

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
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA TRÊS RIOS *

SF.23-Z-B-I

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

***Parceria com**



Contrato Nº 017/PR/2007



**BELO HORIZONTE
2012**

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
AV. BRASIL 1731 – BAIRRO FUNCIONÁRIOS
BELO HORIZONTE – MG – 30140-002
Fax: (31) 3878-0383
Tel: (31) 3878-0307
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECABH@CPRM.GOV.BR

Valladares, Cláudia... [et al.]

Geologia e recursos minerais da folha Três Rios SF.23-Z-B-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Cláudia Valladares... [et al.] ;organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012. 136 p. ; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas.
Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UERJ 017/PR/07.
Trabalho desenvolvido em Sistema de Informação Geográfica – SIG utilizando o GEOBANK – banco de dados geoespacial da CPRM na Internet.
ISBN 978-85-7499-101-6

1.Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro. I. Valladares, Cláudia ... [et al.]. II. Silva, Luiz Carlos da (Org.). III. Título.

CDD 558.153

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
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA TRÊS RIOS*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Claudia Sayão Valladares - UERJ
Ambrosina Gontijo-Pascutti - UERJ
Telma Mendes da Silva - UERJ
Monica Heilbron - UERJ
Julio Cesar Horta de Almeida - UERJ
Beatriz Paschoal Duarte - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ
José Renato Nogueira - UERJ
Cláudio Valeriano - UERJ
Luiz Guilherme do Eirado Silva - UERJ
Renata Schmitt - UERJ
Célia Diana Ragatky - UERJ

Mauro Geraldês - UERJ
Sérgio de Castro Valente - UERJ
Jefferson Lima Fernandes André - UERJ
Artur Corval - UERJ
Samuel Magalhães Viana - UERJ
Giselle Silva da Mota - UERJ
Paulo de Tarso Luiz Menezes - UERJ
Miguel Ângelo Mane - UERJ
Nely Palermo - UERJ
Ronaldo Pereira Mello - UERJ
Paulo Vicente Guimarães - UERJ
Felipe de Lima da Silva - UERJ



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

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA TRÊS RIOS

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão

Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Claudio Scliar

Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica

João Henrique Gonçalves

Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Lindinalva Felipe

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ricardo Vieira Alves de Castro

Reitor

Lélia Araújo Kalil Thiago

Diretora da Faculdade de Geologia

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
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

Claudia Sayão Valladares, Monica Heilbron

Capítulo 2 - CONTEXTO REGIONAL

Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Claudia Sayão Valladares, Julio Almeida, Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, José Renato Nogueira, Cláudio de Morisson Valeriano, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Renata da Silva Schmitt, Diana Ragatky, Mauro Cesar Gerald, Sérgio de Castro Valente.

Capítulo 3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Claudia Sayão Valladares, Julio Almeida, Miguel Tupinambá, Monica Heilbron, Beatriz Paschoal Duarte, Jefferson Lima Fernandes André, Sergio de Castro Valente, Artur Corval, Samuel Magalhães Viana, Claudio de Morisson Valeriano, Giselle Silva da Mota, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Miguel Ângelo Mane.

Capítulo 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Julio Almeida, Claudia Sayão Valladares.

Capítulo 5 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Claudia Sayão Valladares, Sérgio de Castro Valente, Jefferson Lima Fernandes André, Samuel Magalhães Viana, Artur Corval, Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, Giselle da Silva Mota.

Capítulo 6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Claudia Sayão Valladares, Samuel Magalhães Viana, Jefferson Lima Fernandes André, Beatriz Paschoal Duarte, Sergio de Castro Valente, Miguel Tupinambá.

Capítulo 7 - RECURSOS MINERAIS

Nely Palermo, Ronaldo Mello Pereira, Paulo Vicente Guimarães e Felipe de Lima da Silva.

Capítulo 8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Claudia Sayão Valladares, Julio Almeida, Nely Palermo, Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá.

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO

Reginaldo Alves dos Santos

Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geologia Básica-DIGEOP

Edilton José dos Santos

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP

João Henrique Gonçalves

Responsável pelo Contrato 017/PR/2007

Luiz Carlos da Silva

Superintendência Regional de Belo Horizonte

Marco Antônio Fonseca

Gerência de Geologia e Recursos Minerais

Márcio Antônio da Silva

Revisão preliminar do Texto

Valter Salino Vieira

Organização e editoração dos originais

Luiz Carlos da Silva

Preparo e controle da editoração final

Alan Düssel Schiros

Colaboração dos estagiários

Guilherme Cotta Gonçalves

Caroline Cibele Vieira Soares

Editoração para publicação

UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - Ernesto von Sperling

Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares

Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP – João Henrique Gonçalves – SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para mais investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a consequente geração de oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa também são aplicados em programas de águas subterrâneas, gestão territorial e em outras atividades de interesse social. Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico.

Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas a toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

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

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

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Três Rios (SF.23-Z-B-I), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UERJ, através do Contrato CPRM-UERJ No.017/PR/07.

MANOEL BARRETTO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem:

Ao Ministério das Minas e Energia e ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo apoio financeiro, técnico e institucional.

Aos graduandos em geologia da Faculdade de Geologia da UERJ, em especial aqueles que cursaram a disciplina Estágio de Campo II nos anos de 1997 e 1998, realizada na área da Folha Três Rios.

Aos mestrandos e doutorandos do Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia que desenvolveram seus temas de estudo na área da Folha Três Rios.

Aos motoristas Walter Agripino e Walter Maciel, pelo apoio durante a realização dos trabalhos de campo.

Aos funcionários dos laboratórios da UERJ envolvidos no projeto, em especial aos funcionários e estagiários do: LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras), Maria Rosalva Campos Coelho, Jorge Barbosa de Oliveira Junior, Miguel Arcanjo da Costa Villela, Vagner Macchiarulo Peres e Verônica Suhett do Nascimento; do LET (Laboratório de Estudos Tectônicos), Evânia Alves da Silva, Bruno Tavares, Mário Franklin de Lima Junior, Thiago Racca da Silva, Rosângela Souza e Silva, Elisabeth Constantino da Silva, Pedro Henrique G. R. Coelho; do LAGIR (Laboratório de Geocronologia de Isótopos Radiogênicos), Gilberto da Silva Vaz e Carla Cristine Aguiar Neto; e do LPET (Laboratório de Petrografia), Fábio dos Santos Silva.

Aos colegas Miguel Tupinambá, Julio Cesar Horta de Almeida e Claudio Valeriano, pelo apoio como coordenadores dos laboratórios supracitados.

Aos colegas Julio Cesar Horta de Almeida e Beatriz Paschoal Duarte pelo apoio durante os trabalhos de campo.

A Miriam de Carvalho Marques e Egberto Guimarães Almeida, pelo apoio administrativo.

Às colegas Monica Heilbron e Maria Antonieta Rodrigues que, como diretoras da Faculdade de Geologia, nos apoiaram sempre que necessário.

Aos bolsistas do projeto, Giselle Silva da Mota e Guilherme Veloso Ramos, graduandos da Faculdade de Geologia, pelo apoio durante os trabalhos de campo e trabalhos com o Banco de Dados Aflora.

A todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Este relatório consiste no livro-texto do Mapa Geológico da área correspondente à Folha Três Rios (SF-23-X-B-I), de escala 1:100.000. A área em questão é parte do contexto geotectônico do setor central da Faixa Ribeira e inclui unidades litológicas dos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental. Na parte norte da área, que engloba seções dos domínios tectônicos Juiz de Fora (escama superior do Terreno Ocidental) e Paraíba do Sul (Terreno Paraíba do Sul), ocorrem rochas ortoderivadas paleoproterozóicas interdigitadas com espessos pacotes metassedimentares ou metavulcanossedimentares intrudidos por alguns corpos granitóides brasileiros relacionados a diferentes estágios da Orogênese Brasileira (desde sin- até pós-tectônicos). A parte sul engloba seção do Domínio Costeiro (Terreno Oriental) e ocorrem corpos granitóides brasileiros relacionados a diferentes estágios da Orogênese Brasileira (desde pré- até pós-tectônicos). Os dados geológicos foram obtidos por meio de compilações e correlações feitas com trabalhos anteriores na região, bem como a partir de trabalhos de campo em escala 1:50.000, realizados por pesquisadores/docentes e alunos de graduação e pós-graduação da Faculdade de Geologia/UERJ desde o ano 1997.

Os terrenos tectônicos são compostos pelas seguintes unidades lito-estratigráficas:

- Ortognaisses tonalíticos a graníticos de idade entre 2,3 a 2,1 Ga, do Complexo Quirino, presente ao Terreno Paraíba do Sul;
- Ortogranulitos ácidos a básicos, de idade pré-1,7 Ga, do Complexo Juiz de Fora (reconhecidos apenas no domínio homônimo);
- Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares representadas por uma seqüência de margem passiva neoproterozóica (abertura oceânica) e uma seqüência de posicionamento stratigráfico indefinido;
- Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção;
- Granitóides neoproterozóicos sin- e tardi-colisionais; e
- Granitóides cambro-ordovicianos pós-colisionais.

Diques de diabásio, reativações de estruturas e bacias neogênicas com sedimentação colúvio-aluvionar são representantes da história mais jovem da área.

O relatório contém ainda dados sobre a geomorfologia da área, contexto geológico regional, cartografia geológica prévia, descrição litológico-petrográfica das unidades mapeadas, análise das estruturas, análise metamórfica, litogeoquímica, dados isotópicos Sm-Nd, resultados de geocronologia U-Pb em zircão, integração geologia-geofísica e recursos minerais.

As substâncias minerais em exploração na região em questão são: areia, argila, saibro, rocha para brita, rocha para cantaria, mármore e água mineral.

ABSTRACT

This report consists of the descriptive text of the Geologic Map of the area enclosed by the 1:100.000 Três Rios quadrangle (code SF-23-X-B-I). This area is inserted within the geotectonic context of central Ribeira belt and includes lithologic units of the Western, Paraíba do Sul and Eastern terranes. On north, which encloses sections of the Juiz de Fora Domain (upper thrust within the Occidental or Western Terrane) and Paraíba do Sul Domain (Paraíba do Sul Terrane) occur paleoproterozoic rocks interbedded with thick metasedimentary or metavolcanosedimentary sequences which are intruded by feldspathic granitoid bodies related to different stages of the Brasiliano Orogeny (from sin- to post-tectonic bodies). The south part encloses section of the Costeiro Domain (Oriental or Eastern) Terrane and occur several brasiliano granitoid bodies related to different stages of the Brasiliano Orogeny (from pre- to post-tectonic bodies). Geological data were obtained by means of compilations and correlations with previous works and also from 1:50.000 geological mapping performed by researchers and graduate/post-graduate students of the Geology Faculty of the Rio de Janeiro State University since 1997.

The three tectonic terranes are composed of the following lithostratigraphic units:

- A 2.3 to 2.1 Ga tonalitic a granitic gneiss of Quirino Complex (Paraíba do Sul Terrane);
- Pre-1.7 Ga basic to acid orthogranulites of Juiz de Fora Complex (which occur only within the homonymous tectonic domain);
- Metasedimentary and metavolcanosedimentary sequences represented by a neoproterozoic passive margin sequence and a sequence of undefined stratigraphic position;
- Pre-collisional neoproterozoic granitoids, generated within an intra-oceanic or continental active margin environment, contemporaneous to subduction processes;
- Sin- to late-collisional neoproterozoic granitoids; and
- Post-collisional cambro-ordovician granitoids.

Dykes of diabase, reactivated structures and neogenic basins with colluvium-alluvial sedimentation are representatives of the younger history of the area.

This report also includes regional data (geology, tectonics, geomorphology), previous works on geologic mapping, preliminar geology-geophysical integration, lithologic-petrographic description of the mapped units, structural analysis, metamorphic analysis, litho-geochemistry, Sm-Nd isotopic data, results on U-Pb zircon geochronology and description of the area mineral resources.

The explored mineral resources are: sand, clay, fine aggregate, coarse aggregate, marble and mineral water.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - APRESENTAÇÃO	17
1.2- OBJETIVOS, MÉTODOS E PRODUTOS	17
1.3- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO.....	17
1.4 - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA PRÉVIA.....	18
2 – CONTEXTO REGIONAL	21
2.1 - GEOMORFOLOGIA	21
2.1.1- A Evolução Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro	21
2.1.2 - A Compartimentação Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro.....	23
2.1.3- Geomorfologia da Folha Três Rios (1:100.000)	25
2.2 - Contexto Geotectônico	25
2.2.1- A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana	29
2.2.2- A Quebra do Supercontinente Gondwana.....	32
2.2.3- O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado	33
2.2.4- Rochas Alcalinas	33
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	35
3.1- INTEGRAÇÃO GEOLOGIA-GEOFÍSICA	35
3.2- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA FAIXA RIBEIRA	36
3.2.1- Geologia Pré-Cambro-Ordovicianiana da Folha Três Rios	36
3.2.1.1- Descrição das Unidades de Mapeamento.....	36
3.3- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MESO-CENOZÓICAS	54
3.3.1 - Magmatismo Intraplaca da Quebra do Gondwana e Reativações Posteriores (Cretáceo Superior–Paleógeno)	54
3.3.1.1- Descrição das Unidades de Mapeamento.....	54
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	61
4.1 - INTRODUÇÃO.....	61
4.2 - PROCEDIMENTOS E MÉTODOS DA ANÁLISE ESTRUTURAL.....	61
4.3 - ANÁLISE DE LINEAMENTOS DE RELEVO E MAGNÉTICOS.....	61
4.3.1 - Lineamentos de Relevo.....	63
4.3.2 - Lineamentos no Domínio Juiz de Fora, norte da folha	63
4.3.3 - Lineamentos na Klippe Paraíba do Sul	63
4.3.4 - Interdigitação tectônica entre Domínio Juiz de Fora e a Klippe Paraíba do Sul.	63
4.3.5 - Domínio Juiz de Fora, ao sul da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul.	63
4.3.6 - Domínio Costeiro	63
4.3.7 - Lineamentos Magnéticos	63
4.4 - DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIS	64
4.4.1 - Domínio Paraíba do Sul (DPS).....	65
4.4.2 - Domínio Três Rios (DTR)	65
4.4.3 - Domínio Arcádia-Areal (DAA)	69
4.4.4 - Domínio Rio Negro	69
4.5 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL BRASILIANA.....	70
4.5.1 - Deformação Principal Dn.....	71
4.5.2 - Deformação Tardia Dn+1	72

4.6 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA.....	73
4.6.1 - Deformação do Cretáceo Inferior (Enxame de Diques Serra do Mar).....	73
4.6.2 - Deformação do Cretáceo Superior-Paleógeno (Rifte Continental do Sudeste do Brasil)	74
4.6.3 - Deformação do Neógeno (Neotectônica)	75
4.7 - CRONOLOGIA E CINEMÁTICA DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS.....	75
5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA	77
5.1- LITOGEOQUÍMICA: APRESENTAÇÃO	77
5.1.1- Ortogranulitos/ortognaisses do Complexo Juiz de Fora.....	77
5.1.2- Ortognaisses do Complexo Quirino	86
5.1.3- Magmatismo Mesozóico	92
5.2- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Nd.....	95
5.2.1- Ortogranulitos/ortognaisses do Complexo Juiz de Fora.....	96
5.2.2- Ortognaisses do Complexo Quirino	97
5.3- GEOCRONOLOGIA U-Pb.....	97
5.3.1 - Introdução.....	97
5.3.2 - Metodologia de trabalho	98
5.3.3 - Ortognaisses do Complexo Quirino	98
5.3.3.1 - Amostra TR-MM-71A	98
5.3.3.2 - Amostra PS-PM-66.....	100
5.3.3.3 - Discussão dos resultados: geocronologia U-Pb do Complexo Quirino	106
5.3.4 - Ortognaisse do Complexo Juiz de Fora	110
5.3.4.1 - Amostra TR-JEF-01C1	110
6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA.....	115
7 – RECURSOS MINERAIS.....	117
7.1 - INTRODUÇÃO.....	117
7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA	117
7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS	122
7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS.....	123
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA TRÊS RIOS**

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O Programa Pronageo, que trata da Retomada de Levantamentos Geológicos Básicos do Território Brasileiro, integra a carteira de programas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Este esforço nacional conta com ativa participação das universidades brasileiras. Neste contexto, o presente relatório integra o conjunto de dez folhas na escala de 1:100.000 que constitui o Convênio UERJ/CPRM no âmbito do Programa de retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos (PRONAGEO), na fase 2, desenvolvido no período entre 2008-2009.

Este convênio UERJ/CPRM, executado na universidade, contou com intensa participação de alunos de graduação e pós-graduação da Faculdade de Geologia da UERJ, bem como foi desenvolvido em estreita parceria com o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, co-responsável pela atualização dos bancos de recursos minerais.

O presente trabalho consiste do texto explicativo do Mapa Geológico da Folha Três Rios, e integra resultados do mapeamento geológico, a apresentação de novos dados petrográficos, litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos. Ressalta-se ainda que grande parte dos dados levantados encontram-se no Banco de Dados da CPRM (AFLORA).

1.2- OBJETIVOS, MÉTODOS E PRODUTOS

O presente relatório tem como objetivo apresentar, a geologia da Folha Três Rios 1:100.000. Para tal, a compilação de dados de trabalhos prévios (Barroso *et al.*, 1979, Penha *et al.*, 1980, Matos *et al.*, 1980; GEOSOL, 1981; Junho, 1982;1985; Barbosa & Grossi Sad, 1983a,b,c; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Machado Filho *et al.*, 1983; Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998; Almeida, 2000; Silva & Cunha, 2001; Silva *et al.*, 2001, 2002a, 2002b), foi associada aos resultados apresentados por Heilbron *et al.* (2000), a resultados de ainda inéditos do mapeamento realizado pelo TEKTOS e à análise de imagens disponibilizadas pela CPRM (Geocover, relevo sombreado e gamespectrometria de K, U e Th).

O método de trabalho adotado baseou-se nas seguintes etapas:

- Compilação da geologia (levantamento e análise do material bibliográfico e cartográfico disponível);
- Análise de imagens (sombreamento do relevo, geocover, gamaespectrometria);

- Mapeamento Geológico da área abrangida pela folha Três Rios, escala 1.100.000
- Seleção de 100 amostras para análise petrográfica;
- Seleção de 45 amostras para análise litogeoquímica;
- Seleção de 5 amostras para análise isotópica Sm-Nd;
- Seleção de 3 amostras para análise geocronológica U-Pb;
- Seleção dos 702 pontos para o AFLORA, o que inclui os pontos de coleta das amostras submetidas às diversas análises;
- Alimentação do AFLORA;
- Obtenção, tratamento e interpretação dos dados litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos;
- Integração dos dados e elaboração dos mapas e perfis;
- Elaboração do livro-texto.

Os produtos gerados a partir da execução do projeto incluem: Mapa Geológico e de Recursos Minerais em escala 1:100.000 da Folha Três Rios (SF.23-Z-B-I); Nota Explicativa do Mapa Geológico; Banco de dados na base Aflora-CPRM com 702 pontos cadastrados, incluindo 100 pontos com análise petrográfica microscópica e 159 pontos com dados de recursos minerais e hídricos; 45 análises litogeoquímicas; 5 análises isotópicas Sm-Nd; 3 análises geocronológicas U-Pb (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 – Quantitativo dos dados gerados e kilometragem percorrida para a Folha Três Rios durante a execução do projeto

Descrição	Quantidade
Aflora / Geologia	543
Aflora / Rec. Min.	159
Petrografia	100
Litogeoquímica	45
Sm-Nd	5
U-Pb	3
kilometragem	1.700

1.3- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A Folha Três Rios (escala 1:100.000, SF.23-Z-B-I) localiza-se na região central do estado (Figura 1.1) entre as latitudes de 22° e 22° 30'S e os meridianos de 43° e 43° 30'W. Compreende área de 2912 km² e abrange pequena porção do Estado de Minas Gerais

ao norte da folha, cujo limite é dado pelo Rio Paraíba. Abrange parte dos municípios fluminenses de Petrópolis, Itaipava, Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Areal e o município mineiro de Chiador.

A partir da cidade do Rio de Janeiro, a área pode ser acessada via BR-040 (Rodovia Washington Luiz), que liga o Rio de Janeiro a Belo Horizonte ou pela BR-393, que se estende pela divisa dos estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo e liga as cidades de Três Rios e Paraíba do Sul. Alternativamente, o acesso pode ser feito via BR-493 que liga as cidades de Areal e Teresópolis, e se estende à cidade de Itaboraí (RJ), no setor metropolitano do Estado do Rio de Janeiro.

A área também pode ser acessada por outras vias secundárias: a sudoeste da folha pelas rodovias RJ-131 que se liga a RJ-125, próximo à localidade de Tabões, no município de Vassouras, ao distrito de Salutaris, no município de Paraíba do Sul, ou pela RJ-123 que liga Massambará, distrito do município de Vassouras a Pedro do Rio, distrito do município de Petrópolis; e ainda pela rodovia RJ-117 que liga o município de Paty do Alferes à localidade de Araras, no município de Petrópolis. A noroeste, a área pode ser acessada pela rodovia RJ-151 que se encontra na divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

Estradas vicinais, de variadas condições de tráfego, integram, à malha viária, os distritos, as vilas e as principais propriedades rurais.

1.4 - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA PRÉVIA

Diversos trabalhos de mapeamento geológico foram realizados anteriormente na região da Folha Três Rios, sendo que em sua grande maioria, ocorreram nas décadas de 60 a 80. Dentre eles destacam-se o trabalho pioneiro de Rosier (1965), bem como o Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, coordenado pelo DRM/RJ, que resultou no mapeamento do estado em folhas na escala de 1:50.000, executados por diversas empresas de geologia ativas à época (Geosol, Triservice, etc.). Os anos seguintes foram caracterizados por trabalhos de compilação para escalas mais regionais, executadas pelo DNPM, CPRM e DRM/Petrobras. Podemos destacar então os trabalhos de: Barroso *et al.*, 1979, Penha *et al.* 1980, Matos *et al.*, 1980; GEOSOL, 1981; Junho, 1982; 1985; Barbosa & Grossi Sad, 1983a,b,c; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Machado Filho *et al.*, 1983; Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998; Almeida, 2000; Silva & Cunha, 2001; Silva *et al.*, 2001, 2002a, 2002b). A Tabela 1.2 demonstra as unidades aflorantes na Folha Três Rios segundo o Projeto RJ/CPRM.

Desde a década de 90, o Grupo de Pesquisa em Geotectônica (TEKTOS) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro vem desenvolvendo trabalhos sistemáticos de mapeamento geológico na escala 1:50.000, utilizando a metodologia de perfis geo-

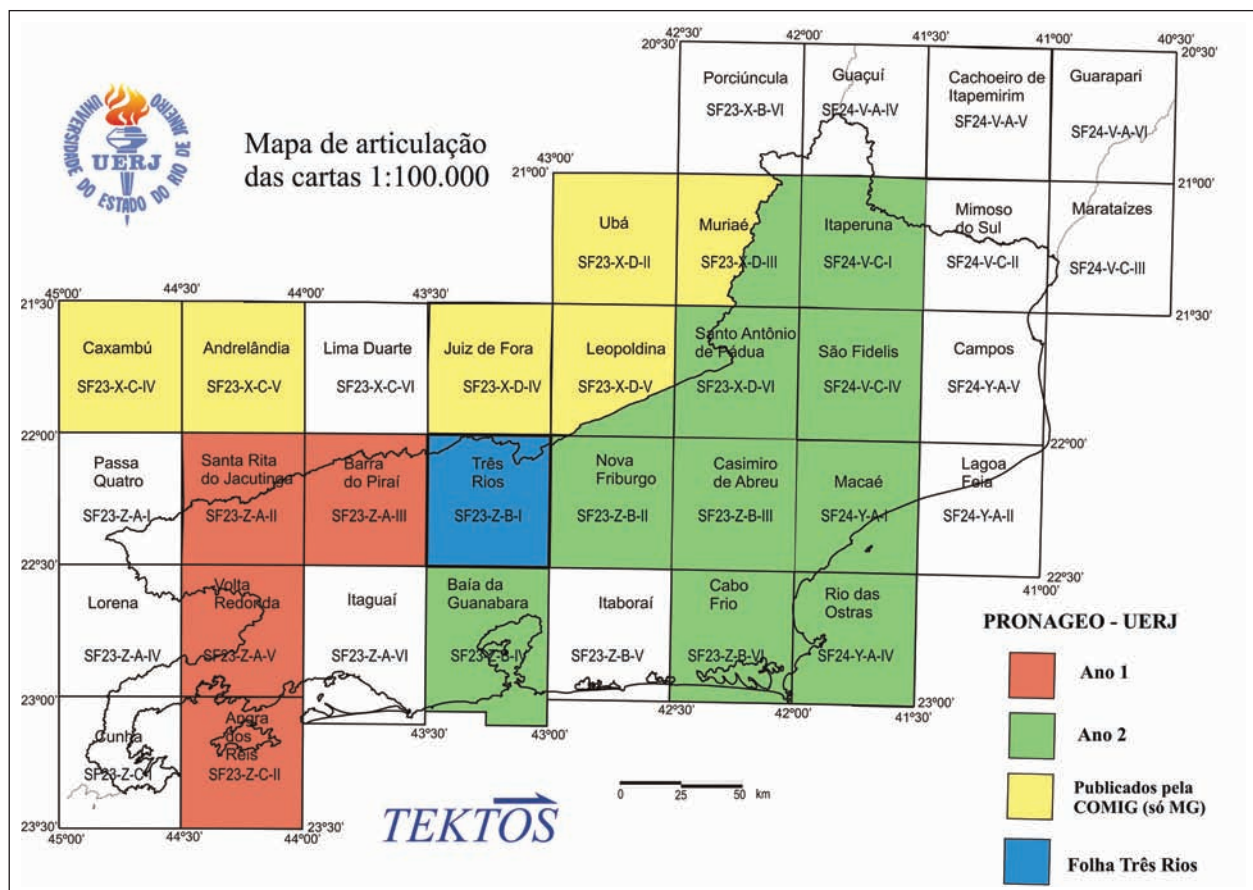


Figura 1.1 - Localização da Folha Três Rios no contexto do Convênio UERJ-CPRM Pronageo Fase 2

Tabela 1.2 - Coluna Estratigráfica – CPRM – Projeto RJ (Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, Escala 1:500.000, Silva e Cunha, 2001). Unidades aflorantes na Folha Três Rios segundo os autores

Período	Símbolo	Unidade	Descrição
Quaternário	Qha	Depósito colúvio-aluvionar	Depósitos fluviais areno-siltico-argilosos com camadas de cascalheiras associadas a depósitos de tálus
Paleozóico – Cambriano (Brasiliano III)	€g5 (7 e 13)	Granitos pós-tectônicos (Granito Teresópolis e Andorinha)	(Hornblenda)-biotita granitóides do tipo-I, de granulação fina a média, textura equigranular a porfirítica, localmente com foliação de fluxo magmático preservado. Ocorrem como corpos tabulares, diques, e pequenos batólitos. Ocorrem também como plútons homogêneos, algumas vezes com evidências de mistura magmática. Fases aplíticas tardias são abundantes.
Paleozóico – Cambriano (Brasiliano III)	€g4gv	Granitóides Tardi-tectônicos, (Granito Vassouras)	Plúton correlato à Suíte Getulândia (€g4gv) (Hornblenda)-biotita granito, tipo-I, de granulação média, porfirítico, foliado a isotrópico, com manchas localizadas de charnoquitização <i>in situ</i> , localmente com autólitos quatzo-feldspáticos.
Neoproterozóico (Brasiliano III) Granitóides tardi-colisionais	Ng3a	Suíte Serra das Araras (3a) e Granito Serra das Abóboras (3as)	Gr-granito a duas micas, tipo-S, grosso a porfirítico, foliado, rico em enclaves de paragnaisse. Inclui facies leucogranítica com sill-gr-musc-bt-turmalina.
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides tardi-colisionais	Ng2d	Suíte Desengano e Granito Serra da Concórdia (2dsc)	Granito tipo S com granada, muscovita e biotita de granulação grossa, texturas granoblástica e porfirítica (augen) com forte foliação transcorrente. Localmente podem ser observados domínios e manchas chanoquíticas portadoras de granada e ortopiroxênio. Xenólitos e restos de paragnaises parcialmente fundidos ocorrem com frequência
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides tardi-colisionais	Ng2s	Suíte Serra dos Órgãos-Unidade Serra dos Órgãos	Hbl-bt granitóide de granulação grossa e composição expandida de tonalítica a granítica, composição calcioalcalina. Texturas e estruturas magmáticas preservadas com foliação tangencial em estado sólido superimpostas. Localmente podem ser observados enclaves de paleodiques anfibolíticos.
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides tardi-colisionais	Ng2ss	Unidade Santo Aleixo	Fácies marginal do Batólito Serra dos Órgãos constituída por granada-hornblenda-biotita granodiorito, rico em xenólitos de paragnaisse parcialmente fundido e assimilado(migmatito de injeção). Intrusões tardias de leucogranito tipo-S são comuns.
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides pré- a sin-colisionais precoces	Ng1p	Leucogranito gnaisse da Serra do Paquequer	Musc-bt- leucogranito, sillimanita-granada-biotita, granito Tipo-S de granulação grossa, com forte foliação tangencial, rico em restos de paragnaisse.
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides pré- a sin-colisionais precoces	Ng1r	Complexo Rio Negro, Unidade Rio Negro	Ortonaisse bandado, TTG, de granulação grossa, texturas porfiríticas recristalizadas e augen, com forte foliação tangencial. Intercalações de metagabro e metadiorito deformados (anfibolitos) ocorrem localmente. Intrusões de granada leucogranitos tipo-S e de apófises de granitóides do Batólito Serra dos Órgãos ocorrem localmente.
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides pré- a sin-colisionais precoces	Ng1rd	Unidade Duas Barras	Fácies homogênea, foliada, de composição tonalítica, intrudida por veios e bolsões de leucogranito tipo-S

Tabela 1.2 - Coluna Estratigráfica – CPRM – Projeto RJ (Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, Escala 1:500.000, Silva e Cunha, 2001). Unidades aflorantes na Folha Três Rios segundo os autores - continuação

Período	Símbolo	Unidade	Descrição
Meso-Neoproterozóico	MNps	Complexo Paraíba do Sul – Unidade São Fidélis	Gr-bt-sll-(crd) gnaiss (metagrauvaca) migmatítico. Intercalações de cc, qtzts, metacarbonática (ca) e xistos grafitosos
Paleoproterozóico	Pg1q	Suíte Quirino	(Hornblenda)-biotita ortognaisse calci-alcálico de composição tonalítica a granítica, na fácies anfíbita, localmente com enclaves de anfíbilita e paragnaises dobrados.
Paleoproterozóico	Pg1jf	Complexo Juiz de Fora	Fácies granulito-Cpx-opx-hornblenda-biotita ortognaisse ntipo TTG, com freqüentes intercalações de granada-gnaiss norítico e de paragnaisse parcialmente fundido. Intrusões de granada charnockito ocorrem disseminadamente.

transversais que integra a cartografia geológica a estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos, geofísicos e de geologia econômica, a fim de compor a situação atual de um segmento da crosta terrestre e formular modelos evolutivos e metalogenéticos. A cartografia geológica, abrangendo grande parte do Estado do Rio de Janeiro, e seu limite com os estados de Minas Gerais, Espírito Santo e São Paulo, vem sendo desenvolvida ao longo destes vinte anos, em escala 1:25.000 e 1:50.000, incluindo: 1) atividades de formação de geólogos, através de estágios de campo curriculares do curso de graduação da Faculdade de Geologia; 2) mapeamentos regionais de pesquisado-

res do grupo; 3) dissertações de mestrado e teses de doutorado de membros do grupo e de discentes do programa de pós-graduação; 4) mapeamentos sistemáticos realizados por bolsistas de iniciação científica. Para a área que abrange a Folha Três Rios, em escala 1:100.000, foram realizados dois estágios de campo da década de 90; 3 dissertações de mestrado; uma tese de doutorado; e diversos trabalhos de monografias de final de curso e iniciação científica.

