


Figura 14.5 – Depósitos fanglomeráticos (conglomerados sustentados por matriz argilo-arenosa, maciços, intercalados a arenitos lamosos maciços) presentes na região de Armação dos Búzios – falésias da Praia Rasa (Morais, 2001). Na foto à esquerda, destaque para a variação granulométrica e petrográfica dos litoclastos nos intervalos conglomeráticos (Retângulo preto na imagem superior).

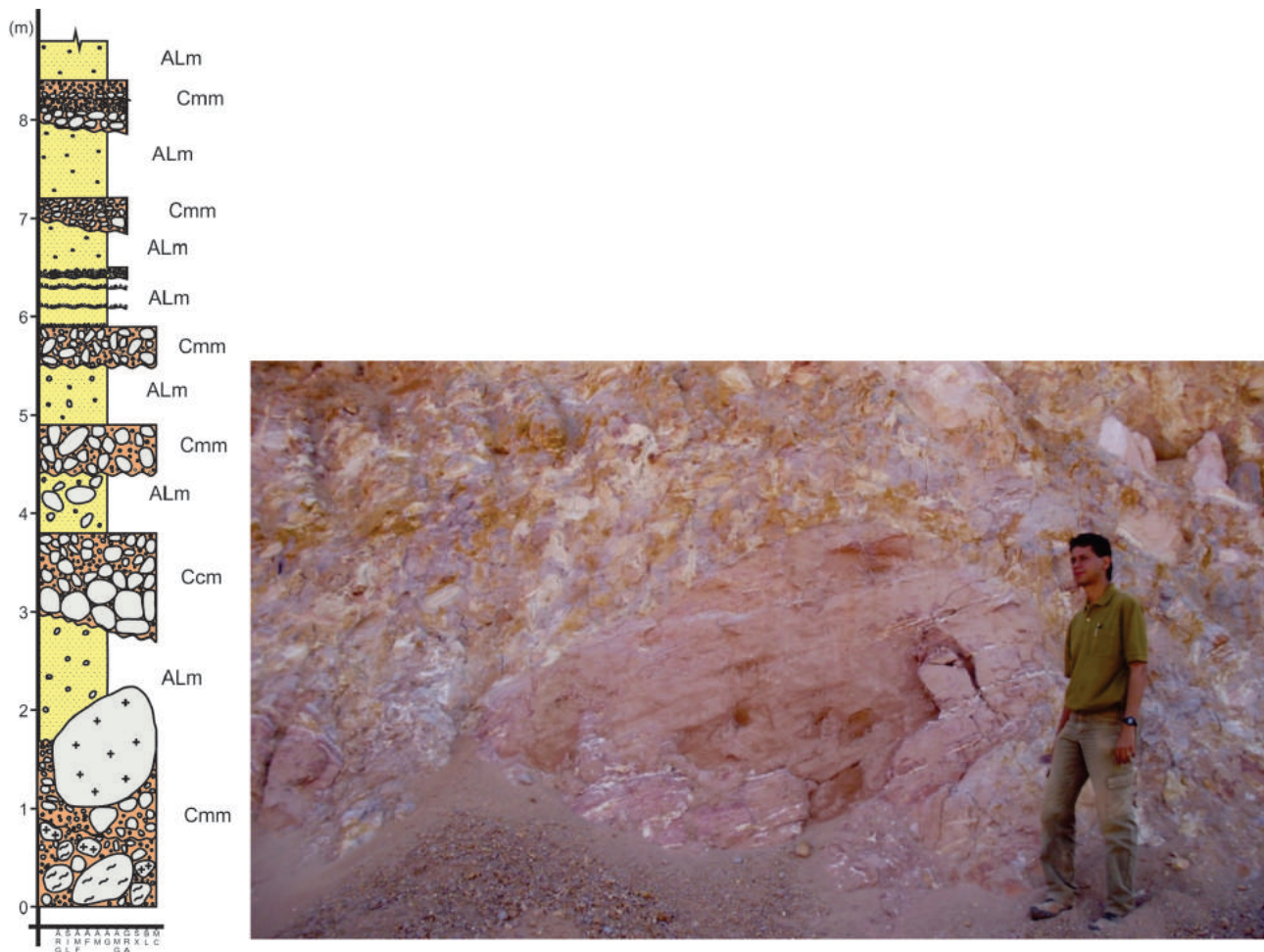


Figura 14.6 – Depósitos fanglomeráticos (conglomerados sustentados por matriz argilo-arenosa, maciços, intercalados a arenitos lamosos maciços) presentes na região de Macaé (Brêda, 2012). Destaque para o tamanho de um matacão lítico identificado nestes depósitos.

15 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

15.1 - INTRODUÇÃO

No estado do Rio de Janeiro ocorre uma diversidade de unidades litoestratigráficas associadas às coberturas sedimentares do Quaternário. Constituem em sua maioria depósitos de sedimentos inconsolidados relacionados a processos geológicos continentais, costeiros e marinhos recentes ou

atuais, que atuam sobre um relevo composto de serras, planaltos, maciços dissecados e um extenso litoral (Figura 15.1). Os depósitos quaternários também formam importantes feições fisiográficas da paisagem atual, como as planícies aluviais e litorâneas, em sua maioria associadas a ambientes fluviais e costeiros (lagunares, estuários e praias).

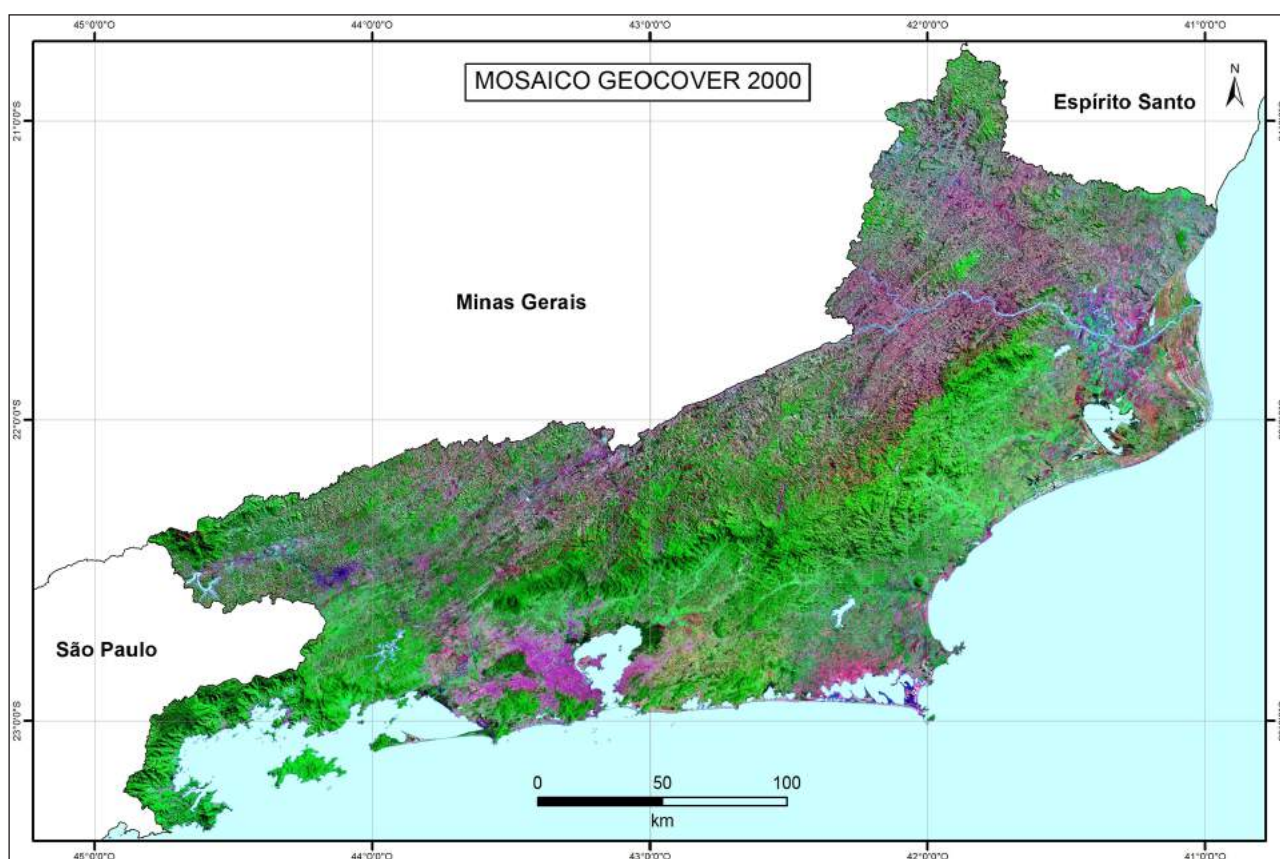


Figura 15.1 – Imagem mosaico Geocover (NASA, 2000) ressaltando o relevo e a ocupação do solo do estado do Rio de Janeiro, destacando os domínios da serra do Mar, o planalto do vale do rio Paraíba do Sul, maciços costeiros e as planícies costeiras com ou sem sistemas lagunares.

15.2-AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO CONTINENTAIS

Os ambientes de deposição continental no estado do Rio de Janeiro, em sua maioria, são sistemas colúvios-aluvionares associados a processos gravitacionais ou fluviais. A diversidade morfológica do estado permite distinguir uma grande gama de tipos de depósitos colúvios-aluvionares tais como leques aluviais, depósitos de tálus, planícies de inundação, barras de rios entre outros.

15.2.1 - Depósitos aluvionares antigos (Q1a)

Constituem, principalmente, depósitos aluviais de antigos terraços observados ao longo do rio Paraíba do Sul nas regiões de Resende, Floriano, Quatis e Volta Redonda. São associados à sedimentação pleistocênica que preencheram, principalmente, as bacias de Resende e Volta Redonda relacionadas ao Rifte Continental do Sudeste do Brasil. Na parte basal destas coberturas são observados depósitos de tálus.

15.2.2 - Depósitos aluvionares recentes (Q2a)

Constituem depósitos nas margens, fundos de canal, barras arenosas e planícies de inundação de rios (Figura 15.2), além de areias, cascalheiras, siltes e argilas resultantes dos processos de erosão/transporte e deposição a partir de áreas fontes diversas. Destacam-se no mapa

geológico os depósitos associados aos principais rios do território fluminense, sendo eles: rio Paraíba do Sul, Grande, Guandu, Iguaçu, Itabapoana, Macacu-Guapiaçu, Macaé, Mambucaba, Muriaé, Paquequer, Piabanha, Preto, São João, etc. Constituem também importantes jazidas de depósitos minerais, tais como argila, areias turfadas.



Figura 15.2 – Depósitos de barra de canal e planície de inundação no baixo curso do rio Paraíba do Sul na região de Campos (norte do RJ), também são observados meandros abandonados. Fonte: World Imagery/ Esri®.

15.2.3 - Depósitos gravitacionais - Tálus (Qt)

Depósitos gravitacionais, constituídos por blocos e matacões de grandes dimensões, de litotipos variados e com matriz imatura, geralmente associados a encostas com acentuado gradiente, como as que ocorrem nas escarpas das serras do Mar, da Mantiqueira, maciços costeiros, entre outras.

de origem marinha, atualmente situados em áreas continentais. Sobre estes depósitos desenvolve-se uma variedade de sistemas deposicionais recentes, como sistemas praias, lagunares, eólicos costeiros, cordões litorâneos, etc.

15.3 - AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO COSTEIRO

Ao longo da região costeira do estado do Rio de Janeiro desenvolvem-se amplas planícies costeiras associadas a sistemas deposicionais de origem continental e transicional/marinho (costeiros). Os ambientes costeiros destas planícies se apresentam afetados pelas variações do nível relativo do mar durante o Quaternário, sendo responsáveis pela deposição de amplos depósitos

15.3.1 - Depósitos praias antigos (Q1pr)

Os depósitos praias marinhos e/ou lagunares, de idade pleistocênica, do litoral do estado do Rio de Janeiro são associados ao último evento transgressivo marinho ocorrido no Pleistoceno, por volta de 123.000 anos atrás (Ponçano, 1976; Martin & Suguio, 1989). São constituídos principalmente por sedimentos arenosos associados à sedimentação praias/lagunar. Subordinadamente ocorrem depósitos associados a ambientes eólicos costeiros. Silva *et al* (2001) caracterizam os sedimentos associados às fácies praias predominantemente

formados por areias quartzosas, médias até muito finas, de coloração amarelo-claro até acastanhado, eventualmente contendo estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada acanalada e tubos fósseis, quando de origem marinha. Para as fácies eólicas, os referidos autores indicam o predomínio de areias quartzosas, de granulometria fina e coloração amarelo-acastanhada até avermelhada, muitas vezes enriquecidas em matriz secundária composta por argilas e óxidos de ferro.

A principal área de ocorrência desta unidade litoestratigráfica ocorre na região na planície situada na desembocadura do rio Paraíba do Sul, sobretudo na porção sul, entre Barra do Furado e Macaé.

15.3.2 - Depósitos flúvio-marinhos (Qfm)

Os depósitos de origem flúvio-marinha correspondem a interdigitações de materiais fluviais e marinhos regressivos holocênicos, em ambientes de planícies de maré e progradação de litoral, em regime estuarino, dando origem aos manguezais. Esses depósitos são constituídos de sedimentos finos, siltico-argilosos ou argilo-silticos, ricos em matéria orgânica.

15.3.3 - Depósitos litorâneos (Q2li)

Segundo Martin *et al* (1997), depósitos de areias marinhas holocênicas ocorrem de modo

praticamente contínuo ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro. Conforme Silva *et al* (2001), as suas expressividades variam muito em função da configuração do litoral, podendo apresentar-se como depósitos com extensões de algumas dezenas de metros até vários quilômetros. Silva *et al* (2001) também indicam que estes depósitos são pouco desenvolvidos nas porções convexas ou retilíneas e podem atingir vários quilômetros de largura próximos a desembocaduras fluviais mais importantes, como as associadas ao rio Paraíba do Sul.

São associados a importantes feições fisiográficas observadas ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro, como as diversas lagunas (Araruama, Saquarema, Maricá, Itaipu, Piratininga, Rodrigo de Freitas, Tijuca, Marapendi, Jacarepaguá, etc.) e extensas planícies formadas por cordões arenosos como a observada na desembocadura do rio Paraíba do Sul (Figura 15.3).

Os depósitos praias se constituem de areia média a grossa com extremo grau de maturidade textural e mineralógica (com boa seleção e ótimo arredondamento), constituídas de quartzo (>95 %). Ocorrem subordinadamente, níveis ricos em argila e silte ricos em matéria orgânica. Ocasionalmente observam-se laminações plano-paralelas e ocorrência de conchas de origem marinha. Apresenta fácies associadas à sedimentação eólica costeira, caracterizadas por granulação mais fina.

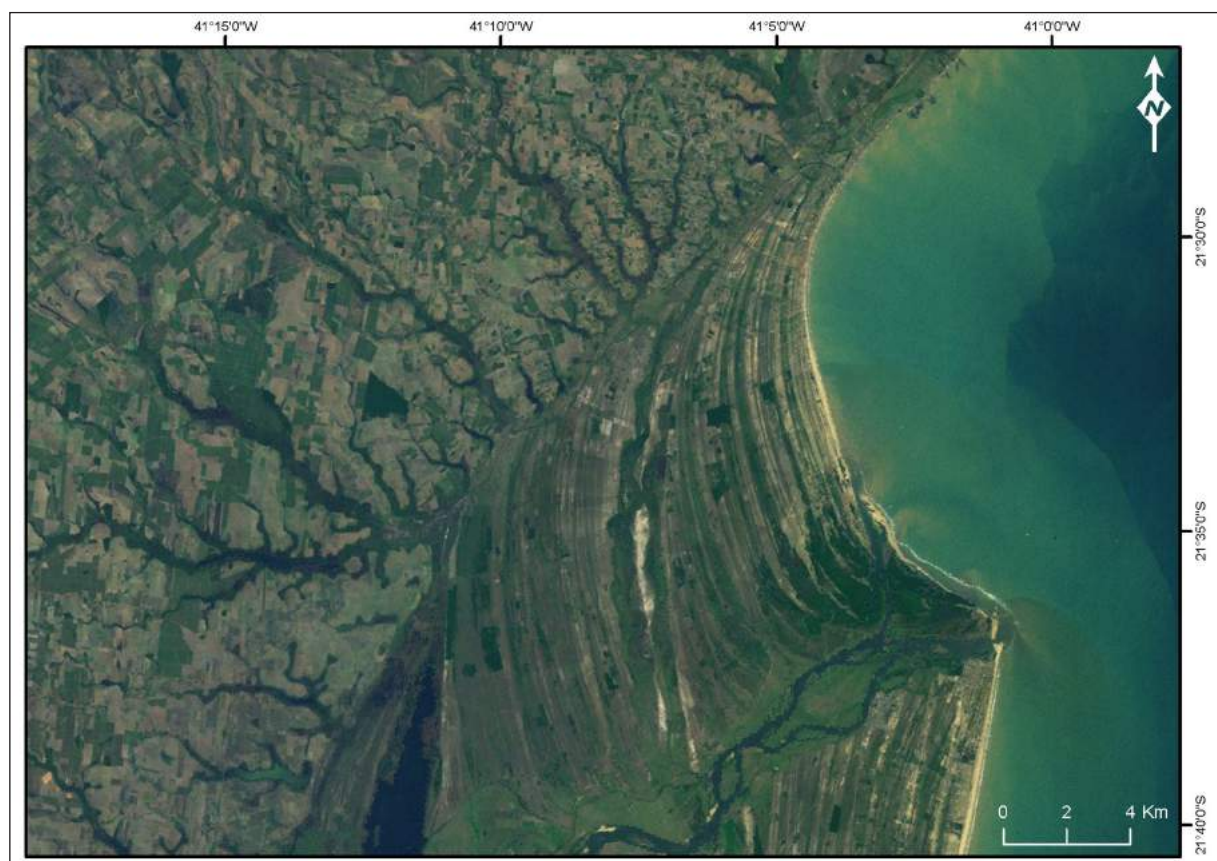


Figura 15.3 – Planície costeira da foz / delta do rio Paraíba do Sul, proximidades de São João da Barra (norte do RJ). Notar a extensa planície arenosa formada por alinhamento de cordões litorâneos. Fonte: World Imagery/ Esri®.

15.3.4 - Depósitos de pântanos e mangues (Q2pm)

Os depósitos de pântanos e mangues observados no estado do Rio de Janeiro são geralmente associados a sistemas lagunares ou estuarinos, como aqueles no fundo das baías da Guanabara, Sepetiba e da Ilha Grande. Nestes ambientes são também observadas planícies de marés que interagem com as porções da desembocadura dos baixos cursos dos canais fluviais (Figura 15.4).