A Tabela 1.3 apresenta, de forma sintética, os principais levantamentos geológicos prévios realizados no âmbito da folha.

Tabela 1.3 - Principais levantamentos geológicos prévios

AUTORES	ESCALA	ÓRGÃO	PROJETO
Rosier, 1957, 1965	regional		
Penha <i>et al.</i> , 1980	50.000	DRM/UFRJ	Mapa Geológico da Folha Itaipava
Grossi Sad <i>et al.</i> , 1981	50.000	DRM/GEOSOL	Mapa Geológico da Folha Três Rios, Miguel Pereira e Paraíba do Sul
Fonseca <i>et al.</i> , 1978	1.000.000	DNPM-CPRM	Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape
Machado Filho <i>et al.</i> , 1983	1.000.000	IBGE	RADAMBRASIL Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro e Vitória
Silva e Cunha 2001	500.000	CPRM	Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro
Silva <i>et al.</i> 2006	1.000.000	CPRM	GIS_BRASIL

2 – CONTEXTO REGIONAL

2.1 - GEOMORFOLOGIA

2.1.1- A Evolução Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

O entendimento da evolução e dinâmica da paisagem, que permeia a compreensão do relevo, no estado do Rio de Janeiro nos faz remeter a eventos ocorridos em distintas escalas espaciais e temporais, e que estão diretamente relacionadas à intrincada e controvertida origem e evolução das serras do Mar e da Mantiqueira, o denominado Planalto Atlântico. Ao longo da história geológica que se seguiu à formação do orógeno e da aglutinação do continente Gondwana, entre o Neoproterozóico e o Cambriano (1Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, o intenso diastrorfismo que culminou com a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, se destaca como o mais importante evento tectônico que definiu a paisagem cenozóica da brasileira. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil (Figura 2.1) onde foi mais intenso e gerou um amplo

arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de rifteamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformas, Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989; Zalán, 2004 e outros). Nesse contexto, ressalta-se que a elaboração dessa paisagem, tanto em escala regional como local, foi estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos pré-Cambrianos de direção NE (Almeida, 1976; Hasui et al., 1977, 1978; Riccomini et al, 2004; Sadowski & Campanha, 2004), que se ramificam por mais de 2.000 km de extensão entre os estados da região Sul até o Sudeste, reativados como falhas no Cretáceo e no Cenozóico. Assim, compartimentação do relevo bem como a dinâmica fluvial encontram-se controladas preferencialmente por tais estruturas, bem como de outras subsidiárias de direções E-W, N-W e N-S, respectivamente.

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, os intervalos de relativa calma tectônica se sucederam foram fundamentais para que as forças erosivas ou denudacionais esculpissem a paisagem. De maneira ge-

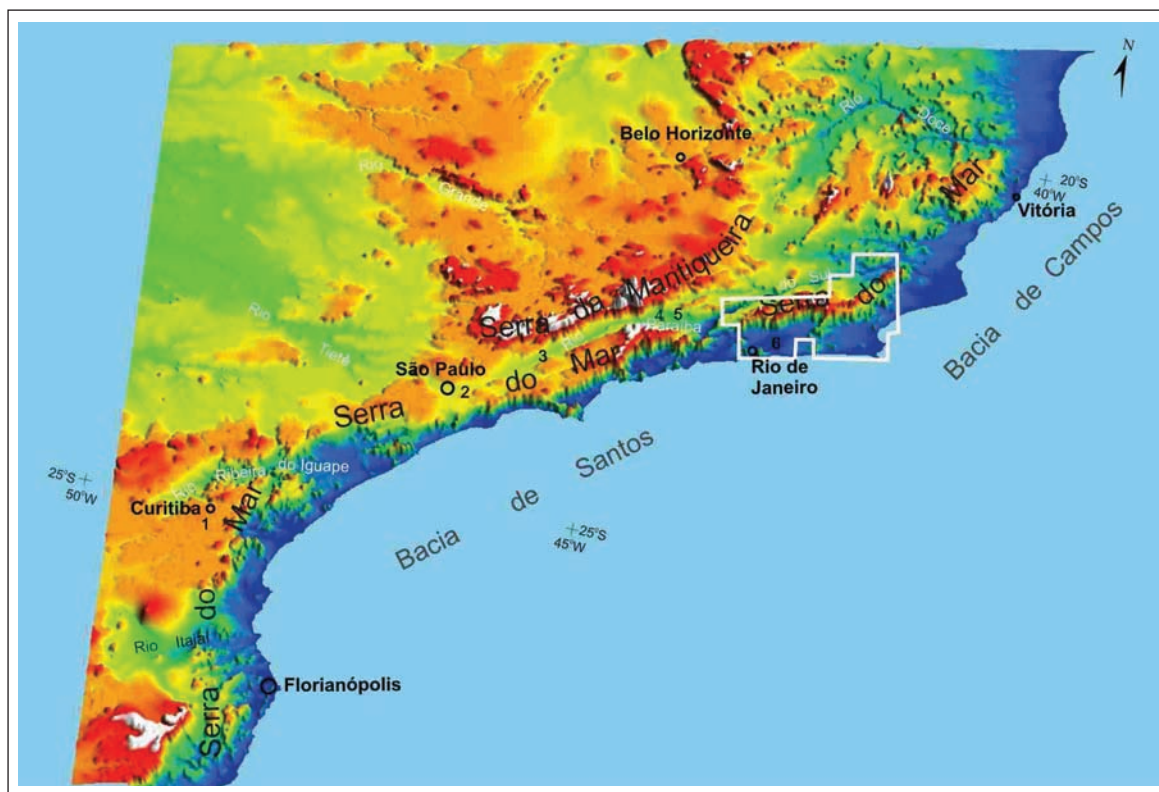


Figura 2.1: Configuração regional do Planalto Atlântico destacando o relevo mesozóico-cenozóico das serras do Mar e da Mantiqueira e algumas bacias sedimentares do Rift Continental do Sudeste do Brasil (1-Curitiba; 2-São Paulo; 3-Taubaté; 4-Resende; 5-Volta Redonda; 6-Baía da Guanabara). Em destaque a área aproximada do programa PRONAGEO/2008-CPRM 17/PR/2007 – UERJ

ral, a alternância entre eventos tectônicos e fases de quiescências, desde o Mesozóico culminou no que hoje compõe a paisagem da porção costeira do sul e sudeste do Brasil. Os testemunhos mais contundentes destas longas fases erosivas são as superfícies de aplainamento ou erosivas que truncam o embasamento rochoso e os sedimentos que preenchem as bacias sedimentares continentais e plataformais.

As superfícies de aplainamento no estado do Rio de Janeiro tiveram suas primeiras classificações propostas por autores como Moraes Rego (1932), Martonne (1943), Ruellan (1944), Freitas (1951) e King (1956), sendo esse último o mais discutido. De acordo com King (1956) essas superfícies (Figura 2.2) seriam individualizadas em Pós-gondwana, no Cretáceo, Sul-Americana, no Paleoceno, Ciclo Velhas, no Mioceno e Ciclo Paraguaçu. As superfícies de aplainamento têm sido reconhecidas como elementos fundamentais das paisagens continentais, embora muitos aspectos teóricos associados a sua gênese sejam ainda controversos. Atualmente, dados geocronológicos através de Traços de Fissão e Ar/Ar, têm corroborado com o entendimento das superfícies no Planalto Atlântico, reconhecendo fases de soerguimentos tectônicos seguidas de quiescências e intensa denudação ao longo do Mesozóico e do Cenozóico (ex. Guedes et. al., 2000; Tello et. al., 2003, Hadler et al., 2001; Hackspacher et al., 2003; Carmo et al. 2004, 2006; Eirado et al., 2007).

Adentrando ao período geológico do Quaternário, as variações climáticas ocorridas foram res-

ponsáveis por um significativo reafeiçoamento da morfologia regional, esculpindo colinas e morros que caracterizam a morfologia de “mar de morros” do Planalto Sudeste do Brasil (Ab’Saber, 1970). Os principais eventos de erosão e deposição ocorridos durante o Quaternário resultaram na conformação de feições morfológicas particulares nos domínios de encosta e vales fluviais como as cabeceiras de drenagem em anfiteatro, onde se desenvolveram os “complexos de rampa”, e os fundos de vale marcados por vários níveis de terraços fluviais (Meis & Moura, 1984). Já na região da depressão da Baía da Guanabara e área costeira no Norte Fluminense, as variações dos paleoníveis marinhos, juntamente com o aporte de materiais provindos da região serrana adjacente, produziram um entulhamento generalizado da paisagem do entorno da Baía da Guanabara, Baixadas de Jacarepaguá, Sepetiba, regiões dos Lagos e Baixada Campista, gerando as extensas planícies flúvio-marinhas, além das morfologias de terraços marinhos, restingas e lagunas costeiras (Silva, 2002).

Neste contexto, o quadro morfológico gerado entre a associação dos balanços das forças tectônicas e erosivas mostra-se, no estado do Rio de Janeiro, bastante diversificado entre um conjunto de formas de relevo que variam desde serras com escarpas pronunciadas, serras e morros reafeiçoados, algumas vezes isolados, morros e colinas e, planícies aluvionares e marinhas (Silva, 2002). O relevo resultante conferiu ao território fluminense uma das mais intrigantes e belas paisagens do território brasileiro, guardiãs de

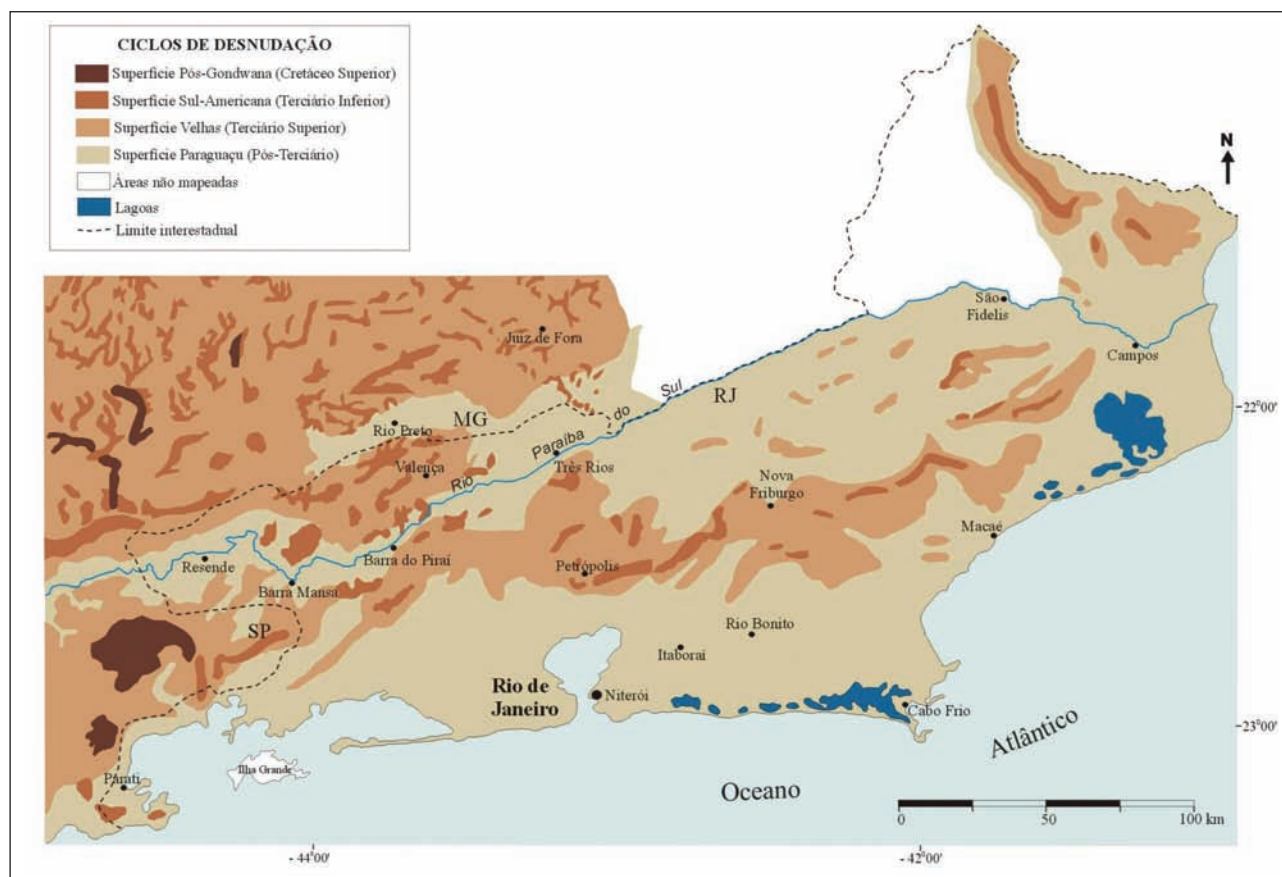


Figura 2.2 - Superfícies de aplainamento propostas para o Estado do Rio de Janeiro (modificado de KING, 1956)

um dos mais importantes registros da história geológica e geomorfológica da região sudeste.

A influência da tectônica na beleza cênica do relevo no estado do Rio de Janeiro, já havia sido descrito desde meados do século passado, como mostram as frases dos renomados pesquisadores abaixo:

“O vigor do relevo na vertente meridional da serra dos Órgãos não deixa dúvidas. É um escarpamento devido a uma flexura ou uma falha que abaiçou os gnaisses e as rochas eruptivas que os penetram” (Francis Ruellan, 1944);

.....”a menos impressionante margem oriental é que nos dá, com a sua tectônica, a chave mestra do problema da origem da Guanabara”.... (Alberto Lamego, 1945).

.....” a topografia da serra do Mar indica natureza tectônica, por falhamentos escalonados..... as provas de que estes falhamentos são geneticamente tectônicos são: os alinhamentos das escarpas, bordos retilíneos, vales suspensos, assimetria de relevo, contraste entre drenagem, escarpa e planalto, coincidência da topografia com a direção da xistosidade, adaptação da drenagem entre a morfologia e a rocha” (Rui Osório de Freitas, 1951).

2.1.2 - A Compartimentação Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

As contribuições sistematizadas existentes sobre o reconhecimento de feições geomorfológicas para todo o Estado do Rio de Janeiro referem-se à Folha Rio de Janeiro - SF-23 na escala 1:1.000.000 do Projeto RADAMBRASIL (1983), o mapa síntese apresentado pelo Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro na escala 1:1.500.000 (CIDE, 1992), o mapa realizado junto à CPRM (Dantas, 2001), na escala 1:250.000 e o mapa elaborado por Silva (2002) em escala de semi-detalhe (1:50.000).

O Projeto RADAMBRASIL (1983) subdivide o estado em domínios morfológicos onde prevalecem grandes tipos de arranjos morfoestruturais, combinando elementos estruturais e litológicos, incluindo os processos de erosão e sedimentação que atuaram sobre o arcabouço geológico, sendo reconhecidos os seguintes domínios morfoestruturais: Faixas de dobramentos remobilizados e Remanescentes de cadeias dobradas, resultantes do forte controle estrutural, evidenciado por extensas linhas de falha, blocos deslocados, escarpas e relevos alinhados coincidindo com os dobramentos originais e/ou falhamentos mais recentes, além da resistência das rochas refletir-se nas formas de dissecação, ressaltando filões resistentes, pontões, cristas e sulcos nas zonas diaclásadas e fraturadas; e os Depósitos Sedimentares, que apesar de descontínuo, apresenta uma significativa expressão areal bordejando as áreas escarpadas de Sul a Norte do Estado.

Documento que apresenta um tratamento ainda mais generalizado das unidades morfológicas foi apresentado pela Fundação CIDE (1992) com uma classificação mais simplificada dos domínios morfológicos mapeados, sendo reconhecidas as seguintes

unidades de relevo: Planícies Aluviais; Planícies Marinhas; Relevos Colinosos; Relevos de Transição entre Colinas e Montanhas e Relevos Montanhosos. Apesar da utilização de uma classificação morfológica bastante conhecida, esta simplifica, muitas vezes, a complexidade dos fatos que constituem a dinâmica dos processos geomorfológicos nos diferentes domínios demarcados.

Dantas (2001) estabelece uma subdivisão em unidades morfoestruturais e morfoesculturais (Figura 2.3). Reconheceu a partir da análise integrada a dados geológicos duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. A unidade Cinturão Orogênico do Atlântico corresponde, litologicamente, a rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana, e foi subdividida nas unidades morfoesculturais: Superfícies Aplainadas nas Baixadas litorâneas, Escarpas Serranas, Planaltos Residuais, Depressões Interplanálticas e Alinhamentos Serranos Escalonados. Estas, por sua vez, foram individualizadas e subdivididas em unidades geomorfológicas distintas por guardarem variações morfológicas próprias. As bacias sedimentares Cenozóicas, caracterizadas por rochas sedimentares cenozóicas e foram subdivididas nas unidades morfoesculturais: tabuleiros de bacias sedimentares, planícies flúvio-marinhas e planícies costeiras.

Silva (2002) reconheceu distintos compartimentos geomorfológicos através da articulação entre os aspectos geomorfológicos e geológicos. Estes compartimentos foram delimitados pelos dados de orientação e contigüidade espacial, levando à identificação dos grandes conjuntos de formas de relevo que estão associados às principais estruturas geológicas regionais denominadas de Domínios Morfoestruturais. Sendo assim, foram definidos dois grandes domínios: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura 2.4). Para estes domínios foram, ainda, identificadas diferentes feições de relevo que, devidamente, agrupadas levaram a novos recortes no terreno e que possui significado morfoestrutural, sendo denominadas de Regiões Morfoestruturais, ou apenas compreendem formas de relevo de gêneses distintas.

Para o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico foram identificadas as feições morfológicas de: Planaltos, correspondentes a extensas massas de relevo que foram submetidas a intensos processos de erosão, que são cortadas por inúmeros vales fluviais e possuem altitudes elevadas entre 600 e 1200 m, embora picos possam atingir valores superiores a 2.000 m (ex. **Agulhas Negras, 2.792 m; Três Picos, 2.310 m**), com topos nivelados a uma altitude semelhante e, de maneira geral, apresentando-se pouco ondulado e Escarpas, referentes a rampas ou aclives de terrenos que estão localizados nas bordas de Planalto.

No Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas foram delimitadas as Regiões Morfoestruturais

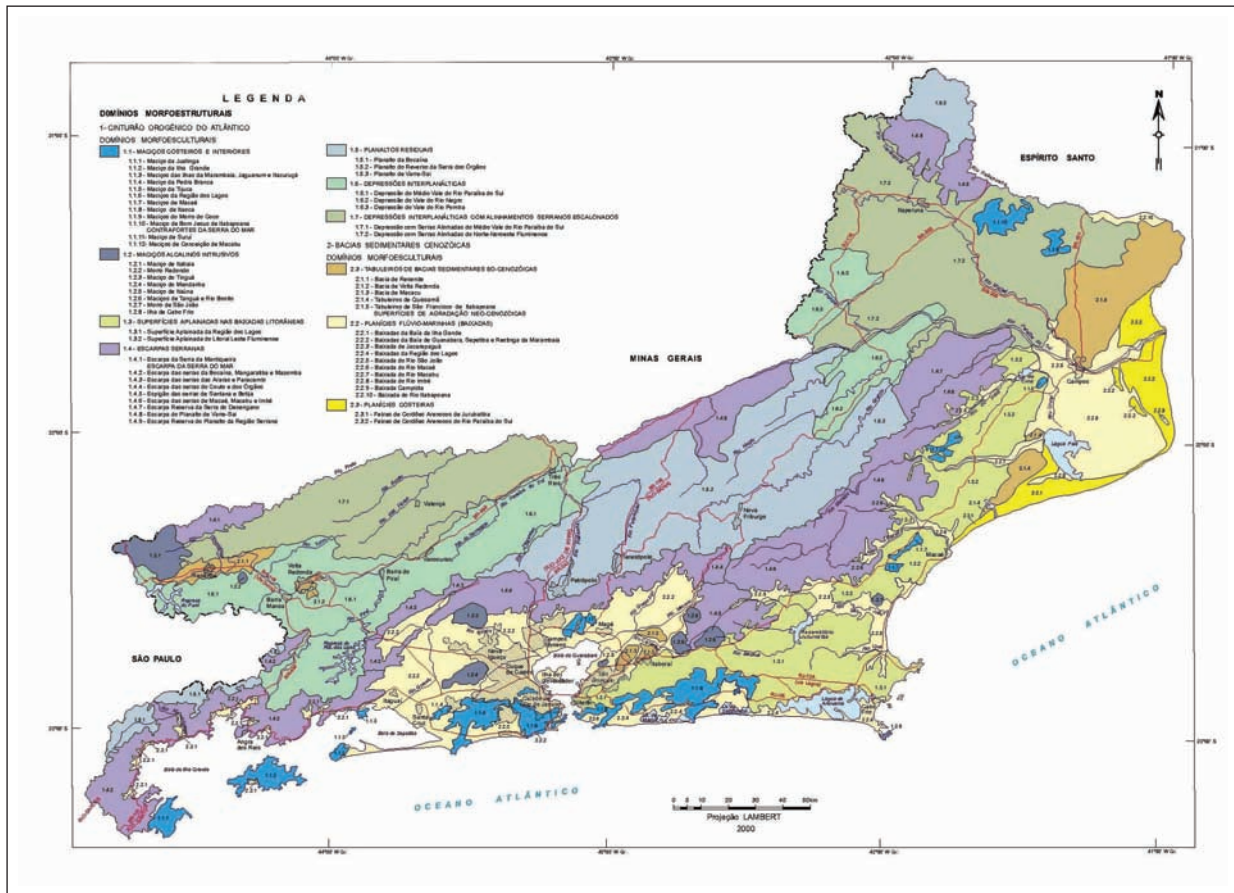


Figura 2.3 - Mapa de unidades geomorfológicas do estado do Rio de Janeiro (Dantas/CPRM (2001))

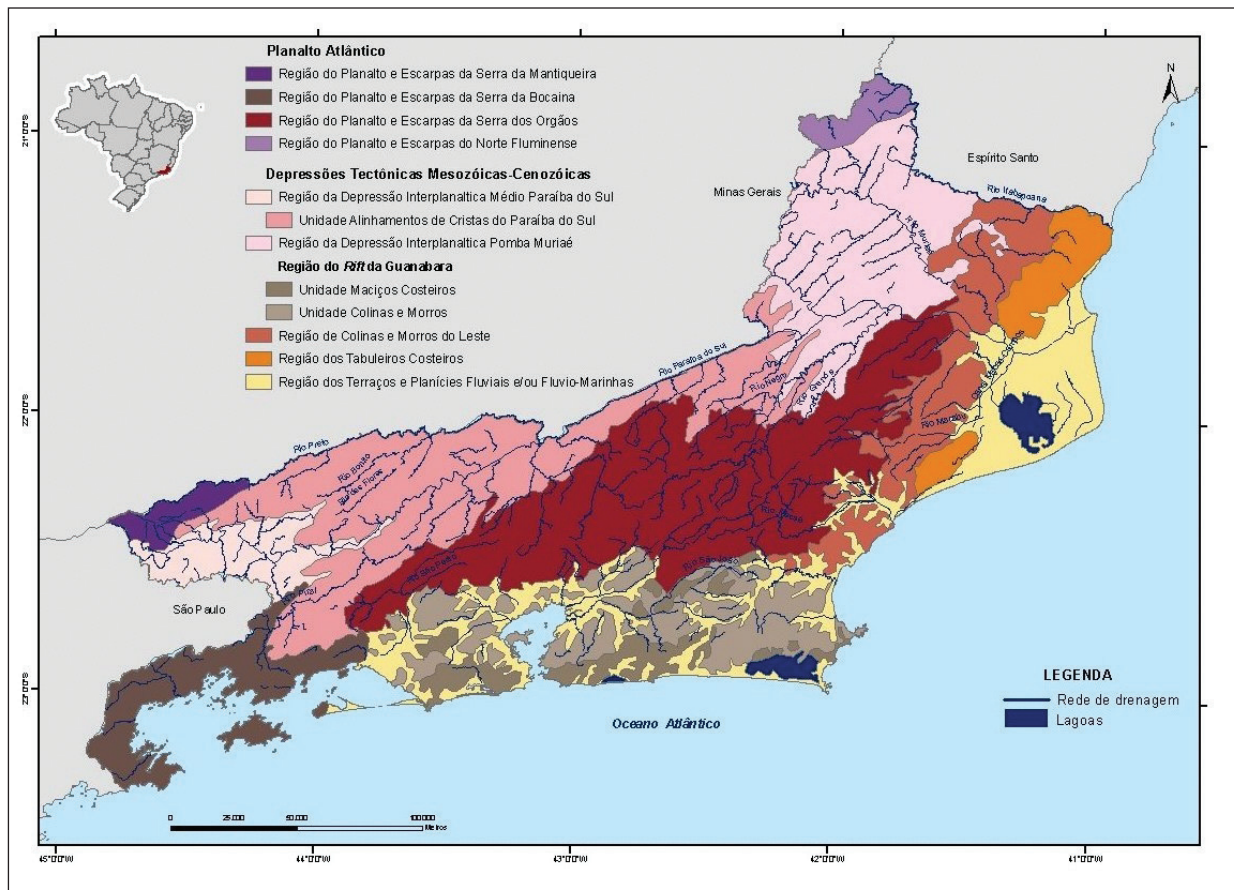


Figura 2.4 - Domínios Morfoestruturais para o estado do Rio de Janeiro (Silva, 2002)

turais das Depressões Interplanálticas: Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul e Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, além do *Rift* da Guanabara, assim definido por Almeida (1976), que engloba a área de relevo deprimido que se estende desde a Baía de Sepetiba, a oeste, até a localidade de Barra de São João, a leste, fazendo parte do Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Riccomini & Francisco, 1992), onde se insere o *Graben* da Guanabara em sua porção oriental. A região do *graben* é bordejada a norte pelas escarpas da Serra do Mar, localmente Serra dos Órgãos, cujas altitudes chegam valores superiores a 2.200m de altitude, e a sul pelas Unidades dos Maciços Costeiros com altitudes médias de 1.000m e pela Unidade de Colinas e Morros com altitudes entre 40 e 100 m.

Foram, ainda, reconhecidas e delimitadas as Regiões de Colinas e Morros do Leste Fluminense, dos Tabuleiros Costeiros e dos Terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas, que se referem a feições de significativas extensões do terreno, relativamente planos, onde os processos de agradaciação superam os de degradação.

2.1.3- Geomorfologia da Folha Três Rios (1:100.000)

O relevo da área compreendida pela Folha Três Rios (1:1000.000) encontra-se inserido no Mapa de Domínios Morfoestruturais (Silva, 2002) nos domínios do Planalto Atlântico (Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos) e da Depressão Tectônica Mesozóica-Cenozóica, precisamente na Unidade Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul (Figura 2.5). Assim, o relevo se caracteriza por contrastes marcantes entre os domínios serranos, na porção Sul e sudeste da área e os compartimentos de colinas e morros intensamente dissecados que ocorrem na porção central e norte da área, em direção ao vale do Rio Paraíba do Sul. O setor mais elevado, com altitudes médias entre 800 e 1.200 m, corresponde às escarpas e planaltos da Serra dos Órgãos, que localmente podem ter outras denominações como, por exemplo, as serras das Almas e do Couto. Dentre os picos mais elevados na área destacam-se os da Maria Comprida a 1.929 m, em Petrópolis/Araras (Figura 2.6) e a *Pedra do Sino*, 2.275 m, ponto culminante da Serra dos Órgãos, em Teresópolis, ambos associados geologicamente aos batólitos da Suíte Serra dos Órgãos (NP3y3so).

A orientação desse relevo é estreitamente condicionada pela estruturação subjacente pré-Cambriana, de direção NE-SW, destacando a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul ao longo do qual se aloja o rio homônimo. No entanto, a presença de lineamentos estruturais como fraturas e falhas de direções preferenciais NW-SE, N-NE, NNE-SSW e E-W promovem a geração de setores abatidos e so-

erguidos e vales profundamente encaixados em um padrão retilíneo a sub-retilíneo de drenagem, conforme pode ser visto nas Figuras 2.5 e 2.6. Em geral, esses sistemas de fraturas se associam à tectônica de idade mesozóica, reconhecida como reativada ainda em tempos cenozóicos. Algumas dessas fraturas alojam diques e brechas tectônicas de idade mesozóica, sobretudo de direções N-S e NE-SW.

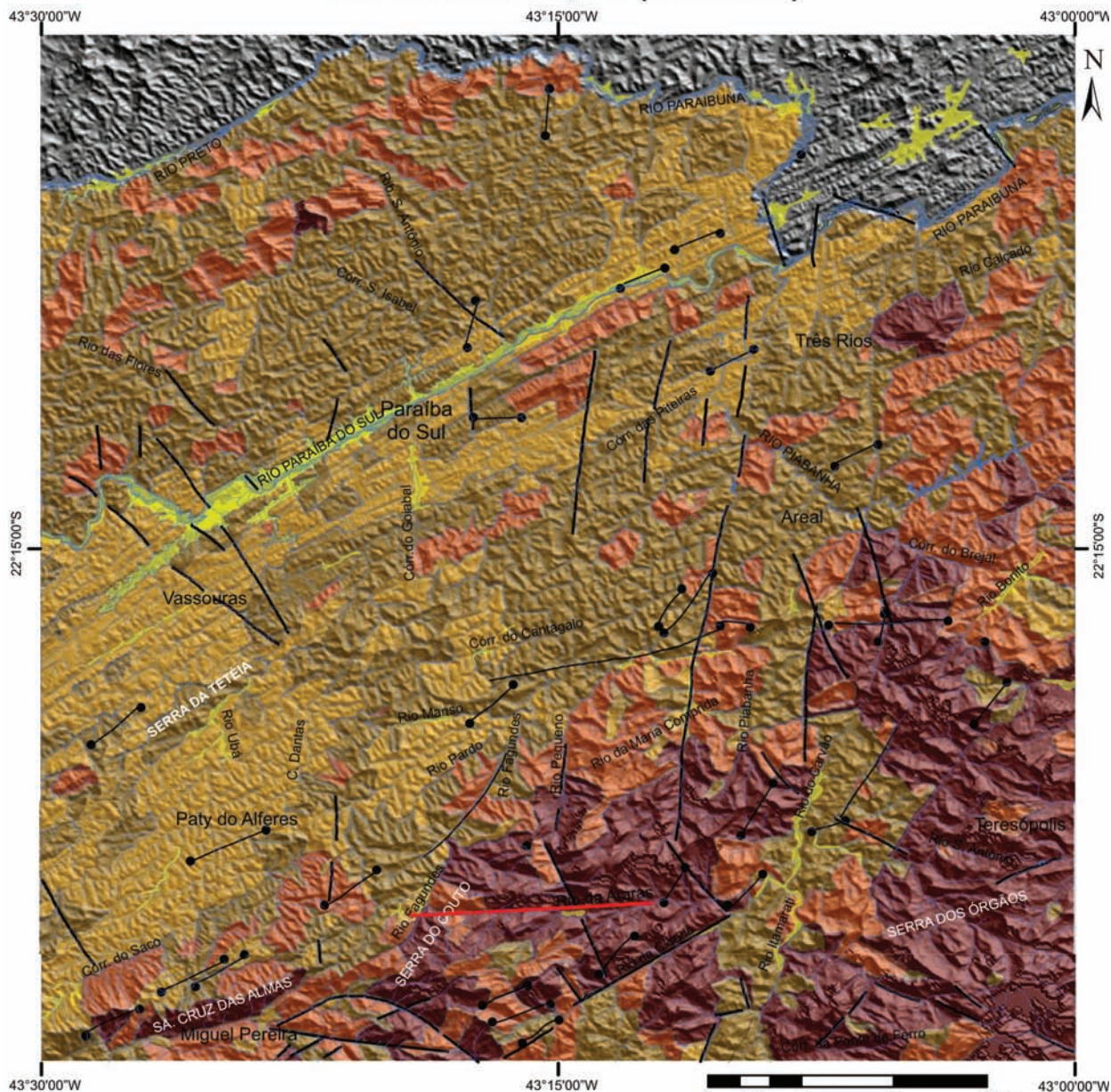
Em direção à porção central da área, o relevo tende a rebaixar entre transição de serras reafeiçoadas, como por exemplo, a da Tetéia/Serra do Cavarú com altitudes de 950 a 560m, passando bruscamente para o compartimento de colinas intensamente dissecadas com vertente íngremes e vales e reentrâncias entulhadas entre altitudes de 700 e 450 m, as quais delimitam o segmento central de colinas mais rebaixadas e também com entulhamento de concavidades até atingir as planícies sedimentares do rio Paraíba do Sul, ao longo de alvéolos alongados e estruturados pela zona de cisalhamento de direção NE e pelas fraturas NW-SE (Figura 2.7).

A rede de drenagem (Figura 2.8) caracteriza-se por um predomínio de padrão retilíneo ao longo do compartimento das escarpas e serras reafeiçoadas, marcada por uma profunda incisão vertical no setor mais elevado das serras, adaptados às estruturas subjacentes formando vales profundos e encaixados com abruptos escalonamentos ao longo do perfil longitudinal na forma de corredeiras (Figura 2.9). Já no setor de colinas predomina o típico padrão em treliça, associado à zona de cisalhamento. Anomalias de drenagem como capturas são marcantes na área, sobretudo associadas aos vales dos rios Fagundes, Piabanha e Paraíba do Sul, destacando na porção centro e oeste da área, conforme mostra o mapa da Figura 2.8. Essas capturas possuem uma direção preferencial de ocorrência, definindo alinhamentos de direções NE-SW, NW-SE e E-W, geralmente associadas às estruturas. Os padrões topográficos e geológicos, bem como o uso e ocupação do solo, conferem uma característica de intensa erosão para a área, com processos que variam desde fluxos rápidos, com deslizamentos e desmoronamentos, e intensos depósitos de talus nos sopés das escarpas.

2.2 - Contexto Geotectônico

Três episódios tectônicos marcantes estão registrados na região sudeste brasileira. O primeiro, registrado em por rochas do embasamento cristalino, desenvolveu-se no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, resultando na edificação do Orógeno ou Faixa Ribeira durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. O segundo episódio está associado a ruptura do supercontinente, a abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das Bacias marginais petrolíferas de Espírito Santo e Campos. O terceiro episódio resultou em importante reativação tectônica da margem sudes-

Compartimentação geomorfológica, drenagem e estruturas Folha Três Rios, RJ (1:100.000)



Compartimentos de relevo

Base geomorfológica: T.M.Silva, 2002

- Planícies fluviais de topografia horizontal a subhorizontal em diferentes altitudes
- Colinas com entulhamento de vales e reentrância de cabeceiras de drenagem e colinas de encostas íngremes
- Colinas suaves com vales entulhados e colinas íngremes com vales estreitos e reentrâncias entulhadas
- Serras locais bastante reafeçoados; morfologia de transição entre os compartimentos
- Serras escarpadas

Drenagem

Rede de drenagem

Estruturas

- Dique
- Falha ou fratura
- Brecha



Contrato: CPRM 17/PR/2007-UERJ

Autores: Gontijo-Pascutti, A. & Silva, T.M.

Figura 2.5 - Mapa de compartimentos de relevo associados à cobertura sedimentar cenozóica e às estruturas rúpteis da Folha Três Rios (Escala 1:100.000)



Figura 2.6 – Escarpas e serras reafeiçoadas da Serra dos Órgãos destacando o alinhamento de vertentes íngremes e de vales ao longo de direções NE-SW (Vale do Ribeirão Bonfim), e, ao fundo, o Ribeirão da Cidade, de direção NNE-SSW. Descatam-se, ao fundo, o Pico da Maria Comprida (1.929 m) e, ao centro, um compartimento de morros e colinas embutidos. Depósitos de tálus coalescem na base das escarpas. Petrópolis, RJ. (Foto: JCH. Almeida, 2005)



Figura 2.7 – Aspecto geral do lineamento Além Paraíba e a influência estrutural sobre a morfologia de morros adjacente na área – (Foto: M. Sant'Ana, 2003)

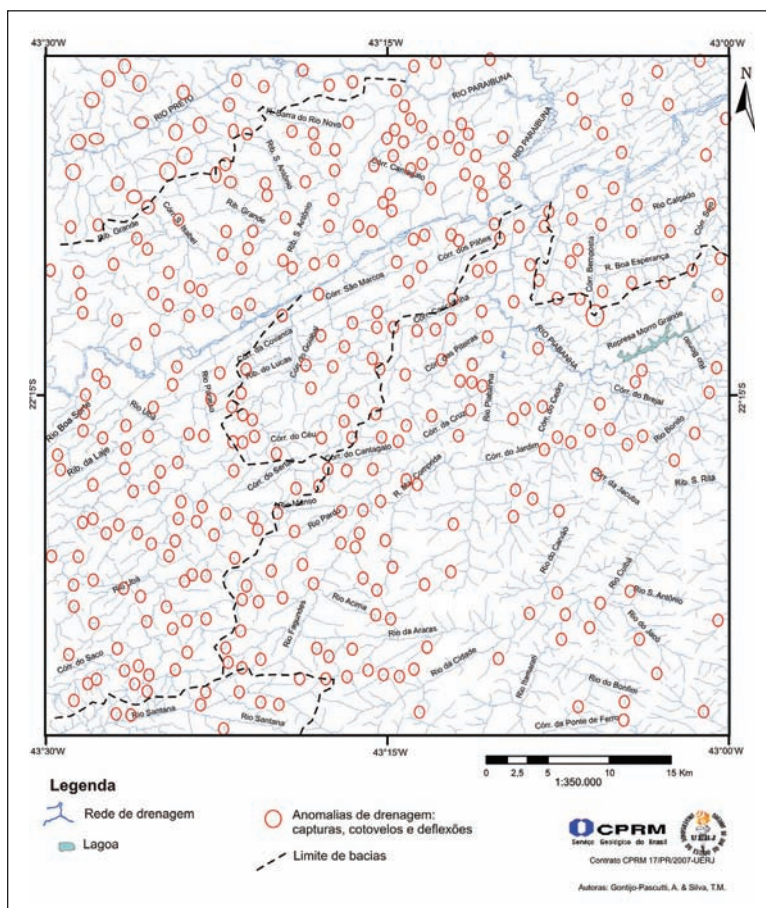


Figura 2.8 - Rede de drenagem da área, com destaque para anomalias de drenagem em capturas fluviais

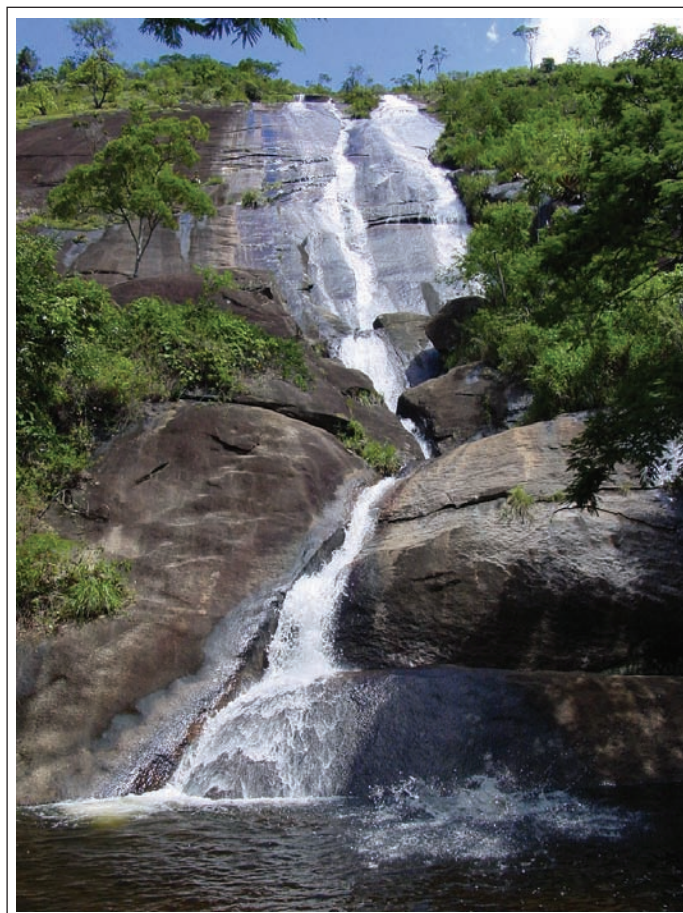


Figura 2.9 – Quedas de água ou cachoeiras marcando uma pronunciada ruptura ao longo de perfil longitudinal de uma drenagem no compartimento de Escarpas e serras reafeiçoadas, região de Petrópolis (Foto: JCH Almeida, 2005)

te brasileira, resultando na implantação do sistema de Riftes do Sudeste, contemporâneo ao extensivo magmatismo de caráter alcalino de idade Eocretácea a Eocênica.

2.2.1- A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana

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 2.10).

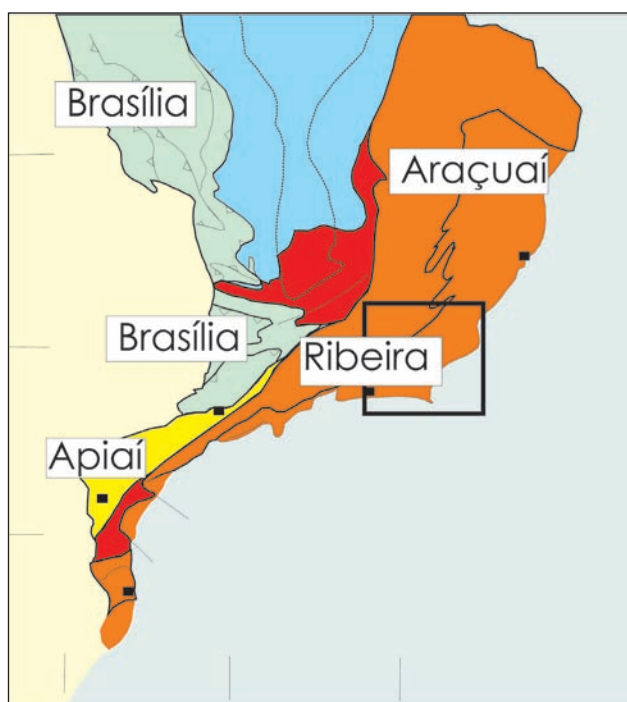


Figura 2.10 - Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004, 2008; Tupinambá *et al.*, 2007)

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE, que se estende por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, resultado da colisão entre o paleo-continentes (crátons) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola, envolvendo também outras micropalacas. A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasiliana-Panafricana durante o Neoproterozóico–Cambriano com últimos estágios no Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.*, 2008). A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves (Figura 2.10) (Heilbron *et al.*, 2004).

Os diversos terrenos tectônico-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira são limitados por importantes descontinuidades estruturais: empurrões

e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente destrais. Estes terrenos tectônicos foram progressivamente acrescidos junto às bordas cratônicas e às faixas móveis (terrenos) colididas previamente, em vários episódios colisionais (ca. 630 Ma; 605 Ma; 580 Ma e 520 Ma).

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira estabelecida no seu setor central compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2.11, Heilbron *et al.*, 2000; 2004; Trouw *et al.*, 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite Tectônico Central-LTC) 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 (Almeida *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000). Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre ca. 605 e 570 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003), enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em ca. 530-510 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço back-arc resultou na colisão com a paleoplaca do Terreno Cabo Frio.

As últimas manifestações tectono-magmáticas ligadas a Orogênese Brasiliana neste setor da Faixa Ribeira datam do Cambriano Superior ao Ordoviciano Superior (ca. 510-480 Ma) e são interpretadas como sendo relacionadas ao colapso orogênico já em regime transtensivo (Heilbron *et al.*, 2000; 2004; Heilbron & Machado, 2003).

Os terrenos tectônicos são compostos, geralmente, pelas seguintes unidades lito-estratigráficas:

- Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga ;
- Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica) ou relacionadas ao fechamento oceânico (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);
- Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, e portanto contemporâneos a processos de subducção;
- Granitóides neoproterozóicos sin e tardicolisionais;
- Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

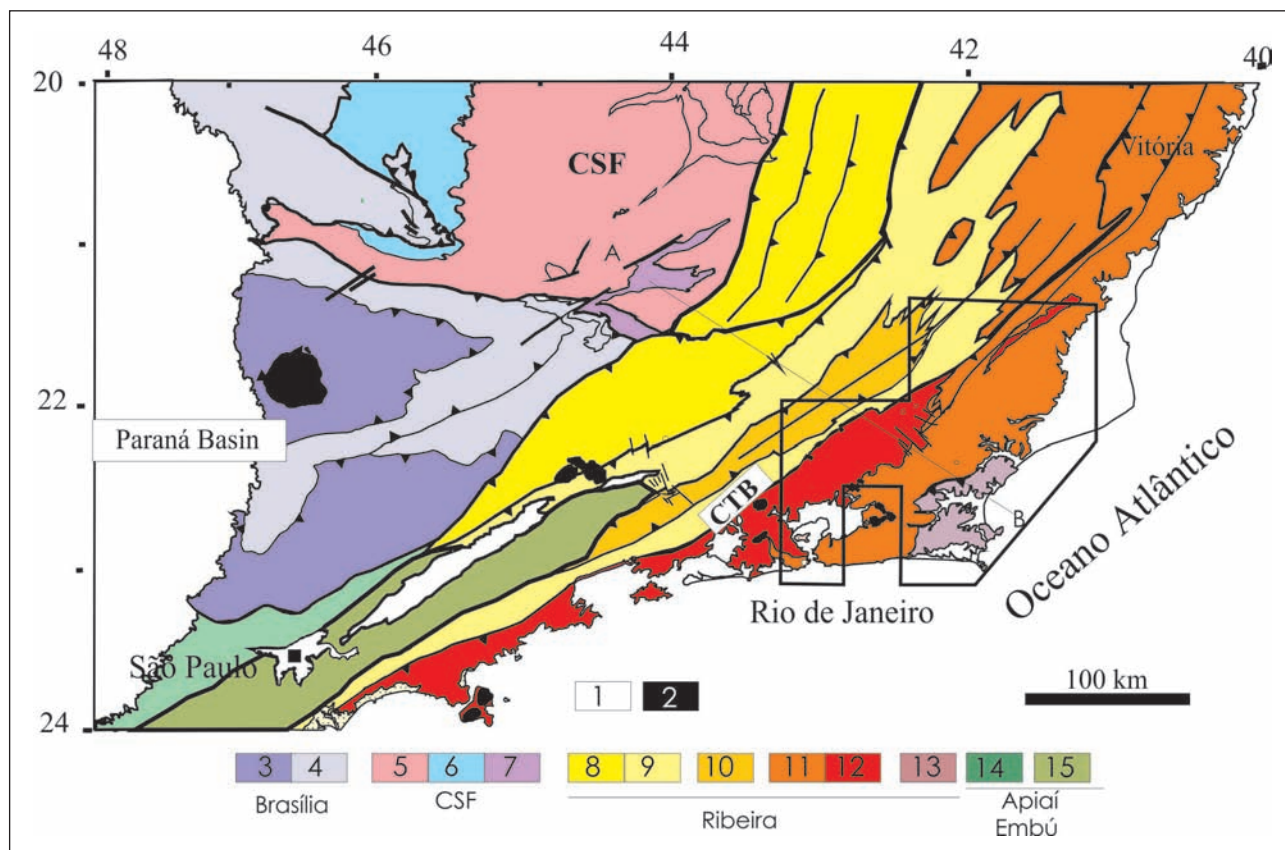


Figura 2.11 - Compartimentação tectônica da Região SE brasileira. Legenda: 1 - para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9-Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12 Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11), 13- Terreno Cabo Frio. Dados de Heilbron et al., (2004, 2009); Tupinambá et al. (2007); Schmitt et al. (2009)

Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

Terreno Ocidental

Terreno Ocidental corresponde à margem passiva retrabalhada do paleocontinente São Francisco, sendo composto por unidades do embasamento paleoproterozóico/arqueano retrabalhado e sucessões sedimentares da margem passiva neoproterozóica. (Trouw et al., 2000; Heilbron et al., 2004a).

As associações do embasamento compreendem duas unidades distintas: a) ortognaisses migmatíticas com anfíbolitos e, subordinadamente, rochas granulíticas; b) ortogranulitos paleoproterozóicos com ampla variação composicional. Dados geoquímicos e geocronológicos sugerem complexa evolução, com várias unidades litológicas, representadas por granulitos básicos do tipo MORB de 2,4 Ga, rochas com composições variando desde ácidas até intermediárias de um arco magmático juvenil de 2,1-2,0 Ga e granulitos básicos alcalinos de 1,7 Ga.

A margem passiva neoproterozóica (Megassequência Andrelândia) é representada por uma sucessão metassedimentar siliciclástica metamorfisada desde baixo até alto grau. A idade U-Pb de ca. 900

Ma dos zircões detríticos mais novos é usada como melhor estimativa para o máximo deposicional da Megassequência Andrelândia (Valeriano et al. 2004; Valladares et al. 2004).

O Terreno Ocidental é subdividido em dois domínios estruturais principais, Domínios Andrelândia e Juiz de Fora, que apresentam distintos estilos estruturais e associações litológicas. O Domínio Andrelândia é caracterizado por grandes dobras e empurrões de baixo a médio ângulo com vergência para NNW, que deformam a sequência metassedimentar siliciclástica e seu embasamento arqueano a paleoproterozóico. O Domínio Andrelândia está cavado sobre o Domínio Autóctone, situado junto a borda do Cráton do São Francisco, e também sobre a porção meridional da Faixa Brasília, formando uma zona de interferência com a Faixa Ribeira. O Domínio Juiz de Fora é caracterizado pela intensa intercalação tectônica entre os metassedimentos da Megassequência Andrelândia e os ortogranulitos paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora, mostrando, frequentemente, rochas com texturas miloníticas relacionadas a empurrões de alto ângulo, que também indicam movimentação oblíqua destal. O limite entre os Domínios Juiz de Fora e Andrelândia estabelecido pela Zona de Empurrão do Rio Preto.

O Terreno Ocidental registra vários episódios deformacionais relacionados à amalgamação do

Gondwana Ocidental. Assim, a região situada ao sul do Cráton do São Francisco (Sul de MG e NE de SP) é conhecida como zona de interferência, que mostra a superposição do episódio metamórfico principal da Faixa Brasília (ca. 640–610 Ma) com os episódios relacionados à formação da Faixa Ribeira, entre ca. 605–580 Ma, 580–550 Ma e 530–510 Ma (Trouw *et al.* 2000; Campos Neto & Caby 2000; Valeriano *et al.* 2004; Machado *et al.* 1996a; Heilbron *et al.* 2000, 2004a).

Terreno Paraíba do Sul

O Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul encontra-se, de maneira geral, cavalgado sobre o Terreno Ocidental, sendo constituído por duas principais associações litológicas: a) ortognaisses paleoproterozóicos de composição, predominantemente, granítica a granodiorítica; b) sequência metassedimentar siliciclástica composta por gnaisses bandados e xistos pelíticos contendo lentes de mármore, calcissilicáticas e gonditos. As rochas do Terreno Paraíba do Sul mostram uma xistosidade de médio ângulo de mergulho, deformada por dobras apertadas e abertas. Rochas com *fabric* milonítico são observadas, especialmente, junto aos contatos com os Terrenos Ocidental e Embu (Heilbron *et al.*, 2000, 2004).

Na porção NE da área estudada, ocorre uma zona milonítica de alto ângulo, denominada de Zona de Cisalhamento de Além Paraíba, que é tardia em relação ao episódio colisional principal e situada junto ao contato entre o Terreno Paraíba do Sul e o Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental).

Terreno Embu

O Terreno Embu é limitado a norte e ao sul por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo com componente de movimentação dextral, como os contatos com os Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, denominado de Zona de Cisalhamento de Cubatão. Indicadores cinemáticos tectônicos sugerem que os Terrenos Paraíba do Sul e Embu foram colados lateralmente aos Terrenos Apiaí-Açunguí e Ocidental (Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2004). Ao longo de seu *strike* o Terreno Embu acunha junto ao Terreno Ocidental, para leste, e com o Terreno Apiaí-Açunguí, a oeste. Semelhante ao Terreno Paraíba do Sul, o Terreno Embu é composto por duas associações litológicas: a) ortognaisses paleoproterozóicos de composições graníticas a tonalíticas; b) sequência metassedimentar composta por metapelitos, metapsamitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

A maioria dos dados geocronológicos disponíveis indica que o principal período de atividade tectônica e magmatismo sincolisional ocorreu entre 605–580 Ma (Janasi & Ulbrich 1991; Machado *et al.*, 1996b; Janasi *et al.*, 2003; Mendes *et al.*, 2006). No

entanto, o Terreno Embu também registra um episódio metamórfico prévio, há ca. 790 Ma (Vlach 2001; Cordani *et al.*, 2002).

Terreno Oriental

O Terreno Oriental é formado por três escamas tectônicas (Heilbron & Machado 2003), listadas abaixo da base para o topo, seguindo uma seção NW–SE:

- Domínio Cambuci – composto por granada-biotita gnaisses com lentes de mármore e calcissilicáticas, onde os protólitos sedimentares destas rochas são interpretados como depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco.
- Domínio Costeiro – representa o ambiente aonde se instalou o arco magmático da Faixa Ribeira, denominado de Complexo Rio Negro, sendo constituído também por paragnaisses pelíticos ricos em interações de quartzitos e calcissilicáticas. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro possuem afinidade calcialcalina e composição variando desde tonalítica até granítica, com enclaves dioríticos e gabróicos. Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem pelo menos estágios de desenvolvimento do arco magmático, um mais antigo há ca. 790 Ma, e outro com ca. 635–620 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.* 2000). Os dados isotópicos também mostram dois diferentes grupos, indicando uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron *et al.* 2005).
- Domínio Italva – composto de uma sucessão metassedimentar de baixo grau rico em rochas carbonáticas plataformais, interpretadas como depositadas em uma margem passiva ou ambiente de bacia retro-arco. A época de deposição desta sucessão é indicada pelas idades U–Pb de ca. 840 Ma, registrada em zircões de intercalações anfibolíticas (Heilbron & Machado, 2003).

O CTB – *Central Tectonic Boundary* ou Limite Tectônico Central (Almeida *et al.* 1998; Almeida, 2000) é a principal descontinuidade tectônica, que representa o limite entre os Terrenos Oriental e Ocidental, ou seja, uma zona de sutura entre as duas placas. O CTB é uma zona de cisalhamento dobrada que mostra uma complexa evolução estrutural desenvolvida em condições de alta temperatura. A relação do *fabric* milonítico e as várias gerações de corpos graníticos são utilizadas como marcadores cronológicos dos eventos de deformação e magmáticos.

A deformação principal do Terreno Oriental é caracterizada por dois episódios tectônicos progressivos. O primeiro é representado por uma xistosidade de baixo ângulo subparalela ao bandamento, superposta por uma foliação plano-axial relacionada

a dobras isoclinais. Todos os dados U–Pb disponíveis para granitos sin-colisionais e de minerais metamórficos caem dentro do intervalo entre 580–550 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Silva *et al.*, 2005; Tupinambá *et al.*, 2000).

Feições deformacionais e metamórficas superimpostas ao CTB (*Central Tectonic Boundary*), incluindo dobramentos abertos e zonas de cisalhamento subverticais, foram causadas pela colagem tardia, associada ao Terreno Cabo Frio.

Terreno Cabo Frio

Duas principais unidades estratigráficas ocorrem no Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 1982): a) ortognaisses paleoproterozoicos (*ca.* 1.9 Ga) com intrusões de anfibolitos (Schmitt *et al.*, 2004); b) e um conjunto mais novo formado por sucessão metassedimentar de alto grau composta de paragneisses pelíticos a psamíticos com lentes de anfibolitos e calcissilicáticas. Datações U–Pb (SHRIMP) de zircões detríticos revelam fontes arqueanas (*ca.* 2.5 Ga), paleoproterozoicas (*ca.* 2.0 Ga) e neoproterozoicas (*ca.* 1.0 Ga e 800–600 Ma) (Schmitt *et al.*, 2003). Heilbron & Machado (2003) baseados em datações, localização geográfica e composição litológica (pelitos, carbonatos and basaltos) dessas sucessões, que a sedimentação desta unidade pode está associada a uma bacia retro-arco neoproterozoica relacionada ao arco magmático Rio Negro (Terreno Oriental).

O Terreno Cabo Frio colidiu com a faixa entre 530–510 Ma. Este episódio cambriano tem sido referido como orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004) e gerou importantes estruturas de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, destacando as grandes dobras isoclinais (Heilbron *et al.*, 1982). Este último episódio tectônico também resultou na superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento destrais que afetaram todos os terrenos previamente amalgamados (Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Ocidental). Um dos exemplos é a Zona de Cisalhamento de Além Paraíba (Campanha, 1981), de centenas de quilômetros de extensão e com uma espessa faixa milonítica.

2.2.2- A Quebra do Supercontinente Gondwana

Após uma total falta de registros de eventos no Paleozóico, no Cretáceo Inferior a região sudeste brasileira experimentou os efeitos tectono-magmáticos relacionados à quebra do Supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul (Cainelli & Mohriak, 1998; Meisling *et al.*, 2001; Cobbold *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2001). De outro lado, o rifteamento do Gondwana no setor na margem sudeste do Atlântico Sul, entre o Barremiano e Neocomiano, foi marcado por intensa atividade magmática ligada à evolução da pluma mantélica de Tristão da Cunha, que resul-

tou em abundante magmatismo *onshore* e *offshore* (Bueno *et al.*, 2004).

Extensivo magmatismo basáltico, na forma de enxames de diques, como o Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM) de direção NEE, e o Enxame de Diques da Baía da Ilha Grande (EDBIG), de direção NNW, tal como descrito por Almeida, 1976; McKenzie & Bickle, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Regelous, 1993; Garda, 1995; Valente, 1997; Valente *et al.*, 1998; Valente *et al.*, 1999; Corval, 2004; Valente *et al.*, 2005; Guedes *et al.*, 2005; Dutra, 2006; Dutra *et al.*, 2005; Dutra *et al.*, 2006; Corval *et al.*, 2007). O Enxame da Serra do Mar (ESDM), pode ser subdividido também em dois grupos, o Ocidental de Alto TiO₂ e o Oriental de Baixo TiO₂. Falhas normais e transcorrentes também se desenvolveram *onshore*, ao mesmo tempo em as bacias marginais de Campos e Santos iniciavam sua implantação.

Os estudos pioneiros dos basaltos toleíticos que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar, região costeira do sudeste do Brasil, foram essencialmente de cunho petrográfico ou relacionados à cartografia básica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Garda, 1995; Regelous, 1993; Valente, 1997). As espessuras desses diques variam de 1,0-3,0m até dezenas de metros, e a orientação geral do enxame é N40°-60°E (Almeida, 1986), ou seja, paralela as estruturas das rochas encaixantes associadas as unidades da Faixa Ribeira, um orógeno de idade brasileira (Neoproterozoico a Cambro-ordoviciano). Os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional de afinidade toleítica (Valente *et al.*, 1999). Idades radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar apontam para idades do Cretáceo Inferior, principalmente, entre 145 e 126 Ma, e poucas outras do Cretáceo Superior (Amaral *et al.*, 1967; Minioli *et al.*, 1971; Guedes *et al.*, 2005; Corval, 2009).

Dados radiométricos obtidos por Guedes *et al.* (2005), evidenciaram que alguns diques do Enxame da Baía da Ilha Grande–Resende é bem mais antiga (161 Ma e 193 Ma ⁴⁰Ar/³⁹Ar; Tabela 2) o que sugere que este magmatismo pode ter se iniciado no Jurássico, antes da fase rifte da abertura do Atlântico Sul. Estes diques toleíticos mais antigo, datados do Jurássico, possuem orientação NNW e afloram na região da borda norte da Bacia de Resende. Os diques NNE deste enxame foram datados, em geral, no intervalo entre 145 e 135Ma, sendo correlatos ao Enxame da Serra do Mar.

Na região do Cabo de Búzios (RJ), Tetzner *et al.* (2001) descrevem diques toleíticos, relacionados à porção SE do Enxame da Serra do Mar, orientados nas direções N60E, N30E e, subordinadamente, N10E. Estes autores relatam o baixo conteúdo de TiO₂ destes diques e os correlacionam aos derrames basálticos da Bacia de Campos.

2.2.3- O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado

Outro episódio tectônico marcante está representado pela reativação tectônica que se desenvolveu no período entre o Cretáceo Superior e o Eoceno sistema de Riftes da, que originou o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB; Ricomini, 1989). Compreende de uma faixa alongada e deprimida com cerca de 1000 Km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), no litoral fluminense. Nesta faixa encontram-se instaladas uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas, que podem ser agrupadas em três segmentos: a) ocidental, com a Bacia de Curitiba e os *Grabens* de Cananéia e Sete Barras; b) central, bacias de São Paulo e as do vale do Paraíba do Sul – Taubaté, Resende e Volta Redonda; c) oriental, bacias de Macacu e Itaboraí no *Graben* da Guanabara, e o *Graben* de Barra de São João, na região submersa (Riccomini *et al.*, 2004). A literatura vigente concorda que estas bacias se instalaram, principalmente, sobre descontinuidades pré-cambrianas (Riccomini *et al.* 2004; Zalán & Oliveira, 2005).