Segundo Martin *et al* (1997), os sistemas lagunares holocênicos ocorrem nas zonas baixas, separando terraços arenosos pleistocênicos e holocênicos ou nos cursos inferiores de grandes vales não-preenchidos por sedimentos fluviais, sendo constituídos por sedimentos silticos e/ou areno-argilosos ricos em matéria orgânica, podendo frequentemente conter grande quantidade de conchas de moluscos de ambientes lagunares. Associado a estes depósitos ocorrem presença de turfeiras.

15.3.5 - Depósitos eólicos litorâneos (Q2el)

Caracterizam-se como depósitos associados a campos de dunas costeiras, constituídos por areias quartzosas resultantes do retrabalhamento pelo vento dos depósitos praias. A maioria dos depósitos é formada por dunas vegetadas, sendo que raramente são observadas dunas ativas. Os principais campos de dunas ativas ocorrem na região próxima às cidades de Cabo Frio e Arraial do Cabo.

15.3.6 - Depósitos antropogênicos (Q2at)

Correspondem a formações geológicas sedimentares produzidas pela ação do homem. No Rio de Janeiro este tipo de depósito é bastante expressivo na região metropolitana, onde ocorre uma série de projetos de aterros desenvolvidos, principalmente, a partir do início do século XX (p.ex. Aterro do Flamengo).

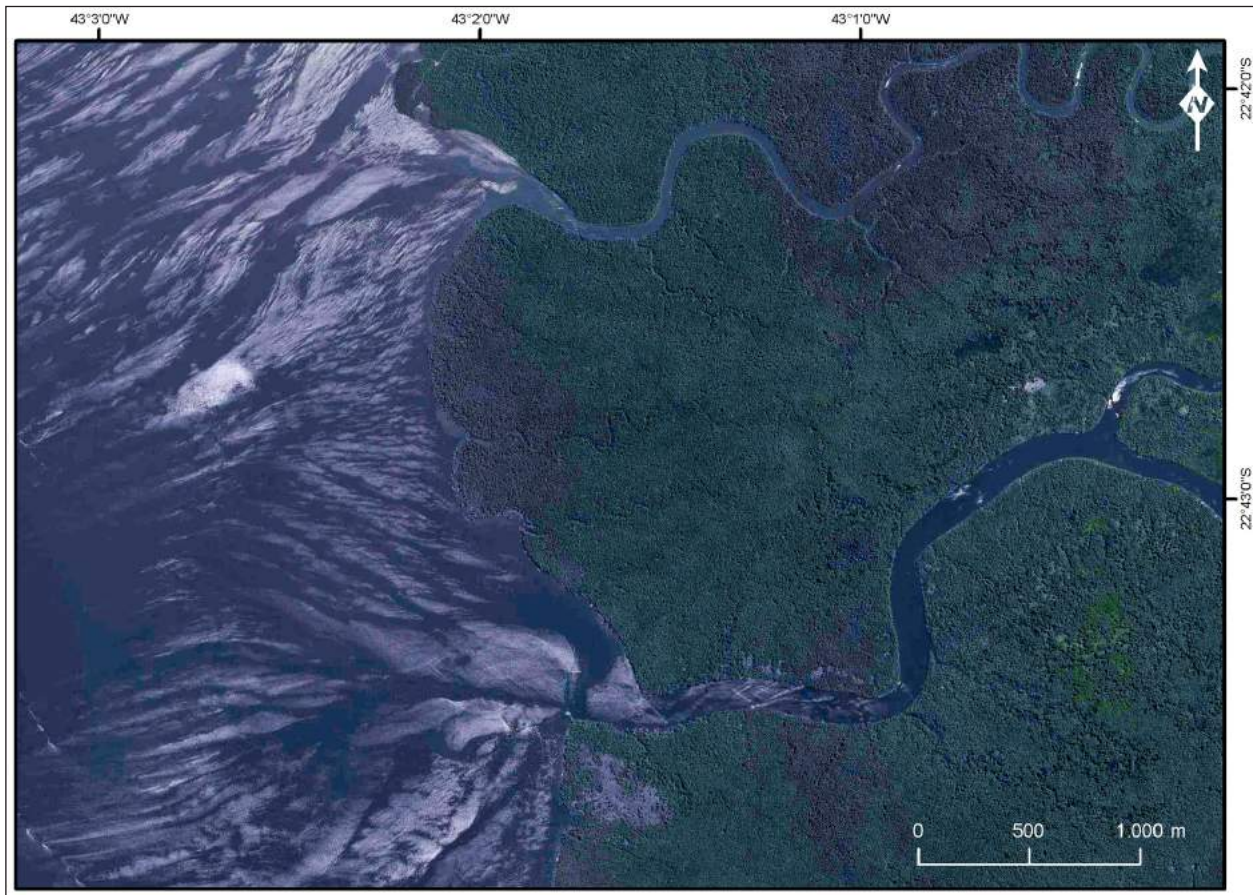


Figura 15.4 – Planície de maré, com desenvolvimento de manguezais e depósitos de barra maré, localizada no ambiente estuarino do fundo da baía da Guanabara (rio Caceribu) na região entre Magé, Itaboraí e São Gonçalo.

Fonte: World Imagery/ Esri®.

16 - RECURSOS MINERAIS

16.1 - METODOLOGIA

Os recursos minerais localizados na área continental do estado do Rio de Janeiro relacionam-se sobretudo com as Rochas e Minerais Industriais (RMI), sendo 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. Os empreendimentos mineiros de grande e médio porte são os que sustentam, de fato, o suprimento das matérias-primas necessárias à construção civil, mas, quando se considera a participação dos pequenos mineradores no processo, em função de uma demanda pontual, a extração desses bens pode tornar-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 a área continental do estado seguiu as seguintes etapas: coleta de informações na literatura e consulta aos bancos de dados de órgãos afins, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação final do banco de dados georreferenciados. Essas etapas não são frutos somente do presente relatório, mas vêm sendo utilizadas pelos autores no decorrer dos últimos cinco anos.

Os dados obtidos na etapa de levantamento bibliográfico incluíram, além dos dados de literatura, as bases cadastrais disponíveis do Departamento Nacional de Produção Mineral e do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. As informações bibliográficas sofreram uma revisão criteriosa relacionada, principalmente, às coordenadas geográficas dos depósitos, pois os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, mapa de caminhamento, carta topográfica, etc.).

As informações foram adaptadas a tabelas que alimentaram um banco preliminar de dados georreferenciados confeccionado com o programa SGBD PostgreSQL. Esse banco de dados georreferenciados serviu de base para a confecção de mapas preliminares gerados através do programa ArcGis 9.2 adicionando as bases topográficas da Fundação CIDE na escala 1:400.000 e do IBGE na escala 1:50.000. Esses mapas preliminares da distribuição da atividade mineral no estado direcionaram os

trabalhos de campo. Em relação às informações referentes aos títulos minerários cadastrados no DNPM foram calculadas as coordenadas geográficas do centroide das poligonais. Os requerimentos de pesquisa e de licenciamento não foram considerados no banco de dados como indicadores de recursos minerais, sendo utilizados apenas como parâmetro para verificação do interesse no setor mineral do estado.

O trabalho de campo foi essencial para obtenção dos dados referentes à descrição geológica nas frentes de lavras, depósitos ou ocorrências, bem como a obtenção com precisão das coordenadas geográficas das mesmas. Na ocasião, foram registrados os dados de produção, matéria-prima e produto comercializado, mercado consumidor, quantidade de empregados, etc., a fim de obter informações acerca da importância econômica das empresas para a economia local.

O método de geoposicionamento utilizado para localização desses depósitos no campo foi através de GPS-Garmin 76, utilizando o datum WGS84.

Na consolidação final do banco de dados dos recursos minerais foi verificada a possível duplicidade de pontos oriundos de diferentes fontes e adicionadas informações de campo. Nesse caso, a localização, especialmente, de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite obtidas através do programa *Google Earth*, forneceu maior precisão geográfica.

A partir daí, foi definido o grau de importância de cada ponto cadastrado, considerando as categorias mina ativa e paralisada, garimpo ativo e paralisado, ocorrência e indício, as quais estarão assinaladas no mapa anexo a este relatório, conforme normas fornecidas pelo Serviço Geológico do Brasil. A maioria das extrações paralisadas principalmente de areia, argila e saibro não deixam vestígios, sendo consideradas para efeito do banco de dados, as indicações fornecidas pela fonte bibliográfica.

A lista de substâncias minerais apresentada nesse relatório, bem como no mapa e no banco de dados, segue a nomenclatura estabelecida na literatura. No texto, as informações serão apresentadas conforme a seguinte itemização: água mineral, rochas e minerais utilizados na indústria da construção civil como areia, argila, rochas carbonáticas, rochas para brita, rochas ornamentais para confecção de chapas polidas e não polidas, saibro e demais recursos minerais e rochosos encontrados em território fluminense em exploração ou desativados como barita, bauxito, calcedônia e sílex, caulim, concha, coríndon, diatomita, fluorita, grafita, manganês, minerais de pegmatitos (ametista, berilo, feldspato, quartzo, turmalina), monazita,

ilmenita, zircão e rutilo, níquel, ouro, pirita, quartzito, sal marinho e turfa.

16.2 - PANORAMA MINERAL

Esse trabalho tem como principal objetivo o de registrar os principais recursos minerais encontrados em território fluminense e, para tal, foi efetuado um amplo levantamento das jazidas e ocorrências minerais presentes registrando-se todos os diferentes tipos de substâncias no banco de dados AFLOTA do Serviço Geológico do Brasil de forma a se ter um cadastro geral dos recursos minerais do estado do Rio de Janeiro.

A vocação mineira do estado do Rio de Janeiro prende-se à produção de uma série de insumos (minerais e rochas industriais - RMI) utilizados na construção civil e na indústria de transformação. Pode-se indicar que, de modo geral, esses bens utilizados na construção civil, caso não se considere aqui a produção de petróleo e gás natural, representam a quase totalidade da produção mineral do estado do Rio de Janeiro. Os principais produtos produzidos, e aqui mesmo consumidos, correspondem à areia, brita e cimento, utilizados na composição do concreto, passando pela argila utilizada na produção cerâmica (telhas e tijolos), indo até materiais utilizados para acabamento/revestimento, tais como as rochas ornamentais não polidas.

16.2.1 - Água Mineral

O estado do Rio de Janeiro é o terceiro maior produtor nacional de águas minerais, com uma produção interna estimada em 481,3 milhões de litros (DRM, 2012), mas mesmo assim ainda não tem atendido o montante do seu consumo anual. No estado, registra-se uma série de polos produtores de água mineral como Nova Friburgo, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua e Magé e que, segundo Martins *et al.* (2006), tem no total cerca de 55 empresas em plena atividade. No geral, as fontes produtoras encontradas no Estado fornecem uma água mineral natural fluoretada sendo, algumas delas, radioativas a levemente radioativas ou hipotermiais na fonte.

Desses polos, somente três constituem estâncias hidrominerais, dos quais somente o de Itaperuna-Raposo continua em atividade. Na estância de Raposo há atualmente dois parques de águas minerais com propriedades terapêuticas representadas pela Fonte Raposo e Fonte Soledade. As águas produzidas são carbogasosa, magnesiana ou sulfurosa. A Fonte Salutaris, situada na localidade de Encruzilhada, no município Paraíba do Sul, já foi considerada como uma estância hidromineral. A água é alcalino-terrosa e ferruginosa e de paladar não muito agradável. Santo Antônio de Pádua também merece destaque em relação aos demais polos produtores do Estado por já ter possuído um estabelecimento balneário que foi o Hotel das

Águas. Três das fontes produtoras históricas: Pagé (litinada), Farol (magnesiana) e a Iodetada de Pádua (cuja classificação completa é: iodetada, litinada, brometada, alcalina, bicarbonatada e fluoretada) encontram-se na sede municipal. Já a fonte (Solu) produtora de água carbogasosa encontra-se no distrito de Ibitiguaçu.

Outras composições mais específicas são encontradas em algumas poucas fontes de águas distribuídas em alguns municípios fluminenses como, por exemplo, as produzidas em Cantagalo (alcalino-terrosa cálcica fluoretada), Três Rios (fluoretada e litinada, fonte São Sebastião), Itaperuna (carbogasosa, fonte Avahy), Lumiar / Nova Friburgo (vanádica), Macaé (brometada, fonte Andorinha), Cardoso Moreira (alcalina bicarbonatada). Vale ressaltar que, no estado do Rio de Janeiro, a maioria das fontes de água mineral relaciona-se a aquíferos fissurais, no entanto, os posicionamentos dessas jazidas em relação às estruturas rúpteis nem sempre se encontram bem definidos em mapa, em virtude das escalas utilizadas.

16.2.2 - Rochas e minerais utilizados na indústria da construção civil

Areia

A extração de areia ocorre, em geral, sob regime de licenciamento e concessão de lavra. Os areais estabelecem-se nas planícies aluvionares dos rios, geralmente, nas suas margens e/ou nos leitos ativos de rios. A extração que se processa diretamente por dragagem dos leitos ativos dos rios e córregos depende diretamente dos períodos de chuva, que pode intensificar a capacidade de transporte de sedimento nos leitos dos rios, além dos atributos físicos das drenagens como largura, profundidade, entre outros. Neste último caso, essa atividade tem um caráter intermitente e itinerante, deslocando-se a extração ao longo do canal fluvial o que, no geral, raramente deixa vestígios ao final do processo.

As principais áreas produtoras e que são alvos de uma intensa atividade extrativa industrial correspondem às de Seropédica, que pertence à bacia de captação do rio Guandu, a do rio Paraíba do Sul entre Resende e Valença e as planícies litorâneas da região dos Lagos, particularmente, no Distrito de Tamoios e a leste do morro de São João.

Em Seropédica, a extração de areia ocorre na bacia do rio Guandu. O nível explorado atinge até 15 metros de espessura, de areia composta essencialmente por quartzo e feldspato alterado. Abaixo dessa camada, em geral, encontra-se camada métrica de argila de coloração cinza escuro.

Na região do Médio Vale do Paraíba do Sul desenvolve-se, há décadas, a lavra de areais relacionados a depósitos aluvionares quaternários-holocênicos nos leitos desse rio e de seus principais afluentes. A largura dos canais fluviais nessa região

chega a atingir mais de 200 metros, implicando numa maior recarga sedimentar e recomposição rápida dos leitos explorados.

Nesses cursos maiores, existe a alternância de leitos de cascalho e de areia muito pura, cuja espessura pode atingir até cinco metros (Barbosa *et al.*, 1981). Esse não é o caso dos cursos d'água menores, onde o depósito é constituído por intercalações de níveis de areia argilosa e de argila arenosa.

A areia explotada 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. Como subproduto, em alguns areais localizados em rios de grande a médio porte, aproveitam-se os seixos rolados extraídos conjuntamente durante o processo de dragagem para uso ornamental.

No Distrito de Tamoios e região do morro de São João a área sedimentar encontra-se inserida no contexto da bacia do rio São João, sendo a areia extraída derivada de depósitos fluviais e flúvio - lacustres e com influência marinha. Nesta região, em geral, a areia apresenta-se em níveis com espessura média de quatro metros encontrando-se situada abaixo de um nível de argila com espessura inferior a dois metros. A granulometria do material varia de fina a grossa e as camadas comportam-se como corpos aparentemente tabulares ou lenticulares.

A areia em geral é extraída do leito do rio utilizando-se bombas de sucção em dragas que permanecem estacionadas em determinado ponto do rio e abastecem, através de tubulações, silos de estocagem (Figura 16.1). Em outros casos, a areia é estocada diretamente no pátio e os caminhões são carregados com pá carregadeira ou em determinadas extrações os caminhões podem ser diretamente carregados, a partir da própria tubulação da draga.

Nos areais de pequeno porte, a extração pode ocorrer de forma artesanal, com uso de pás.

Vale ressaltar que a extração do produto denominado comumente de aréola, material de aspecto compacto constituído por uma mistura de areia fina a média, argila e matéria orgânica, foi caracterizada nesse relatório como areia, atendendo às normas técnicas da contratante. Em geral, as áreas de extração são em regiões de pequenas elevações, de cotas topográficas inferiores a 10 metros de altura e em baixadas, e ocorrem em vários municípios fluminenses. Normalmente, estas extrações são itinerantes, e causam grande dano ambiental ao retirar a camada mais superficial do terreno, inclusive com a delgada camada de solo orgânico, e não recompondo o terreno. Além disso, há o risco das cavas ficarem sujeitas a inundações, particularmente quando a extração se encerra em uma camada mais argilosa não permeável.

Argila

As zonas de baixadas associadas aos terraços aluvionares holocênicos da região do médio vale do Paraíba do Sul, tais como aquelas associadas aos rios Paraíba do Sul, Piabanha e Paraibuna, fornecem argilas plásticas com qualidade para fabricação de cerâmica vermelha. Elas são encontradas, principalmente, nos municípios de Paraíba do Sul e Três Rios e estendem-se até a região de Resende. O polo cerâmico do médio vale do Paraíba do Sul representa um dos mais avançados parques tecnológicos em argila do estado do Rio de Janeiro, com cerâmicas certificadas pelo PSQ (Programa Setorial da Qualidade). As empresas que extraem as argilas são de médio a pequeno porte e, geralmente, ligadas às indústrias cerâmicas locais. A extração é feita mecanicamente utilizando-se retroescavadeiras e pás carregadeiras sendo as argilas processadas e transformadas em tijolos nas olarias situadas nas proximidades das áreas de extrações. Nelas são fabricados, essencialmente, tijolos vazados e não vazados de dimensões 20 x 20 cm e 20 x 30 cm, além de tijolos para laje.

Em Campos dos Goytacazes, encontra-se outro importante polo produtor de cerâmica. São várias as olarias aí instaladas e que produzem tijolos vazados vermelhos e brancos. Em Macaé, a



Figura 16.1 – Extração de areia no Rio Preto, em Vassouras.

extração está situada em sedimentos do Neógeno pertencentes à Formação Barreiras.

Na região dos Lagos, geralmente, a argila ocorre nas zonas de baixadas, associada aos terraços aluvionares cenozoicos. Existem alguns depósitos associados a rochas saprolíticas derivadas de diferentes litologias. São geralmente utilizadas para a fabricação de telhas de coloração mais esbranquiçada, enquanto que as de terraços aluvionares ou de solo residual maduro apresentam coloração avermelhada e são usadas para a fabricação de telhas e tijolos.

Outras áreas do Estado já representaram significativos polos de extração de argila, tais como a região de Magé - Itaboraí que hoje tem várias áreas de extração paralisadas. No geral, elas exploravam os sedimentos das coberturas cenozoicas indivisas e os saprolitos originados da intemperização de diversos tipos de rochas. As olarias para fabricação de cerâmica vermelha, predominantemente tijolos, estavam situadas nas proximidades dos locais de lavra.

Rochas para brita

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita no Estado, sendo que a grande maioria extrai gnaisse ou granito, e em minoria, rochas nefelínicas e charnockitos. Os ensaios para caracterização dos produtos derivados de rochas granitoides e gnaisses apontam para resultados Los Angeles entre 30 a 50% e resistência inferior a 60 MPA. As rochas alcalinas e charnockitos produzem brita com Los Angeles entre 15 a 30% e resistência acima de 60 MPA chegando a 150 MPA. Quanto ao índice de forma há uma tendência a lamelaridade, corrigida no beneficiamento (Mello e Calaes, 2006).

A brita é um importante insumo utilizado na construção civil e nos últimos anos vem apresentando uma demanda crescente, em função das expansões por que passam todos os grandes centros urbanos do Estado, mormente as cidades que compõem a região denominada de Grande Rio. Para atender, particularmente essa região, começa a se formar na região de Magé (Baixada Fluminense) um aglomerado de empresas de grande porte como a Holcim e Convem, que dispõem de pedreiras onde utilizam métodos de lavras mais adequados e racionais. Em geral, as frentes de lavras das pedreiras correspondem a grandes anfiteatros rochosos, a lavra efetuada em grandes bancadas com até sete metros de altura e desmonte com explosivo. O manejo do material é efetuada com maquinário apropriado tais como pás-escavadeiras, retroescavadeiras e caminhões basculantes para o transporte do material. Os blocos rochosos são carregados até os britadores e as peneiras que propiciam o beneficiamento e a classificação do material. As empresas produzem brita, em diferentes faixas granulométricas, bem como o pó de pedra e a pedra de mão. A produção é praticamente voltada para abastecer as obras realizadas no município do Rio de Janeiro.

São identificadas várias pedreiras paralisadas localizadas ao longo das principais rodovias que cortam o Estado. Essas pedreiras produziram grande parte dos materiais utilizados na construção das mesmas.

Rochas carbonáticas

O mármore constitui um dos principais bens minerais encontrados no estado do Rio de Janeiro. As empresas que atuam no setor de lavra e beneficiamento variam de pequeno a grande porte (Holcim, Lafarge e Votorantim) sendo o material utilizado para a fabricação de cimento, de argamassas especiais, cal ou como corretivo de solo para uso agrícola. O rejeito dessa atividade é, por vezes, utilizado como brita para a pavimentação de estradas.

De uma maneira geral, no estado do Rio de Janeiro, ocorrem duas faixas constituídas por rochas carbonáticas (Figura 16.2): uma posicionada a noroeste do estado, essencialmente calcítica, que vai de Cordeiro, passando pelos municípios de Cantagalo, São Sebastião do Alto, atingindo Cambuci, Itaocara e Italva, e a outra localizada mais a sul, de composição dolomítica, que se estende de Barra Mansa até Paraíba do Sul e Três Rios.

As rochas carbonáticas da faixa N-NW, situada entre Cordeiro e Italva, são as de maior interesse econômico, pois, geralmente, constituem corpos de grandes dimensões e volumes e, por isso, são elas que abastecem de matéria-prima o parque cimenteiro instalado nessa região. Em geral, constituem megalentes de mármore com direção N10-15E e caimento vertical a subvertical intercaladas com anfíbolitos e rochas calcissilicáticas e encaixadas em biotita gnaisse. A rocha tem, em geral, textura sacaroidal, coloração variando de branco a branco azulado, aspecto maciço predominante e compõe-se essencialmente de calcita, dolomita e mica com o principal mineral traço. Mais raramente, foram descritos sulfetos associados (pirita). Essas rochas estão intercaladas com anfíbio-biotita gnaisse pertencente ao Grupo Italva. Por exemplo, a faixa calcária encontrada ao longo da serra das Águas Quentes (em Cantagalo - Euclidelândia) distribui-se por cerca de 45 km de extensão e, em geral, é dolomítica e mais raramente calcítica, por vezes com impurezas minerais representadas por diopsídio, forsterita, entre outros. Apresentam-se com aspecto maciço, sacaroide e/ou lamelar, com textura granoblástica média a grossa. Já as rochas calcárias presentes na serra do Funil têm, em mapa, uma configuração em forma de ferradura com uma extensão total da ordem de 13 km e largura de 1 km. Trata-se de uma sinformal assimétrica de eixo N20E caimento para SW sendo composta de mármore, em geral, calcíticos e mais raramente dolomítico (Fonseca, 1998) pertencentes ao Domínio Italva.

Na porção sul do estado encontram-se corpos lenticulares de mármore dolomítico, e mais raramente calcítico, que estão próximos ao rio Paraíba do Sul e alinhados segundo a direção NE-SW, nos municípios de Vassouras (distrito de Andrade Pinto), Três Rios e região de Bemposta, formando um trend principal de aproximadamente 70 km de extensão. Os mármores apresentam-se com aspecto maciço, sacaroide e/ou lamelar, têm textura granoblástica média a grossa e coloração branca

a amarelada. É comum constituírem os núcleos de dobras isoclinais métricas a decamétricas. Essas rochas estão inseridas no Grupo Paraíba do Sul e também formam faixas estreitas (não mapeáveis na escala do mapa apresentado).

Ainda na porção sul do Estado, na região de Monumento, distrito de Piraí registram-se algumas pequenas lentes de mármores com cerca de três metros de espessura e uma centena de metros de comprimento encaixadas nos granada gnaisses locais.

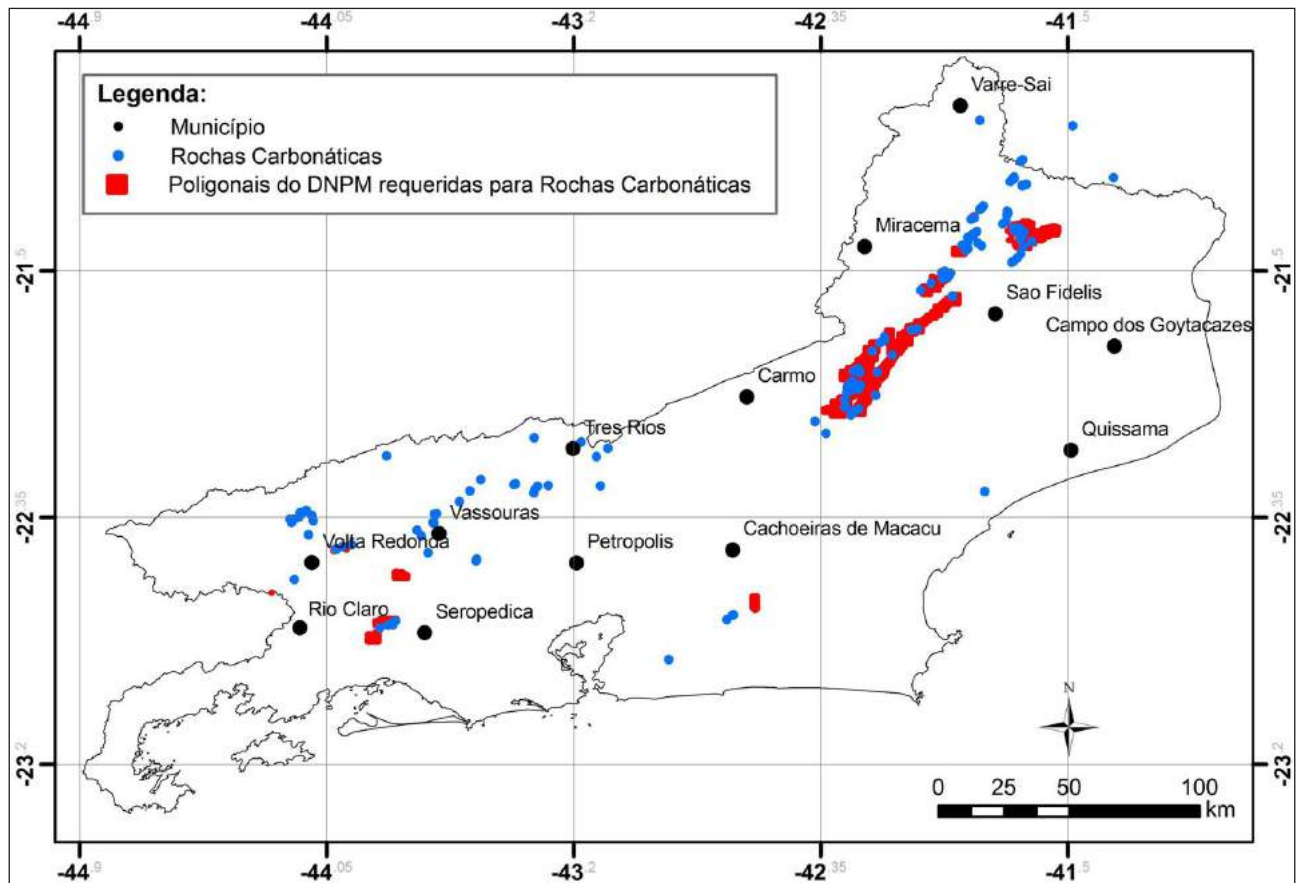


Figura 16.2 – Mapa com a localização das ocorrências de rochas carbonáticas e as áreas requeridas (Sigmine, DNPM 2013).

Rochas ornamentais para a confecção de chapas polidas

No passado, o município do Rio de Janeiro e sua região de entorno apresentavam uma significativa produção de rochas ornamentais para a confecção de chapas polidas. Essa atividade foi paulatinamente declinando ao longo dos anos, até extinguir-se por completo, particularmente em virtude da grande maioria das pedreiras estabelecidas encontrarem-se dentro das áreas metropolitanas das cidades que constituem a grande área urbana denominada de Grande Rio. A paralisação da atividade mineradora deu-se em virtude das restrições de cunho ambiental, pois, muitas das áreas de produção foram transformadas em áreas de preservação permanente/ parques nacionais, estaduais ou municipais, e principalmente

em decorrência da ocupação humana desordenada das áreas de entorno das pedreiras fato que acabou por inviabilizar as operações de lavra.

Dentre as principais rochas encontradas e explotadas nas diversas pedreiras existentes na região contam-se os seguintes tipos (DRM 2012; Fonseca, 1998): Granito Ás de Paus, um nefelina-sienito de granulação grossa, cor cinza bem clara e pontuações pretas representadas por cristais de anfibólio e que era particularmente explotado no maciço do Mendanha; Granito Azul Guanabara, um sodalita-nefelina-sienito de granulação grossa e textura maciça e cor cinza clara azulada, com local de extração situado no maciço de Gericinó, no Pico do Marapicu; Granito Preto Tijuca, um quartzo diorito de cor preta e textura equigranular média a grossa, encontrado no Vale Encantado, no Parque Nacional da Floresta da Tijuca; Granito Cinza

Andorinha, um biotita-granito de cor cinza clara a média, granulação fina a média, algo porfirítico, com pedreiras situadas na região de Magé e Suruí. Além desses tipos, pode-se citar, ainda, uma série de rochas graníticas que tinham suas áreas de lavra situadas em diversos bairros da zona norte da cidade do Rio de Janeiro. Dentre essas rochas encontravam-se: Granito Ouro Velho, um granitoide de cor rosa acinzentada a amarelada, granulação fina a média, textura equigranular; Granito Amarelo Bangu, um granito de cor amarela escura a claro, de granulação média a grossa, com pontuações de biotita; Granito Juparaná, um granito leucocrático, amarelado, de granulação média a grossa, às vezes, com textura porfiróide e onde a presença de schlierens de biotita é uma marcante característica dessa rocha.

Na região de Itaperuna, a extração de rocha ornamental é feita principalmente em ortogranulitos do Domínio Juiz de Fora e rochas do Domínio Cambuci, além do mármore ornamental do Domínio Italva na região de mesmo nome. Em geral, os produtores selecionam rochas de coloração amarela, foliadas ou com textura migmatítica (segundo jargão comercial, textura movimentada). A granulometria é grossa, composta essencialmente de quartzo, feldspato e biotita. Os blocos são na maioria das vezes beneficiados em teares no Espírito Santo, tendo apenas uma empresa com tear em Bom Jesus de Itabapoana.

Rochas ornamentais não polidas

Nesse relatório adotou-se a denominação rochas ornamentais não polidas para as pedras de cantaria (paralelepípedo, lajotas e blocos para a alvenaria). Essa utilização segue as normas do banco de dados *Geobank* do Serviço Geológico do Brasil, CPRM, e também pelas informações obtidas

através dos processos do Cadastro Mineiro do DNPM que nem sempre especificam com exatidão a classe utilitária do material extraído. A verificação em campo constatou que inúmeros locais indicados como extrações para rochas ornamentais tratavam-se de rochas para cantaria.

Importante salientar que, em geral, as extrações de rocha para cantaria atendem a um mercado local produzindo paralelepípedos e lajotas a partir principalmente de matacões e encostas de morro. Nesse caso, a textura das rochas condiciona o uso, além dos fatores de mercado. No caso de paralelepípedos a utilização de rochas graníticas é mais comum; para as lajotas, as rochas miloníticas são as de maior uso facilitando o corte manual.

Atualmente, na porção norte do Estado, particularmente, na região de Santo Antônio de Pádua há a extração e comercialização de uma série de rochas graníticas denominadas de 'Pedra Paduana' ou "Olho de Pombo" (Suíte Serra do Bonfim) e 'Pedra Madeira' da Suíte Marangatu (Figura 16.3). A 'Pedra Paduana' ou 'Olho de Pombo' é lavrada em inúmeras pedreiras espalhadas ao longo das serras do Bonfim e correspondem a tipos miloníticos de textura porfiroclástica a fitada (fitas milimétricas de quartzo estirado), de granulometria média a grossa e de coloração cinzenta. Já o tipo denominado comercialmente de 'Pedra Madeira' é extraído de pedreiras situadas na serra do Catete, e corresponde a uma rocha granítica milonitizada de textura fina e com estrutura laminada bem característica, dada pelo estiramento dos minerais máficos e félsicos. Sua coloração varia de rosada a amarelada.

Nessa região, implantou-se o denominado Polo de Extração Ornamental de Santo Antônio de Pádua que vem recebendo incentivos de vários órgãos estaduais (DRM, Firjan) e federais (CETEM, SEBRAE) para estudos diversos como mapeamento geológico de detalhe, aproveitamento de resíduos, desenvolvimento tecnológico de maquinários, qualificação de mão de obra, desenvolvimento de novos produtos e controle ambiental.

Os diversos produtos extraídos das lavras da região são representados pelos seguintes tipos de materiais: blocos para a confecção de chapas para polimento, lajotas (Pedra Madeira/Olho de Pombo), além de paralelepípedos e rochas "almofadadas". As lajotas



Figura 16.3 – Pedreira da rocha "Olho de Pombo" em Santo Antônio de Pádua.

do tipo "Pedra Paduana" representam o produto de maior interesse comercial e por isso constituem o principal material explotado e beneficiado nas serrarias da região. Elas são comercializadas já esquadrejadas no formato retangular (dimensões de 11 x 23 cm, 15 x 15 cm, 40 x 40 cm). Esse material que apresenta um maior valor agregado abastece o mercado interno.

Os paralelepípedos e rochas almofadadas são também fabricados a partir dos milonitos tipo "Pedra Paduana".

As rochas utilizadas para cantaria são mais cisalhadas, permitindo o corte de maneira artesanal, com auxílio de compressor e marretas. Formam lajotas de tamanho 40x40 cm que seguem para serrarias locais que fazem o corte de lajinhas de tamanho 11x23 cm.

Saibro

A extração de saibro é bastante errática, visto que se destina principalmente a necessidade local e momentânea. Esta substância tradicionalmente definida como produto de intemperismo das rochas granito-gnáissicas, muitas vezes é confundido com o material areno-argiloso derivado de terraços aluvionares. A exploração desse material atende, em geral, à necessidade das prefeituras do Estado para obras de pavimentação de estradas locais.

16.2.3 - Demais recursos minerais em exploração ou com lavras desativadas encontrados em território fluminense

Além dos insumos já mencionados anteriormente e que constituem a maior parte da produção mineral do estado do Rio de Janeiro, ainda podem ser mencionados outros bens minerais industriais em fase de produção, como fluorita, ou que já foram alvo de exploração no passado, como caulim, concha, diatomita, grafita e sal marinho. Vários outros bens minerais foram citados na literatura como ocorrências e indícios. Todos serão apresentados por ordem alfabética a seguir.

Ametista

No município de Macaé, foram encontradas lascas de ametista em elúvio próximo à área fonte e no aluvião do córrego Fundo-Cangulo, sugerindo antiga atividade garimpeira (Gomes *et al.*, 1981). No local afloram veios de quartzo com ametista.

Barita

No estado do Rio de Janeiro há registros de pequenas ocorrências de barita nos municípios do Rio de Janeiro, São Gonçalo, Rio Bonito e Silva Jardim.

No Rio de Janeiro, a barita foi registrada na praia da Bica na Ilha do Governador (Fonseca, 1998;

Dalcolmo *et al.*, 1982) e na área da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ). Em São Gonçalo, o mineral foi encontrado em veios relacionados às intrusões alcalinas. Nesse local, houve pequena produção entre as décadas de 40 e 50 (Fonseca, 1998). A ocorrência de Silva Jardim está situada na planície próxima à lagoa de Juturnaíba (Fonseca, 1998) e é provável que esteja relacionada ao magmatismo alcalino meso-cenozoico aí representado pelo morro de São João.

Bauxito

São diversas as áreas contendo depósitos de bauxito resultantes de processos lateríticos que atuaram particularmente nas rochas alcalinas associadas aos maciços alcalinos mesozoicos de Morro Redondo (Resende), Serra dos Tomazes (Barra do Pirai), Rio Bonito, Tanguá, Morro de São João (Casimiro de Abreu) e de Itatiaia - Passa Quatro.

Esses depósitos tanto foram formados *in situ*, bem como também representam o acúmulo de material rolado. Os depósitos *in situ* são encontrados nas partes mais elevadas dos maciços de Itatiaia - Passa Quatro e podem atingir até 20 metros de espessura (Sigolo, 1988). O material do tipo rolado é caracterizado pela grande concentração de blocos e matações bauxíticos envoltos por material terroso, e que constituem depósitos de tálus que se dispõem nos sopés das encostas dos maciços alcalinos de Morro Redondo, Serra dos Tomazes e Rio Bonito - Tanguá.