Os riftes do segmento central são, em geral, do tipo hemi-grabens, com a falha mestra de direção ENE situada na borda norte e basculamento do assoalho da bacia para NW. Os depocentros das bacias situam-se junto a essas bordas de falha, que se encontram frequentemente, preenchidas por brechas tectônicas silicificadas. A arquitetura dos riftes também é caracterizada pela presença de altos estruturais internos de direção NW ou NE (Melo *et al.*, 1985; Riccomini 1989). A Bacia de Taubaté, maior depressão do RCSB, possui uma alternância da geometria e dos depocentros ao longo de seu eixo, decorrente dos altos estruturais que segmentam internamente o rifte (Fernandes & Chang, 2003; Riccomini *et al.*, 2004). As bacias do segmento central do RCSB são separadas entre si, pelos altos de embasamento, são eles: alto de Floriano-Barra Mansa, Queluz e Arujá, que separam, respectivamente, as Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo.

Em relação à sedimentação do segmento central do RCSB, as bacias foram preenchidas por sucessões paleogênicas relacionadas ao Grupo Taubaté (Riccomini 1989), composto pelas seguintes formações: a) Resende, sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados; b) Tremembé, sistema lacustre; c) São Paulo (mais nova), sistema fluvial meandrante. Posteriormente, foram depositados sedimentos fluviais, de leques aluviais e coluviais de idade neogênica.

A literatura também parece concordar quanto à idade do preenchimento destas bacias. Vertebrados e diques de rochas ankaramíticas de *ca.* 53 Ma determinam a idade paleocênica da Bacia de São José do Itaboraí, no *Graben* da Guanabara (Paula Couto 1952, Bergqvist, 1996). Fósseis de mamíferos apontam idade oligocênica/miocênica para a Formação

Tremembé na Bacia de Taubaté (Couto & Mezzalira, 1971), enquanto análises palinológicas apontam idade eocênica para as bacias de Resende (Lima & Amador, 1983) e de São Paulo (Melo & Pocanço, 1983), ratificando a proposição de contemporaneidade (Paleógeno) das bacias. Entretanto, Marques (1990) descreve a existência de duas novas unidades sísmicas, sotopostas à Formação Tremembé e com idade provável do Cretáceo Médio-Superior, sugerindo um preenchimento bem mais antigo para a Bacia de Taubaté.

As lavas de ankaramito que afloram no *Graben* da Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) e se encontram intercaladas aos sedimentos da Formação Resende, datadas em 43 Ma (K-Ar) e 48 Ma (Ar-Ar), permitem balizar uma idade eocênica para a sedimentação da Bacia de Volta Redonda.

Quanto à evolução tectônica do RCSB, Riccomini (1989) propôs que o segmento central foi gerado num regime distensivo NNW-SSE no Paleógeno, reativando antigas estruturas NE da Faixa Ribeira. Nesta época, este setor comporia um único rifte contínuo, desde a Bacia de São Paulo até Volta Redonda. A segmentação desta extensa bacia ocorreu somente durante as reativações neogênicas, através da formação de altos estruturais. A presença de sedimentos paleogênicos sobre estes altos estruturais também sugere uma ligação pretérita entre as bacias. Outro modelo proposto por Cobbold *et al.* (2001), baseado na integração de dados das áreas *onshore* e *offshore*, indica que as bacias do RCSB seriam do tipo *pull apart*, geradas num regime transtensivo paleogênico. Esta proposta inclui as reativações das zonas de transferências neocomianas NW, responsáveis pelos altos do embasamento que segmentam o RCSB, contemporâneas à sedimentação paleogênica. Ramos (2003), baseado em estudos estratigráficos da Bacia de Resende, também sugeriu que o setor central do RCSB já seria segmentado desde a sua formação. Porém, as bacias pertenceriam a um mesmo sistema hidrográfico regional, de modo similar ao que ocorre atualmente com a bacia do rio Paraíba do Sul.

O Alto Estrutural Floriano-Barra Mansa entre as bacias de Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989), foi também denominado de Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993) ou de Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (Almeida *et al.*, 1999), e compreende um enxame de diques toleíticos, falhas e fraturas de direção NNW. A presença de diques jurássicos sugere que esta zona foi ativa anteriormente à abertura do Atlântico Sul, sendo reativada no Paleógeno como uma zona de transferência que conecta os *grabens* do Vale do Paraíba do Sul e o da Guanabara (Almeida *et al.*, 2002).

2.2.4- Rochas Alcalinas

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, já com ambientes marinhos francos, ocorreu um

pulso magmático alcalino. Dezenas de ocorrências de corpos (*plutons, stocks*, diques e derrames vulcânicos) são encontradas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo a *Província Serra do Mar* e o Alinhamento Mágmatco de Cabo Frio (Almeida 1983, 1991), bem como alguns corpos na região do Arco de Ponta Grossa. Nos corpos plutônicos principais predominam rochas alcalinas félsicas (sienitos) e suas idades K-Ar e Ar-Ar variam entre ca. 86 a 50 Ma. Entretanto, em alguns corpos, foram descritas variedades máficas e até ultramáficas.

Dentre os principais plutons alcalinos, se destacam os de Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Cananéia, Ponte Nova, Itatiaia, Passa Quatro, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Itaúnas, Tanguá-Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio, Morro de São João.

Enxames de diques alcalinos com direção principal ENE ocorrem próximos aos corpos plutônicos, onde os tipos litológicos comuns são lamprófiros, fonolitos e traquitos. Na região das Bacias de Resende e Volta Redonda, Guedes *et al.* (2005) separam o magmatismo alcalino em três grupos distintos, baseados em dados geoquímicos e idades K-Ar e Ar-Ar: (i) Lamprófiros com 82 Ma; (ii) Sienitos e Microsienitos com idade entre 70 e 68 Ma; (iii) Diques Fonolíticos e Traquíticos com idades entre 64 e 59 Ma. Já no *Graben* da Guanabara hialoclastitos fonolíticos da Bacia de Macacu forneceram idades Ar-Ar de 66 Ma (Ferrari, 2001).

As rochas mais jovens estão representadas pelos os derrames de ankaramitos (alcalina ultramáfica), intercalados nos sedimentos das bacias de Volta Redonda e Itaboraí, com respectivamente, 48 Ma (Ar-Ar) e 53 Ma (K-Ar) (Riccomini & Francisco, 1992; Riccomini *et al.*, 1983, 2004).

No contexto das bacias marginais, são registrados basaltos relacionados a dois pulsos diferentes, um mais velho com idades Ar-Ar em torno de 85-80 Ma na Bacia de Santos (Szatmari *et al.*, 2000), e outro com idades K-Ar entre 50-40 Ma, no Alto de Cabo Frio que separa as bacias de Campos e Santos (Misuzaki & Mohriak, 1993). Este último parece correlato aos derrames ankaramíticos das bacias *on-shore* citadas acima.

A tendência dos corpos alcalinos relacionados ao Alinhamento Mágmatco Poços de Caldas–Cabo Frio apresentarem, em geral, idades mais novas em direção a leste (do interior para costa), sugeriram o traçado de um *hot spot* mantélico sob a placa sul-americana (Herz, 1977; Sadowski & Dias Neto, 1981; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). Este traçado é reforçado pela conexão com as manifestações vulcânicas da área *off-shore*: Bacia de Campos, arquipélago de Abrolhos, montes submarinos e na ilha de Trindade.

A passagem do *Hot Spot* de Trindade como é conhecido, seria também condicionado pelas reativações das zonas de transferências neocomianas da fase-rifte, que conduziriam os magmas mantélicos (Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas a outra zona de transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001). Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo, além de forte condicionamento estrutural pelas zonas de transferência NW, associada ao desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1- INTEGRAÇÃO GEOLOGIA-GEOFÍSICA

Há que se ressaltar que no pacote de dados fornecido pela CPRM não foram identificados o mapa de Intensidade de Campo Magnético Total para a Folha Três Rios. O objetivo da presente interpretação é o de promover a integração entre os diversos temas geofísicos e o conhecimento geológico prévio visando: a identificação de falhas e fraturamentos com expressão em profundidade, melhor definição de contatos geológicos e definir possíveis áreas em que a equipe de geologia de campo possa fazer um refinamento do mapa geológico pré-existente.

A primeira etapa da presente interpretação englobou uma visualização integrada das dez folhas para os mapas do Potássio (Figura 3.1) e de Intensidade do Campo Magnético Total. Tal estratégia permitiu verificar a continuidade das feições magnéticas e gamaespectométricas ao longo de toda área investigada. Isto é importante para evitar problemas de descontinuidades, de folha para folha, das unidades geológicas mapeadas.

Dentre as principais feições dos mapas de Potássio destacam-se uma série de anomalias circulares

relacionadas a corpos graníticos e intrusivas ultramáficas. Já nos mapas magnéticos destacam-se anomalias lineares (NE-SW) de grande extensão, muito possivelmente associadas a diques de diabásio.

Nos próximos itens serão descritas na forma de tópicos as principais feições geofísicas mapeadas e sua integração com feições geológicas. Os falhamentos e contatos identificados foram incorporados ao conhecimento geológico no formato vetorial *shape file*.

Gamaespectometria

Os mapas radiométricos guardam boa correlação com as principais unidades geológicas regionais da folha, mostrando forte condicionamento NE para o strike das unidades geológicas.

Foram identificados falhamentos de strike NW e também norte-sul e subordinadamente E-W.

Os plutons colisionais da folha são caracterizados por altos teores de todos radioelementos, como caracterizado no mapa Ternário.

As rochas do Domínio Paraíba do Sul sub-unidade Metassedimentos são caracterizadas por baixos valores radiométricos em todos elementos. O Complexo Quirino apresenta empobrecimento de Urânio e Potássio em relação ao Tório.

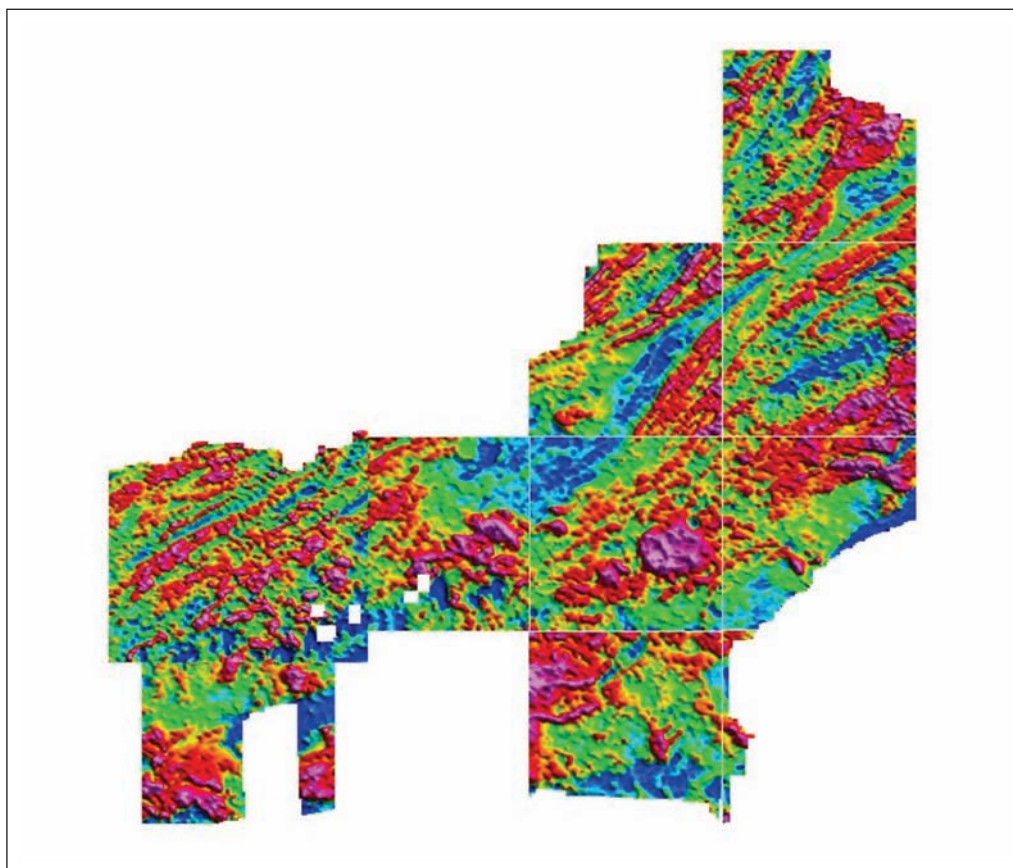


Figura 3.1 - Integração dos mapas de Potássio para as 10 folhas geológicas do projeto

3.2- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA FAIXA RIBEIRA

3.2.1- Geologia Pré-Cambro-Ordoviciano da Folha Três Rios

A região englobada na Folha Três Rios apresenta unidades litológicas dos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental, segundo a compartimentação tectônica adotada neste projeto.

O Terreno Ocidental, está representado na área da Folha Três Rios pelo Domínio Juiz de Fora, que compreende um sistema de empurrões superior desse Terreno. Na região abordada, o Domínio Juiz de Fora é constituído de três unidades litológicas distintas: 1) embasamento paleoproterozóico, constituído por ortogranulitos noríticos a charnockíticos do Complexo Juiz de Fora; 2) sequência supracrustal neoproterozóica conhecida como Grupo Andrelândia constituída de (opx)-(sill)-(gr)-bt gnaisses, com camadas e/ou lentes de quartzitos e lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos; e 3) granitóides neoproterozóicos formados em diversos estágios da Orogênese Brasileira (por exemplo, o hornblenda-biotita granito/gnaiss e leucognaiss rosa da Suíte Matias Barbosa).

O Terreno Paraíba do Sul, afora numa klippe sinformal complexamente dobrada sobre o Terreno Ocidental. Na área, este terreno é constituído de duas unidades litológicas distintas: 1) embasamento paleoproterozóico, constituído de ortognaisses tonalíticos a graníticos do Complexo Quirino; e 2) sequência supracrustal (Grupo Paraíba do Sul) de posicionamento estratigráfico indefinido constituído de bt-gnaisses, (sill)-(bt)-gnaisses e mármore calcíticos e dolomíticos.

O Terreno Oriental é integrado na área apenas pelo Domínio Costeiro, representado pelas seguintes unidades litológicas: 1) rochas granitóides neoproterozóicas e metagabros que integram o Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 1998; 2000); 2) Suíte Cordeiro; e, 3) rochas granitóides do Batólito Serra dos Órgãos.

3.2.1.1- Descrição das Unidades de Mapeamento

A subdivisão estratigráfica adotada para este segmento central da Faixa Ribeira segue o proposto por Tupinambá *et al.* (2007), com adaptações para unidades já caracterizadas no Geobank, bem como na etapa anterior do Programa Pronageo, UERJ/CPRM. A Tabela 3.1 mostra uma tentativa de correlação com as unidades propostas no Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro. Portanto, sempre que possível, procurou-se adotar termos utilizados nestes trabalhos. A Tabela 3.2 traz as unidades de mapeamento adotadas para a Folha Três Rios, incluindo as unidades mesozóicas e cenozóicas.

Unidades do Embasamento Pré-1,7 Ga.

Complexo Quirino (PP2q)/Terreno Paraíba do Sul

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

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

O embasamento pré-1,7 Ga no Terreno Paraíba do Sul é representado pelo ortognaisses do Complexo Quirino. Esta unidade estende-se como uma klippe sinformal sobre as unidades do Domínio Juiz de Fora, Terreno Ocidental. Sua maior exposição se dá no segmento noroeste da folha, na região da Serra das Abóboras. Belas exposições também são observadas ao longo da BR-040.

Os ortognaisses do Complexo Quirino, comumente, formam lajes e paredões resistentes que, por vezes, se destacam na topografia (Figura 3.2-Serra das Abóboras). Constituem rochas leucocráticas a

Tabela 3.1 - Correlação entre a nomenclatura lito-estratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura, referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores. Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, Raposos e Itaocara (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c). Unidade Rio Negro (Matos et al., 1980). Complexo Paraíba do Sul (Machado, 1984, 1986). Grupo Paraíba do Sul (Almeida et al., 1993; Ebert 1957, 1968; Matos et al. 1980; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b). Trabalhos de integração cartográfica e estratigráfica regional: Machado Filho et al. (1983); Reis & Mansur (1995); Fonseca (1998); Silva & Cunha (2001); Silva et al. (2002)

Domínios/ Compartimentos	Unidades propostas de acordo com Tupinambá et al. (2007)	Idades	Unidades descritas em trabalhos anteriores
Domínio Juiz de Fora/ Terreno Ocidental	Megassequência Andrelândia a) gnaisses pelíticos b) gnaisses bandados com quartzitos	Neoproterozóico	Unidades Raposos e Catalunha para os gnaisses pelíticos; Unidades Itaocara e Santo Eduardo para gnaisses bandados.
	Complexo Juiz de Fora	2.4–1.7Ga	Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, S. José de Ubá
Terreno Paraíba do Sul	Grupo Paraíba do Sul	?	Complexo Paraíba do Sul, Unidades Santo Eduardo e Itaocara
	Complexo Quirino	2.1 Ga	Complexo Paraíba do Sul, unidades Santo Eduardo e Itaocara.
Domínio Costeiro/ Terreno Oriental	Complexo Rio Negro: ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros	790-620 Ma	Unidade Rio Negro
	Unidade São Sebastião do Alto: paragnaisses com quartzitos Unidade São Fidelis: Gnaisses Kingizíticos	Neoproterozóico	Unidades S. Fidélis e Santo Eduardo.

Tabela 3.2- Unidades de mapeamento adotadas para a Folha Três Rios

SIGLA_UNID	Nome da Unidade	Descrição das Unidades	Hierarquia	Unidade Maior
Qca	Depósito Colúvio-Aluvionar	Depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.	Não Definida	Não Definida
K1βsm	Serra do Mar	Diques de diabásio, micro-gabro e gabros toleíticos	Suíte	Enxame de Diques da Serra do Mar
O1y6nfan	Andorinha	Biotita granito por vezes porfirítico, com enclaves surmicáceos	Corpo	Suíte Nova Friburgo
O1y6nfr	Teresópolis	Granito porfirítico, leucogranito equigranular	Corpo	
NP3y3so	Serra dos Órgãos	(granada)-hornblenda-biotita gnaise granítico a granodiorítico	Suíte	Suíte Serra dos Orgãos
NP3y2mb	Matias Barbosa	Biotita granito fino mesocrático e fácies porfirítica localmente granulítica	Complexo	Complexo Matias Barbosa
NP3y2rt	Rio Turvo	Granada-biotita granito porfirítico foliado a granada leucogranito foliado com enclaves de rochas metassedimentares	Suíte	Suíte Rio Turvo
NP3y2an	Anta	Hornblenda-biotita gnaise granítico, charnockito e leucogranito, diorito	Complexo	Complexo Anta
NP3y2co	Cordeiro	(granada)-(muscovita)-biotita leucogranito, foliado a isotrópico	Suíte	Suíte Cordeiro
NP3y1rnb	Bingen	Granitóides homogêneos	Unidade	Complexo Rio Negro
NP23y1rn	Rio Negro	Hornblenda-biotita gnaise migmatítico tonalítico a granítico	Complexo	
NP3β1rngb	Gabro	Complexos gabróicos	Corpo	
NPasgn	Granada-biotita gnaise	Granada-biotita gnaise bandado com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaise, quartzito, anfíbolito e rochas calcissilicáticas	Unidade	Grupo Andrelândia
NPaq1	Quartzito	Sillimanita-granada-feldspato quartzitos, bandados, com variações para quartzitos grossos feldspáticos	Camada	
NPabgn	Biotita gnaise bandado	Biotita-gnaise bandado e migmatíticos, com intercalações de quartzito e rochas calcissilicáticas	Unidade	
NPaaa	Arcádia Areal	(granada)-biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas meta-ultramáficas, gonditos e ocorrência de sulfetos disseminados	Unidade	Grupo Andrelândia
PRsg	Graminha	Hornblenda granito porfiróide foliado com enclaves de rochas básicas, biotita granito foliado	Suíte	Suíte Graminha
PRps	Paraíba do Sul	Biotita gnaise bandado com intercalações de sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto e rochas calcissilicáticas	Grupo	Complexo Paraíba do Sul
PP2jfgl	Juiz de Fora	Ortogramulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbítica, enderbítica e rochas gabróicas. A textura varia de granoblástica, gnáissica a milonítica.	Unidade	Complexo Juiz de Fora
PP2q	Quirino	Hornblenda-biotita gnaise migmatítico e biotita-gnaise migmatítico, com enclaves de rochas básicas	Complexo	Complexo Quirino

mesocráticas de granulometria média a grossa (Figura 3.3) de estrutura maciça, estromática a gnáissica apresentando textura granoblástica, granolepidoblástica, porfiroblástica e glomeroporfiroblástica (glômeros de hornblenda). A foliação principal apresenta variações de mergulho, de subhorizontal, adquirindo aspecto milonítico subvertical próximo à zonas de cisalhamento (Figura 3.4) com direção de strike sempre para NE-SW.

Os ortognaisses do Complexo Quirino apresentam muitos enclaves de composição, tamanho e forma diversa (Figura 3.5). São enclaves mesocráticos a melanocráticos, centimétricos a métricos, variando de arredondados a elípticos, ou mesmo contendo a foliação principal Sn. Observam-se três tipos principais: enclaves maciços de cor esverdeada de composição calciossilicática, enclaves melanocráticos a ultramáficos ricos em tremolita (Figura 3.6) e enclaves anfíbolíticos a quartzo-dioríticos (Figura 3.7)

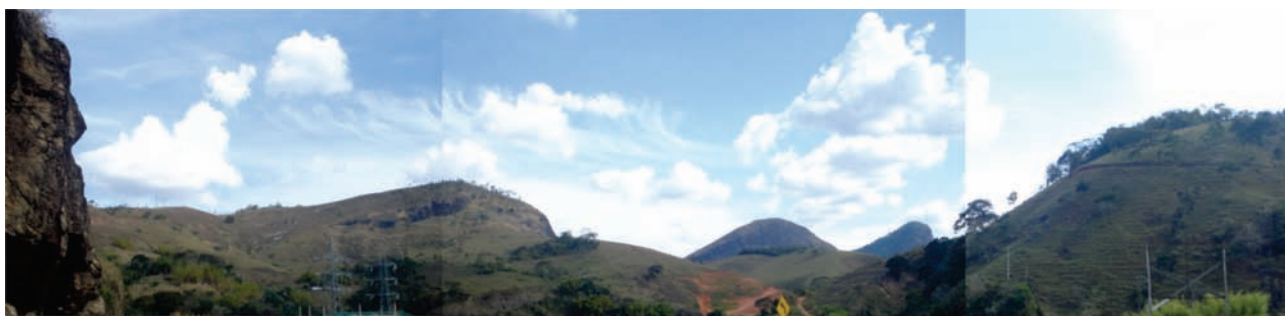


Figura 3.2 - Vista da Serra das Abóboras a partir da BR-040 próximo a Três Rios (RJ). Maciços rochosos de ortognaisses pertencentes ao Complexo Quirino se destacam na topografia



Figura 3.3 – Afloramento de ortogneisse do Complexo Quirino localizado na BR-040, escolhido para estudo por litogeoquímica, geoquímica isotópica e geocronologia U-Pb (TR-MM-71A)



Figura 3.5 – Afloramento de ortogneisse do Complexo Quirino localizado na BR-040, escolhido para estudo por litogeoquímica, geoquímica isotópica e geocronologia U-Pb (PS-PM-66)



Figura 3.4 –Ortogneisse do Complexo Quirino com foliação milonítica subvertical



Figura 3.6 – Enclave máfico em ortogneisse do Complexo Quirino, rico em tremolita

Aspectos de anatexia, textura nebulítica, injeções félsicas discordantes ou veios e *sills* concordantes são relacionáveis aos eventos posteriores, em sua maioria de idade neoproterozóica (Figura 3.8).

As relações de contato com as supracrustais que originaram os gnaisses do Grupo Paraíba do Sul, ou até mesmo rochas graníticas intrusivas, por vezes são confusas no campo, em decorrência do alto grau metamórfico e deformação associada, e às variações texturais dessas litologias. No entanto, muitas vezes os paragnaisses do Grupo Paraíba do Sul contêm grana-da e não apresentam os enclaves acima descritos. Os principais critérios de campo são caracterizados por mudanças topográficas, mineralógicas e texturais que geralmente são perpendiculares à estrutura regional de direção NE-SW. Nos mapeamentos regionais, os contatos entre rochas de diferentes domínios tectônicos geralmente são tectônicos e bem definidos.



Figura 3.7 - Enclave máfico (anfíbolítico) em ortognaisse do Complexo Quirino (PS-PM-66)



Figura 3.8- Veios leucossomáticos concordantes à foliação principal do ortognaisse do Complexo Quirino

Em campo são reconhecidos dois tipos petrográficos principais: um hornblenda-biotita gnaisse e um biotita-gnaisse, ambos apresentando os enclaves anteriormente descritos, tipos estes evidenciados pela análise microscópica. O hornblenda-biotita gnaisse tem composição tonalítica a granodiorítica e

apresenta um predomínio de plagioclásio (40-60%), por vezes em porfiroblastos, em detrimento do K-feldspato (0-25%), contendo, como minerais máficos, hornblenda e biotita em proporções próximas (3-20%) (Figuras 3.9 e 3.10). O biotita-gnaisse, de composição granodiorítica a granítica, apresenta porfiroblastos de K-feldspato (30-50%) em detrimento do plagioclásio (20-35%) e biotita como máfico predominante (5-25%), quase não havendo hornblenda (0-1%). Para ambos os litotipos o quartzo se mantém entre 15-30% em média. Algumas exceções não se enquadram nas porcentagens médias citadas.

Normalmente, o plagioclásio é oligoclásio e seus grãos são anédricos a subédricos, com geminações múltiplas bem definidas, por vezes cruzadas ou incompletas, havendo indícios de saussuritização em fraturas e bordas. O feldspato potássico, na maioria das vezes é representado pela microclina, havendo ainda ortoclásios micropertíticos, também anédricos a subédricos, nem sempre geminados.

Os cristais de quartzo costumam ser anédricos e recristalizados apresentando, comumente, extinção ondulante.

Os minerais máficos são representados por hornblenda e biotita, quase sempre orientados. A biotita, em geral, apresenta pleocroísmo marrom a verde pálido e ocorre em palhetas curtas ou alongadas, podendo alterar para clorita. A hornblenda tem pleocroísmo verde-oliva e ocorre em grãos anédricos, fraturados, de aparência esquelética, por vezes apresentando uma ou duas direções de clivagem. Os clinopiroxênios, são observados em poucas amostras, e apresentam-se em cristais fraturados ou fragmentados, que tendem a ser acompanhados pelo anfibólio. Como acessórios, são comuns titanita, apatita, zircão, epidoto e minerais opacos (por vezes euédricos). Como minerais secundários são comuns a clorita, a sericita, óxido/hidróxido de ferro e carbonato.

As bandas de leucossoma nos tipos migmatíticos têm composição granítica a granodiorítica dependendo do tipo petrográfico a que está associada. Seus minerais constituintes são: ortoclásio, microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita. Ortoclásio, plagioclásio e quartzo ocorrem como porfiroblastos e recristalizados na matriz que também é formada de microclina, hornblenda e biotita. As fases acessórias são representadas por titanita, zircão, turmalina, apatita e minerais opacos.

Lentes ou bandas melanocráticas, interpretadas como melanossomas, são compostas por plagioclásio e/ou microclina, biotita, clinopiroxênio (diopsídio-augita), hornblenda e quartzo. Como acessórios aparecem: titanita, zircão, minerais opacos e apatita.

Os enclaves melanocráticos, variam composicionalmente de dioritos à quartzo-dioritos, compostos por clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio, plagioclásio e quartzo. Outros são anfíbolitos compostos por hornblenda, plagioclásio, biotita e quartzo, com textura nematoblástica com hornblendas orientadas

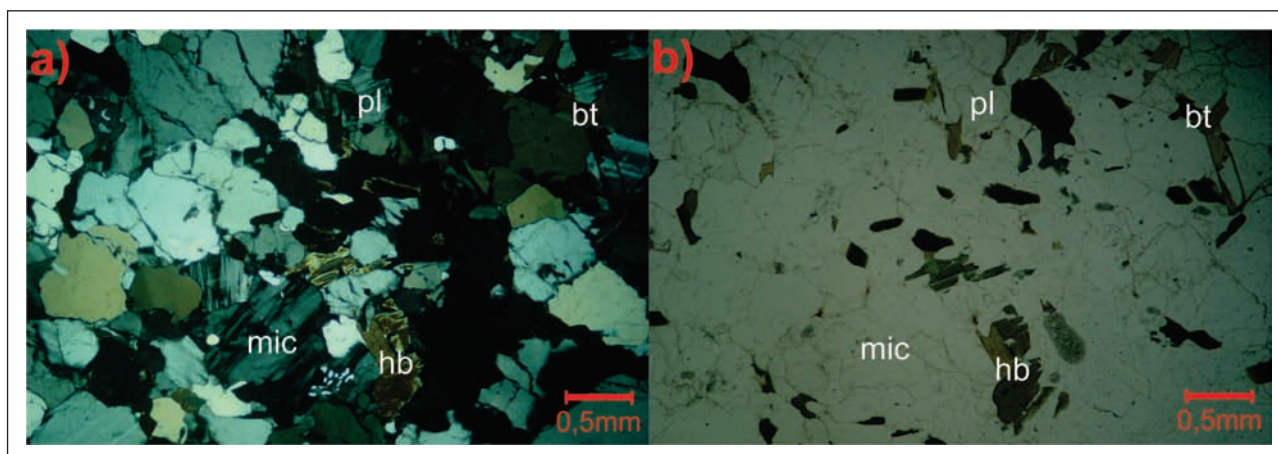


Figura 3.9 - Fotomicrografia do hornblenda-biotita gnaiss do Complexo Quirino- série calcioalcalina de médio-K (lâmina PS-CF-75). a) Nicóis cruzados; b) Luz natural; hb = hornblenda, bt = biotita, pl = plagioclásio, mic = microclina

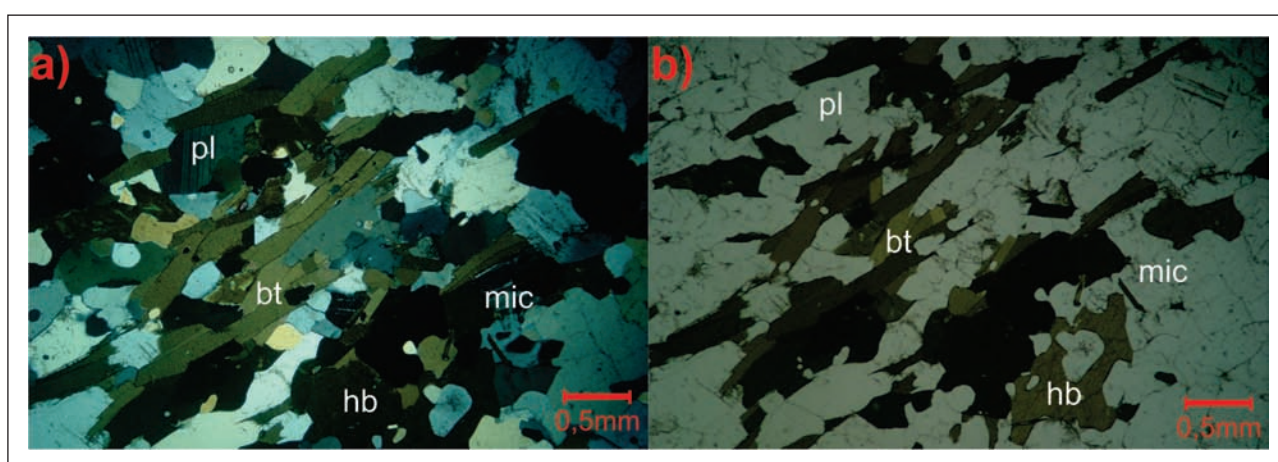


Figura 3.10- Fotomicrografia do hornblenda-biotita gnaiss - série calcioalcalina de médio-K (lâmina TR-MM-72). a) Nicóis cruzados; b) Luz natural; hb = hornblenda, bt =biotita, pl = plagioclásio, mic = microclina

segundo a foliação principal (Figura 3.11). Alguns outros são formados predominantemente por clinopiroxênios e ainda outros são hornblenditos (Figura 3.12). São observados também enclaves granodioríticos nos gnaisses de composição granítica.