Calcedônia e sílex

Houve exploração de calcedônia e sílex na região de São Gonçalo em veios com 5 a 7 metros de espessura e direção N50°E que se encontram cortando gnaisses intemperizados (Fonseca, 1998). Essas ocorrências estão próximas às de barita e a pequenos corpos de rochas alcalinas, sugerindo estar associadas ao magmatismo alcalino mesozoico-cenozoico.

Concha

As atividades de lavra dos depósitos de concha desde há muito se encontram paralisadas devido ao fato dos concheiros estarem localizados ao redor e/ou no fundo das lagoas que bordejam a região costeira do estado do Rio de Janeiro, áreas estas que hoje fazem parte de zonas de proteção ambiental permanente. Os principais depósitos explotados encontravam-se nas lagoas de Araruama e de Marapendi, esta última situada no bairro da Barra da Tijuca, município do Rio de Janeiro. No passado, nesses locais, foram extraídas as areias lacustres contendo as conchas que eram utilizadas na fabricação de cal, para a produção de barrilha e soda e no fabrico de rações para animais.

Coríndon

Foi determinada a presença de coríndon de cor azul (safira), na localidade de Santo Antônio, em Xerém. É encontrado em depósitos coluviais e eluviais presentes nas encostas do maciço alcalino de Canaã de idade proterozoica. No geral, os cristais chegam a atingir até 2 cm de tamanho. Também é encontrado como cristais de cor azul clara a escura, de até 5 cm de tamanho, associado a um pegmatito alcalino com quatro metros de espessura exposto em um corte rochoso localizado no quilômetro 101 da pista de descida da rodovia Rio - Petrópolis (Zimbres, 1987).

Diatomita

Foram catalogadas duas áreas com depósitos de diatomita, localizadas nas margens da Lagoa de Cima, município de Campos. Situam-se na planície de inundação da lagoa, dispostos em níveis horizontais de espessura decimétrica intercalados com argila (Menezes e Santos, 1977; Abreu, 1973).

Fluorita

As ocorrências e o principal depósito de fluorita encontrados no estado do Rio de Janeiro correspondem a fluorita do tipo filoneano e encontram-se no município de Tanguá e situam-se na área de entorno do maciço Alcalino de Rio Bonito - Tanguá. De acordo com Coelho (1987), os filões estão encaixados em biotita gnaisses do embasamento e nas rochas alcalinas do maciço de Tanguá, correspondendo a veios de quartzo - fluorita resultantes do preenchimento de fraturas por fluidos derivados de rochas alcalinas. De acordo com o mesmo autor, há um nítido controle estrutural do depósito que pode ser dividido em três estágios:

- falhas e fraturas pré-mineralização que representam a reativação das antigas zonas de cisalhamento N50E, através de movimentos transtensivos, preenchidas pelas rochas alcalinas;

- falhas (de rejeito direcional e de extensão) e fraturas sin- mineralização, também representando reativações do conjunto N50E e responsáveis pela brechação e o bandamento dos filões;

- falhas normais e reversas (além de fraturas) responsáveis pelo abaixamento e alçamento de blocos.

A gênese do depósito está ligada à alteração das rochas encaixantes por soluções meteóricas infiltradas através de falhas e fraturas que, quando aquecidas em profundidade, provocaram a lixiviação

da sílica, do flúor e do cálcio, e precipitaram a fluorita e a calcedônia no fim do seu movimento ascendente. As inclusões fluidas revelam um trend bem definido de resfriamento das soluções hidrotermais, com salinidade menor que 2,5% em peso equivalente de NaCl e temperaturas de homogeneização de 1150° C, 1300° C e 1050° C.

Grafita

As extrações de grafita da região de São Fidélis, foram explotadas principalmente durante a II Grande Guerra Mundial. Atualmente, o acesso às antigas cavas e às pequenas galerias é dificultado por problemas de deslizamentos, desmoronamentos e pelo crescimento de uma vegetação cerrada ao redor das antigas lavras e prospectos. Trabalhos anteriores nos depósitos de São Benedito e Cachocho (Vieira e Oliveira, 1978) descrevem veios centimétricos de grafita lamelar a fibrosa, encaixados em sillimanita-granada-biotita gnaisses pertencentes ao Grupo São Fidélis. O teor em carbono de alguns desses depósitos varia entre 40% (mina da Saudade) e até 80% (mina de São Benedito).

Também são registradas ocorrências de grafita no município de Niterói, em rochas do Grupo São Fidelis; no município de Resende no contato tectônico entre brecha alcalina e biotita gnaisses; e na região de Cantagalo disseminada nos mármores da Unidade Italva, em veios nos leucognaisses do Domínio Costeiro.

Mais recentemente, uma extensa faixa NE de gnaisses grafitosos (com teores de C de até 2%) foi caracterizada na porção N-NW do Estado (Figura 16.4). Ela acompanha a faixa manganésifera-grafitosa que se estende de Volta Grande (MG) até Itaperuna (RJ). Esses gnaisses grafitosos estão inseridos no que foi denominado de Faixa Khondalítica Marangatu por Pereira e Guimarães (2012).



Figura 16.4 – Veio de grafita no gondito em mina paralizada de grafita e manganês em Bonsucesso, Santo Antônio de Pádua.

Manganês

Em território fluminense são encontradas diversas ocorrências manganíferas derivadas do intemperismo e laterização de pequenos corpos lenticulares e camadas de gonditos que são encontradas desde Santo Antônio de Pádua (Marangatu) até Itaperuna (Cubatão). Na realidade, essas ocorrências formam uma faixa de grande extensão linear que se estende de Volta Grande (MG) até Itaperuna (RJ), com 100 km de comprimento, ou mais, orientada segundo a foliação regional NE-SW. Os corpos manganíferos têm mergulho subvertical para SE ou NW, extensões de poucas dezenas metros e cerca de dois a três metros de espessura. Todas as ocorrências são bastante similares entre si sendo formadas basicamente por psilomelana, pirolusita e grafita, onde esse mineral perfaz entre 5% e 15% do total da rocha manganífera. Essa faixa manganífera e grafitosa é denominada de Faixa Khondalítica Marangatu (Pereira e Guimarães, 2012).

Minerais de pegmatitos (berilo, caulim, feldspato, quartzo, e turmalina)

Há, no âmbito do estado do Rio de Janeiro, o registro de uma série de corpos pegmatíticos que foram lavrados para a extração de feldspato, caulim e quartzo e, secundariamente, para berilo e turmalina, além de veios de quartzo com ametista (Menezes, 1982; Fonseca, 1998).

Na borda nordeste e norte do Granito Sana há informações de extração de alguns cristais azuis de berilo, sem que, entretanto, se saiba da qualidade da gema.

Há registros de antigas extrações de caulim, particularmente, na região de Magé, além de Nova Iguaçu, derivadas do intemperismo de pegmatitos ácidos. Na serra das Águas Quentes, a nordeste da cidade de Cantagalo, foram descritos pegmatitos dos quais, a partir da década de 40 do século passado, extraiu-se mica e caulim (Fonseca, 1998; Menezes, 1982). Esses corpos estão encaixados em anfíbolito e mármore da Unidade Italva - São Joaquim.

De acordo com Menezes (1982), havia oito antigas áreas de extrações de feldspato situadas na região de Niterói relacionadas a pegmatitos cortando gnaisses facoidais. Em Italva e Cambuci, foram produzidas cerca de 50 toneladas de feldspato e quartzo de pegmatitos encaixados em rochas do Domínio Italva e Domínio Cambuci. Em Itaperuna, o pegmatito denominado Cubatão, com 150 metros de extensão e até seis metros de largura, foi lavrado a partir de galerias de até vinte metros de extensão. As rochas encaixantes do corpo são ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. Na década de 70, deu-se a exploração de feldspato nos pegmatitos situados na fazenda Boa Sorte, em Cantagalo. Esses corpos estão dispostos segundo a direção N70oE, comprimento de uma centena de metros e as larguras dos corpos

variam de 8 a 50 metros. Deles foram extraídas cerca de 150 toneladas do mineral.

Em Magé, o quartzo foi explotado de pegmatito associado à Suíte Granítica Suruí e em Niterói (Pendotiba) de pegmatito encaixado no Gnaiss Facoidal.

No pegmatito do Esmério, situado na fazenda do Túnel que dista cerca de 3 km de Euclidelândia, município de Cantagalo, foram extraídas turmalinas, incluindo as do tipo rubelita. O pegmatito é homogêneo, com forma lenticular, tem direção NW-SE, largura de 50 metros e cerca de 150 a 200 m de comprimento. As turmalinas presentes no corpo apresentam-se nas cores preta, castanha, verde, azul e rosa. Os cristais encontram-se intercrescidos com quartzo e albita. A lepidolita em agregados finos também foi registrada associada ao corpo. Os pegmatitos estão encaixados no contato entre mármores e anfíbolitos.

Monazita, zircão, rutilo, ilmenita

A única extração desses minerais situa-se em Buena, município de São Francisco de Itabapoana, efetuado pela INB, Indústrias Nucleares do Brasil, e atualmente encontra-se em processo de descomissionamento. Ocorre em depósitos de praia derivados das rochas do embasamento e do retrabalhamento dos sedimentos da Formação Barreiras (DRM, 2012).

Níquel

Na Fazenda Laranjeiras, no município de Areal, foram descritos veios milimétricos a centimétricos de garnierita contidos em serpentinitos e peridotitos encaixados em biotita gnaiss do Grupo Andrelândia (Fonseca, 1998 e Barbosa *et al.*, 1981).

Ouro

Com relação à ocorrência de ouro no estado do Rio de Janeiro, não se pode deixar de destacar a curta, porém intensa, atividade garimpeira que se desenvolveu na década de 80 do século passado, voltada para a exploração de ouro aluvionar a partir da dragagem dos leitos ativos dos grandes rios da região, particularmente, o Paraíba do Sul, Preto, Itabapoana, Muriaé, Pomba, Carangola, Paraibuna e Pirapetinga. Para dar uma ideia da intensidade da ação garimpeira, só em agosto de 1987 existiam cerca de 150 balsas em atividade no trecho do rio Paraíba do Sul entre os municípios de Cambuci e São Fidélis (Fonseca, 1998).

O fato de o ouro extraído ter sido quase que exclusivamente aluvionar, aliado a escassez de dados geológicos sobre a ocorrência do metal em fontes primárias, indica que a sua metalogenia, na região fronteira entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, não está bem delimitada.

Quartzito

No município de Porto Real há a exploração de quartzito puro, recristalizado (Figura 16.5), pertencente ao Grupo Raposo para a fabricação de vidros.

Sal marinho

As salinas de onde se extrai o sal (cloreto de sódio) estão na borda da lagoa de Araruama e os centros de produção estendem-se do município homônimo, passando por Iguaba Grande, São Pedro e Cabo Frio. A lagoa de Araruama é a única lagoa com águas hipersalinas do Brasil. A maioria das salinas encontra-se desativada devido a restrições de cunho ambiental e concorrência com as salinas do nordeste do país.

O sal (cloreto de sódio) é concentrado em quadras rasas a partir da evaporação da água salgada da lagoa por insolação e/ou pela ação dos ventos. O método de recuperação do sal das quadras é totalmente manual. Ele é recolhido a partir da utilização de grandes rodos de madeira, acumulado na frente das quadras sendo, então, transportado para galpões onde é estocado e ensacado para comercialização. O subproduto da evaporação da

água é a gipsita que é retirada nos grandes tanques concentradores e se precipita como finas camadas sob a água salgada. Só depois de retirado o sulfato de cálcio e os carbonatos é que as águas são introduzidas nas quadras de cristalização para que se dê efeito ao processo de cristalização do cloreto de sódio. A gipsita é comercializada para a fabricação de gesso.

Sulfeto de zinco

A conhecida jazida de pirita próxima à cidade de Rio Claro foi explorada na época da II Guerra Mundial. Na década de setenta do século passado foi alvo de pesquisa mineral pela Mineração Riofinex do Brasil que realizou sondagens e constatou a presença de esfalerita (acompanhada de um pouco de galena), caracterizando um tipo de mineralização classificada como do tipo singenético.

Turfa

Segundo dados históricos, ocorrências de turfa foram identificadas às margens da lagoa de Araruama, em Figueiras, município de Cabo Frio; no entorno da baía de Guanabara, em São Gonçalo; na baixada de Jacarepaguá e na baixada do rio Macabu, próximo à cidade de Macaé (Fonseca, 1998).



Figura 16.5 – Quartzito explorado como saibro em Vassouras.

16.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

A região metropolitana do Rio de Janeiro representa um dos mais importantes polos de desenvolvimento industrial, de serviços e turístico do país. Tal fato faz com que haja um crescimento contínuo da construção civil, seja pelas obras necessárias para implantação de infraestrutura básica

(saneamento) ou para a instalação de indústrias, seja pela expansão urbanística da cidade do Rio de Janeiro e cidades circunvizinhas. Somam-se a isso os programas de governo voltados para incentivo à construção de moradias e grande projetos industriais e de infraestrutura urbana com base na proposta econômica do atual governo para os próximos anos, através do Programa de Aceleração no Crescimento –

PAC, além da infraestrutura necessária para receber os grandes eventos internacionais.

Consequentemente, a demanda pelos produtos empregados na indústria da construção (areia, argila, brita) é enorme e crescente (Erthal *et al.*, 2008).

A exploração desses insumos na área urbana da metrópole enfrenta hoje as mesmas restrições que acabaram por paralisar as pedreiras de rochas ornamentais, o que fatalmente ocasionará, dentro de pouco tempo, a desativação das áreas produtoras. Hoje, pode-se considerar a atividade mineira, que aí ocorre, como secundária em razão das restrições impostas pela legislação ambiental e por pressões decorrentes da expansão das áreas construídas no entorno dos sítios de extração desses recursos.

Nessa situação, é necessário que sejam implementados, de forma acelerada, estudos que permitam resolver esse problema, seja delimitando-se zonas ou polos produtores de brita, areia e saibro nas áreas de entorno da cidade do Rio de Janeiro, seja buscando-se novas fontes de fornecimento (por exemplo, exploração de areias marinhas, reaproveitamento de entulhos de obra para a produção de brita, etc.) ou, caso se opte por situar novas áreas de produção em regiões mais afastadas, deve-se equacionar o problema que seria representado pelo custo de transporte.

No primeiro e segundo casos, as ações devem começar de imediato. Na terceira alternativa, também urgente, deve-se buscar um sistema de transporte mais adequado para o escoamento desses insumos, que possuem um baixo valor agregado (brita e areia).

Soma-se a isso a estrutura empresarial no setor que é a de organizações geridas pelo proprietário, sócio ou pelos descendentes destes, o que na maioria dos casos não define com nitidez a divisão de responsabilidades e nem utiliza profissionais especializados para as funções gerenciais (Mello e Calaes, 2006).

Do exposto, projeta-se para os anos vindouros uma situação crítica com relação à produção e fornecimento dos atuais bens minerais produzidos na região, considerando-se, principalmente, o suprimento de agregados para os polos de desenvolvimento de Itaguaí (siderurgia, portos, termelétricas), e de Itaboraí (Complexo Petroquímico do Estado do Rio de Janeiro - COMPERJ), além da baixada Fluminense (Refinaria de Duque de Caxias - REDUC).

Na região dos Lagos, de acordo com dados do IBGE, os municípios que compõem essa área

têm as suas atividades voltadas essencialmente para o turismo. Alguns deles, pouco a pouco vão se transformando em cidades de médio porte o que faz com que haja a médio e longo prazo boas perspectivas para o crescimento da produção dos insumos utilizados na construção civil. A inviabilização dos areais e pedreiras situados na cidade do Rio de Janeiro e seu entorno, em virtude de problemas ambientais, estão conferindo um papel estratégico para alguns dos municípios da região, principalmente no fornecimento de areia.

Os municípios do norte-noroeste do estado são pouco populosos (com exceção de Itaperuna) e de acordo com dados do IBGE têm as suas atividades voltadas essencialmente para a agropecuária. Pode-se considerar a atividade mineira centrada na exploração de calcário para a indústria cimenteira e pedras de cantaria, como as mais importantes que aí ocorrem.

Os mármorem apresentam reservas consideráveis que garantirá vários anos de produção. Quanto às rochas utilizadas como cantaria, não tiveram suas reservas rigorosamente avaliadas. Entretanto, pode-se estimar que haja um volume bastante expressivo, garantindo a demanda por período seguramente superior a vários anos. O incremento da produção desse material está relacionado diretamente à demanda por parte de arquitetos. Para isso, vários órgãos estaduais anteriormente citados, vêm divulgando esse material rochoso em feiras nacionais e internacionais.

Vale ressaltar que o noroeste fluminense está sendo alvo de interesse de mineradores capixabas, que estão buscando novidades no setor.