Enclaves maciços de composição calciosilicática têm na sua mineralogia: anfibólio (tremolita-actinolita), plagioclásio, biotita e quartzo, são muito

ricos em tremolita-actinolita, e cor verde, podendo no campo serem interpretados como ultramáficos. Outros enclaves calciosilicáticos, de coloração cinza escura, são compostos por quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio, granada, opacos, hornblenda e titanita. Alguns outros ainda apresentam hornblenda, plagioclásio, opacos, escapolita, e quartzo.

De acordo com a paragênese mineral descrita, envolvendo plagioclásio e hornblenda, reconhece-se

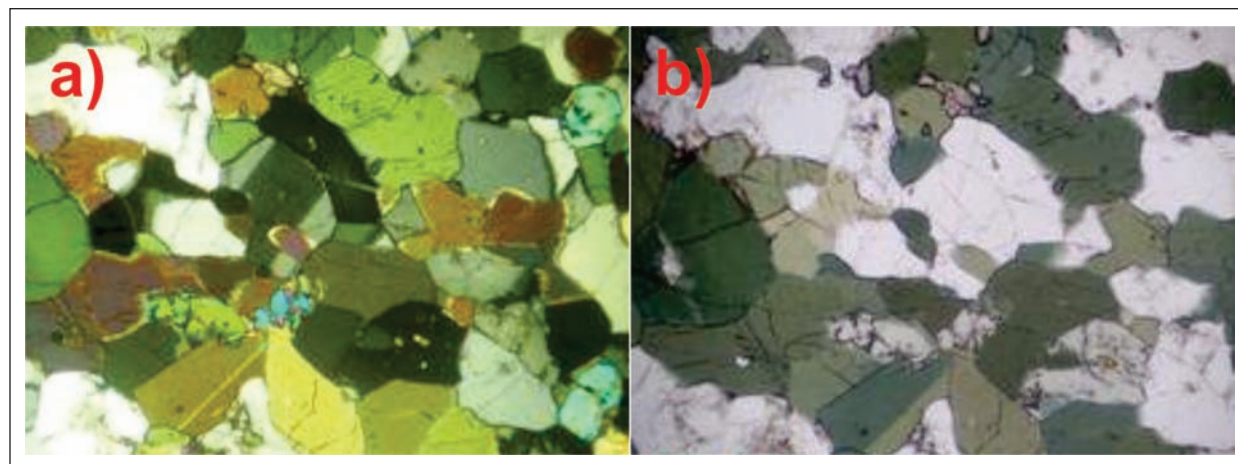


Figura 3.11- Fotomicrografia de enclave anfibolítico do Complexo Quirino. a) Nicóis cruzados; b) Luz natural

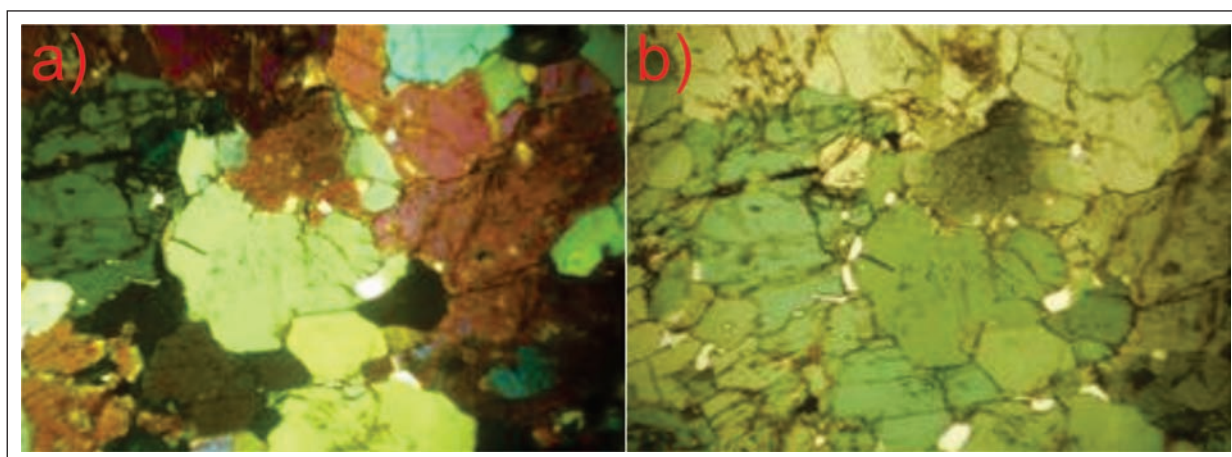


Figura 3.12- Fotomicrografia de enclave ultramáfico (hornblendito) do Complexo Quirino. a) Nicóis cruzados; b) Luz natural

que o metamorfismo nessas ortogneisses atingiu a facies anfibolito superior, com temperaturas acima de 640°C (Turner, 1980).

A caracterização geoquímica dos ortogneisses deste Complexo (Valladares, 1996; Valladares et al., 1997; Viana & Valladares, 1997, Valladares et al. 2002, Viana, 2008) tem permitido discriminar duas séries cálcio-alcálicas distintas: uma de médio-K e outra de alto-K. Viana (2008) propôs a existência de pelo menos 4 suítes relacionadas à série de alto-K e de 1 suíte relacionada médio-K. Os dados geocronológicos U-Pb (ID-TIMS e LA-ICPMS, Valladares, 1996; Viana, 2008) disponíveis, indicam que os protólitos destes ortogneisses foram gerados no paleoproterozóico, no intervalo de 2,3 Ga a 2,1 Ga. Idades mínimas arqueanas de 2846 Ma - 2981 Ma (dados U-Pb em zircão, Valladares, 1996), demonstram a existência de zircões herdados revelando a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaissees investigados. As duas únicas idades modelo de Nd de 2,2 Ga ($eNd_{2,1} = 0,16$) e 3,2 Ga ($eNd_{2,1} = -9,08$), e o alto valor de $87Sr/86Sr$ (0,71533) sugerem acreção de crosta juvenil e fusão de crosta arqueana pré-existente, durante o mesmo evento que gerou crosta juvenil no Paleoproterozóico (Valladares et al., 2001, Valladares et al., 2002).

Dando continuidade a caracterização litogeoquímica, isotópica e geocronológica do Complexo Quirino esta unidade foi selecionada para estudos desta natureza. Os resultados obtidos durante a execução deste projeto estão disponíveis no Capítulo 5 deste relatório.

Complexo Juiz de Fora (PP2jfgl)/Terreno Ocidental

O termo Série Juiz de Fora foi pioneiramente utilizado por Ebert (1957, 1968) para englobar um conjunto de rochas metassedimentares com paragêneses diagnósticas para a facies granulito, expostas no setor central da Faixa Ribeira. Posteriormente,

ortogneisses foram também incluídos no então denominado Complexo Juiz de Fora, a fim de englobar todos os granulitos da Faixa, independente do protólito (Barbosa & Grossi Sad, 1983a; Machado Filho et al., 1983; Oliveira, 1980). Dados isotópicos U/Pb e Rb/Sr sugerem que o metamorfismo granulítico ocorreu durante a Colagem Transamazônica (ca. 2,2 - 1,8 Ga; Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973), embora os protólitos possam ser tanto paleoproterozóicos (Cordani et al., 1973; Heilbron, 1993; Machado et al., 1996; Figueiredo & Teixeira, 1996) quanto arqueanos (Cordani et al., 1973; Fyfe & Leonardos, 1974; Oliveira, 1980; Machado Filho et al., 1983, Silva et al., 2005).

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

Sob a denominação de Complexo Juiz de Fora, foram englobadas rochas metamórficas ortoderivadas pré-1,7 Ga, cujas paragêneses são diagnósticas para a facies granulito.

A principal característica observada é a presença extensiva de interdigitação tectônica entre escamas constituídas de rochas do Complexo Juiz de Fora e escamas de rochas metavulcanossedimentares do Grupo Andrelândia, ambas em facies granulito. Os contatos entre as várias escamas são representados, predominantemente, por zonas de cisalhamento traspresionais dextrais de média a baixa obliquidade. As rochas são, em geral, miloníticas, feição melhor desenvolvida na porção da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller, 1989; Almeida, 2000) e no Limite Tectônico Central (Almeida et al., 1998). Nestes locais paragêneses metamórficas indicativas de retrogressão são comuns.

O Complexo Juiz de Fora inclui litotipos de ampla variação composicional. Paragênese granoblásticas com ortopiroxênio ± clinopiroxênio + plagioclásio ± ortoclásio ± hornblenda + quartzo indicam metamorfismo sob condições da facies granulito. Composições enderbíticas e charnockíticas predominam, embora rochas mais máficas e mais félsicas também ocorram. Os ortogranulitos têm coloração esverdeada ou caramelo, estrutura maciça a escala megascópica e textura comumente granoblástica. Bandamento composicional e a presença de uma xistosidade grossa e espaçada são comuns. Os ortogranulitos tornam-se ortognaisses cinzentos de textura protomilonítica, milonítica ou ultramilonítica pró-

ximo às superfícies de empurrão geradas durante a Orogênese Brasileira. Nessas zonas de cisalhamento, biotita e/ou hornblenda, nas rochas ácidas a intermediárias, e granada e/ou hornblenda, nos litotipos básicos, formam-se às expensas de piroxênios, plagioclásio e ortoclásio, como resultado de metamorfismo retrógrado sob condições da facies anfibolito superior. Esses novos minerais estão normalmente orientados ao longo da foliação milonítica Brasileira. Localmente, material leucogranítico róseo preenche os planos de cisalhamento. A complexa história evolutiva das rochas do Complexo Juiz de Fora, envolvendo dois pulsos metamórficos de alto grau (facies granulito e facies anfibolito) e intenso processo de

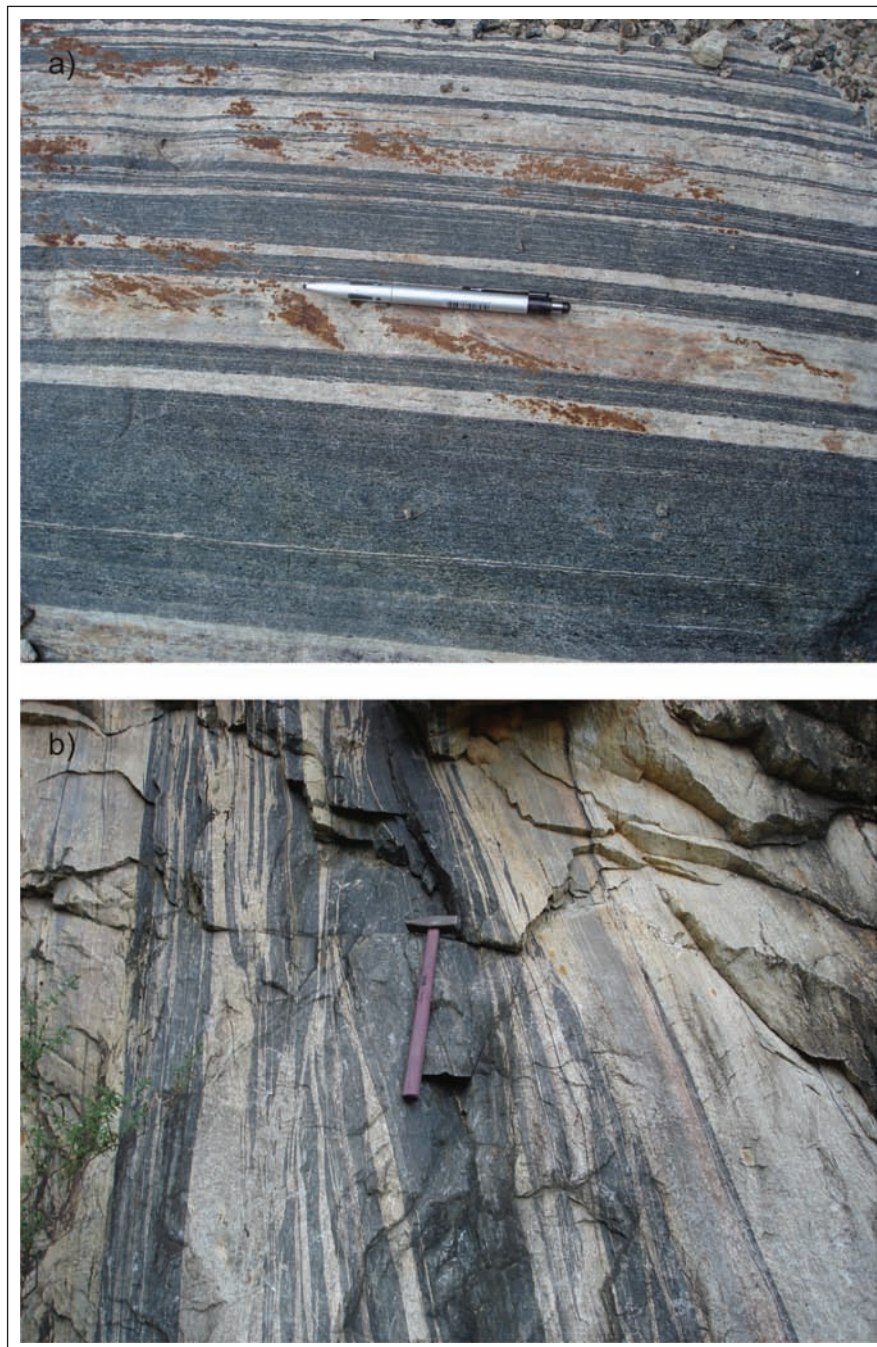


Figura 3.13- Relação de campo observada nos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora na Pedreira Tabaiara, Três Rios (RJ): (a) Contato tectônico paralelo entre os litotipos básico e ácido na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul; (b) Relação de intrusão do litotipo ácido no básico (Ponto TR-JEF-03)



Figura 3.14- Visão geral da Pedreira Tabaiara, localizada na BR-040, próxima ao km 19

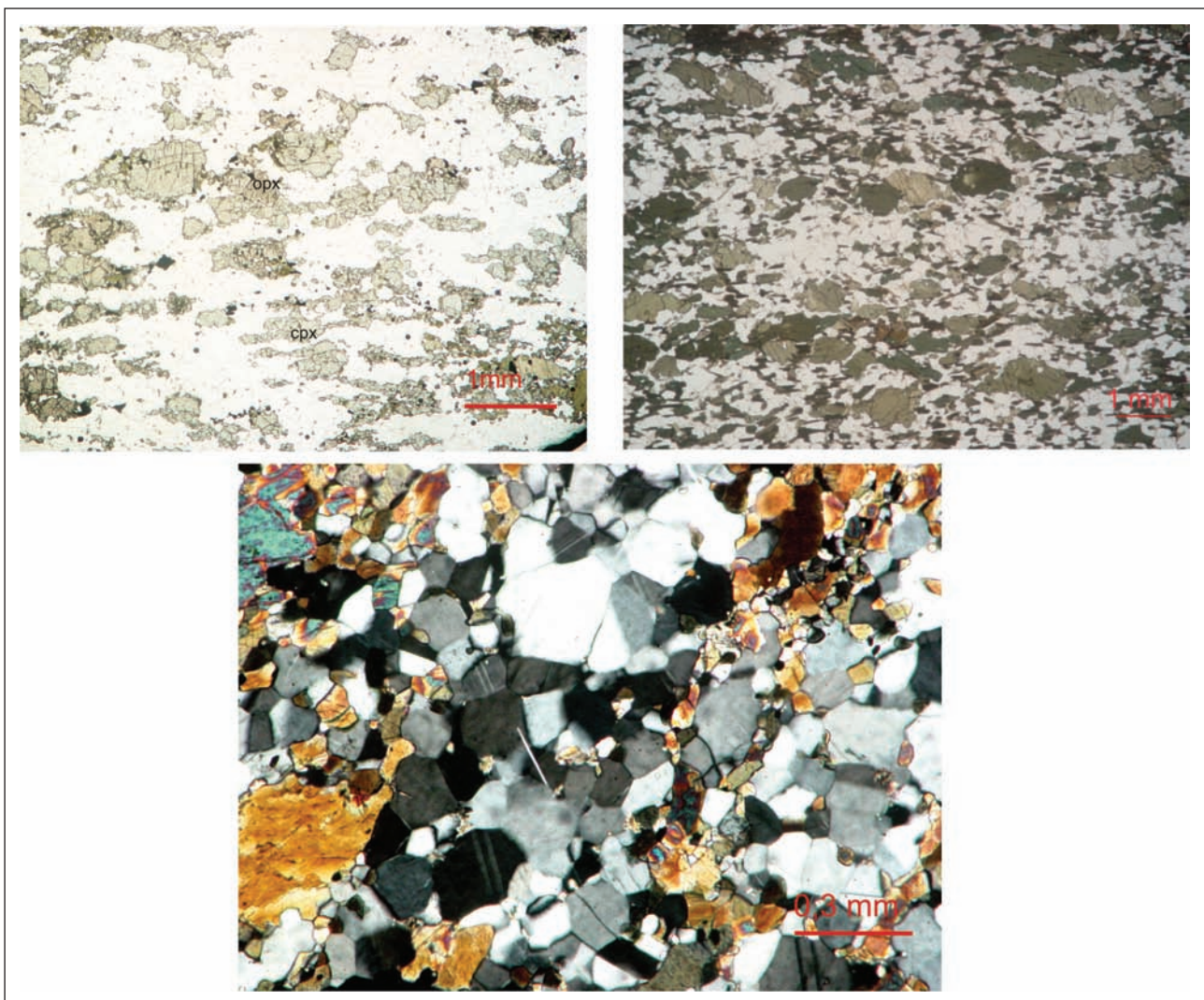


Figura 3.15- Fotomicrografias do ortogranulitos máficos (paragênese com opx, cpx, plagioclásio e horblenda) do Complexo Juiz de Fora

milonitização, levou à total obliteração das paragêneses, texturas e estruturas originais. A configuração atual mostra granulitos básicos como bandas, lentes e/ou boudins, de tamanhos centimétricos a métricos, intercalados a granulitos intermediários e/ou encaixados nos granulitos mais ácidos.

Além dos resultados advindos da recorrência de eventos deformacionais, a individualização de litotipos do Complexo Juiz de Fora constitui-se em uma tarefa árdua, visto que o metamorfismo na facies granulito, em especial, leva as rochas a adquirirem uma tonalidade esverdeada, o que diminui o grau de contraste entre as fases minerais. Na área da Folha Três Rios, existem excelentes exposições das rochas do Complexo Juiz de Fora, principalmente em pedreiras (abandonadas ou ativas) e em cortes da BR-040 e da Estrada de Ferro Central do Brasil. Na porção norte/noroeste da folha onde afloram ortogranulitos não envolvidos na tectônica responsável pelo desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Além Paraíba foi possível identificar, com base em dados de campo e na análise petrográfica, seis diferentes litotipos ou associações litológicas nesse Complexo: a) enderbitos e quartzo noritos; b) noritos; c) bandas e/ou injeções de charnockito; e) charnockitos intrusivos; e f) felsitos charnockíticos.

As rochas do Complexo Juiz de Fora na Zona de Cisalhamento de Além Paraíba (porção central da área) formam, pelo estudo de campo, três litotipos distintos: ortogranulitos básicos, ortogranulitos intermediários e ortogranulitos ácidos. Essas rochas estão intensamente deformadas e milonitizadas, o que faz ressaltar uma estrutura bandada e transformam o conjunto esverdeado, aparentemente homogêneo, em uma sucessão de bandas brancas e pretas (Figura 3.13 a). Por vezes, sugestão de intrusão do litotipo ácido no básico é observada em alguns afloramentos (Figura 3.13 b). A Pedreira Tabaiara (Figura 3.14), localizada na BR-040 próxima a cidade de Três Rios, na margem direita do Rio Paraíba do Sul, representa a seção tipo desta sucessão.

O estudo petrográfico realizado nas rochas da faixa milonítica determinou uma ampla variedade composicional, compreendendo ortogranulitos e ortognaisses de composição básica (gabróica), intermediária (quartzo-diorítica, tonalítica e quartzo sienítica) e ácida (granítica e granodiorítica).

Os ortogranulitos/ortoanfíbolitos de composição gabrúica possuem granulometria variando de muito fina a fina e textura granoblástica a nematoblástica (Figura 3.15). São compostos, em média, essencialmente por clinopiroxênio (13%), ortopiroxênio (8%), hornblenda (17%), biotita (12%) e plagioclásio (44%), além de minerais acessórios como apatita, opacos e zircão.

Os ortogranulitos de composição quartzo-diorítica apresentam granulometria variando de fina a média e textura granoblástica. São constituídos, em média, por clinopiroxênio (4%), ortopiroxênio (16%), biotita (16%), hornblenda (3%), quartzo (6%), plagioclásio (52%) e outros minerais como opacos e zircão.

Pode-se observar texturas indicativas de retrometamorfismo entre clinopiroxênio e hornblenda, hornblenda e biotita e ortopiroxênio e biotita.

Duas das rochas analisadas podem ser classificadas como ortognaisses de composição tonalítica. Estas rochas são bandadas e possuem granulometria muito fina a fina, com textura granoblástica e porfiroclastos de plagioclásio e microclina. São compostas, em média, por plagioclásio (35%), quartzo (31%), biotita (30%) e microclina (2%). Como acessórios ocorrem zircão, opacos e apatita. A muscovita aparece como mineral secundário, formado a partir do consumo parcial da microclina.

O ortognaisse de composição quartzo-sienítica possui textura granoblástica e granulometria fina. É composto por microclina (52%), plagioclásio (15%), quartzo (5%), hornblenda (6%), biotita (17%), tendo como minerais acessórios: granada, opacos e apatita. Retrometamorfismo é evidenciado pela substituição parcial de hornblenda por biotita e de microclina por muscovita.

Os ortogranulitos/ortognaisses granodioríticos possuem textura milonítica a poligonal, com matriz quartzo-feldspática e *ribbons* de quartzo e ortoclásio (Figura 3.16). São constituídos, em média, essencialmente por quartzo (37%), plagioclásio (38%) e ortoclásio (13%). Dentre os minerais máficos, a biotita (9%) é o mais comum, enquanto que a hornblenda e o ortopiroxênio não ultrapassam, em conjunto, 3% da constituição dessas rochas. O ortopiroxênio é encontrado às vezes como porfiroclasto. O retrometamorfismo é evidenciado pela substituição parcial de ortopiroxênio por biotita.

Os ortogranulitos/ortognaisses de composição granítica possuem textura milonítica e são constituídos, em média, essencialmente por quartzo (32%), plagioclásio (30%) e K-feldspatos (36%). Na matriz quartzo-feldspática o K-feldspato é a microclina, enquanto que os porfiroclastos são representados por plagioclásio e ortoclásio. Biotita (2%) é o mineral máfico mais comum e ocorre preferencialmente orientada na matriz da rocha. Ortopiroxênio (<1%) também é encontrado em algumas amostras e é comum a ocorrência de biotita em suas bordas.

O conjunto de ortogranulitos aflorantes ao longo da Zona de Cisalhamento de Além Paraíba foi selecionado para estudo litogeoquímico, de geoquímica isotópica e de geocronologia. Os resultados obtidos por esta investigação estão apresentados no Capítulo 5 deste relatório.

Granitóides de Posicionamento Estratigráfico Indefinido

Suíte Graminha (PRsg)/ Terreno Ocidental

Esta Suíte denominada por Dios (1995) como Unidade Ortoderivada Graminha na região de Mangaratiba (RJ) é constituída por hornblenda-biotita gnaisse bandados, frequentemente migmatíticos,

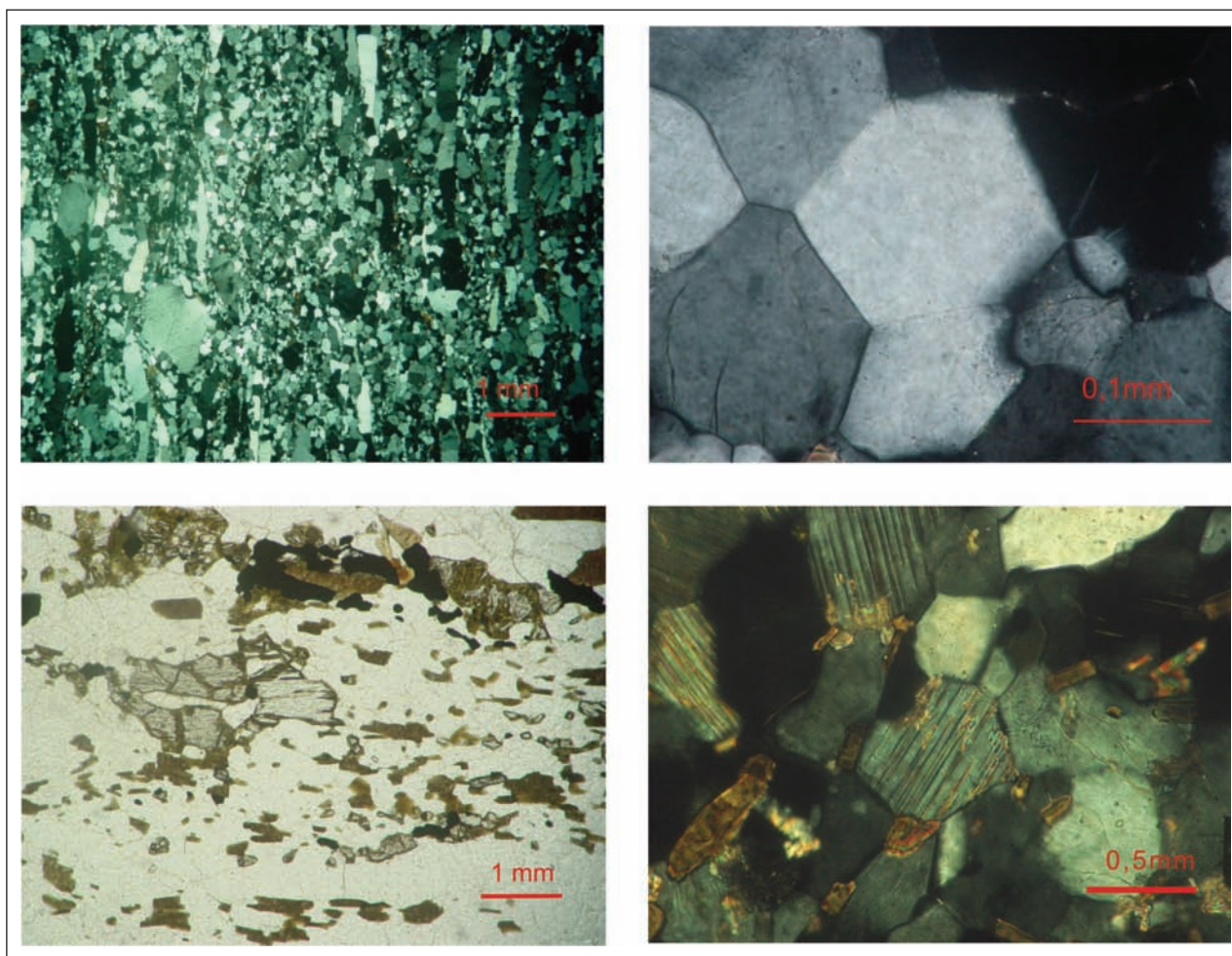


Figura 3.16- Fotomicrografias de ortogranulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz de Fora: (a) Textura milonítica com fitas de quartzo (lâmina TR-JEF-03B); b) grãos de quartzo com textura poligonal (lâmina TR-JEF-04C); c) plaquetas de biotita dispostas ao longo da foliação milonítica. (lâmina TR-JEF-03C); d) grãos de K-feldspato substituídos parcialmente por sericita

com *boudins* de anfibolito atingindo dimensões métricas. Na área da Folha Três Rios um corpo de hornblenda-ortognaisse alongado de direção NE/SW com aproximadamente 35 km de extensão por aproximadamente 1 km de largura ocorre no quadrante SW da área. Este ortognaisse apresenta contato brusco com os paragneisses da unidade metassedimentar Arcádia-Areal. A mineralogia principal desta rocha é constituída de *K-feldspato*, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Como minerais acessórios ocorrem titanita e zircão e como secundários clorita e mica branca. Este granitóide do tipo I foi relacionado ao Proterozóico.

Coberturas Deformadas de Posicionamento Estratigráfico Indefinido

Grupo Paraíba do Sul (PRps)/Terreno Paraíba do Sul

O termo Série Paraíba foi inicialmente cunhado por Ebert (1955) para designar os metassedimentos de alto grau que afloravam na porção interna da

Faixa Paraibides na divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Posteriormente, o mesmo autor utilizou a denominação de Grupo Paraíba (Ebert, 1968). No mesmo período, Rosier (1965) utilizou a denominação de Série Paraíba-Desengano (Rosier, 1965) para as unidades metassedimentares do estado do Rio de Janeiro. Nas décadas de 70 e 80, diversos termos foram aplicados, como por exemplo Associação Paraíba do Sul (Brandalise *et al.*, 1976), Grupo Paraíba do Sul (Oliveira *et al.* 1978) e Complexo Paraíba do Sul.

Nos anos 80 e 90 diversos autores começaram a individualizar nesta unidade duas sequências de características genéticas distintas: uma metassedimentar, superior, e outra gnáissica-migmatítica, inferior, provavelmente ortoderivada (Machado, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993). A obtenção de dados geocronológicos U/Pb por Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996) indicaram que a sequência ortoderivada possui idade paleoproterozóica e, portanto, representaria o embasamento do conjunto metassedimentar. A partir daí, os ortognaises foram denominados de Complexo Quirino e o termo Paraíba do Sul passou a se restringir

ao conjunto paraderivado (Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993).