A constante perda de qualidade da água fornecida pelas empresas de saneamento e abastecimento em geral, faz com que haja uma demanda acentuada por água mineral de mesa engarrafada. Desse modo, as indústrias de envasamento ficam sobre uma forte pressão e no afã de atender - ou de não perder posição - o mercado faz com que os estoques hídricos possam vir a ser comprometidos. Particularmente, as águas envasadas em Nova Friburgo atendem um mercado em constante expansão representado pela região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro. Dessa forma, seria interessante o desenvolvimento de estudos de modo a estabelecer o potencial hidrogeológico da região com o fito de determinar a real capacidade de produção de fontes existentes e a sua possível ampliação através de novas áreas produtoras.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S.F. 1973. Recursos minerais do Brasil. Editora Edgard Blücher, São Paulo. v.2.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM. Div. Geol. Min., bol. 241. 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira Ciências, 48:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M de. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Rev. Bras. Geoc. v.13. n.3, p.139-158.
- ALMEIDA F.F.M. de, HASUI Y., BRITO NEVES, B.B de, FUCK, R.A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Bol. Esp., 12p.
- ALMEIDA F.F.M. de, HASUI Y., BRITO NEVES, B.B de, FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth Sciences Rev., 7817: 1-29
- ALMEIDA, J.C.H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 190 p.
- 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. 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Atas, 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. 3º Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos, p. 155-160.
- ALMEIDA, J.; DIOS, F.; SOUZA, D.M.; COSTA, M.; VALLADARES, C.S.; VIANA, S. M.; SCHMITT, R.S.; GERALDES, M.C.; SOUZA, M.P.G.; MARTINS, M.A.M.; MENEZES, P.T.L.; MANE, M.A. 2012. Unidades Litoestratigráficas. In Almeida, J., Geologia e Recursos Minerais da Folha Macaé SF.23-Y-A-I, Estado do Rio de Janeiro Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, CD-ROM, p. 37-56.
- ALMEIDA, J.C.H.; DIOS, F.; SOUZA, D.M.; MARTINS, P.; COSTA, M.; AZEVEDO, R.; CARVALHO, F.H. 2012. Geologia Estrutural. In: ALMEIDA, J.C.H. (org.): Folha Macaé, SF.24-Y-A-I: texto e mapa. Programa Geologia do Brasil - PGB. Belo Horizonte: CPRM/UERJ. 1 CD-ROM. p. 57-73.
- ALMEIDA, J.C.H.; DIOS, F.B.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.; HEILBRON, M.; EIRADO, L.G.; TOMAZZOLI, E. 2013. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil – SW Africa insights from Tholeiitic mafic dykes swarms. Geological Society, London. Special Publications, v.369, p.11-40.
- AMADOR, E.S. 1975. Estratigrafia e sedimentação na Bacia de Resende - RJ. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47(suplemento):181-223.
- AMADOR, E.S., CASTRO, M.I.B. 1976. Depósitos neoceno-zóicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, v.1, p.307-327.
- ANDRÉ, J.L.F.; VALLADARES, C.S.; DUARTE, B.P. 2009. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. Revista Brasileira de Geociências, 39(4):773-793..
- 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.
- ANJOS, I. L.S. & MOURÃO, L.M.F. 1988. Projeto São Paulo-Rio de Janeiro. Parte II, Rio de Janeiro, vol. 7. Rio de Janeiro, CPRM. 59 p.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais... Belém: SBG, v. 2, p. 738-752. 1988.
- 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 SOBRINHO, J.M.; JANASI, V.A.; SIMONETTI, A.; HEAMAN, L.M.; SANTORO, J.; DINIZ, H.N. 2011. The Ilha Anchieta Quartz Monzonite: the southernmost expression of ca. 500 Ma post-

collisional magmatism in the Ribeira Belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v. 83, p. 891-906.

BARBOSA, A. L. M.; SAD, J. H. G.; PINTO, C. P. & RIBEIRO, A.C. 1981. Projeto Carta Geológica do estado do Rio de Janeiro - DRM/GEOSOL, Bloco Três Rios, Folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava. Rio de Janeiro, Relatório Final, v. I, texto inédito.

BARBOSA A.L. & SAD J.H.G. 1983. Reinterpretação das Series Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. In: SBG, Simp. Geol. MG., 2, Belo Horizonte, Anais, 1-15.

BARBOSA A.L. & SAD J.H.G. 1983. Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa RJ/MG. In: SBG, Simp. Geol. MG, 2, Belo Horizonte, Anais, 63-74.

BARBOSA A.L. & SAD J.H.G. 1983. Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. In: SBG, Simp. Geol. MG, 2, Belo Horizonte, Anais, 75-84.

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H.G. 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 rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, vol.48, p.43-55.

BATISTA, J.J.; GOMES, B.S.; MARCHETTO, C.M.L. 1978. Folha Italva. Proj. Carta Geol. Est. Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, DRM/ Triservice. vol. I, Rel. final.

BATISTA, J.J.; SILVA, W.C.; MARCHETTO, C.M.L. 1981. Folhas de São Fidélis e Cambuci. Proj. Carta Geol. Est. Rio de Janeiro. DRM/Triservice. Rio de Janeiro, vol. I, Rel. final.

BELÉM, J.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; FLECK, A.; GRADIM, C.; QUEIROGA, G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*, 19, p. 224-243

BERGQVIST, L.P. 1996. Reassociação do Pós-Crânio às espécies de ingulados da Bacia de São José de Itaboraí (Paleoceno), Estado do Rio de Janeiro e Filagenia dos "Candylarthra" e ingulados sul-americanos com base no Pós-Crânio. Rio Grande do Sul, 406p. (Tese de Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BERGQVIST, L.P. 2005. Bacias Sedimentares Brasileiras - Bacia de Itaboraí. *Phoenix*, 75:1-4.

BERGQVIST, L.P.; ABRANTES, E.A.L.; AVILLA, L.S. 2004. The Xenanthra of São José de Itaboraí Basin (upper Paleocene, Itaboraiano), Rio de Janeiro, Brazil. *Geodiversitas*, 26(2):323-337.

BETTINI, C.; MELLO, C.L.; SILVA JR. ,G.C.; ESCOBAR, I.P.; FONTES, S.L.; ANDREIS, R.R. 2003. MODESTHI - Modelagem estratigráfica de reservatórios terrígenos: aplicação à avaliação do potencial hídrico da bacia de Resende (RJ). Rio de Janeiro, UFRJ, Relatório Final, 266 pp.

BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam, Elsevier, p.63-114.

BRITO, I.M.; FRANKIE, H.F.C.M. & CAMPOS, D.A. 1972. Geologia e Petrografia do São José do Itaboraí, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 42(2): 225-234.

CADDAH, L.F.G.; SANTOS, J.R.S.B.; VALENÇA, J.G.; PIRES, F.R.M. 1987. Granitóides da Serra da Misericórdia (RJ): sucessão estratigráfica, posicionamento, forma e origem. 1 Simp. Geol. Regional RJ-ES, Anais. Rio de Janeiro, p. 132-146.

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: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais, v.6, p.2631-2648.

CASTAÑEDA, C. *et al.* 2003. Recursos Minerais: Projeto Sul de Minas – etapa 1. In *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, Convênio SEDE-COMIG-UFMG, Projeto Sul de Minas – etapa 1, Vol.II, 7. Comig, pp.: 660 - 671.

CASTRO, H.M.; ROCHA, R.L.S.; SPERLING, E.V.; BALTAZAR, O.F. 1984. Geologia das folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos Reis, Rio Mambucaba/ Campos de Cunha, Parati, Cunha, Pinciguaba e Juatinga – RJ. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, p. 2355-2367

CASTRO, H.O.; QUEIROZ, M.A.; BARBOSA, A.L.; SAD, J.H.G. 1984. Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do Pirai e Vassouras. In: 33º Congresso

- Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais, p: 2346-2354.
- CHAVES, M.L.S.C. 1985. Geologia das mineralizações sulfetadas da região de Lídice (Rio Claro-RJ). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- CHAVES, E.A.P. 2009. Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica do Granito São Pedro em Lumiar, Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Trabalho final de curso (Bacharel em Geologia). IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 45p.
- COELHO, C.E.S. 1987. Contribuição ao estudo da gênese das mineralizações de fluorita do distrito de Tanguá, Município de Itaboraí - RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- COELHO, C.E.S.; JOST, H.; VALLE, R.C. & DARDENNE, M.A. 1986. O controle estrutural dos depósitos de fluorita de Tanguá, RJ. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG. Anais, v.5, p.1089-2104.
- 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.
- CONCEIÇÃO, F.R.; TUPINAMBÁ, M.; TEXEIRA, W.; VALERIANO, C.M.; HEILBRON, M.; KAWASHITA, K. Proterozoic and cretaceous gabbroic rocks from the Serra dos Orgãos region, southeastern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, 1997, Campos do Jordão. Anais... Campos do Jordão: SBGq, 1997, p. 18.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, L.; LEDENTE, O. 1973. Orogêneses Superposées dans le Precambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Revista Brasileira de Geociências, 3 (1), p1-22.
- CORVAL, A. 2005. Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, UERJ, 92p.
- CORVAL, A. 2009. Petrogênese e Contexto Geodinâmico das suítes basálticas toleíticas (de alto TiO₂ e baixo TiO₂) do Cretáceo inferior da Porção Centro Oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Tese de Doutorado, UERJ, inédito, 188p.
- COSTA, B.P. 2009. Análise Estratigráfica dos Depósitos Paleogênicos no Alto das Acácias - Bacia de Resende, RJ. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 75p.
- COSTA, L.M.; BAPTISTA, J.I.; SOUZA, B. 1978a. Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso, Niterói, DRM/RJ.
- COSTA, L.M.; BAPTISTA, J.I.; SOUZA, B. 1978b. Texto explicativo da Folha Geológica Italva, Niterói, DRM/RJ.
- DALCOLMO, M.T.; FERRARI, A.L.; MELLO, E.; VAZ, M.A.A.; BRENNER, T.L.; SILVA, V.P.; NASSAR, W.M. 1982. Bloco Baía de Guanabara, folhas Itaboraí, Baía de Guanabara, Maricá e Saquarema. Relatório Final. GEOMITEC - DRM/RJ, Niterói.
- DELAROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. Chemical Geology 29, 183–210.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S.; BERTRAND, H. 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80:67-83.
- 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 (États de Rio de Janeiro e Minas Gerais). An. Soc. Geol. Belg. 92, 271-283.
- DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. 2012. Panorama Mineral do Estado do Rio de Janeiro - Situação e perspectivas. DRM/RJ, Niterói.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. 2013. Cadastro Mineiro. Disponível em: <https://sistemas.dnpm.gov.br/SCM/extra/site/admin/Default.aspx>.
- DIOS, F.R.B.; ALMEIDA, J.C.H.; CRUZ, E.L.C. 1993. Seção geológica entre Mangaratiba e Rio Claro, RJ. In: III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Anais, p. 161-167.
- 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. Tese de Doutorado, Inst.de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 284 p.
- DUARTE, B.P.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt. Revista Brasileira de Geociências, 30 (1).

- 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: PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M. (coordenadores) (2003). Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas - Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ), relatório final, CD-ROM, Companhia Mineradora de Minas Gerais, p. 153-258.
- DUARTE, B.P.; VALENTE, S.C.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M.C. 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: an Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, Japão, 7(2): 437-450.
- DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.; PORTO JR., R.; MENEZES, P.T.L. 2012. Unidades Litoestratigráficas. In Almeida, J., Geologia e Recursos Minerais da Folha Itaperuna SF SF.24-V-C-I, Estado do Rio de Janeiro Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, CD-ROM, p. 37-56.
- DUTRA, T. 2006. Petrogênese dos basaltos de baixo TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na região dos Lagos, RJ. Dissertação de Mestrado, UERJ, inédito, 111p.
- 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. 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 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. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Resumo das Comunicações. São Paulo, SBG, 1971d. p. 177-78. (Boletim Especial, 1)
- EBERT, H.D.; CHEMALE JR., F.; BABINSKY, 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*, v.15, n. 3, p. 688-699.
- EBERT, H.D.; MALAGUTTI FILHO, W.; HASUI, Y.; HARALYI, N.E.; HACKSPACHER, P.C.; MORALES, N.; SOUZA, C.A. 1997. Compartimentação crustal do sul de Minas Gerais a partir de dados gravimétricos e litotectônicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirenópolis. Boletim... Pirenópolis: SBG, 1997. p. 31-5.
- EIRADO SILVA, L.G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H. 2006. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 426-436.
- EIRADO SILVA, L.G.; FERNANDES, G.A.; DUARTE, B.P.; HEILBRON, M.; PIMENTEL, R.; CUELLAR, A. 2007. Mapa Geológico da Folha Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II), escala 1:100.000. PRONAGEO - Programa Geologia do BRASIL. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Brasília.
- ERTHAL, F.; DOURADO, F.; PALERMO, N.; GUIMARÃES, P.V.; MAURÍCIO, R.C.; SANTOS, R.A.A.; FERREIRA, A.P.S.; SOARES, M.A.S. & GUERCIA R.A.N. 2008. Diretrizes Públicas para uma Mineração Sustentável no Estado do Rio de Janeiro. Ministério de Minas e Energia (MME) & Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM). Niterói, RJ. 1 CD-ROM.
- ESTEVES, A.A. 2004. Evolução tectônica do Domínio Costeiro no Maciço da Pedra Branca, Cidade do Rio de Janeiro, RJ. Dissertação de Mestrado, UERJ Rio de Janeiro, 2004. 92p.
- ESTEVES, A.A. & PORTO Jr., R.; DUARTE, P.B. 2001. Evolução metamórfica dos gnaisses da parte leste do Maciço da Pedra Branca, RJ. 7 Simp. Geol. Sudeste, Boletim de resumos expandidos. Rio de Janeiro, p.25.
- FARIGH, W.F. 1989. The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: Failed arm and early passive margin. *Geological Association of Canada, Special paper*, n. 34, p. 331-348.
- FERNANDES, A.J. 1991. As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento, no leste do Estado de São Paulo. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. Atas...São Paulo, SBG, p. 501-508.
- FERNANDES, G.A. 2001. Contribuição ao entendimento geológico do Terreno Oriental da Faixa Ribeira na Baía da Ilha Grande, Litoral Sul Fluminense, RJ. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 139p.
- FERNANDES, N.F.; TUPINAMBÁ, M.; MELLO, C.L.; PEIXOTO, M.N.O. 2009. Rio de Janeiro:

- Metropolis between granite-gneiss massifs. In: Migon, Piotr. (Org.). *Geomorphological Landscapes of the World*. Springer, Berlin, p. 301-315.
- FERRARI, A.L. 2001. Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 412 p.
- FERRARI, A.L. & SILVA, M.A.M. 1997. Bacia do Macacu (RJ): proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: V Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, RJ. Anais, p.32-34.
- FERRARI, A.L. & RICCOMINI, C. 1999. Campo de esforços pleistocênicos na Ilha da Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 293-300.
- FERRARI, A.L.; DUPUY, I.S.S.; BRENNER, T.L. 1977. Ocorrência de rocha alcalina no município de Pirai, RJ, e sua relação com o lineamento de Além Paraíba (nota preliminar). *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*, V1.
- FIGUEIREDO, M; TEIXEIRA, W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: Preliminary Geochronological And Geochemical Results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.68, n.2, p. 223-246.
- FODOR, R.V.; MCKEE, E.H. & ASMUS, H.E. 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, 54, M1-M8.
- FONSECA M.J.G. Departamento de Produção Mineral. 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, mapa geológico, Escala 1:400.000. Relatório, 141 p.
- 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. Texto explicativo. DNPM, Brasília, 141p.
- GARDA, G.M., 1995, Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo: Tese de doutorado, USP, 156p.
- GERALDES, M.C; NUMMER, A.R; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M; DE DIOS, F.; SCHMIDT, R.S.; ALMEIDA, J.C.H.; PAMPLONA, M.; SILVA, M.; SALIBA, F. 2012. Unidades Litoestratigráficas. In Geraldes, M.C. Geologia e Recursos Minerais da Folha Casimiro de Abreu SF.23-Z-B-I, Estado do Rio de Janeiro Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, CD-ROM, p. 41-80.
- GOMES, B.S.; MOREIRA, C.R.D.; MARCHETTO, C.M.L.; BATISTA, J.J.; PINTO, L.M.; SILVA, W.G.; SILVA, W.C. 1981. Folhas Renascença, Conceição de Macabu, Macaé, Dores de Macabu, Carapebus, Cabiúnas. Proj. Carta Geol. Estado do Rio de Janeiro. DRM/Triservice. Rio de Janeiro. In: FONSECA, M.J.G.(1998) Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Texto Explicativo. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). 141p. Rio de Janeiro.
- GONÇALVES, M.L. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. Geoquímica dos Anfibólitos de Santana do Garambéu (MG): Implicações sobre a Evolução do Grupo Andrelândia, *Geochimica Brasiliensis*, 6, 2, 127-140.
- GROSSIAD, 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, UERJ, inédita, 116p
- GUEDES, E. 2007. O Enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande. Tese de Doutorado, UERJ, inédito, 147p.
- GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P.M, VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. 2005. K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South America Earth Science*, vol. 18, issues 3-4, 371-382.
- GUIMARÃES, M.T. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica do Complexo Granítico de Mangaratiba - Conceição de Jacareí, RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 143p.
- 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.
- HARTT, C.F.S. 1870. *Geology and Physical Geography of Brazil*. Fields osgood, 620 p.
- 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. & 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. 1982. Província Mantiqueira. In: Almeida F.F. & Hasui Y. (eds.). *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, São Paulo, p. 308-344.
- 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 268 p.
- HEILBRON, M.; SIMÕES, L.S.A.; ALVES, R.P.; CHRISPIM, S.J. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 54, n.3, p. 553-562.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.; KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia da Região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 61(2): 177-199.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia da Região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 61, n.2, p. 177-199.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. 1991. A megassiniforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SBG/SP-RJ, *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2, São Paulo. *Anais*, 519-526.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. 1995. 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. Lithochemistry of paleoproterozoic orthogranulites from Rio Preto (MG) - Vassouras (RJ) region, central Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1): 83-99.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani and Mohriak (Eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, v. 115:1-34
- HEILBRON, M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A. 2001. Unravelling Polymetamorphic Orthogneisses by Excimer Laser Ablation- MC-ICPMS: The Case of the Reworked Basement of the Ribeira belt, SE Brazil. In: Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting (GAC-MAC-2001), St John's. Geological Association of Canada/ Mineralogical, Abstracts, 26: 61-61.
- HEILBRON, M. & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125:87-112.
- HEILBRON, M.; 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.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G.; PALERMO, N.; DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S.; RAMOS, R.; SANSON, M.; GUEDES, E.; GONTIJO-PASCUTTI, A.H.; NOGUEIRA, J.R.; VALERIANO, C.; RIBEIRO, A.; RAGATKY, C.D.; MIRANDA, A.; MELLO, C.L.; SANCHES, L.; ROIG, H.L.; DIOS, F.B.; FERNADEZ, G.; NEVES, A.; GUIMARÃES, P.; DOURADO, F.; LACERDA, V.G. 2007. Nota Explicativa Integrada das Folhas Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Volta Redonda e Angra dos Reis - escala 1:100.000. Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais - CPRM / Serviço Geológico do Brasil. Brasília, 2007, 173p.
- HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., PEIXOTO, C., PETERNEL, R., GUIA, C., ALMEIDA, J.C.H., SILVA, L.G.E., VALLADARES, C.S., GONTIJO-PASCUTTI, A.H., MENDES, L., SEIBEL, R., MENEZES, P.T.L., MANE, M.A., LOBATO, M., TOROS, B., CORRALES, F., MACHADO, M. 2012a. Unidades Litoestratigráficas. In: Heilbron, M., *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua SF.23-X-D-VI Estado do Rio de Janeiro Escala 1:100.000*. Belo Horizonte: CPRM, CD-ROM, p. 37-76.
- HEILBRON, M.; EUZÉBIO, R.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; GUIA, C.; PETERNEL, R.; SILVA, L. G.; RAGATKY, C. D. 2013. O Complexo Juiz de Fora na Folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000: geologia e geoquímica. *Geociências*, 32: 10-23.
- HEILBRON, M.; PORTO JR, R.; PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.G.; VALERIANO, C.M.; SILVA, L.G.E. 2000. New Geological map of the Rio de Janeiro County (1:50.000 scale). 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro. Abstracts.

- HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C.; VALERIANO, C.M.; RAGATKY, D.; MEDEIROS, S.R.; MELO, R.S.; PETERNEL, R.; NETO, C.C.A.; VAZ, G.S. 2012b. Litogeoquímica, Geoquímica Isotópica e Geocronologia. In: Heilbron, M. Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua SF.23-X-D-VI Estado do Rio de Janeiro Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, CD-ROM, p. 97-117.
- HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C.M.; ARMSTRONG, R.; SILVA, L.G.E.; MELO, R. S.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N. 2013. The serra of Bolívia complex: the record of a new neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research*, v. 238, p. 158-175.
- HERGT, J.M.; PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, n.105, p.134-148, 1991.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, n. 8, p. 523-547.
- JUNHO, M. C. B. 1991. Contribuição à petrologia dos maciços graníticos da Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 198p.
- JUNHO, M.C.B. 1992. Granitóides brasileiros da região central do Estado do Rio de Janeiro - geoquímica preliminar. 37 Congr. Bras. Geol., Boletim Resumos Expandidos, São Paulo, p.398-399.
- JUNHO, M.C.B. 1993. Granitóides brasileiros da região central do Estado do Rio de Janeiro -geoquímica preliminar. *An. Acad. Bras. Ciências* 65(2): 161-179.
- JUNHO, M.C.B. & WIEDEMANN, C.M. 1987. Petrografia comparativa de três complexos intrusivos da província granítica do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ/ES, Rio de Janeiro. Anais, 120-131.
- JUNHO, M. B. & WIDEMANN, C. M. 1987. Petrografia dos Complexos Graníticos de Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, Rio de Janeiro. I Simpósio de Geologia Regional dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, Anais, Rio de Janeiro. p.120-131.
- JUNHO, M.C.B.; WEBER-DIEFENBACH, K., PENHA, H.M. 1987. Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira mobile belt, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 4, p.507-511.
- KLEIN, V.C. & VALENÇA, J.C. 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na bacia de São José de Itaboraí, RJ. 33 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais, p.4335-4345.
- LAMEGO, A.R. 1936. O Maciço de Itatiaia e regiões circundantes. *Boletim Serviço Geológico Mineral. DNPM*, 88: 1-93.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- LEINZ, V. 1938. Os calcários de São José, Niterói, Estado do Rio. *Mineração e Metalurgia*, 3(15):153-155.
- LIMA, M.D.G. 2008. A história do intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Tese de Doutorado (Inédito), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 251 p.
- LIMA, M.R.; & AMADOR, E.S. 1983. Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: Campos, D.A. *et al.* (coord.) Coletânea de Trabalhos Paleontológicos. Brasília, MME/DNPM, p. 371-378.
- LIMA, M.R. & CUNHA, F.L.S. 1986. Análise palinológica de um nível linhítico da Bacia de São José de Itaboraí, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58(4): 557-588.
- 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, M.R., RICCOMINI, C., SOUZA, P.A. 1993. Palinologia de folhelhos do gráben de Casa de Pedra, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. 13º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos, v.1, p.163.
- LIMA, M.R., CABRAL JUNIOR, M. & STEFANI, F.L. 1996. Palinologia de Sedimentos da Formação Macacu - Rife da Guanabara, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(4):531- 543.
- LOBATO, M.C. 2013. Proveniência sedimentar do Grupo São Fidélis, terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados U-Pb. Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, inédito.
- LOBATO, M.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; TORÓS, B.; DANTAS, E. 2011. New U-Pb zircon data-(LA-ICP-MS) of quartzites of the São Fidélis

Group, Ribeira belt, SE Brazil. Gondwana 14, Búzios. Abstracts.

LUDKA, I.P. 1997. Geoquímica do magmatismo básico na porção central do Cinturão Móvel Costeiro e regiões adjacentes aplicada ao estudo da composição do manto. IGEO-UFRJ, Tese de Doutorado. 245p.

LUDKA, I.P.; WIEDEMANN, C.M. 1997. O Gabro Coronítico de Amparo, RJ - Petrografia, Química Mineral e Geotermometria.. Anuário do Instituto de Geociências /UFRJ, Rio de Janeiro, 20: 143-162.

LUDKA, I.P.; WIEDEMANN, C.M. 2002. Geoquímica do gabro coronítico de Amparo, RJ. Anuário do Instituto de Geociências/ UFRJ, Rio de Janeiro, 25: 44-67.

LUDKA, I.P.; MENDES, J.C.; PENHA, H.M. BELMONTE, S. ALMEIDA, T. 2006. Considerações geoquímicas e idade U-Pb do Granito Parati, sul do estado do Rio de Janeiro. 43 Congr. Bras. Geologia, Aracaju. Anais, p.253.

LUDKA, I.P.; MENDES, J.C.; PENHA, H.M. BELMONTE, S. ALMEIDA, T. 2006. Considerações geoquímicas e idade U-Pb do Granito Parati, sul do estado do Rio de Janeiro. 43 Congr. Bras. Geologia, Aracaju. Anais, p.253.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHEMINI, C.A.; SANTOS NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, I.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.F. 1983. Geologia Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. Projeto RADAMBRASIL, 32: 27-304.

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. 1986. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Anais, 2:1088-1095.

MACHADO, R.; DEMANGE, M. 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitoides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro, Boletim. IG-USP, Série Científica, 25: 81-96.

MACHADO, R.; DEMANGE, M.; PELOGGIA, A.U.G.; MONTEIRO, R.L. 1989. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. I Simpósio de Geologia do Sudeste. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro, p. 151-152.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discriminations of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, 635-643.

MANSUR, K. 1988. Projeto Prospecção de ouro no Estado do Rio de Janeiro, Relatório de Andamento. Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, Niterói, RJ.

MARINS, G.M.S. 2000. Petrologia dos anfibolitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul, setor central da Faixa Ribeira. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 125 p.

MARTINS A.M.; MAURÍCIO R.C.; MANSUR K.L.; CAETANO L. C.; SILVA J.D.; PIMENTA, TS.; ERTHAL, F.L. C & PEREIRA FILHO J.C. 2006. Águas Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Departamento de Recursos Minerais do Governo do Estado do Rio de Janeiro, Niterói, RJ. 182p.

MATOS, G.M.M.; FERRARI, P.G.; CAVALCANTE, J.C. 1980. Projeto faixa calcária Cordeiro-Cantagalo. Rel. Final, texto e mapas geológicos, vol. I. Comp. Pesquisa de Rec. Min. - CPRM -, Belo Horizonte, 620 pag. + 4 mapas. (inédito).

MAURY, C.J. 1929. Novas coleções paleontológicas do serviço geológico do Brasil. Boletim do Serviço Geológico do Brasil, 33:1-23.

MAURY, C.J. 1935. New genera and new species of fóssil terrestrial mollusca from Brazil. American Museum Novitates, 764:1-15.

MCKENZIE, W. e GUILFORD, C. A. Atlas of rocks forming minerals in thin sections. London: Longman, 1989, 325p.

MEIS, M.R.M & AMADOR, E.S. 1972. Formação Macacu: Considerações a respeito do Neo-Cenozóico da Baía de Guanabara. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44(3/4): 602.

MEIS, M.R.M & AMADOR, E.S. 1974. Note on weathered arkosic beds. Journal of Sedimentary Petrology, 4(3): 727-737.

MEIS, M.R.M. & AMADOR, E.S. 1977. Contribuição ao estudo do Neocenozóico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v.7, n.2, p.124-150.

MELLO E.F. & CALAES, G.D. 2006. A indústria de brita na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 218 p.

MELO, M.S. 1985. Estruturas da área da Bacia de Resende (RJ) e os modelos tectônicos regionais. In: 5º Simpósio Regional de Geologia, Anais, v. 1, p.323-336.

- MELO, M.S. 1997. Sedimentos fanglomeráticos da Bacia de Resende, RJ - A Formação Itatiaia. *Geociências*, 11(6): 33-38.
- 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). São Paulo: Instituto de Pesquisas tecnológicas, Relatório 17.737, 124 p.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. 1985a. Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende - RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57(4): 467-479.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. 1985b. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3):193-201.
- MEDEIROS, S. R., WIEDEMANN, C. M., VRIEND, S. (2001). Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.73(1).
- MENDES, J.C., JUNHO, M.B., GHIZI, A. 2002. Geology and Geochemistry of granitic and dioritic rocks of the São José do Ribeirão intrusive massif, mountain region of Rio de Janeiro State, Brazil. *Revista UFRJ, Série Ciências Exatas e da Terra*, v.21, n. 2, p.01-11.
- MENDES, J.C., MEDEIROS, S.R., McREATH, I., CAMPOS, C.M.P. 2005. Cambro-Ordovician Magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr Ages, Combined with Sr and Nd Isotopic Data of Charnockitic Rocks from Várzea Alegre Complex. *International Association for Gondwana Research, Japan*, V.8, N.3, pp.337-345.
- MENEZES, S. O. 1973 - Contribuição à geologia de Cantagalo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 45 p. Inédito.
- MENEZES, S.O. & SANTOS, M.S. 1982. Principais Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. DRM, Niterói, vol.1, 36pp.
- MINIOLI, B.1971. Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral norte do Estado de São Paulo. *Academia Brasileira de Ciências*, n. 43, p. 443-448, 1971.
- MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DEMIN, A.; AND PICCIRILLO, E.M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin): Contributions to Mineralogy and Petrology, 111, 143-160.
- MORAIS, R.M.O. 2001. Estudo faciológico da Formação Barreiras na região entre Marica e Barra de Itabapoana, estado do Rio de Janeiro. 2001. 113 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MORAIS, R.M.O. 2007. Sistemas fluviais terciários na área emersa da bacia do Espírito Santo (Formações Barreiras e Rio Doce). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 144 p.
- MORAIS, R.M.O. & MELLO, C.L. 2007. Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (Formações Rio Doce e Barreiras). XI Congresso da ABEQUA. *Anais. Belem, PA*
- MORAIS, R.M.O.; MELLO, C.L.; COSTA, F.O.; SANTOS, P.F. 2006. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. *Geologia USP (Série Científica)*, v. 6, n. 2, p. 19-30.
- MORLEY, C.K.; NELSON, R.A.; PATTON, T.L.; MUNN, S.G. 1990. Transfer Zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG, Bulletin*, 74(8):1234-1253.
- NEGRÃO, A.P. 2010. Extensão dos limites da bacia sedimentar de Volta Redonda (RJ, Segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil) a leste e a oeste do gráben da Casa de Pedra. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 60 p.
- NETO, C.C.A., VALERIANO, C.M., PASSARELLI, C.R., HEILBRON, M., LOBATO, M. 2013. Monazite ID-TIMS U-Pb geochronology in the LAGIR laboratory, Rio de Janeiro State University: protocols and first applications to the assembly of Gondwana supercontinent in SE-Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (no prelo)*.
- NOCE, C.; PEDROSA SOARES, A.; SILVA, L.C., ARMSTRONG R.; PIUZANA, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U Pb SHRIMP data: Implications for Brazil Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159: 60-78.
- NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W; QUÉMÉNEUR, J.J.G; MARTINS, V.T.S.; BOLZACHINI, É. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and

implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 225-239.

O'CONNOR, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, 79-84.

OLIVEIRA, A.I. 1956. Brazil. In: JENKS, W.F. (ed.). *Handbook of South American Geology*. Baltimore: Geological Society of American, Memoir 65, pp. 1-63.

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. 1997. A Sequência Depositional Andrelândia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Inédita. 245 p.

PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; 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, F.V.P.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.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, v.I, p. 84-119.

PADILHA, A.L. & VITORELLO, I. 1992. Investigações geoeletricas nas bacias de Volta Redonda e Resende. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SP. Resumos Expandidos, v.2, p. 403-404.

PALERMO N.; ERTHAL F.; MANSUR K.L. & SCHULER M.A. 2003. Industrial Mineral Mining Activity at Rio de Janeiro State, Brazil. IMBS. Symposio Istanbul Turquia.

PALERMO N.; MANSUR K.L.; GUIMARÃES P.V.; DOURADO F. 2006. Cadastro dos Recursos Minerais da Área Continental do Estado do Rio de Janeiro. DRM-RJ .1 CD-ROM, 2° edição.

PALERMO N.; SCHULER M.A.; CORDEIRO P.A.; ERTHAL F.; MANSUR K.L. 2001. Distribuição da Exploração de Minerais Industriais no Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste.

PAULA COUTO, C. 1953. A Bacia calcária de Itaboraí e a tectônica da costa sudeste do Brasil. DE GEO/DNPM, Notas preliminares. Estudos, 75:1-12.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution: *Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139.

PEIXOTO, C.A., HEILBRON, M. 2010. Geologia da Klippe Italva na Região entre Cantagalo e Itaocara, Nordeste do Estado do Rio de Janeiro. *Geociências (UNESP)*, v. 3, p. 277-289.

PENHA, H.M. 1989. Geologia dos corpos granitóides do litoral oeste do Estado do Rio de Janeiro. RJ. Simp. Geol. Sudeste, 1, Rio de Janeiro. Bol. Resumos, p.165-166.

PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E.S.; PACIULLO, F.V. P.; JUNHO, M.C.B. & BRENNER, T.L. 1979. Projeto Folha Petrópolis, Relatório Final. Convênio IG/UFRJ - DRM.

PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E.S.; PACIULLO, F.V. P.; JUNHO, M.C.B. & BRENNER, T.L. 1980. A Geologia da Folha Petrópolis. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SC. Anais, v.5, p.2965-2974.

PEREIRA, N.F. 2010. Petrogênese dos diabásios da região de Angra dos Reis, RJ. Dissertação de mestrado, UERJ, inédito, 140p.

PEREIRA, R.M., 2001. Caracterização geocronológica, geoquímica, geofísica e metalogênica de alguns plutonitos graníticos da região do médio rio Paraíba do Sul e alto rio Grande, segmento central da faixa Ribeira. Tese (Doutorado) Instituto da Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 214 p.

PEREIRA, R.M. & GUIMARÃES, P. 2012. A Faixa Khondalítica Marangatu e a descoberta de novas mineralizações de grafita no N-NW do Estado do Rio de Janeiro. *Geociências*, 31(2):197-205

PIRES, F.R.M. 1984. Geologia do Morro da Bica e Serra do Ignacio Dias, Rio de Janeiro e significado econômico dos Granitos. 33 Congr. Bras. Geologia, Anais. Rio de Janeiro.

PIRES, F.R.M., 1984. Petrologic and field characteristics of the Utinga Granite in Rio de Janeiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 56, n. 1, p.109-110.

PIRES, F.R.M., VALENÇA, J.G. e RIBEIRO, A. 1982. Multistage Geration of Granite in Rio de Janeiro, Brazil. Anais da Acadêmia Brasileira de Ciências, v.54, n.3, p.563-574.

PINTO, C.P. (coord.) 1980. Projeto Cartageológica do Estado do Rio de Janeiro - Folhas Anta, Duas Barras,

Teresópolis e Nova Friburgo. Relatório Final, vol. 1. Geosol- Geologia e Sondagens Ltda. Belo Horizonte.

PINTO, P.C.; MARGEM JUNIOR, R.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J.R. 2006. Vulcanismo básico neoproterozoico no setor central da Faixa Ribeira: cartografia geológica e petrografia de uma sequência vulcano sedimentar em facies anfíbolito na parte superior do Grupo Itávia, Estado do Rio de Janeiro. In: 43 Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1. p. 184-184.

PORTO JUNIOR, R. 1993. Petrologia das rochas graníticas das serras da Pedra Branca e Misericórdia, Município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro, 222p.

PORTO JR, R. 2004. Petrogênese das Rochas do Maciço da Pedra Branca. Rio de Janeiro, RJ. Tese de Doutorado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro. 229p.

PORTO JR, R., VALENTE, S. C. 1988. As rochas granitoides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnáissicas da região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. Anais do 35º Congr. Bras. Geologia, Belém, Pará, 3: 1066-1074.

PORTO JR, R., Figueiredo, M.C.H., 1996. Petrology of the Granites from Pedra Branca Range, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, vol. 18. Boletim IG-USP. Série Científica, São Paulo. Publicação Especial, pp. 43-47.

PUGET, A.J.P. & PENHA, H.M. 1980. Granitos da região de Ipiranga, RJ. Considerações geoquímicas e petrológicas. 31 Congr. Bras. Geologia, Anais, Balneário de Camboriú - SC, 4: 2215-2230.

RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P. 2000. Isotopic signature (Sm-Nd) of metasedimentary rocks from central Ribeira belt, SE Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30(1): 165-168.

RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DOS SANTOS MARINS, G. 2003. Isotopic data (Sr and Nd) from the Paraíba do Sul Group orthoamphibolites. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short papers, v.1, p. 260-263

RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P. 1999. New Sm/Nd isotopic data from pre-1.8 Ga basement rocks of central Ribeira belt, SE Brazil. Segemar Servicio Geológico Minero Argentino, Argentina, v. XXXIV, p. 346-348.

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. Rio de Janeiro, 208 p. (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

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 em Geologia - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 221p..

RAMOS, R.R.C.; ANDREIS, R.R. 1998. El sistema fluvial entrelazado "Quatis": características generales y relacion com 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: 7ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, v. 1, p.123-125.

RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L.; SANSON, M.S.R. 2005a. Bacias Sedimentares Brasileiras - Bacia de Resende. Phoenix, 76:1-6.

RAMOS, R.R.C.; SANSON, M.S.R.; MELLO, C.L. 2005b. Novos afloramentos de rochas vulcânicas no Gráben da Casa de Pedra, Bacia de Volta Redonda, Estado do Rio de Janeiro. In: 9º Simpósio de Geologia do Sudeste, Boletim de Resumos, v.1, p.48.

RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L.; SANSON, M.S.R. 2006a. Revisão estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, Estado do Rio de Janeiro. Geociências, 25(1): 59-69.

RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L.; SANSON, M.S.R. 2006b. Discutindo a ligação pretérita entre as bacias do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: 7º Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio do Terciário do Brasil, Boletim de Resumos, v.1, p.107.

RAMOS, R.R.C.; ÁVILA, C.A.; VASCONCELOS, P.; THIEDE, P.; VASQUES, F.S.G. & ROCHA, F.M. 2008. Magmatismo mesoceno-zóico na região das bacias de Resende e de Volta Redonda. In: XLIV Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. Anais, p. 559.

REGO, I.T.S.F. 1979. Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidelis, RJ. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 348 p.

RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia 31. Salvador. v.1. p. 177-186.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. ; HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica ao Sul do Craton do São Francisco: análise da região de São João Del Rei-Andrelândia, MG. Anais 36 Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. v.6, p. 2605-2613.

- RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J. ; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, F.V.P.; 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 (1995), pp. 235-248
- RIBEIRO, A.; ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; PACIULLO, F.V.P.; TROUW, R.A.J.. 2003. Geologia da Folha São João del Rei 1:100.000. A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (Eds.), Projeto Sul de Minas, Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Companhia Mineradora de Minas Gerais, pp. 521-622
- RIBEIRO, A.; TEIXEIRA, W.; DUSSIN, I.A.; ÁVILA, C.A.; NASCIMENTO, D. 2014. U–PB LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: New evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gondwana Research*. 24(2): 713–726.
- RIBEIRO, C. S. Influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da Formação Barreiras entre o rio Paraíba do Sul (RJ) e rio Doce (ES). 2010. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 163p.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256p.
- RICCOMINI, C. & RODRIGUES FRANCISCO, B.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SP. Boletim Resumos Expandidos, p.469-470.
- 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.
- ROCHA, D.S. 2008. Prospecção para água mineral: estudo de caso na região serrana do estado do Rio de Janeiro. Monografia de Graduação, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 57p.
- RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. & CUNHA, F.L.S. 1978. Geologia e estratigrafia da Bacia de São José, Município de Itaboraí, RJ. Anais Academia Brasileira de Ciências, 50(3): 381-416.
- RODRIGUES-FRANCISCO, B.H.; GONZALES, B.B.; PEROBA, C.E.N. & GUEDES, S.C. 1986. Estudo dos testemunhos de sondagem na Bacia de São José, Itaboraí, RJ. I. furo SJ-2T. Série Geologia, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, DNPM, 27(2): 651-652.
- ROLAND C. L. 2011. Mapeamento, petrografia e geoquímica preliminar da região de Morro do Côco, Distrito de Campos dos Goytacazes, RJ. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- ROSIER, G.F. 1957. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). DGM – DNPM/MME, Boletim, 166, 58p.
- ROSIER, G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro Brasil. DGM - DNPM/MME, Boletim, 222, 41p.
- SAD, J.H.G. & DUTRA, C.V. 1988 Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis* 7(2): 143–174.
- SANSON, M.S.R. 2006. Sistemas Depositionais Aluviais e Tectônica Cenozóica na Região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 151 p.
- SANSON, M.S.R.; RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras – Bacia de Volta Redonda. *Phoenix*, 88:1-6.
- SANT'ANNA, L.G. 1999. Geologia, Mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, 239p. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C.; CARVALHO, M.D.; SIAL, A.N.; RODRIGUES FRANCISCO, B.H. & VALARELLI, J.V. 1998. Catodoluminescência e isótopos estáveis (C, O) calcário sinter da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG. Resumos, p. 522.
- SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C.; CARVALHO, M.D.; SIAL, A.N. & RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. 2000. Paleocene/Eocene travertines in the Itaboraí basin (Rio de Janeiro State, southeastern Brazil). In: XXX International Geology Congress, Rio de Janeiro, Brasil. Abstracts volume (CD-ROM).
- SCHMITT, R.; MOHRIAK, W.; MANSUR, K.K.; SKEPNEK, C.C.; TROUW, R.A.J.; ROCHA, F.; GUERRA, J.V.; SILVA, R.S.; RAMOS, A.S.; STANTON, N.; ALMEIDA, J.C.H.; HEIBRON, M.; MOTOKI, A.; SICHEL, S. 2012. Mapa Geológico Folha Rio das Ostras SF.24-Y-A-IV,

- escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PGB. Belo Horizonte: CPRM/UERJ. Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), com Nota Explicativa. Impresso e Digital On-Line (<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>) em formatos Vetorial, PDF e KML.
- SCHMITT, R.S.; PIMENTEL, M.M.; VANSCHMUS, W.R.; TROUW, R.A.J.; ARMSTRONG, R.A. 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira Belt: new U-Pb data. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, IV SSAGI, Salvador, Short Papers Volume, 1, 294-297
- SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt - SE Brazil. *Precambrian Research*, 133, 29-61.
- SIGOLO, J.B. 1988. As Formações bauxíticas lateríticas do maciço alcalino de Passa-Quatro MG: sua evolução micromorfológica, geoquímica e as implicações do relevo. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 184p.
- SHAND, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- SILVA, L.C.; CUNHA, H.C.S. (org.) 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (esc. 1:500.000). Brasília, CPRM, CD-ROM. I
- SILVA L.C.; SANTOS R.A.; DELGADO I.M.; CUNHA H.C.S. 2001. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, Escala 1:400.000. Geologia do Estado do Rio de Janeiro. CPRM-Serviço Geológico do Brasil/DRM-Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, 84 pg. CD-ROM.
- SILVA, L.C.; 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): 513-552.
- SILVA, L.C.; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I. 2003. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2): 237-244.
- SILVA W.G.; BATISTA J.J.; THOMPSON R. 1977. Projeto Carta Geológica do estado do Rio de Janeiro, escala 1: 50.000. Mapa Geológico da folha Cambuci. DRM-RJ, Niterói, 1977.
- SILVA, W.G.; BATISTA, J.J.; THOMPSON, R. 1978. Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci, Niterói, DRM/RJ.
- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; KIRSTEIN, L. & MANTOVANI, M. 1996. 3-D, Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 143, p.95-109, 1996.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1): 1-33.
- TEIXEIRA, A.G.P. 2010. Estudos Geoquímicos Comparativos de Granitos Tardi a Pós-Colisionais do Segmento Central do Orógeno Ribeira no Estado do Rio de Janeiro, RJ. Monografia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 45p.
- TEIXEIRA, W. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 78, n.1-2, p. 151-164.
- TEIXEIRA, W ; FIGUEIREDO, M . 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, Amsterdam, v.53, n.1/2, p. 1-22.
- TEIXEIRA, W.; Sabaté, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: U.G. Cordani; D. Almeida Campos; A. Milani; A. Thomaz Filho. (Orgs). *Tectonic Evolution of South America*. 1ed. Rio de Janeiro, CPRM/ Congresso Geológico Internacional, v.1, p.101-137.
- TETZNER, W. 2002. Tectônica, Petrografia e Geoquímica dos Diques Toleíticos do Cabo de Búzios (RJ). Dissertação de Mestrado - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 88 p.
- TIBANA, P.; CASTRO, J.C. & BARROCAS, S.L.C. 1984. Bacia de Itaboraí. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Anais. v.12, p.5309-5316.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1980. Evolução estrutural de uma área a sudeste de Lavras, MG. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia* 30. Camboriú, Anais, v.5, p. 2773-2784.
- TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; CHRISPIM, S.J.; DAYAN, H. 1982. Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador, Anais, vol.I, p. 187-198.

- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos grupos Carrancas e Andrelândia, Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 55, n.1, p. 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 dos grupos Canastra e Araxá. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia 33. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.2, p.3227-3239.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição a Geologia da Folha Barbacena 1:250.000. 34 Cong. Bras. Geologia, Goiânia. Anais, v.2, p.974-986.
- TUPINAMBÁ M.; DUARTE B.; EIRADO, L.G.; NOGUEIRA J.R.; HEILBRON M.; GUIA C. 2003b. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. In: SBG-MG, Simp. Geol. M.G., 12, Anais, p.105.
- TUPINAMBÁ M.; DUARTE B.P.; EIRADO L.G.; NOGUEIRA J.R.; HEILBRON M.; ALMEIDA C.G. 2003a. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapetinga. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, v.2, p. 320-404.
- TUPINAMBÁ, M. 1993a. Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do pré-cambriano entre Itaperuna e Italva, Rio de Janeiro. Msc Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 146 p
- TUPINAMBÁ, M. 1993b. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. In: 3º Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Atas.
- TUPINAMBÁ, M., 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região da Serra dos Órgãos. Tese de Doutorado (unpublished), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo, 186 p.
- TUPINAMBÁ, M. (coord.). 2012. Nota explicativa do Mapa Geológico da Folha Nova Friburgo 1:100.000. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.136p
- 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. 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, v.6, p.104-107.
- 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. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 30, n.1, p. 7-11.
- TUPINAMBÁ, M.; PENHA, H.M.; JUNHO, M.C.B. 2003c. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brasiliano-Pan African Orogeny. In: Chaves, H., Camozzato, E., Louguercio, S.O., Campos, D.A. (Org.). Field trips/ International Geological Congress, 3: 1 ed. Rio de Janeiro, Cd-Rom.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.W.A.; RAGATKY, C.D. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, v.15, p.67-79.
- TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., VALERIANO, C., PORTO JR, R., DIOS, F.; MACHADO, N.; SILVA, L.G.E., ALMEIDA, J.C. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. Gondwana Research, v. 21, p. 422-438.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar/39Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters, n.121, p.333-348.
- VALENÇA, J.G. & KLEIN, V.C. 1984. Complexos alcalinos situados a leste da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ. Anais, v.XII, p.5317-5333.
- VALENTE, S.C. 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, The Queen's University of Belfast, inédita, 366p.
- VALERIANO, C.M., SIMÕES, L.S.A., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M., 2000. Southern Brasilia belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. Revista Brasileira de Geociências 30, 195-199.
- VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.; SIMÕES, L.S. A. 2003. U-Pb ages of detrital zircons and provenance of Proterozoic metasedimentary units around southwestern and southern São Francisco craton. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, 2003. Salvador, v.1. p. 300-303.

- VALERIANO, C.M., TUPINAMBÁ, M., SIMONETTI, A., HEILBRON, M., ALMEIDA, J. C. H., EIRADO SILVA, L.G. 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 416-428.
- VALERIANO, C.M. (coord.). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, estado do Rio de Janeiro, escala 1:100.000*. 1.ed. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil / UERJ- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2012. v.1. 156p .
- 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 147 p.
- VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; GAUTHIER, G.; NORONHA, M. 1999. Ages of detrital zircon from Central Ribeira Belt (Brazil) Using Laser-Ablation-ICPMS. In: *Boletín Servicio Geológico Minero Argentino, Argentina*, v.1, n.34, p. 145-147.
- 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, CD-Rom*.
- 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: *III SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2001, Púcon. III Simposio Sudamericano de Geologia Isotópica - Servicio nacional de Geologia Y Minería - Universidad de Chile - Departamento de Geologia*, p. 261-264.
- VALLADARES, C.S. ; MACHADO, N.; GAUTHIER, G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions south of the São Francisco Craton, Brazil: implications for the evolution of Proterozoic basin Gondwana *Research*, 7, p. 913-921.
- VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; GAUTHIER, G. 2005. A Mesoproterozoic source at southern São Francisco Craton. In: *III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2005, Salvador. Short Papers - III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 2005. v.1. p.263-266.
- VIANA, S.M. 2008. Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno ribeira, Sudeste do Brasil, com base em estudos litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS). Tese de Doutorado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, inédito.
- VIANA, S.M.; VALLADARES, C.S.; DUARTE, B.P. 2008. Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 489-501.
- VIEIRA, A.C. & MENEZES, S.O. 1978. Grafita no Estado do Rio de Janeiro. *Revista Mineração e Metalurgia*, n. 400, p. 14-19.
- WALTER, P.H. 2011. Análise faciológica de depósitos cenozoicos (Formação Barreiras/Formação Macacu) na Região dos Lagos, entre Maricá e Saquarema (Rio de Janeiro). Trabalho Final de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 41p.
- WESTIN, A.; CAMPOS NETO, M.C. 2013. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 220-239.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Colins Academic, 466p.
- YAMAMOTO, I.T. 1995. Palinologia das Bacias Tafrogênicas do Sudeste (Bacias de Taubaté, S. Paulo e Resende): Análise Bioestratigráfica Integrada e Interpretação Paleoambiental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 217 p.
- ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências Petrobras*, 13(2):269-300.
- ZIMBRES E. 1987. Prospecção com Bateia no Maciço Alcalino de Canaã e Adjacências, Município de Duque de Caxias, RJ. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 67.
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, W.R. 1990. Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, África. *Anais... XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. p. 2735-2743.

ANEXO 1

**Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos
Minerais do Estado do Rio de Janeiro**

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro.

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Carmo	-42,651903	-21,985382
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Engenheiro Paulo de Frontin	-43,682840	-22,536141
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Itaperuna	-42,121869	-21,085110
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Laje do Muriaé	-42,109361	-21,299212
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Rio Claro	-43,990439	-22,700469
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Nova Friburgo	-42,393803	-22,403645
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Casimiro de Abreu	-42,239092	-22,472995
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Macae	-42,107860	-22,316125
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Traiano de Moraes	-42,058177	-22,059735
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,313831	-22,910445
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Mage	-43,041597	-22,532026
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Guapimirim	-43,196517	-22,593445
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Cachoeiras de Macacu	-42,711255	-22,468656
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Sumidouro	-42,655104	-22,166746
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Teresopolis	-42,876956	-22,433006
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Teresopolis	-42,727915	-22,330517
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Petropolis	-43,206987	-22,489387
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Miguel Pereira	-43,365138	-22,458526
ÁGUA MINERAL	agm	DEPOSITO	Tres Rios	-43,093576	-22,110608
ALUMINIO	AI	OCORRENCIA	Barra do Pirai	-43,900437	-22,522470
ALUMINIO	AI	OCORRENCIA	Resende	-44,754439	-22,413460
ALUMINIO	AI	OCORRENCIA	Resende	-44,646439	-22,428461
ALUMINIO	AI	OCORRENCIA	Varre-Sai	-41,756205	-20,861363
ALUMINIO	AI	OCORRENCIA	Casimiro de Abreu	-42,043691	-22,529463
AMETISTA	amt	OCORRENCIA	Engenheiro Paulo de Frontin	-43,590825	-22,502667
AMETISTA	amt	OCORRENCIA	Quissamã	-41,482104	-22,123868
AMETISTA	amt	OCORRENCIA	Rio Claro	-43,984439	-22,839469
AMETISTA	amt	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,631514	-22,785758
AREIA	are	DEPOSITO	Bom Jesus do Itabapoana	-41,730036	-20,871414
AREIA	are	DEPOSITO	Carmo	-42,635007	-21,865506
AREIA	are	DEPOSITO	Itaguaí	-43,733697	-22,869603

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
AREIA	are	DEPOSITO	Itaguaí	-43,852138	-22,847970
AREIA	are	DEPOSITO	Itaperuna	-42,150404	-21,160463
AREIA	are	DEPOSITO	Japeri	-43,634896	-22,714572
AREIA	are	DEPOSITO	Japeri	-43,630400	-22,677051
AREIA	are	DEPOSITO	Nova Iguaçu	-43,620550	-22,786252
AREIA	are	DEPOSITO	Nova Iguaçu	-43,574325	-22,611566
AREIA	are	DEPOSITO	Nova Iguaçu	-43,634633	-22,835768
AREIA	are	DEPOSITO	Paracambi	-43,801106	-22,689713
AREIA	are	DEPOSITO	Paracambi	-43,654369	-22,614483
AREIA	are	DEPOSITO	Paracambi	-43,741231	-22,661068
AREIA	are	DEPOSITO	Paracambi	-43,720430	-22,650467
AREIA	are	DEPOSITO	Parati	-44,736549	-23,220397
AREIA	are	DEPOSITO	Piraí	-43,848736	-22,716869
AREIA	are	DEPOSITO	Queimados	-43,629134	-22,755618
AREIA	are	DEPOSITO	Resende	-44,532355	-22,492972
AREIA	are	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,660194	-22,866070
AREIA	are	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,690435	-22,870469
AREIA	are	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-41,213695	-21,556167
AREIA	are	DEPOSITO	Sapucaia	-42,687338	-21,883973
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,691366	-22,811456
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,666046	-22,815541
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,691586	-22,844746
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,712511	-22,837149
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,663595	-22,837197
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,658376	-22,802832
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,711816	-22,765791
AREIA	are	DEPOSITO	Seropédica	-43,783236	-22,812969
AREIA	are	DEPOSITO	Bom Jesus do Itabapoana	-41,479652	-21,182544
AREIA	are	DEPOSITO	Santa Maria Madalena	-42,130677	-22,016215
AREIA	are	DEPOSITO	Duque de Caxias	-43,349898	-22,678323
AREIA	are	DEPOSITO	Magé	-43,171417	-22,643464

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
AREIA	are	DEPOSITO	Miguel Pereira	-43,475212	-22,508876
AREIA	are	DEPOSITO	Bom Jesus do Itabapoan	-41,707189	-21,128834
AREIA	are	DEPOSITO	Teresopolis	-42,951556	-22,412747
AREIA	are	DEPOSITO	Comendador Levy Gaspar	-43,235096	-22,015437
AREIA	are	DEPOSITO	Petropolis	-43,134807	-22,384007
AREIA	are	DEPOSITO	Petropolis	-43,028256	-22,203838
AREIA	are	DEPOSITO	Petropolis	-43,119276	-22,290618
AREIA	are	DEPOSITO	São Sebastião do Alto	-42,215584	-21,901404
AREIA	are	DEPOSITO	São Sebastião do Alto	-42,058241	-21,912213
AREIA	are	DEPOSITO	Itaocara	-42,032395	-21,641311
AREIA	are	DEPOSITO	Carapebus	-41,568193	-22,194989
AREIA	are	DEPOSITO	Cambuci	-41,913340	-21,579905
AREIA	are	DEPOSITO	Araucama	-42,321124	-22,837816
AREIA	are	DEPOSITO	Cabo Frio	-42,012419	-22,659490
AREIA	are	DEPOSITO	Mangaratiba	-44,088628	-22,944926
AREIA	are	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,766433	-22,425470
AREIA	are	DEPOSITO	Barra Mansa	-44,120894	-22,385483
AREIA	are	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,896302	-22,486035
AREIA	are	DEPOSITO	Itaboraí	-42,757417	-22,600465
AREIA	are	DEPOSITO	Itaboraí	-42,809481	-22,663662
AREIA	are	DEPOSITO	Itaboraí	-42,688630	-22,526390
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,278096	-21,837262
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,319630	-21,886065
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,241985	-21,831843
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,273115	-21,799930
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,159710	-21,819640
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,224175	-21,900178
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,138858	-21,966020
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,191401	-21,739541
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,181052	-21,881278
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,384518	-21,771939

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,368345	-21,823602
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,160811	-21,909475
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,183329	-21,858032
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,260487	-21,858968
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,231717	-21,810871
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,107336	-21,913448
ARGILA	arg	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,816835	-22,538770
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,206293	-21,780197
ARGILA	arg	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,470400	-21,800467
ARGILA	arg	DEPOSITO	Itaguaí	-43,796537	-22,870770
ARGILA	arg	DEPOSITO	Japeri	-43,550424	-22,660465
ARGILA	arg	DEPOSITO	Miracema	-42,234117	-21,429771
ARGILA	arg	DEPOSITO	Paracambi	-43,677628	-22,643267
ARGILA	arg	DEPOSITO	Pinheiral	-43,960076	-22,520109
ARGILA	arg	DEPOSITO	Pirai	-43,949900	-22,580110
ARGILA	arg	DEPOSITO	Queimados	-43,617911	-22,709458
ARGILA	arg	DEPOSITO	Resende	-44,640790	-22,476085
ARGILA	arg	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,532048	-22,861091
ARGILA	arg	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,586155	-22,962690
ARGILA	arg	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-41,225795	-21,511967
ARGILA	arg	DEPOSITO	Seropédica	-43,727709	-22,784886
ARGILA	arg	DEPOSITO	Casimiro de Abreu	-42,026301	-22,479156
ARGILA	arg	DEPOSITO	Duque de Caxias	-43,239667	-22,692773
ARGILA	arg	DEPOSITO	Paraíba do Sul	-43,372059	-22,208907
ARGILA	arg	DEPOSITO	Paraíba do Sul	-43,276127	-22,161857
ARGILA	arg	DEPOSITO	Tres Rios	-43,174416	-22,147468
ARGILA	arg	DEPOSITO	Cantagalo	-42,267308	-21,983905
ARGILA	arg	DEPOSITO	Conceição de Macabu	-41,842538	-22,123632
ARGILA	arg	DEPOSITO	Araucária	-42,344266	-22,717026
ARGILA	arg	DEPOSITO	Porto Real	-44,284873	-22,408106
ARGILA	arg	DEPOSITO	Pirai	-44,004970	-22,608985

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
ARGILA	arg	DEPOSITO	Itaboraí	-42,915968	-22,719332
BARIO	Ba	OCORRENCIA	Seropédica	-43,688433	-22,802468
BARIO	Ba	OCORRENCIA	Sao Goncalo	-43,012089	-22,847404
BARIO	Ba	OCORRENCIA	Duque de Caxias	-43,297357	-22,613244
BARIO	Ba	OCORRENCIA	Rio de Janeiro	-43,177787	-22,806443
BARIO	Ba	OCORRENCIA	Rio Bonito	-42,461478	-22,768348
BARIO	Ba	OCORRENCIA	Silva Jardim	-42,227639	-22,583567
BAUXITA	bau	OCORRENCIA	Porto Real	-44,340440	-22,464465
BAUXITA	bau	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,632671	-22,702743
BERILO	bl	OCORRENCIA	Bom Jardim	-42,370412	-22,273466
BERILO	bl	DEPOSITO	Macaé	-42,081239	-22,229355
BERILO	bl	OCORRENCIA	Casimiro de Abreu	-42,269852	-22,436025
BERILO	bl	OCORRENCIA	Silva Jardim	-42,350413	-22,471465
BERILO	bl	OCORRENCIA	Macaé	-42,004569	-22,256365
BERILO	bl	OCORRENCIA	Bom Jesus do Itabapoan	-41,679399	-21,200463
BERILO	bl	OCORRENCIA	Santa Maria Madalena	-41,900400	-21,883464
BERILO	bl	OCORRENCIA	Rio Claro	-44,174314	-22,852545
BERILO	bl	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,650845	-22,762542
BERILO	bl	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,657388	-22,838954
BERILO	bl	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,600417	-22,733465
BERILO	bl	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,635183	-22,514962
BERILO	bl	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,986056	-22,867367
BRITA	bt	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,810435	-22,500470
BRITA	bt	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,290117	-21,692967
BRITA	bt	DEPOSITO	Mangaratiba	-43,998238	-22,935769
BRITA	bt	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,640435	-22,990470
BRITA	bt	DEPOSITO	Trajano de Moraes	-42,262760	-22,181385
BRITA	bt	DEPOSITO	Niteroi	-43,103539	-22,936474
BRITA	bt	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,458988	-22,887797
BRITA	bt	DEPOSITO	Itaperuna	-41,896058	-21,168135
BRITA	bt	DEPOSITO	Nova Friburgo	-42,550414	-22,306496

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
BRITA	bt	DEPOSITO	Sapucaia	-42,794414	-22,086467
BRITA	bt	DEPOSITO	Petropolis	-43,119197	-22,440977
BRITA	bt	DEPOSITO	Tres Rios	-43,200336	-22,107298
BRITA	bt	DEPOSITO	Paty do Alferes	-43,397289	-22,420496
BRITA	bt	DEPOSITO	Macaé	-41,835409	-22,398466
BRITA	bt	DEPOSITO	São Fidélis	-41,747404	-21,639464
BRITA	bt	DEPOSITO	Silva Jardim	-42,442279	-22,607578
BRITA	bt	DEPOSITO	Saquarema	-42,452642	-22,890573
BRITA	bt	DEPOSITO	São Pedro da Aldeia	-42,062645	-22,831568
BRITA	bt	DEPOSITO	Iguaba Grande	-42,245647	-22,849571
CAULIM	cli	DEPOSITO	Nova Iguaçu	-43,544828	-22,769667
CAULIM	cli	OCORRÊNCIA	Barra Mansa	-44,131094	-22,411227
CAULIM	cli	DEPOSITO	Resende	-44,443044	-22,467612
CAULIM	cli	OCORRÊNCIA	Barra Mansa	-44,167206	-22,395115
CAULIM	cli	DEPOSITO	Valença	-43,624428	-22,255470
CAULIM	cli	DEPOSITO	Itaboraí	-42,978418	-22,633464
CAULIM	cli	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,706811	-22,590937
COLUMBITA-TANTALITA	Nb	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,600417	-22,733465
CORIDON	cor	OCORRENCIA	Duque de Caxias	-43,287917	-22,575465
DIATOMITA	dt	OCORRENCIA	Campos dos Goytacazes	-41,244400	-22,049471
DIATOMITA	dt	OCORRENCIA	Campos dos Goytacazes	-41,331796	-21,474566
FELDSPATO	fd	DEPOSITO	Itaperuna	-41,934732	-21,276341
FELDSPATO	fd	DEPOSITO	Barra Mansa	-44,131830	-22,577688
FELDSPATO	fd	DEPOSITO	Itaboraí	-42,886519	-22,502968
FLUORITA	fl	DEPOSITO	Seropédica	-43,730432	-22,720468
FLUORITA	fl	DEPOSITO	Itaboraí	-42,708732	-22,692093
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,305495	-21,403365
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Cardoso Moreira	-41,496074	-21,491634
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Engenheiro Paulo de Frontin	-43,574900	-22,513591
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Mendes	-43,724031	-22,502369
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Miguel Pereira	-43,514707	-22,564549

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Miracema	-42,100402	-21,380463
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Paracambi	-43,639137	-22,586103
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Pirai	-43,846355	-22,764395
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Porciúncula	-41,867150	-20,850473
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Porciúncula	-41,960406	-20,890463
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Rio Claro	-43,993381	-22,754740
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Rio Claro	-43,965118	-22,790234
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,055230	-21,458696
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,098853	-21,490690
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,200403	-21,480463
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,252586	-21,626658
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,341972	-21,649355
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,328653	-21,623773
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,305898	-21,601287
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,286976	-21,580668
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,273764	-21,641839
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,261289	-21,560838
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,242412	-21,538409
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,237242	-21,609540
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,223096	-21,589995
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,219227	-21,514553
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,194796	-21,571999
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,195348	-21,527242
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,178219	-21,564867
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,166642	-21,515022
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,135177	-21,520803
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,101558	-21,513453
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Vassouras	-43,589671	-22,426911
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Vassouras	-43,684459	-22,387564
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Vassouras	-43,656429	-22,315554
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Valença	-44,089432	-22,188542

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Quatis	-44,238324	-22,337016
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,883832	-22,409423
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Pirai	-44,046596	-22,597015
GNAISSE	gn	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,768433	-22,465470
GRAFITA	gf	OCORRÊNCIA	Resende	-44,377486	-22,331779
GRAFITA	gf	DEPOSITO	São Fidélis	-41,648641	-21,628186
GRAFITA	gf	DEPOSITO	São Fidélis	-41,850405	-21,800462
GRAFITA	gf	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,764915	-22,519507
GRANITO	gr	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,487135	-21,312239
GRANITO	gr	DEPOSITO	Itaperuna	-42,046102	-21,213563
GRANITO	gr	DEPOSITO	Itaperuna	-42,082803	-21,156263
GRANITO	gr	DEPOSITO	Japeri	-43,642327	-22,625767
GRANITO	gr	DEPOSITO	Laje do Muriaé	-42,140403	-21,260463
GRANITO	gr	DEPOSITO	Mangaratiba	-43,900438	-22,920470
GRANITO	gr	DEPOSITO	Parati	-44,795240	-23,125663
GRANITO	gr	DEPOSITO	Porciúncula	-42,052186	-20,935325
GRANITO	gr	DEPOSITO	Rio de Janeiro	-43,650434	-22,880469
GRANITO	gr	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-41,230394	-21,300964
GRANITO	gr	DEPOSITO	Bom Jardim	-42,439022	-22,136406
GRANITO	gr	DEPOSITO	Cambuci	-41,875735	-21,409953
GRANITO	gr	DEPOSITO	Itaperuna	-41,769402	-21,343136
GRANITO	gr	DEPOSITO	Natividade	-41,916403	-21,090463
GRANITO	gr	DEPOSITO	Nova Friburgo	-42,627414	-22,244466
GRANITO	gr	DEPOSITO	Teresopolis	-42,993416	-22,360468
GRANITO	gr	DEPOSITO	Cabo Frio	-41,996339	-22,867768
GRANITO	gr	DEPOSITO	Cantagalo	-42,308762	-21,741407
GRANITO	gr	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,667404	-22,007467
GRANITO	gr	DEPOSITO	Santa Maria Madalena	-41,955660	-21,903195
GRANITO	gr	DEPOSITO	Campos de Goytacazes	-41,534653	-21,670638
GRANITO	gr	DEPOSITO	Silva Jardim	-42,454990	-22,685498
GRANITO	gr	DEPOSITO	Arraial do Cabo	-42,048974	-22,936964

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
GRANITO	gr	DEPOSITO	Angra dos Reis	-44,218175	-23,004981
GRANITO	gr	DEPOSITO	Valença	-44,032432	-22,156467
GRANITO	gr	DEPOSITO	Barra Mansa	-44,257440	-22,489466
GRANITO	gr	DEPOSITO	Valença	-43,733775	-22,208293
GRANITO	gr	DEPOSITO	Rio Claro	-44,110585	-22,751826
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Porciúncula	-41,862778	-20,828541
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Porciúncula	-41,833366	-20,788185
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Porciúncula	-42,054105	-20,984663
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Varre-Sai	-41,790706	-20,856063
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Itaperuna	-41,966811	-21,299543
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Santo Antônio de Pádua	-42,247452	-21,589858
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Santo Antônio de Pádua	-42,330765	-21,658564
MANGANES	Mn	OCORRENCIA	Cambuci	-41,930052	-21,508185
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,400796	-21,205162
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,391296	-21,216362
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,380396	-21,240463
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,410396	-21,230463
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,420396	-21,223463
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Pirai	-43,813535	-22,707369
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Santo Antônio de Pádua	-42,124402	-21,494764
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Itaperuna	-41,692620	-21,354631
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Italva	-41,654009	-21,379353
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Italva	-41,699533	-21,395281
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Italva	-41,669707	-21,398468
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Italva	-41,665043	-21,353853
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	São José de Ubá	-41,822399	-21,318464
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cambuci	-41,809399	-21,406464
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cantagalo	-42,215158	-21,852597
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Itaocara	-42,211745	-21,759732
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cantagalo	-42,217299	-21,833902
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cantagalo	-42,250630	-21,887794

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cantagalo	-42,231745	-21,892514
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cantagalo	-42,255358	-21,913628
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cantagalo	-42,249527	-21,949738
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Cambuci	-41,961145	-21,560241
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Miguel Pereira	-43,536585	-22,499017
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Rio das Flores	-43,519413	-22,220542
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Barra do Pirai	-43,996434	-22,450548
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Barra Mansa	-44,238441	-22,607466
MÁRMORE	mm	DEPOSITO	Itaboraí	-42,875636	-22,840019
MÁRMORE	mm	OCORRENCIA	Itaboraí	-42,652526	-22,686552
MICA	mi	OCORRENCIA	Porciúncula	-42,074405	-20,986463
MICA	mi	OCORRENCIA	Paraíba do Sul	-43,386060	-22,150438
MICA	mi	OCORRENCIA	Rio das Flores	-43,447442	-22,211548
MICA	mi	DEPOSITO	Sao Sebastião do Alto	-41,981447	-21,772857
MUSCOVITA	mu	OCORRENCIA	Valença	-43,663765	-22,288337
MUSCOVITA	mu	DEPOSITO	Valença	-43,751069	-22,161997
OURO	Au	OCORRENCIA	Campos dos Goytacazes	-41,262895	-21,324864
OURO	Au	OCORRENCIA	Campos dos Goytacazes	-41,334595	-21,300464
OURO	Au	OCORRENCIA	Itaperuna	-41,995124	-21,178796
OURO	Au	DEPOSITO	Cardoso Moreira	-41,562065	-21,500465
OURO	Au	DEPOSITO	São Fidélis	-41,670637	-21,680691
PIRITA	pi	OCORRENCIA	Angra dos Reis	-44,422441	-22,934465
PIRITA	pi	DEPOSITO	Rio Claro	-44,148673	-22,790539
QUARTZO	qz	DEPOSITO	Mage	-43,100417	-22,633794
QUARTZO	qz	DEPOSITO	Itaboraí	-42,978418	-22,633464
RUTILIO	Ru	OCORRENCIA	São Francisco de Itabapoana	-41,038394	-21,458467
RUTILIO	Ru	OCORRENCIA	São Francisco de Itabapoana	-41,066394	-21,490467
RUTILIO	Ru	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-40,964393	-21,325465
RUTILIO	Ru	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-41,026332	-21,420304
RUTILIO	Ru	OCORRENCIA	São Francisco de Itabapoana	-41,021993	-21,273264
RUTILIO	Ru	OCORRENCIA	São Francisco de Itabapoana	-41,075493	-21,293564

ANEXO I – Lista de substâncias minerais cadastradas no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (continuação).

Substância	Abreviatura	Grau de Importância	Município	Longitude	Latitude
RUTILO	Ru	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-41,083797	-21,224209
RUTILO	Ru	OCORRENCIA	Mangaratiba	-44,106438	-23,011469
RUTILO	Ru	OCORRENCIA	Angra dos Reis	-44,231439	-23,050468
SAIBRO	sa	DEPOSITO	Campos dos Goytacazes	-41,317725	-21,637051
SAIBRO	sa	DEPOSITO	Itaguaí	-43,780437	-22,850469
SAIBRO	sa	DEPOSITO	Queimados	-43,555725	-22,688266
SAIBRO	sa	DEPOSITO	Belford Roxo	-43,351139	-22,737604
TITANIO	Ti	OCORRENCIA	Vassouras	-43,453432	-22,268567
TORIO	Th	OCORRENCIA	Angra dos Reis	-44,433740	-23,000465
TURFA	tf	OCORRENCIA	Campos dos Goytacazes	-41,355397	-21,657467
TURFA	tf	OCORRENCIA	Campos dos Goytacazes	-41,417401	-21,917468
TURFA	tf	OCORRENCIA	Cardoso Moreira	-41,454398	-21,593466
TURFA	tf	OCORRENCIA	Quissamã	-41,194399	-22,116471
TURFA	tf	OCORRENCIA	Quissamã	-41,493403	-22,021468
TURFA	tf	OCORRENCIA	São Francisco de Itabapoana	-41,064393	-21,602469
TURFA	tf	OCORRENCIA	São Francisco de Itabapoana	-41,182294	-21,372265
TURFA	tf	OCORRENCIA	São João da Barra	-41,034395	-21,897472
TURMALINA	tu	OCORRENCIA	Cantagalo	-42,271472	-21,858901
ZIRCÃO	Zr	DEPOSITO	São Francisco de Itabapoana	-41,082994	-21,363565

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

A elaboração do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro, na escala 1:400.000, é iniciativa do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia em parceria com a Universidade do Estado do Rio de Janeiro e o Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro.

Executado pela Superintendência Regional de Belo Horizonte, no âmbito do Programa Geologia do Brasil e com recursos do Programa de Aceleração do Crescimento – PAC do Governo Federal, atende aos interesses da comunidade do setor mineral e das geociências com informações atualizadas sobre a geologia e recursos minerais do estado do Rio de Janeiro, cuja diversidade geológica do estado do Rio de Janeiro representa, de modo geral, um valioso e amplo potencial mineral, contemplando ocorrências e jazidas em várias fases de pesquisa ou exploração. Além disso, o substrato geológico compreende um patrimônio natural que expõe belas paisagens no estado do Rio de Janeiro.

Este relatório reúne dados coletados em campo, gerados a partir de mapeamento geológico nas escalas de 1:50.000 e 1:100.000, com resultados de vasta análise estrutural dos eventos tectônicos, análise petrográfica de rochas ígneas e metamórficas, litogeoquímica e geocronologia isotópica segundo vários métodos, bem como a descrição e análise dos recursos minerais.

A elaboração do mapa contou com a compilação e atualização de informações geológicas, integração de dados geoquímicos, geofísicos e estruturados em ambiente GIS, disponível para consulta e *download* de arquivos vetoriais no GEOBANK – banco de dados geológicos da CPRM na Internet.

Com a divulgação da geologia e dos recursos minerais do estado no meio empresarial espera-se atrair novas frentes de pesquisa que gerem novos empreendimentos mineiros, com consequente geração de emprego e renda. No meio acadêmico é natural supor que, essa revisão da geologia regional do estado, induza novos trabalhos geológicos mais detalhados e contribua para a qualificação de estudantes e pesquisadores que atuam na área das geociências em outras instituições de pesquisa. No meio político, em especial na administração pública, essas informações servem de instrumento para projetos de infraestrutura básica de alcance regional e ações estratégicas de política governamental, com respeito ao meio ambiente, para a promoção do desenvolvimento social em bases sustentáveis.

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO – SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897

E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495

E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br



SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA