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

A sucessão sedimentar deste terreno é constituída de biotita-gnaisses e sillimanita-biotita-gnaisses, intercalados a mármores calcíticos e dolomíticos. O paragnaisse predominante no Grupo Paraíba do Sul foi intensamente atingido pelos processos intempéricos que atuaram no Planalto Mineiro, na altura do reverso da Serra da Mantiqueira. As áreas ocupadas pelos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul caracterizam-se, portanto, por um relevo arrasado, de colinas em meia laranja e padrão de drenagem dendrítica a plano paralela.

O (sillimanita)-granada gnaisse característico deste grupo é uma rocha com foliação definida pelo arranjo planar de micas e pela alternância de bandas de diferentes tamanhos de grão. Em quase todos os afloramentos visitados, este gnaisse apresenta sinais de fusão parcial, através da presença de bolsões leucossomáticos e restitos melanocráticos paralelos ao bandamento gnáissico. Em sua composição mineralógica destacam-se porfiroblastos, de granada de até 0,5 cm, e uma matriz com quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e sillimanita.

São freqüentes neste grupo ocorrências de bandas, lentes e/ou boudins decimétricos a métricos de rochas calcissilicáticas (Figura 3.17), e, ocasionalmente, gonditos nas proximidades do contato entre o (sillimanita)-granada gnaisse e o mármore.



Figura 3.17- Afloramento de paragnaisse do Grupo Paraíba do Sul localizado na BR-040 com lentes de rochas calciossilicáticas. Foto: Julio César Horta de Almeida

Outra rocha característica do Grupo Paraíba do Sul é o mármore (Figura 3.18), que ocorre na forma de lentes de espessura média de 50 metros e extensão de algumas centenas de metros, sempre associado ao (sillimanita)-granada gnaisse. Trata-se de uma rocha de grão grosso, muito recristalizada, de

foliação incipiente e composição dolomítica a calcítica (variedade predominante). É composto por calcita, dolomita, olivina, flogopita, muscovita e, eventualmente, diopsídio e quartzo. Quando é cortado por granito formam-se halos de alteração centimétricos no mármore, contendo megacristais de tremolita em um arranjo entrelaçado.



Figura 3.18- Afloramento de mármore do Grupo Paraíba do Sul, localizado no km 30 da BR-040. Foto: Julio César Horta de Almeida

Bancos de poucos metros de espessura de quartzito são encontrados neste grupo. Apresentam arranjo sacaroidal, devido à forte recristalização metamórfica e podem conter, como minerais acessórios, turmalina, minerais opacos e hidróxidos de manganês.

Coberturas Deformadas Neoproterozóicas

Grupo Andrelândia/Terreno Ocidental

Ebert (1955, 1956, 1957, 1968, 1971) definiu originalmente duas faixas geossinclinais assínticas, denominadas Araxaídes e Paraíbides (equivalentes à Faixa Ribeira na terminologia hoje adotada), situadas, respectivamente, a W e SW e a S e SE da área estável (ante-país). Na faixa geossinclinal Paraíbides, paralela à costa oriental brasileira e de polaridade voltada para o ante-país, o autor individualizou os Grupos São João del Rei, Andrelândia e Paraíba, interpretados, respectivamente, como corresponden-

tes às zonas externa, de transição e interna da faixa. Ao longo desses anos, este autor redefiniu as duas últimas unidades que passaram a receber as denominações de Grupo Andrelândia e Grupo Paraíba. Este último passou a englobar as rochas granulíticas da antiga Série Juiz de Fora e sua denominação procurou aceitar a proposição de Rosier, que utilizou o termo Série Paraíba para o Estado do Rio de Janeiro. As rochas granulíticas da Série Juiz de Fora e os granitos e migmatitos da região da Serra dos Órgãos foram interpretados como representantes da zona axial de divergência desta faixa.

Com relação a esta unidade estratigráfica, na região sul de Minas Gerais, a partir de 1980, foram realizados inúmeros trabalhos de mapeamento geológico detalhado, incluindo várias teses de mestrado defendidas no IG/UFRJ (Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980; Heilbron, 1984; Valeriano, 1985; Magalhães, 1985; Maciel, 1986, Gonçalves, 1987; Bittar, 1990; Silva, 1990; Nummer, 1991; e Almeida, 1992), além de diversas sínteses regionais (Ribeiro & Heilbron, 1982; Trouw *et al.*, 1980, 1982, 1983, 1984, 1986; Andreis *et al.*, 1989; e Ribeiro *et al.*, 1990). A subdivisão do Grupo Andrelândia em unidades litoestratigráficas, a análise da deformação e sua relação com o metamorfismo foram extensivamente abordadas por estes autores.

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

Na região do sul de Minas Gerais a Megassequência Depositional Andrelândia foi subdividida em

seis litofácies, reinterpretadas por Paciullo (1993) como integrantes de dois ciclos deposicionais (CDA I e CDA II), separados por discordâncias regionais.

No presente trabalho adotaremos a denominação de Grupo Andrelândia para representar a sucessão metassedimentar do Terreno Ocidental. Esta unidade caracteriza-se por uma associação de gnaisses de origem sedimentar com idade entre 1,0 e 0,79 Ga, com composição pelítica a semi-pelítica. Granada, biotita e sillimanita, além quartzo, plagioclásio e *K-feldspato* constituem sua mineralogia principal. Zircão, turmalina, rutilo e apatita são acessórios comuns. Ortopiroxênio pode aparecer, indicando também o metamorfismo de alta temperatura. Texturas migmatíticas são freqüentes. Bancos métricos de quartzos e gonditos, e lentes menores de rochas calcissilicáticas de cor verde são comuns.

Na área mapeada o Grupo Andrelândia é constituído das seguintes unidades: granada-biotita gnaisse bandado, largamente predominante; biotita gnaisse bandado; e, quartzito. Uma quarta unidade de mapeamento, denominada Unidade Arcádia Areal (NPaa), foi definida na área de estudo por Almeida (2001) e foi incorporada neste projeto.

A seguir serão descritas as unidades do Grupo Andrelândia individualizadas em mapa neste projeto. A unidade quartzito encontra-se associada aos dois gnaisses mencionados (granada-biotita gnaisse bandado e biotita gnaisse bandado) e será descrita em conjunto com estes.

Unidade Granada-Biotita Gnaisse Bandado (NPasgn)

Na Folha Três Rios, as rochas dessa unidade ocorrem ao longo de uma escama tectônica principal, e outras de menor tamanho, que interdigitam-se com ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. Essa unidade ocupa no extremo sudeste da área o núcleo de estruturas antiformais, caracterizando janelas estruturais. O litotipo predominante é um sillimanita-granada-biotita gnaisse de granulometria média a grossa, foliação marcante e bandamento gnáissico normalmente presente. Estruturas migmatíticas, principalmente estromáticas, são comumente observadas, evidenciando o desenvolvimento de anatexia *in situ*. Os leucossomas gerados têm a composição de granitos peraluminosos que, além de quartzo e feldspatos, apresentam granada e biotita. Freqüentemente, estes gnaisses apresentam-se miloníticos, onde porfiroclastos de plagioclásio, *K-feldspato* e granada ocorrem em uma matriz mais fina recristalizada e minerais como biotita e sillimanita orientam-se ao longo da foliação milonítica. A paragênese da rocha, às vezes com ortopiroxênio, e as evidências de anatexia a partir da quebra da biotita sugerem condições de metamorfismo de alto grau, na fácies granulito. Entretanto, os gnaisses apresentam comumente coloração acinzentada, resultante da al-

ternância de bandas claras (brancas) e escuras (pretas), cores estas típicas de ambientes metamórficos com $P_{H_2O} = P_{\text{litostática}}$, característico da fácies anfíbolito. Camadas e/ou lentes de biotita gnaïsse bandado e quartzito ocorrem intercaladas a este gnaïsse. Bandas, lentes e/ou *boudins* de rocha calcissilicática e granada quartzito também associam-se ao conjunto. Anfíbolito ocorre também sob a forma de bandas e/ou *boudins*. É comum a presença de pegmatitos de composição granítica, principalmente discordantes em relação à foliação das rochas.

O sillimanita-granada-biotita gnaïsse apresenta uma variedade de tipos texturais, como grano-blásticos, grano-porfiroblásticos, nematoblásticos, protomiloníticos e miloníticos. Em contraste com o biotita-gnaïsse bandado, esta rocha tem uma composição mineralógica bem variada, dada por plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita, granada, sillimanita e/ou fibrolita e, como acessórios, mineral opaco, zircão, rutilo, apatita e hercinita (rara). Localmente, há desenvolvimento de ortopiroxênio nos gnaïsses de coloração esverdeada, diagnosticando condições metamórficas da fácies granulito. Quando milonítico, os minerais encontrados como porfiroclastos são: plagioclásio, ortoclásio micropertítico, granada, quartzo, ortopiroxênio, mineral opaco e sillimanita (?). Na matriz recristalizada, além dos minerais félsicos, ocorrem plaquetas de biotita e prismas de sillimanita e fibrolita orientados segunda a foliação. Muscovita, sericita, carbonato e clorita são fases secundárias formadas pela alteração de feldspatos, biotita e ortopiroxênio.

Alguns corpos de quartzito são mapeáveis na escala de trabalho e encontram-se cartografados no mapa da Folha Três Rios. Estes corpos são representados por quartzitos impuros, geralmente feldpáticos, médios a grossos, fortemente foliados, formando níveis destacados na topografia, e dobras assimétricas representadas em escala de mapa. Petrograficamente estão presentes, além do quartzo (65-85%), ortopiroxênio, microclina e plagioclásio. Como acessórios aparecem: titanita, zircão e minerais opacos. Os minerais constituintes estão orientados segundo a foliação. O quartzo apresenta-se com hábito granular, alguns recristalizados, apresentando extinção ondulante e limites de subgrãos. Os grãos de piroxênio são xenoblásticos. Os cristais de microclina apresentam típica geminação Tartan e extinção ondulante.

Unidade Biotita Gnaïsse Bandado (Npabgn)

O biotita-gnaïsse bandado é o litotipo mais suscetível ao intemperismo na área. As melhores exposições desta rocha são encontradas em cortes de estradas, já em estágio avançado de alteração. Sua maior exposição na área acontece ao longo de uma escama tectônica no extremo NW da Folha Três Rios. Apresenta-se foliado e seu bandamento é dado pela alternância de níveis milimétricos claros (félsicos) e

escuras (biotíticos). Localmente ocorrem estruturas migmatíticas que indicam processos de anatexia *in situ* e o conjunto torna-se mais grosso, com o desenvolvimento de leucossomas graníticos, configurando estruturas dos tipos estromática e/ou bolsões de material félsico. A granulometria desta rocha varia de fina a grossa, mantendo, entretanto, seu caráter homogêneo. Próximo ao contatos com outras escamas tectônicas, a rocha adquire textura milonítica, com porfiroclastos de feldspatos (raramente granada) e matriz fina recristalizada com biotita. O gnaïsse apresenta composição mineralógica monótona e pouco variável, dada por plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita e rara granada, o que parece explicar o caráter homogêneo desta rocha. Como fases acessórias ocorrem apatita, mineral opaco e zircão.

Associado a este gnaïsse ocorre um grande número de camadas centimétricas a métricas de quartzito. As camadas de quartzito possuem granulometria grossa e, muitas vezes, são as únicas expressões desta associação em superfície. Em saibreiras e em boas exposições é possível reconhecer, apesar da forte recristalização, variações granulométricas e composicionais que refletem a estratificação original. O quartzito apresenta uma clivagem espaçada, ao longo da qual ocorrem plaquetas orientadas de muscovita. É comum a presença de uma lineação mineral, dada pelo estiramento de grãos de quartzo e também pela orientação de grãos de muscovita e turmalina. Próximo aos contatos tectônicos, o quartzito apresenta-se milonítico, destacando-se porfiroclastos de plagioclásio. Os minerais constituintes são quartzo, plagioclásio, muscovita, sillimanita e raramente biotita e/ou granada. Como fases acessórias ocorrem zircão, turmalina e mineral opaco.

Bandas e/ou *boudins* de anfíbolito e/ou rocha calcissilicática ocorrem associados a este conjunto, porém em pequenas proporções. Ocorrem normalmente muito intemperizados, constituindo-se em material argiloso de coloração ocre.

Unidade Arcádia Areal (NPaa)

Esta Unidade é constituída de gnaïsses porfiroblásticos com intercalações decimétricas a métricas de quartzitos e de rochas calciossilicáticas. Ocorrem ainda, rochas meta-ultramáficas, gonditos e sulfetos disseminados. Geralmente os gnaïsses apresentam feições miloníticas como foliação planar e lineação de estiramento bem marcada, além de porfiroclastos milimétricos de feldspatos. Seus milonitos recristalizados estão sobrepostos às rochas ortoderivadas do Complexo Rio Negro. Intercaladas aos metassedimentos miloníticos ocorrem lentes alongadas de granitóides com biotita e hornblenda.

A faixa de milonitos tem largura de 2 a 5 km em mapa, com direção N50-60E, passando entre as cidades de Paracambi e Japeri, na localidade de Vera Cruz a sul de Paty do Alferes e em Areal. Belas expo-

sições de seus litotipos podem ser observadas na BR-040, nas proximidades de Areal (Figura 3.19).

Granitóides Relacionados ao Brasileiro

Granitóides Pré-colisionais γ_1

Complexo Rio Negro (NP23 γ_1 rn)

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

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

Tupinambá *et al.* (1996) descreve como *Complexo Rio Negro* ortognaisses pertencentes a uma série metaluminosa do tipo gabro-diorito-tonalito e trondhjemitito. Análises litogeoquímicas e geocronológicas deste complexo podem ser encontradas em Tupinambá (1999), Tupinambá *et al.* (2000) e Fernandes (2001).

O Complexo Rio Negro (NP2 γ_1 rn) representa o magmatismo calcoalcalino deste segmento do orógeno. Compreende ortognaisses bandados de composição variando entre tonalítica a granítica (Figura 3.20). Texturas porfiróides, contendo plagioclásio e/ou microclina são comuns. Enclaves dioríticos e hornblenda ocorrem nas variedades tonalíticas. Dioritos e gabros são frequentes e muitas vezes formam



Figura 3.19- Paragneisse da Unidade Arcádia Areal com foliação milonítica, Grupo Andrelândia, localizado em Areal. Foto: Julio César Horta de Almeida

corpos mapeáveis no complexo (Figura 3.21). Como exemplo, podemos citar o corpo gabrítico de Marcos da Costa localizado no extremo sudoeste da área. Dados litogeoquímicos e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arcos magmáticos que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004, 2005; Heilbron & Machado, 2003; Porto Jr., 2004).

Neste Complexo, o Gabro Marcos da Costa (NP3 β 1rngb) é encontrado próximo à Serra de Santa Cruz das Almas. Sua ocorrência se dá na forma de um corpo lenticular, de aproximadamente 3 km², com afloramentos relativamente frescos, em cortes da estrada de Marcos da Costa, ou em lajedos nos rios e córregos. Apresenta textura subofítica e granulação variando de média a grossa, com mineralogia composta por andesina cálcica, ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo, anfibólio, minerais opacos e, às vezes, biotita (Junho *et al.*, 1999). Mostra-se associado ao tonalito e/ou diorito gnaiss do Complexo Rio Negro e a relação de contato entre eles é intrusiva.

Na região da Folha Três Rios foi individualizada para o Complexo Rio Negro a Unidade Bingen (NP3 γ_1 nrb) visto que a localidade-tipo desta unidade



Figura 3.20- Afloramento de ortognaisse bandado do Complexo Rio Negro



Figura 3.21- Amostra de mão de diorito do Complexo Rio Negro

ocorre na pedreira de Araras ao sul da Folha Itaipava 1:50.000. Esta unidade faz contato, em geral brusco e de caráter ígneo, em toda sua extensão, com a Suíte Serra dos Órgãos. O conjunto é definido por Penha *et al.* (1980) como formado por granada-hornblenda biotita-gnaisses graníticos com gnaissificação moderada ou ausente com granulação média a fina de cor clara (Figura 3.22). Os minerais que o compõe são: microclina, plagioclásio sódico (oligoclásio-andesina), quartzo, biotita, granada, hornblenda. Como acessórios aparecem: apatita, titanita e opacos (provavelmente pirita, ilmenita e magnetita).



Figura 3.22- Detalhe do ortognaisse maciço da Unidade Bingen (Complexo Rio Negro)

Granitos Sin- a Tardi- Colisão γ_2 e γ_3

Corpos no Terreno Ocidental (Domínio Juiz de Fora)

Suíte Rio Turvo (NP3 γ_2 rt)

Este suíte foi inicialmente descrita como Granito Rio Turvo por Machado *et al.*, (1989). Posteriormente, Almeida *et al.* (1993) ampliaram o conceito

para abranger todos os granitóides do Tipo-S, foliados, encaixados nos metassedimentos. Heilbron (1993) estudou este conjunto em termos cartográfico e tectônico e Valladares (1996) estudou o plúton principal, que ocorre ao noroeste das cidades de Volta Redonda e Barra Mansa, pelo ponto de vista isotópico. Segundo Machado *et al.*, (1989) e Valladares (1996) a suíte é composta por leucogranitos peraluminosos do Tipo-S, sin-tectônicos a fase de deformação principal. Valladares (1996) obteve idade U-Pb em monazita no plúton principal de 579 ± 2 Ma, interpretada como idade de cristalização. Segundo a autora a idade da intrusão representa a idade de pico do metamorfismo M1 associado a deformação D1+D2 de Heilbron (1993).

Na área da Folha Três Rios alguns corpos descontínuos de diversas dimensões de granitóides sin-colisionais do tipo-S fazem contatos gradacionais com os metassedimentos do Grupo Andrelândia ao sul da Zona de Cisalhamento de Além Paraíba, sendo englobados na Suíte Rio Turvo. Estes corpos lenticulares foliados com direção NE-SW são constituídos por granada-biotita granito porfirítico a granada leucogranitos e possuem frequentemente enclaves de rochas metassedimentares (calciossilicáticas, gonditos, quartzitos e sillimanita-granada-biotita-gnaisses), sendo interpretados como produtos de fusão parcial deste conjunto. É marcante na mineralogia a presença de cristais de *K-feldspato* de até 8 cm, dispersos em uma matriz rica em biotita, com quartzo, plagioclásio, *K-feldspato* e subordinadamente granada. Monazita, zircão, titanita e opacos são fases acessórias. Análises modais indicam uma composição variável entre granito e álcali-feldspato granito.

Complexo Matias Barbosa (NP3 γ_2 mb)

As rochas deste complexo compõem um corpo ígneo de forma alongada em direção paralela à foliação regional, constituindo o substrato geológico da cidade de Matias Barbosa (MG). Apresentam contato intrusivo com as rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia, sendo comum à ocorrência de enclaves de rochas calciossilicáticas. Na área da Folha Três Rios aflora no extremo NW apenas uma pequena porção do corpo, que tem sua maior exposição na Folha Juiz de Fora publicada pela COMIG (Duarte *et al.* 2003). Este conjunto foi primeiramente descrito como Suíte Intrusiva Matias Barbosa (Duarte, 1998) e posteriormente como Granito Matias Barbosa (Valladares *et al.* 2000). As análises químicas disponíveis na literatura (Valladares *et al.* 2000) mostram ampla variedade composicional, variando de quartzomondiorito/granodiorito a granito, com caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, representando granitos do Tipo-I. O padrão de ETR, segundo os autores, é fracionado com pequena anomalia de Eu. Neste projeto o conjunto foi englobado no Complexo Matias Barbosa.

Três tipos litológicos compõem este complexo: a) hornblenda-biotita granitognaisse; b) hornblenda-biotita granitognaisse porfiróide; e c) leucognaisse rosa. Na área tem maior exposição o hornblenda-biotita granitognaisse. As rochas freqüentemente apresentam foliação bem marcante paralela àquela dos demais litotipos. Em geral, as relações de contato com as demais rochas desse Domínio não são muito claras. Três diferentes associações litológicas (orto-granulitos do Complexo Juiz de Fora, biotita gnaisse bandado e sillimanita-granada-biotita gnaisse) desse Domínio formam, com as rochas desse Complexo, contatos tríplices em locais onde há desenvolvimento de texturas miloníticas. Estas relações sugerem fortemente que, pelo menos em parte, o Complexo Matias Barbosa foi envolvida na tectônica responsável pela interdigitação de escamas, relacionada à fase de deformação principal (D1 + D2) e ao período cedo a sin-colisional.

O hornblenda-biotita granitognaisse é o litotipo predominante deste Complexo. A rocha tem coloração cinza escura e aspecto homogêneo e isotrópico quando observada a certa distância. De perto, a foliação é bem marcante e é comum a presença de grãos grossos de hornblenda esparsamente distribuídos. A granulometria da rocha é predominantemente fina, podendo chegar a média. Leucossomas irregulares, discordantes e concordantes, também com cristais grossos de hornblenda ocorrem eventualmente e de maneira esparsa, não alterando o caráter homogêneo da rocha. Tem *schlierens* máficos próximos aos níveis leucossomáticos. Tanto a rocha quanto os leucossomas estão dobrados (dobras fechadas intrafoliais), indicando que este conjunto foi afetado pela fase de deformação principal desenvolvida na área. Localmente, esta rocha torna-se porfiróide, com megacristais (milimétricos a centimétricos) eudrais de *K-feldspato*, que se dispõem em parte paralelos e em parte oblíquos à foliação da matriz, dando lugar a um hornblenda-biotita granitognaisse porfiróide. A passagem da fácies homogênea para a porfiróide é gradacional. Próximo aos contatos com outras unidades, esses granitognaises apresentam-se miloníticos com porfiroclastos simétricos a assimétricos de plagioclásio e ortoclásio. Embora essas rochas tenham uma cor relativamente escura, sua composição varia de granodiorítica a granítica, e seu índice de cor de mesocrático a leucocrático.

Corpos no Terreno Paraíba do Sul

Complexo Anta (NP3γ2an)

O Complexo de Anta (Pinto *et al.*, 1980), ou Plutonito Sapucaia (Correa Neto *et al.*, 1993) é constituído por rochas plutônicas gnaissificadas e encontra-se a leste da cidade de Anta, no médio vale do Rio Paraíba do Sul, no limite entre o Terreno Ocidental e no Terreno Paraíba do Sul. Está encaixado em paragnaises de alto grau metamórfico, e apre-

senta uma forma de elipse *boudinada* (com 15 km de eixo maior) orientada NE-SW, truncada em seus extremos e estreita em sua porção mediana. O corpo principal se localiza entre a sede do município de Sapucaia e o Alto do Campo Alegre, a leste da localidade de Anta. O Complexo Anta tem uma pequena exposição na área da Folha Três Rios, no quadrante NE, ultrapassando os limites da folha e tendo suas melhores exposições na área a leste, Folha Nova Friburgo (1.100.000), onde estudos litogeoquímicos e tectônicos foram realizados. Predominam granitos megaporfiríticos, havendo ainda sienogranitos porfiríticos finos a médios, e granodioritos e dioritos em menor volume. Charnokitos, charno-enderbitos e enderbitos também são encontrados.

Com base nos trabalhos de campo realizados no ano de 1998 pela equipe da UERJ, e a partir do estudo petrográfico foram indentificadas para este complexo diferentes fácies, distribuindo-se ao longo dos corpos de maneira heterogênea. Na área da Folha Três Rios foram encontrados a partir do estudo petrográfico, as seguintes faciologias: a) hornblenda granodiorito a hornblenda granito, b) charno-enderbito a enderbito e quartzo-diorito.

A faciologia que integra hornblenda-granodioritos a hornblenda-granitos é caracterizada por rochas mesocráticas, bandadas, onde os grãos de microclina se apresentam subédricos e com extinção ondulante, e os grãos de plagioclásio apresentam geminação polissintética e/ou zoneamento oscilatório, com forma subédrica, por vezes, circundados por quartzo, biotita e hornblenda. A biotita é o mineral máfico predominante e apresenta-se em forma de fitas, com coloração marrom avermelhada. Os cristais de quartzo são intersticiais, e a hornblenda de coloração verde escura apresenta-se subédrica, muitas vezes associadas a biotita e aos minerais opacos. Como acessórios observam-se: apatita, zircão e titanita.

A faciologia que integra charno – enderbito a enderbitos apresenta uma matriz fina granoblástica composta por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. O quartzo apresenta-se em fitas e por vezes intersticial. O plagioclásio, pouco sericitizado, apresenta-se com geminação polissintética ou de *Karlsbad*. O ortoclásio apresenta-se em porfiroblastos zonados. Os minerais máficos observados são a biotita esverdeada associada ao quartzo e a hornblenda instável serrilhada. A característica desta faciologia é a presença de hiperstênio xenomórfico, que na maior parte das vezes, é bordejado por hornblenda. Como acessórios aparecem: titanita, minerais opacos, zircão e traços de allanita. A rocha mais deformada apresenta megacristais de plagioclásio arredondados oscilantes, microclina com textura mirmequítica e biotita esverdeada intergranular instável.

A faciologia formada por dioritos a quartzo-diorito é composta por rochas mesocráticas, com granulometria variando de média a grossa, textura inequigranular, contendo porfiroblastos de plagioclásio. Como minerais máficos aparecem a biotita parda, clinopiroxênio (diopsídio), hornblenda. Como

acessórios aparecem minerais opacos. O quartzo pode estar presente.

Corpos no Domínio Costeiro/Terreno Oriental

Suíte Cordeiro (NP3y2co)

Esta suíte foi descrita por Barbosa & Grossi Sad (1985) como Gnaiss Granitóide da Unidade Rio Negro; e Tupinambá et al. (1996) a incluiu no Complexo Rio Negro. Silva & Cunha (2001) designaram estes gnaisses de “Leucogranito Serra do Paquequer”, incluindo, em sua unidade, leucognaisses do Batólito da Serra dos Órgãos (Leucogranitos, Grossi Sad et al. (1982b); Faixa Bom Jardim, Tupinambá 1999). Neste trabalho preferimos manter os leucognaisses do Batólito da Serra dos Órgãos na Suíte Serra dos Órgãos e os leucogranitos na Suíte Cordeiro, por uniformidade textural e critérios de campo.

Esta unidade ocupa uma pequena área na Folha Três Rios. A maior expressão areal desta unidade ocorre na Folha Nova Friburgo. Aflora em uma estreita faixa de direção NE bordejada quase continuamente pelo Complexo Rio Negro no sul da área. Todo o conjunto é bordado pela larga intrusão da Suíte Serra dos Órgãos e por corpos de granitos do magmatismo Cambro-Ordoviano.

A unidade apresenta uma composição litológica uniforme e simples. A rocha predominante é um gnaiss leucocrático a hololeucocrático, com foliação fraca a bem desenvolvida, dada pelo alinhamento de cristais milimétricos de biotita e lentes de quartzo. Quando pouco deformado, se percebe, em escala de afloramento, arranjo nebulítico, com presença de numerosos restitos biotíticos, denunciando sua origem por avançada anatexia. O gnaiss apresenta alta susceptibilidade à erosão. O que mais se observa são espessos mantos eluviais, quartzo-feldspáticos, que pouco preservam a estrutura original da rocha.

O leucognaiss é caracterizado pela predominância de K-feldspato e quartzo, com plagioclásio em menor proporção. Biotita ocorre em pequena proporção; muscovita e a granada se evidenciam como minerais primários em algumas amostras, com a primeira em maior proporção. Os minerais acessórios mais comuns são apatita, allanita e zircão, além dos minerais opacos, alguns magnéticos. Os minerais de alteração são a sericita, carbonatos e óxidos. A composição varia de sienogranito a granodiorito, com uma maior concentração no sienogranito, seguido pelo monzogranito.

Microscopicamente, observa-se que a rocha apresenta uma textura geral equigranular granoblástica, com maior parte dos grãos mostrando forma subédrica. A trama apresenta-se orientada e apresenta sinais de deformação, com cristais de quartzo muitas vezes alongado numa direção preferencial. A orientação das placas de biotita também evidencia esta

xistosidade, que representa uma estrutura planar deformacional.

A biotita predomina como mineral máfico, em palhetas dispersas com frequentes inclusões de zircão. A hornblenda ocorre em algumas rochas como mineral reliquiar, associada sempre à biotita, que tende a substituí-la. Muscovita ocorre como mineral primário em algumas rochas, geralmente como cristais bem desenvolvidos, com hábito placóide. Associa-se a ela, em uma amostra, sillimanita, com hábito ripiforme. A granada mostra-se bem desenvolvida, com hábito arredondado.

O quartzo ocorre em cristais anedrais de quartzo e bem desenvolvidos. Cristais de *K-feldspato* e plagioclásio equidimensionais e subedrais guardam fácies primárias. A microclina e o ortoclásio são os feldspatos potássicos, a primeira preponderando sobre a segunda. Intercrescimento micrográfico e granofríco são observados, além de texturas de exsolução micropertítica. Os cristais de plagioclásio mostram alteração sericitica, principalmente nas fraturas interiores e nas suas clivagens. Os cristais de quartzo mostram hábito equidimensional a hábito alongado, com sinais de deformação, evidenciando extinção ondulante muitas vezes. Sericita e carbonato evidenciam os processos de alteração hidrotermal, sendo a sericitização mais freqüente nestas rochas.

Suíte Serra dos Órgãos (NP3y3so)

A Suíte Serra dos Órgãos foi primeiramente referenciada como Gnaisses granitóides da Série Serra dos Órgãos (Rosier, 1957). Tupinambá (1999) efetuou estudo detalhado nesta suíte envolvendo caracterização estrutural, litogeoquímica e geocronológica. Segundo Silva et al. (2001) trata-se do maior batólito granítico exposto no estado do Rio de Janeiro. Na Folha Três Rios parte do batólito aflora na porção SE da área, indo muito além dos limites do Parque Nacional da Serra dos Órgãos. Dispõe-se alongado na direção NE-SW, paralelamente à foliação interna do plúton e concordante com a foliação principal regional. São preservadas texturas e estruturas magmáticas apresentando foliação tangencial em estado sólido superimpostas. São granitóides à hornblenda e biotita, de granulação grossa, equigranulares e foliação descontínua, dada por aglomerados centimétricos de biotita e hornblenda (Figura 3.23). A composição é expandida de tonalítica a granítica, com caráter calcioalcalino (Tupinambá, 1999). Localmente podem ser observados enclaves de paleodiques anfibolíticos. O batólito é intrusivo nos ortognaisses do Complexo Rio Negro e em leucognaisses da Suíte Cordeiro.

Magmatismo pós-colisional

Suíte Nova Friburgo (O1y6nf)

Diversos corpos de granitos com características alóctones, pós-tectônicos, intrudem as rochas do Complexo Rio Negro e da Suíte Serra dos Órgãos no



Figura 3.23- Detalhe de afloramento de granitóide grosso, equigranular da Suíte Serra dos Órgãos

extremo SE da área na região da Serra dos Órgãos, em parte nos limites do Parque Nacional homônimo, inseídos na Suíte Nova Friburgo. Estes granitos foram mapeados anteriormente por Penha *et al.* (1980) na área da Folha Itaipava (1:50.000) recebendo a denominação de Granito Andorinha. Segundo os autores, ocorrem como corpos tabulares de espessura variável, podendo atingir até 200 m no grande dique do Parque Nacional. Podem também, segundo os autores, apresentar picos, como o Esclavrado. Correspondem as cotas mais altas da folha, incluindo a Pedra do Sino (2.286 m) e a Pedra do Açu (2.263 m). Posteriormente, este magmatismo foi estudado em detalhe por Junho (1982), tanto por sua característica petrográfica, como geoquímica. Esta autora denominou os corpos relacionados a este magmatismo tardio como Granito Teresópolis. Na área da Folha Três Rios, os corpos aflorantes ao sul, foram denominados de Granito Andorinha, dada à proximidade da localidade Andorinhas, que ocorre em área da Folha Petrópolis, e aqueles aflorantes a leste foram denominados de Granito Teresópolis, por ocorrerem nos arredores da cidade homônima.

Os granitos Andorinha (O1γ6nfan) e Teresópolis (O1γ6nfr) são basicamente representados por biotita-granitos cinzentos, leucocráticos, de composições monzograníticas e ocorrem, segundo Junho e Penha (1984), em duas facies principais: biotita granito de grão médio, com tendência porfirítica, e biotita granito de grão fino, em geral orientado. São encontrados ainda, subordinadamente, veios e diques de leucogranito róseo aplítico cortando indiscriminadamente todas as litologias da área. A mineralogia essencial é microclina, plagioclásio An₂₅, biotita parda e quartzo xenomórfico. Ocorre ainda, como acessórios: alanita, titanita, zircão, magnetita, pirita, anatásio, apatita e, esporadicamente, hornblenda. Os enclaves microgranulares apresentam composição andesítica e quartzo andesítica e texturas ígneas porfiríticas.

3.3- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MESO-CENOZÓICAS

3.3.1 - Magmatismo Intraplaca da Quebra do Gondwana e Reativações Posteriores (Cretáceo Superior–Paleógeno)

O magmatismo intraplaca da quebra do Gondwana é representado na Folha três Rios pelo conjunto de diques de diabásio que integra o denominado Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM). Compreende um enxame de diques de rochas basálticas (diabásios, basaltos e subordinadamente gabros) de afinidade toleítica intrudidos no Cretáceo Inferior (ca. 140-120 Ma), com direção ENE, representantes dos primeiros estágios da quebra do supercontinente Gondwana e da individualização da América do Sul e da África, a partir de emanações basálticas da astenosfera subjacente, sobre-aquecida e ascendente.

As coberturas sedimentares fanerozóicas compreendem sedimentos areno-argilosos do rifte Paleogênico, representadas por ocorrências localizadas próximas aos rios Paraíba do Sul e Pomba, bem como associações sedimentares pleisto-holocênicas, de caráter aluvial, ao longo dos rios de maior porte. Depósitos coluvionares ocorrem praticamente nos flancos de todas as maiores elevações da área.

3.3.1.1- Descrição das Unidades de Mapeamento

Diques de diabásio (K1Bsm)

Trata-se de um conjunto de diques de rochas básicas toleíticas de direção ENE, pertencentes ao Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM, ca. 130 Ma). Os termos petrográficos compreendem variações desde micro-gabros, diabásios e basaltos. Os tipos faneríticos podem conter variedades com texturas ofíticas a porfiríticas. Os maiores corpos estão na porção SE da folha, e possuem excelente resposta nos mapas derivados de dados aero-geofísicos. Alguns destes corpos, e outros de menor expressão, foram estudados detalhadamente pelo aspecto petrográfico e litogeoquímico, este último tema compondo parte do Capítulo 5 deste relatório. Desta forma, aspectos de campo e petrográficos do conjunto de diques de rochas básicas (diabásios) do EDSM aflorantes na Folha Três Rios serão apresentados a seguir.

Os afloramentos da área de estudo encontram-se bastante alterados, impedindo, diversas vezes, a observação de alguns aspectos relevantes na descrição dos diques. A ação do intemperismo gera um regolito bastante espesso, chegando a atingir dezenas de metros. Este regolito, gerado a partir da alteração dos diques, é caracterizado pela presença de materiais argilosos e cor tipicamente vermelha.

Entretanto, a existência deste regolito não caracteriza a presença de diques, a não ser que o mesmo seja encontrado associado a blocos de diabásios.

Estes diabásios intrudem milonitos, gnaisses leucocráticos a mesocráticos e, subordinadamente, quartzitos segundo direções preferenciais NE/SW (Figura 3.24). O paralelismo destas estruturas em relação às do Orógeno Ribeira é um indício de que o processo de intrusão e alojamento destes diques pode ter sido favorecido pelas estruturas pretéritas do embasamento.

Estes diques são espessos, na ordem de dezenas de metros, e extensos, na ordem de centenas de

metros. O modo de ocorrência mais comum destes diques é sob a forma de afloramentos com os contatos expostos ou, então, como blocos alinhados. Entretanto, blocos rolados são também vistos. Vale ressaltar que, mais subordinadamente, afloramentos com nenhum ou apenas um dos contatos expostos também foram observados. Muitas vezes, a ausência de contatos expostos aflorantes, ou mesmo preservados, impossibilitou a observação das formas intrusivas destes diques. Entretanto, intrusões regulares e bifurcadas parecem ser as formas de intrusão mais comuns na área de estudo (Figura 3.25). É importante salientar a existência de um afloramento onde o dique intrude a rocha encaixante de forma escalonada.



Figura 3.24- Foto mostrando exemplos de rochas encaixantes típicas da área estudada: milonitos (Ponto: TR-SV-4) e gnaisses leucocráticos (Ponto: TR-SV-5)

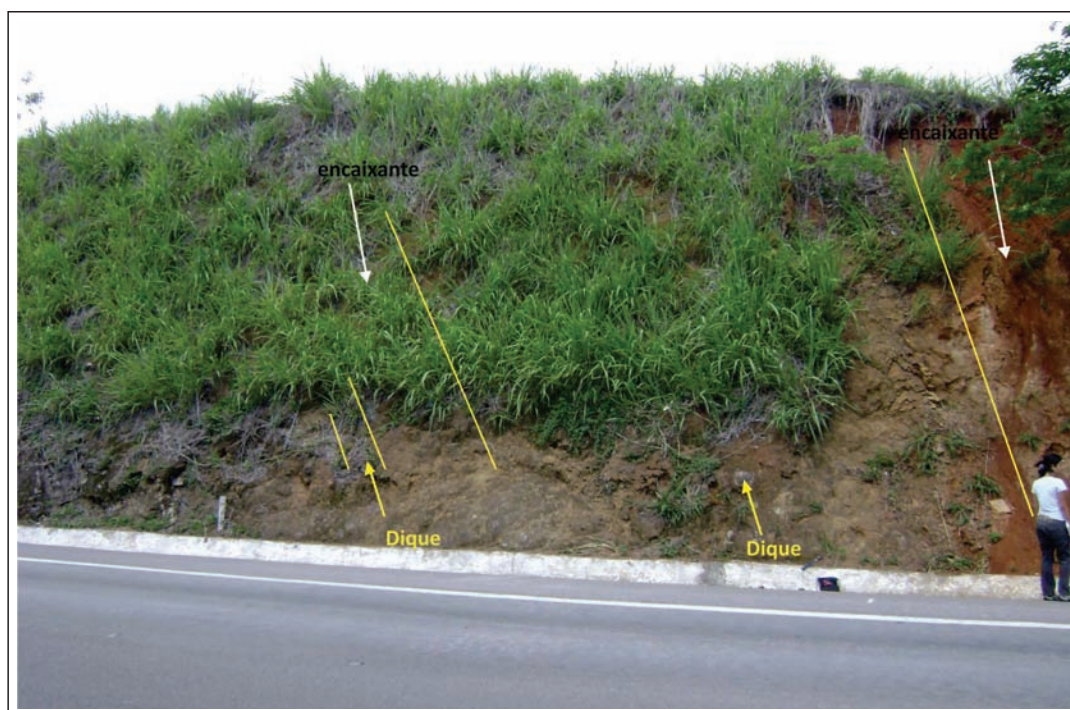


Figura 3.25 – Aspecto geral do dique bifurcado com ambos contatos aflorando (Ponto: TR-SV-3)

Na maioria dos afloramentos, foi possível a observação de duas das feições comuns em diabásios, quais sejam: diáclases e esfoliação esferoidal (Figura 3.26).

Grande parte dos diques observados e estudados possui margens resfriadas. Estas rochas das margens são caracterizadas por uma granulometria mais fina do que a encontrada no centro dos diques (Figura 3.27). Essa diferença de granulometria está diretamente relacionada à existência de gradiente térmico entre o líquido basáltico e a rocha encaixante e, conseqüentemente, ao tempo de cristalização deste magma. Conforme citado nas descrições das outras etapas de campo, se houver gradiente térmico entre o líquido basáltico e a rocha hospedeira, o material que estiver nas partes mais externas perderá calor mais rapidamente. Esta perda de calor resulta em

diminuição da difusão iônica e conseqüente resfriamento da margem em relação ao material do centro.

Subordinadamente, algumas margens resfriadas apresentam veios de material de composição carbonática. A rápida cristalização do material mais próximo à margem não permite que os íons de materiais voláteis sejam incorporados à estrutura dos minerais desta rocha e, dessa forma, se individualizam gerando veios (Figura 3.28). Os contatos preservados dos diques estudados são bruscos, não apresentando nenhuma evidência de metassomatismo.

Pontualmente, enclaves arredondados, de composição granítica, foram observados (Ponto: PS-SV-5). Estes enclaves são possíveis xenólitos, ou seja, podem representar fragmentos da rocha encaixante que foram assimilados pelo líquido (Figura 3.29).



Figura 3.26 – Esfoliação esferoidal em bloco de diabásio (Ponto: TR-SV-9)

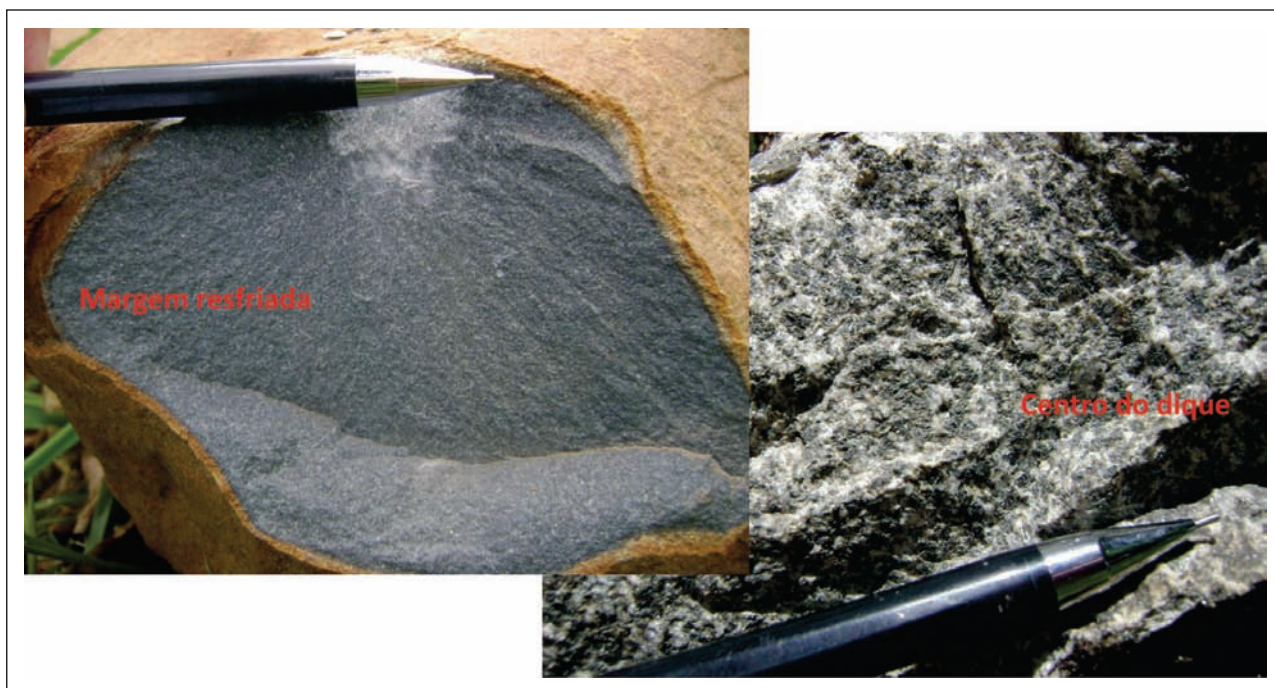


Figura 3.27- Textura da margem resfriada e do centro de um mesmo dique (Ponto IT-SV-1)



Figura 3.28- Veios de material carbonático ocorrendo na margem do dique (Ponto: TR-SV-6)



Figura 3.29- Em detalhe, xenólitos arredondados de composição granítica em diabásio (Ponto: PS-SV-5)

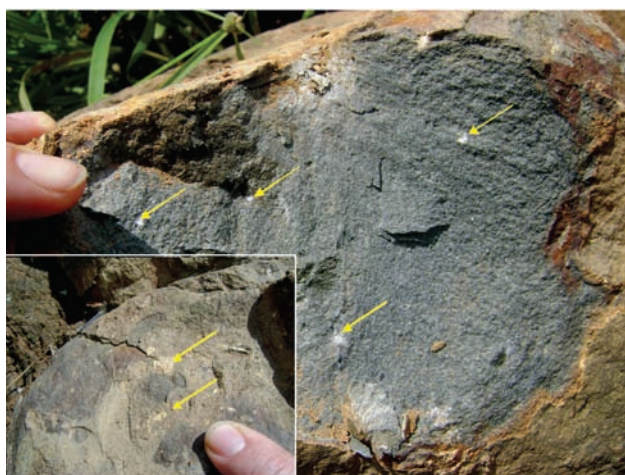


Figura 3.30- Amígdalas preenchidas por material carbonático (Ponto: TR-SV-7)

Em um dos diques estudados (Ponto: TR-SV-7), foi possível observar amígdalas preenchidas por carbonato. Estas amígdalas evidenciam a presença de fluidos no sistema deste dique. Entretanto, somente com estudos mais detalhados será possível identificar a origem destes fluidos (Figura 3.30).

A composição mineral da matriz dos diabásios de Três Rios é representada por plagioclásio, augita e pigeonita (minerais essenciais), minerais opacos, apatita e quartzo (minerais acessórios), além de saussurita, uralita e, eventualmente, biotita (minerais secundários).

Dentre os minerais essenciais, o plagioclásio é o mais abundante. Os grãos de plagioclásio apresentam granulometria variando de fina a média (1-3 mm), são incolores, têm hábito colunar, variam de subédricos a anédricos e estão bastante saussuritizados (Figura 3.31). Subordinadamente, grãos de plagioclásio são vistos inclusos em grãos de augita e minerais opacos. Alguns grãos alongados de plagioclásio são observados parcialmente inclusos em grãos de augita, caracterizando uma textura do tipo sub-ofítica (Figura 3.32).

Os grãos de augita (Figura 3.33) são abundantes nos diques estudados. Estes grãos são castanho-claro, têm hábito tabular e variam de subédricos a anédricos. Localmente, grãos de plagioclásio e de minerais opacos apresentam inclusões de augita. A granulometria dos grãos de augita é predominantemente fina (~1 mm).

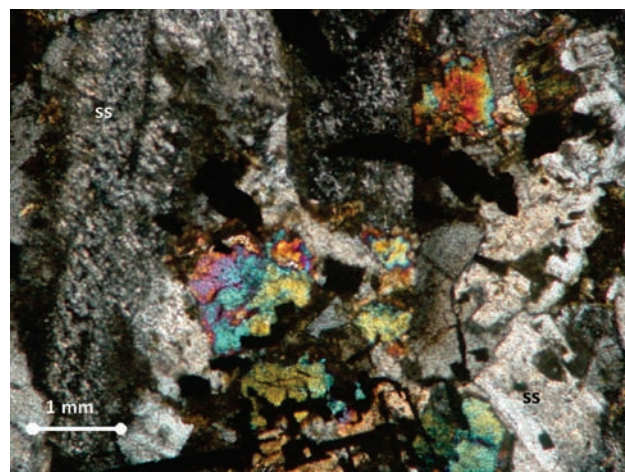


Figura 3.31-Fotomicrografia de grãos colunares de plagioclásio saussuritizados (ss). Nicóis cruzados. (Amostra:TR-SV-3b)



Figura 3.32-Fotomicrografia de textura sub-ofítica, caracterizada por grãos alongados de plagioclásio parcialmente inclusos (elipse) em grão de augita (au). Nicóis cruzados. (Amostra: TR-SV-6c)

Outro piroxênio presente nesses diabásios é a pigeonita (Figura 3.34). Os grãos de pigeonita são castanho-claro, têm hábito colunar e variam de subédricos a anédricos. Estes grãos têm granulometria predominantemente fina (~1 mm).

Os diabásios estudados apresentam minerais opacos variando de subédricos a anédricos, sendo os grãos subédricos tanto colunares, quanto tabulares e aciculares (Figura 3.35).

Grãos esqueléticos e tipo *espinha-de-peixe* de minerais opacos também são observados nestas rochas, evidenciando a existência de mais de uma geração de minerais opacos (Figura 3.36).

Os grãos esqueléticos e *espinha-de-peixe* exibem relação de contato com grãos de plagioclásio e augita. Entretanto, subordinadamente, alguns grãos de minerais opacos ocorrem inclusos em grãos de plagioclásio, augita e uralita (Figura 3.37). A ocorrência dessa geração de minerais opacos inclusa em outros grãos é indicativa de processos *subsolidus*. A granulometria dos grãos de minerais opacos é predominantemente fina (~ 1 mm).

Os grãos de apatita apresentam-se bem dispersos na rocha, sendo finos, incolores, euédricos e de hábito acicular, ocorrendo inclusos em grãos de plagioclásio e augita. Os grãos de quartzo são raros, sendo usualmente incolores, anédricos e finos.

A alteração dos grãos piroxênios resulta na formação de dois minerais secundários: uralita e biotita. Os grãos de uralita (Figura 3.38) são verde-claro e anédricos. Geralmente, estes grãos ocorrem contornando grãos de augita, caracterizando uma borda de alteração.

Os grãos de biotita ocorrem localmente nestes diques. Estes grãos são marrom-claro, anédricos, exibem fraco pleocroísmo e apresentam granulometria fina.

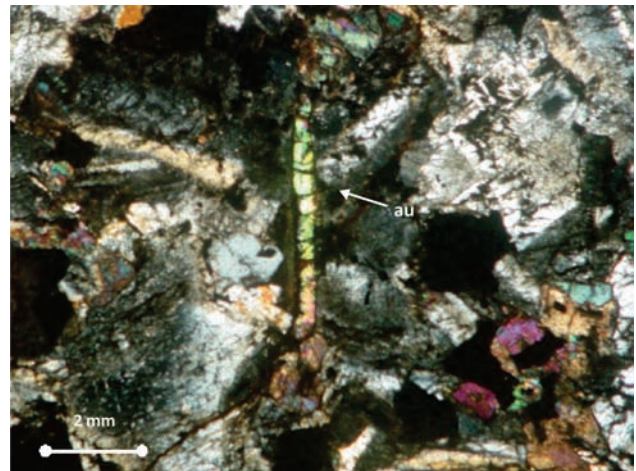


Figura 3.34- Fotomicrografia de um grão de pigeonita colunar (pig e seta) em matriz hipocrystalina. Nicóis cruzados. (Amostra: PS-SV-4)

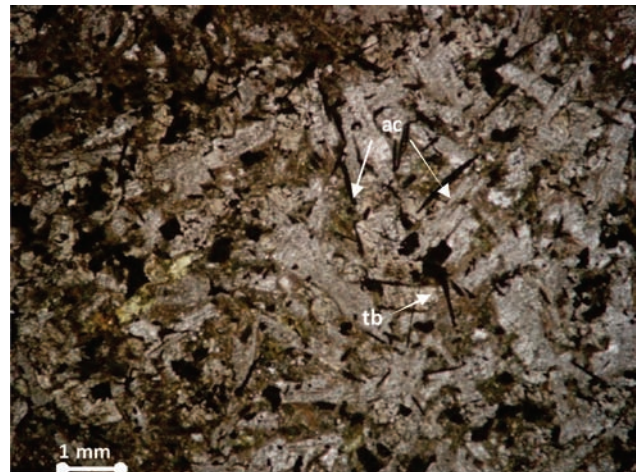


Figura 3.35- Fotomicrografia de minerais opacos com hábito tabular (tb) e acicular (ac) em uma matriz hipocrystalina. Nicóis paralelos. (Amostra: PS-SV-4)

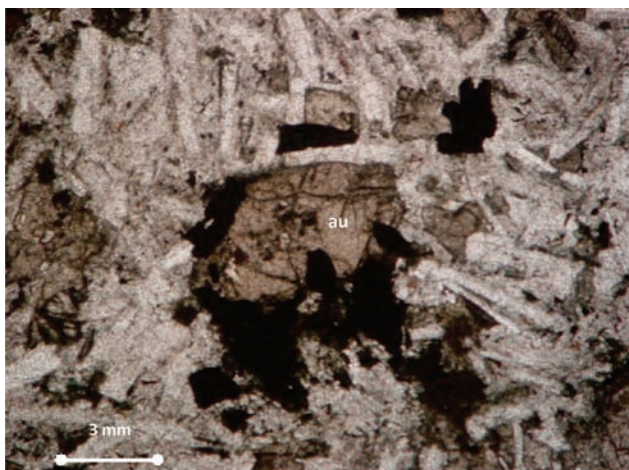


Figura 3.33- Fotomicrografia de grãos augita (au) exibindo relação de contato com grãos de de minerais opacos. Nicóis paralelos. (Amostra: TR-SV-5)

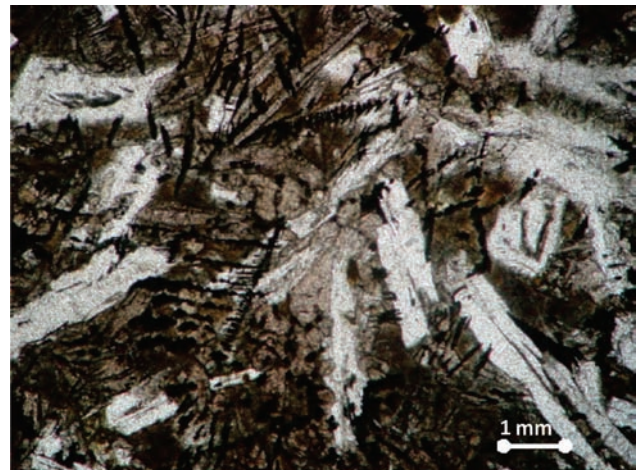


Figura 3.36- Fotomicrografia de minerais opacos esqueléticos e espinha-de-peixe em matriz hipocrystalina de centro do dique. Nicóis paralelos. (Amostra: TR-SV-4e)

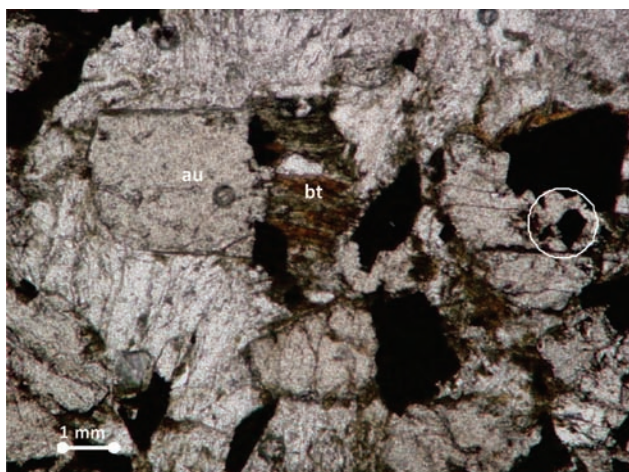


Figura 3.37 Fotomicrografia de um grão de biotita (bt) na borda da augita (au) e de grãos de minerais opacos tabulares e anédricos totalmente e parcialmente inclusos em grãos de augita (círculo). Nicóis paralelos. (Amostra:TR-SV-9b)

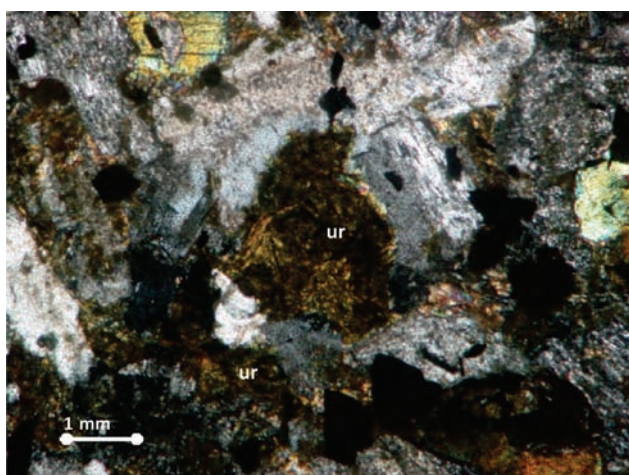


Figura 3.38 Fotomicrografia mostrando grãos de uralita (ur). Nicóis cruzados. (Amostra:TR-SV-3b)

Em geral, a parte central dos diabásios estudados têm textura hipocristalina. Já textura hipohialina é comumente observada nas margens resfriadas.

A matriz dos diques é inequigranular, com granulometria variando de fina (≤ 1 mm) a média (entre 1 a 2,5 mm). Estes diabásios, em geral, são afíricos. Entretanto, localmente observa-se textura porfírica. Os principais minerais constituintes da assembléia de fenocristais são o plagioclásio (Figura 3.39) e a augita (Figura 3.40). Estes grãos têm granulometria variando de média a grossa. Vale ressaltar que, pontualmente, há glomeropórrios de augita (Figura 3.41).

Microxenocristais de quartzo e microxenólitos de quartzito (Figura 3.42) ocorrem pontualmente nos centros dos dique. Isto pode ser indicativo da ocorrência de processos de assimilação.

Texturas intersticiais são comuns nestes diabásios. A textura intergranular, também comum nestas rochas, é caracterizada por grãos anédricos de augita preenchendo os interstícios dos grãos de plagioclásio (Figura 3.43). Já nas margens dos diques, a textura predominante é a intersertal. Esta última textura é

caracterizada pela presença de vidro intersticial muito alterado de cor marron-esverdeado. Localmente, textura mirmequítica e gráfica são vistas nas partes centrais dos diques.

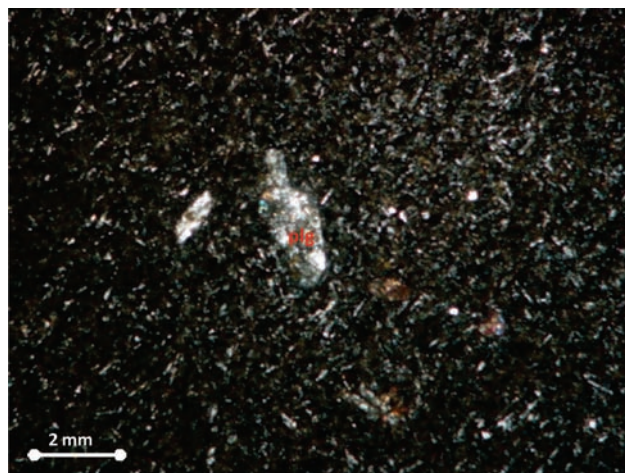


Figura 3.39 - Fotomicrografia de um fenocristal de plagioclásio (plg) em matriz hipohialina numa margem resfriada. Nicóis cruzados. (Amostra:TR-SV-4d)

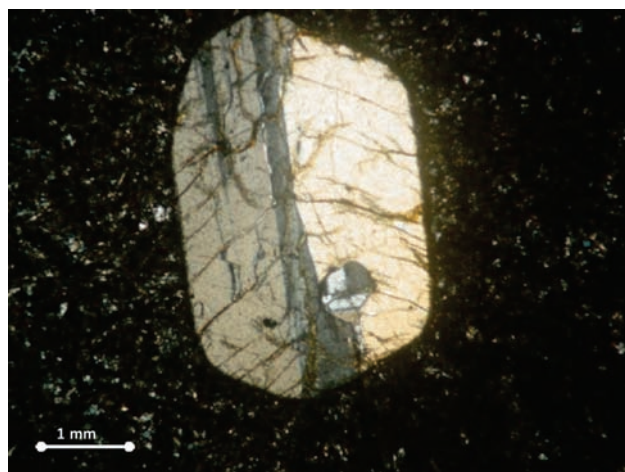


Figura 3.40- Fotomicrografia de um fenocristal de augita em matriz hipohialina numa margem resfriada. Nicóis cruzados. (Amostra: TR-SV6b)

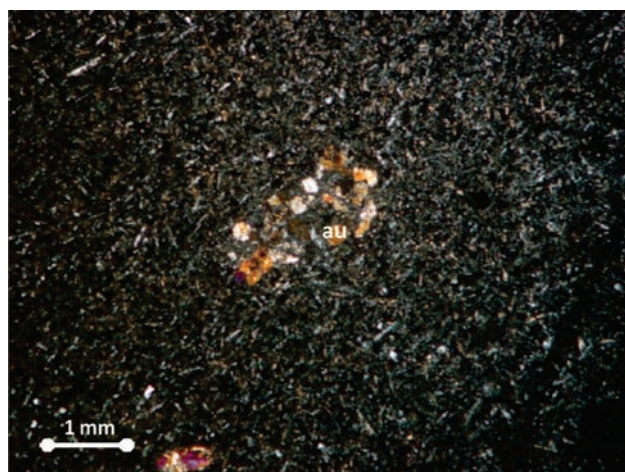


Figura 3.41- Fotomicrografia de glomeropórrios de augita (au) em matriz hipohialina numa margem resfriada. Nicóis cruzado. (Amostra:TR-SV-4d)

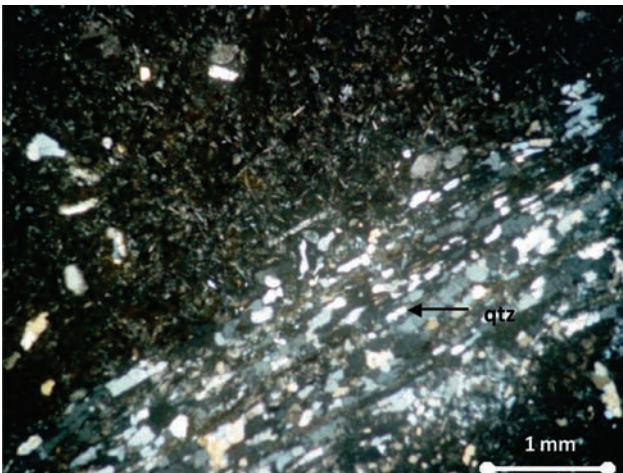


Figura 3.42- Fotomicrografia de microxenólito de quartzito numa matriz hipohialina numa margem resfriada. Nicóis cruzados. (Amostra:TR-SV-7a)

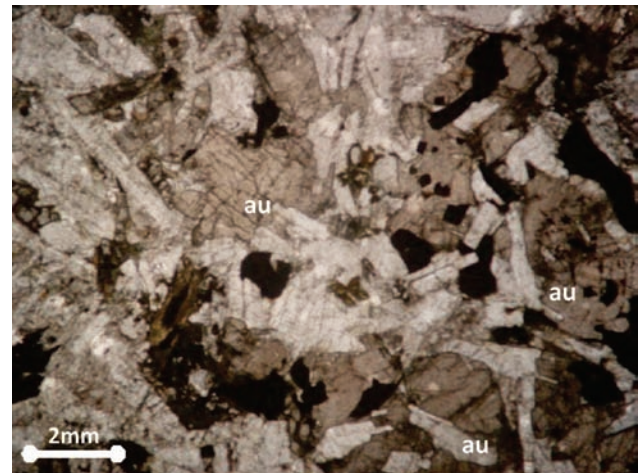


Figura 3.43 -Fotomicrografia de grãos de augita (au) preenchendo os interstícios dos grãos de plagioclásio. Nicóis paralelos. (Amostra:TR-SV-10b)

Coberturas sedimentares cenozóicas - CZ

Inclui sedimentos do rifte paleógeno e coberturas pleistocênico-holocênicas. No conjunto mais

antigo incluem-se sedimentos clásticos continentais representados principalmente por psamitos e ruditos fluviais e de leques aluviais. Dentre as coberturas holocênicas incluem-se depósitos fluviais encontrados nas margens dos grandes rios.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Três Rios engloba terrenos de diferentes idades, justapostos tectonicamente e mostrando deformações múltiplas. Na porção sudeste da Folha afloram rochas ortoderivadas e ígneas que são menos deformadas que as das porções central e noroeste. Nestas porções, corredores de mais alta deformação concentram zonas de cisalhamento dúctil de médio a alto ângulo e separam domínios menos deformados. O Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil do Vale do Rio Paraíba do Sul (SZCPS – Almeida, 2000) é constituído de faixas estreitas e alongadas de rochas miloníticas de alta temperatura, paralelas ou subparalelas à foliação principal e aos contatos litológicos da Faixa Ribeira Central (Figura 4.1). A seção NW-SE da folha mostra uma macro-estrutura sinformal, com eixos na direção N60E e zonas de cisalhamento verticais concentradas na zona de charneira. Nas faixas mais preservadas observam-se deformações sobrepostas com padrões geométricos e cinemáticos distintos, que denotam uma evolução polifásica. Neste capítulo serão abordadas a compartimentação espacial e temporal da deformação.

4.2 - PROCEDIMENTOS E MÉTODOS DA ANÁLISE ESTRUTURAL

Desde as primeiras fases do levantamento geológico buscou-se a coleta e interpretação de dados estruturais, seu armazenamento e sua análise em termos de orientação e de seu significado cinemático e dinâmico. Foi dada especial atenção aos critérios utilizados na observação e interpretação e na avaliação da confiabilidade desses dados.

Em todas as etapas do mapeamento geológico realizou-se em conjunto a Análise Estrutural. Isto implica na observação detalhada da geometria e orientação espacial das estruturas, suas relações de superposição com outras estruturas e com outros eventos geológicos, tais como intrusões magmáticas, fusão parcial, reações metamórficas, cristalização e recristalização mineral, percolações de fluidos e toda outra feição que possa ser relacionada temporalmente com as estruturas ou possa ser indicativa de parâmetros físicos e/ou químicos. Esses eventos são registrados cronologicamente e interpretados em cada afloramento, e são determinantes na localização da coleta de amostras para análises microestruturais e microtectônicas.

As medidas de orientação foram obtidas por bússolas tipo “Clar” e a notação adotada foi a “Dip Direction” que constam de dois valores: ângulo azi-

mutal do rumo da linha (no caso de planos é a linha de maior caimento contida no plano - direção do mergulho) e o ângulo de mergulho, medido no plano vertical que contém a linha. A obliquidade (rake) é o ângulo entre a direção (strike) do plano e a linha, medido sobre o plano.

Os estereogramas mostram os polos de planos (contato litológico, acamamento, foliação, falhas, fraturas, etc) projetados no hemisfério inferior de redes estereográficas equiáreas (Rede de Schmidt). Os diagramas de roseta mostram direções de estruturas planares de alto ângulo e rumos de linhas.

No mapa geológico procurou-se representar os pares cinemáticos de foliação (S) e lineação (L). A foliação principal no afloramento é nomeada Sn e a lineação contida na foliação principal é nomeada Ln. Em afloramentos que favorecem a observação de superposição de estruturas e eventos a sequência cronológica dos eventos deformacionais é expressa por índices numéricos (S1, S2, S3.. ou L1, L2, L3...), independente da idade e da duração de cada evento deformacional. O cruzamento de informações entre afloramentos ou entre eventos deformacionais e metamórficos/magmáticos levam a agrupar as estruturas em Fases Deformacionais, denominadas D1, D2, D3, Dn.... Assim, uma estrutura Sn ou Ln foi gerada durante a fase deformacional Dn. Uma região na qual a evolução estrutural é coerente em termos de suas fases deformacionais e dos eventos metamórficos/magmáticos é chamada de Domínio Estrutural.

4.3 - ANÁLISE DE LINEAMENTOS DE RELEVO E MAGNÉTICOS

A Folha Três Rios está localizada numa junção de duas importantes estruturas da Faixa Ribeira Central. As zonas de cisalhamento brasileiras, de direção NE-SW e uma zona de fraturas e falhas, de direção aproximada N-S, a Zona de Fraqueza Crustal de Itaipava (Almeida *et al.* 2002). Essas duas grandes zonas de cisalhamento resultam num padrão de relevo com fortes lineamentos de cristas, de encostas e de drenagem. Os contatos de alto ângulo e o dobramento apertado de uma sequência tectônica que intercalam rochas ortoderivadas de composição predominantemente básica (Ortogramulitos Juiz de Fora – PP2jfgl) e metassedimentos do Grupo Andrelândia (NPa) criam condições ideais para o “encaixe” da drenagem e a consequente erosão diferenciada. O resultado é um conjunto de lineamentos pouco espaçados e paralelos entre si, com grande persistência.

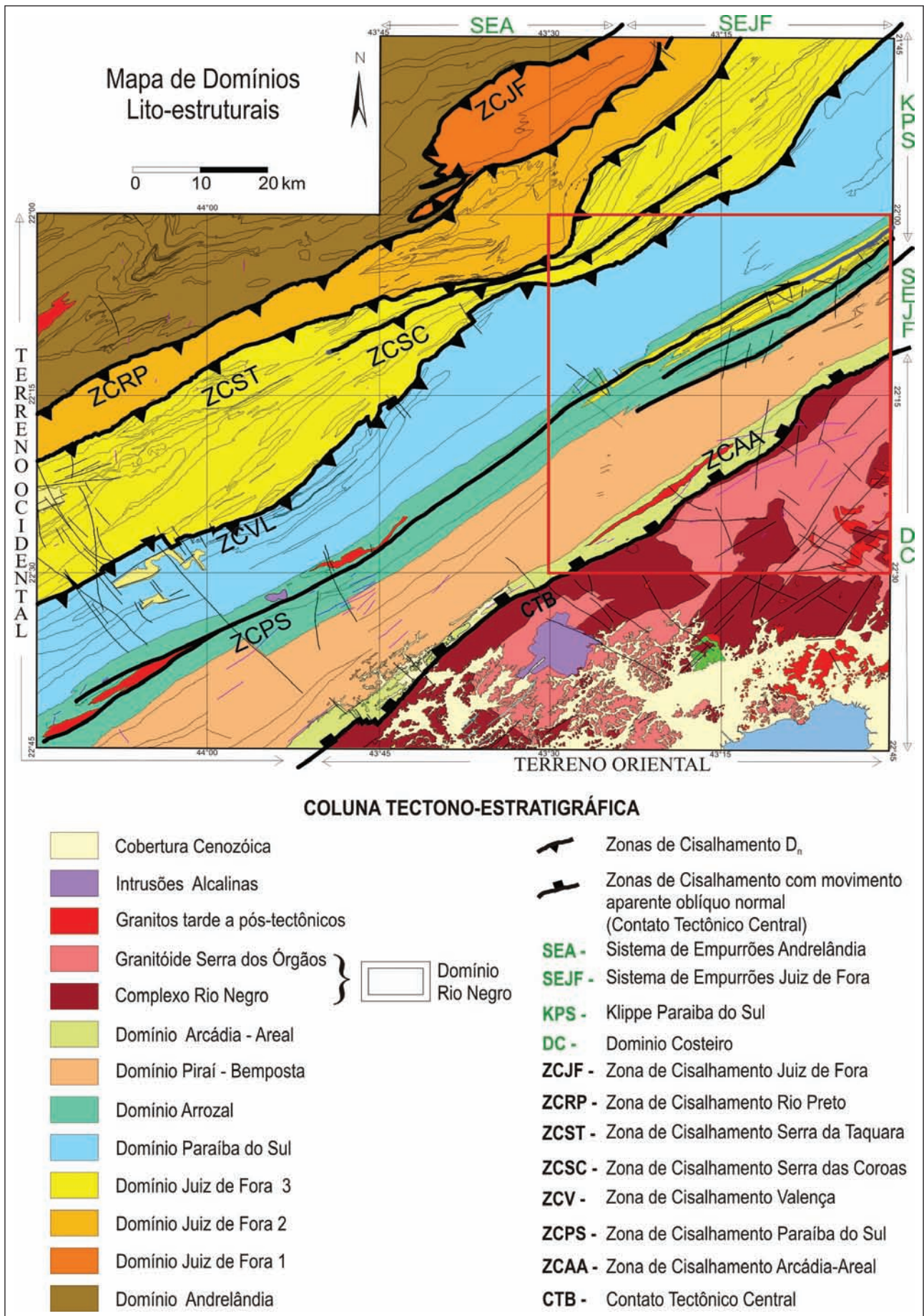


Figura 4.1 – Mapa de domínios lito-estruturais e do Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil do Vale do Rio Paraíba do Sul (SZCPS), extraído de Almeida 2000

4.3.1 - Lineamentos de Relevô

A análise das imagens *geocover* e de relevô sombreado, associados ao mapa geológico da área, mostra uma clara correlação com o contexto tectônico da Faixa Ribeira. A sobreposição da informação tectônica e do mapa de lineamentos (Figura 4.2) revela um padrão de lineamentos muito marcantes na direção NE, correlacionável com a atitude da foliação principal e de zonas de cisalhamento dúctil, e outros de direção N-S a NW, correlacionáveis a falhas mesozóicas e cenozóicas. A seguir, os padrões de lineamentos serão detalhados de acordo com o domínio lito-estrutural.

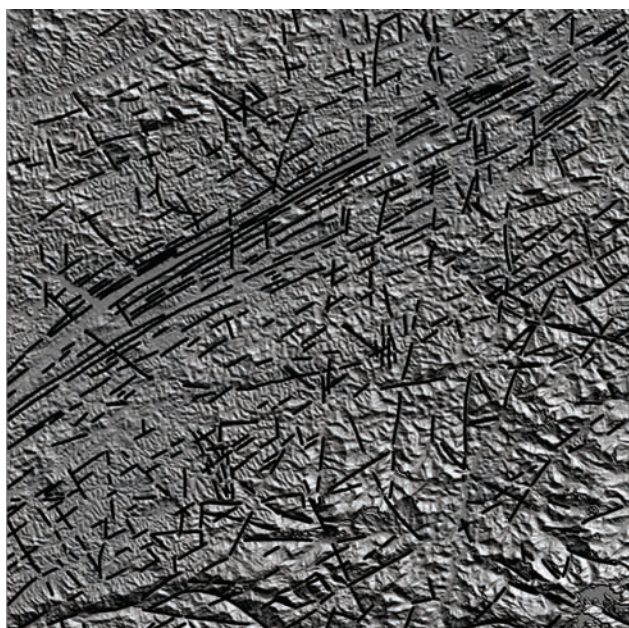


Figura 4.2 – Mapa de lineamentos de relevô extraídos da imagem de satélite Landsat (*Geocover*), do relevô sombreado (*SRTM*) e dos mapas topográficos, escala 1:50.000, do IBGE

4.3.2 - Lineamentos no Domínio Juiz de Fora, norte da folha

Este Domínio é o que encerra a menor densidade de lineamentos na área abordada. Lineamentos NE-SW ocorrem relacionados apenas à Suíte Matias Barbosa (NP3y2mb). Lineamentos NW-SE são raros.

4.3.3 - Lineamentos na Klippe Paraíba do Sul

A faixa representada pelos ortognaisses do Complexo Quirino (PP2q) e os metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul (PRps) que se estende do contato de empurrão entre o Domínio Juiz de Fora (extremo noroeste da área) e a faixa de forte estruturação NE-SW, que marca a representação do Lineamento Além Paraíba (Campanha, 1981) ou Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller,

1989; Almeida, 2000) , apresenta uma quantidade ainda subordinada de lineamentos, na direção NNW-SSE; NNE-SSW e N-S (provavelmente relacionados a falhas e fraturas) e lineamentos de direção NE-SW associados a traços de superfície de foliação. A quantidade ainda subordinada de lineamentos nesta faixa possivelmente está relacionada ao predomínio de ortognaisses do Complexo Quirino (PP2q).

4.3.4 - Interdigitação tectônica entre Domínio Juiz de Fora e a Klippe Paraíba do Sul.

A feição linear mais marcante da área de direção NE-SW é representada por uma faixa de aproximadamente 12km que caracteriza o Lineamento Além Paraíba (Campanha, 1981) ou Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller, 1989; Almeida, 2000). Nesta faixa afloram milonitos a ultramilonitos representados em sua maior extensão por ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, intercalados com os metassedimentos do Grupo Andrelândia (NPa), metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul (PRps) e ortognaisses do Complexo Quirino (PP2q). Esta forte estruturação controla a rede de drenagem da área, em especial, o canal de drenagem do Rio Paraíba do Sul. Esta feição linear representa o traço da foliação, em sua maior parte de caráter milonítico.

4.3.5 - Domínio Juiz de Fora, ao sul da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul.

Na faixa entre a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e o Limite Tectônico Central (Almeida *et al.* 1998), onde afloram predominantemente metassedimentos do Grupo Andrelândia (NPa), são marcantes os lineamentos NE-SW, que marcam o traço da foliação. Outra feição linear marcante são os lineamentos NNE-SSW, que representam falhas normais, feições observadas no mapa geológico. Ocorrem também, subordinadamente, conjuntos de direção E-W e NW-SE, representando falhas ou fraturas.

4.3.6 - Domínio Costeiro

Marcante é o contraste de padrão de lineamentos observado no Domínio Costeiro, representado pelos ortognaisses do Complexo Rio Negro (NP2y1rn), os ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos (NP3y3so), e corpos Cambrianos intrusivos, representados pelo Granito Andorinha ((O1y6nfan) e pelo Granito Teresópolis (O1y6nfr). Neste domínio, raros são os lineamentos NE-SW, e predominam sets de fraturas NW-SE, NNW-SSE e NNE-SSW.

4.3.7 - Lineamentos Magnéticos

A Figura 4.3 mostra uma imagem do mapa magnético. A marcante estruturação NE dos lineamentos magnéticos é coerente com a ocorrência de faixas de ortogranulitos entremeadas a faixas de

metassedimentos, ambos metamorfisados em alto grau. Na região central do mapa esses lineamentos coincidem também com as zonas de cisalhamento dúctil que são paralelas a esses contatos. Na região sul a sudeste da folha ocorrem áreas de baixos magnéticos, geograficamente relacionados aos granitóides da Suíte Serra dos Órgãos (NP3γ3so). Coerentes com o mapa de lineamentos de relevo, nessa porção mapa são ressaltados os lineamentos de direção NW-SE, NNW-SSE e NNE-SSW.

4.4 - DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIS

A análise geométrica e cinemática da deformação através da Folha Três Rios mostrou a necessidade de se compartimentar a área em domínios lito-estruturais. Almeida (2000) separou o setor central da Faixa Ribeira em dez domínios (Figura 4.1), dentre os quais sete estão dispostos na Folha Três Rios. Utilizaremos os domínios lito-estruturais de Almeida (2000).

Os critérios utilizados para a divisão em domínios lito-estruturais foram o estilo estrutural, a homogeneidade de direção e mergulho da foliação e o conteúdo litológico.

Domínio Juiz de Fora (DJF)

Engloba os granulitos do Complexo Juiz de Fora (PP2jfgl), metassedimentos do Grupo Andrelân-

dia (NPabgn e NPasgn) e o Complexo Matias Barbosa (NP3γ2mb) imbricados predominantemente por zonas de empurrão oblíquas destrais.

Este domínio apresenta espetaculares zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo. A deformação interna é fortemente particionada, alternando porções onde predomina um bandamento grosso, sem indícios de deformação cisalhante com zonas onde a foliação milonítica é muito fina, extremamente retilíneas e paralelas entre si. Algumas destas zonas mais deformadas podem ser seguidas por longas distâncias no mapa, caracterizando zonas de cisalhamento dúctil mapeáveis, e que truncam unidades litológicas.

No extremo NW da folha, a foliação tende a ter mergulhos mais suaves enquanto que próximo ao contato superior com o Domínio Paraíba do Sul (DPS) os mergulhos tendem a ser mais íngremes.

O estereograma de polo da foliação Sn mostra o máximo de densidade de medidas de mergulho para SE (Figura 4.4). No diagrama da lineação Ln (Figura 4.4b) se observa uma dispersão também em forma de guirlanda, com máximo de densidade de medidas em 100/18. O polo p coincide aproximadamente com o máximo de polo da foliação, o que indica uma variação de obliquidade da lineação Ln no plano Sn, de direcional ("rake" = 0) até "down-dip" ("rake" = 90).

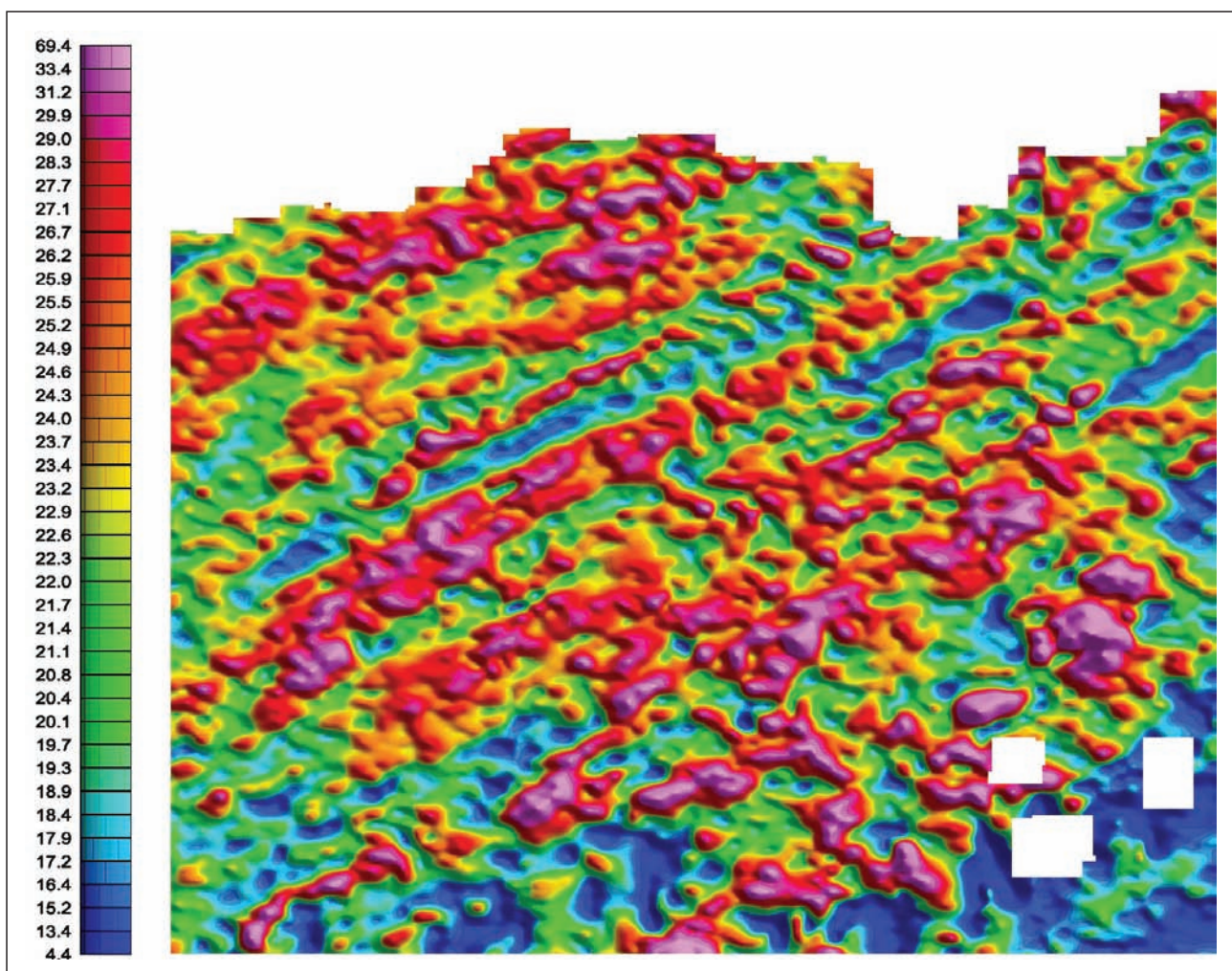


Figura 4.3 – Mapa aeromagnético (campo total) da Folha Três Rios

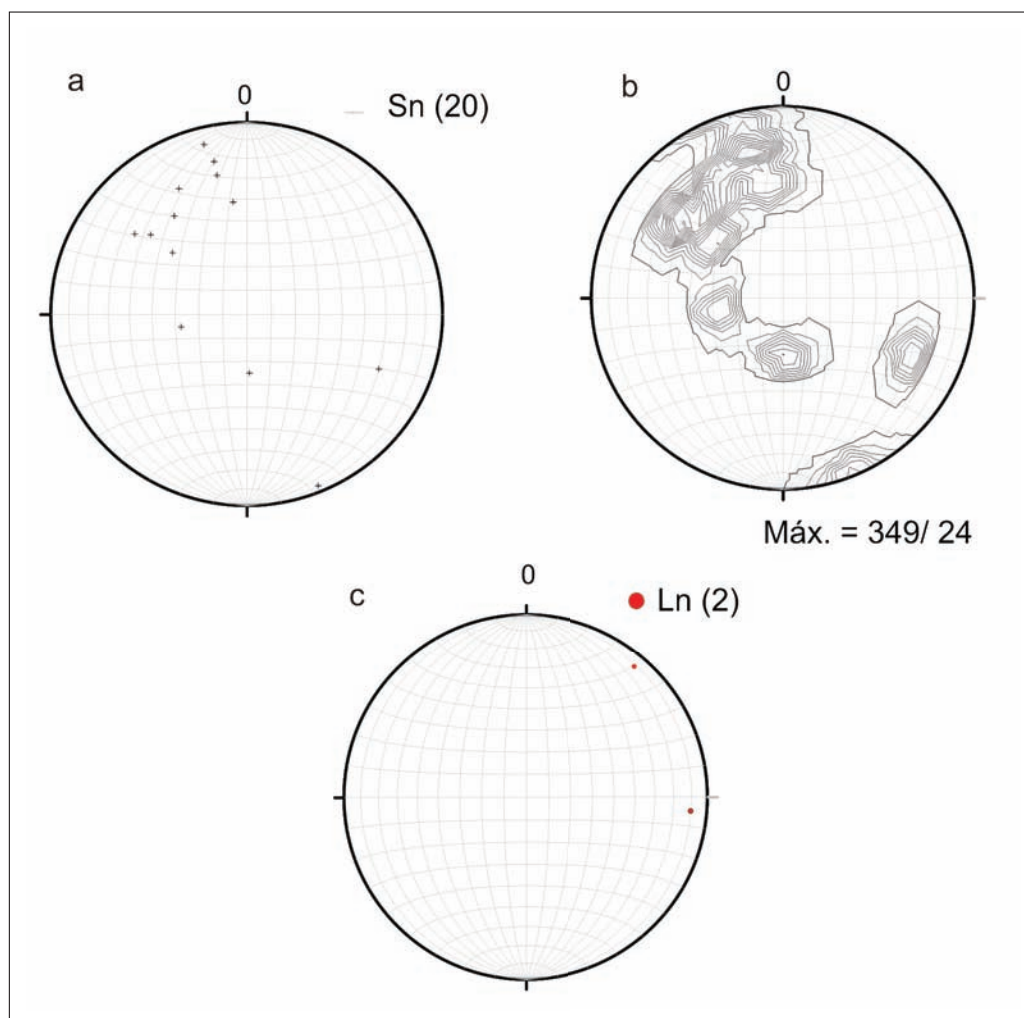


Figura 4.4 – Estereogramas da foliação Sn e da lineação Ln no Domínio Juiz de Fora

4.4.1 - Domínio Paraíba do Sul (DPS)

Os domínios Paraíba do Sul (DPS) e Arrozal (DAR) constituem a “Klippe” do Paraíba do Sul de Heilbron et al. (2000). Trata-se de uma faixa de rochas metassedimentares (PRps) associadas aos granitóides do Complexo Quirino (PP2q). A faixa tem direção N50-60E e seu limite NW é com o DJF ao longo de um contato íngreme. Seu limite SE é com o DAR, que tem as mesmas unidades litológicas, porém com mergulhos da foliação mais íngremes. O estilo estrutural do DPS é relativamente simples, com uma foliação (xistosidade + bandamento migmatítico), grossa e irregular, com mergulhos de baixo a alto ângulo variando do quadrante SE para o quadrante NW (Figuras 4.5a e b). Dobras D_n são raras e dobram o bandamento migmatítico. Dobras D_{n+1}, horizontais normais ou plúntes normais, fazem com que os flancos mergulhem ora para SE ora para NW. Zonas miloníticas são raras, restritas a zonas de contato entre os ortognaisses do Complexo Quirino e as rochas metassedimentares. A lineação Ln varia de obliquidade baixa a alta, com predomínio de baixo ângulo para SW ou NE (Figura 4.5c).

4.4.2 - Domínio Três Rios (DTR)

É constituído pelos mesmos litotipos do DPS, porém com estilo estrutural distinto. A foliação tem mergulhos altos, ora para SE ora para NW, com raras regiões de mergulhos baixos para NE, geralmente nas zonas de charneira de dobras D_{n+1}.

O estilo estrutural neste domínio é o de uma zona de charneira transposta por deformação transpressiva cisalhante, com escape principal horizontal na direção N60E e secundário na vertical. O acamamento S0 e a foliação Sn são dobrados em dobras geralmente simétricas ou com ligeira assimetria, eixos subhorizontais a levemente inclinados e superfícies axiais íngremes. É comum o truncamento dos flancos ou das zonas de charneira por zonas de cisalhamento discretas, mostrando deslocamento do conjunto S0//Sn na vertical. No corte horizontal é característico o encurtamento perpendicular à Sn e o estiramento na direção NE-SW, como indicam as estruturas típicas deste domínio, equivalentes a uma “boudinagem” assimétrica (Figura 4.6). O sentido do movimento na componente horizontal é predominantemente destal, podendo ocorrer também uma componente

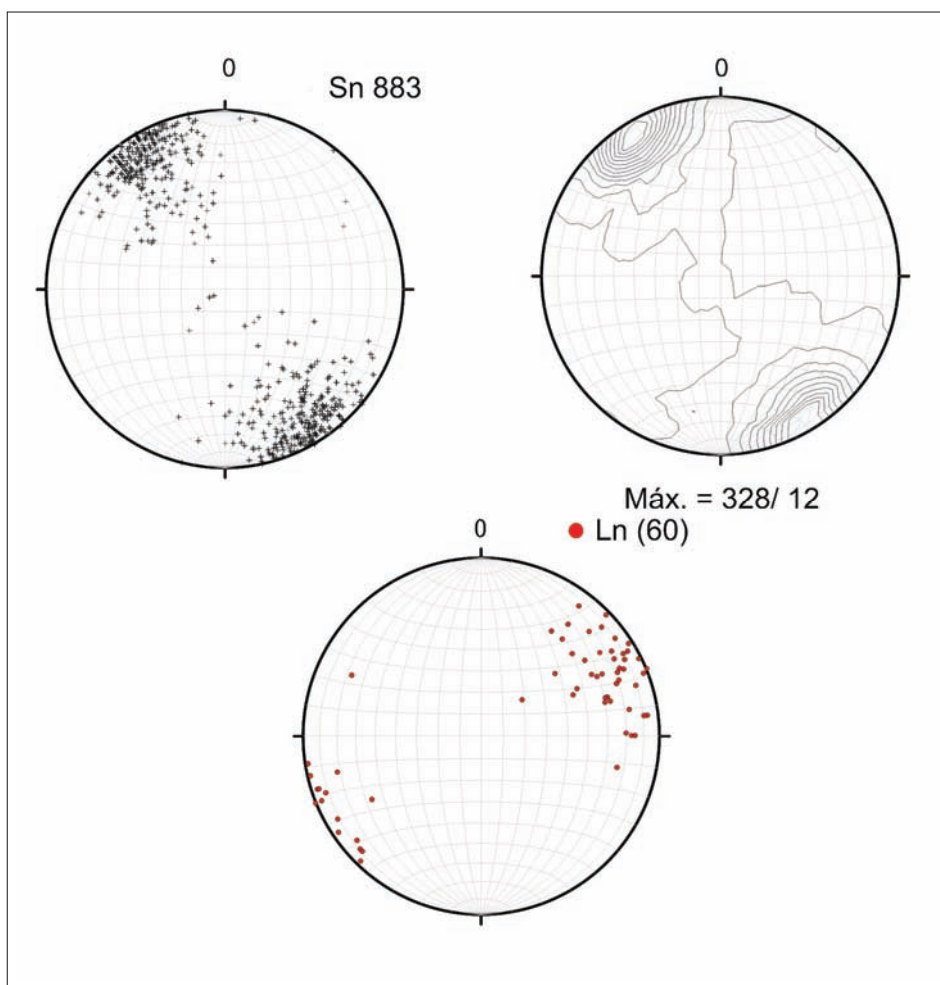


Figura 4.5 – Estereogramas da foliação Sn e da lineação Ln no Domínio Paraíba do Sul

sinistral (Figura 4.6). A foliação Sn é uma xistosidade paralela a um bandamento nas unidades metassedimentares e uma xistosidade grossa, definida pela orientação preferencial dos minerais máficos, biotita ou hornblenda, nas unidades ortoderivadas.

A deformação neste domínio é particionada entre regiões onde predominam dobras (achatamento predominante), outras onde a foliação é um bandamento finamente espaçado e lineação forte (achatamento e cisalhamento) e outras, ainda, com forte trama linear (L-tectonitos) onde predomina o estiramento horizontal NE-SW (Figuras 4.7a, b e c).

Nos litotipos do Complexo Juiz de Fora predominam mergulhos íngremes da foliação Sn e Sn+1 e caimento suave da lineação Ln (Figura 4.8). Os contatos, o bandamento gnáissico e a xistosidade são subparalelos e dobrados intensamente por dobras Dn+1 (Figura 4.9), localmente formando uma foliação plano-axial Sn+1 ou estreitas zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil de alto ângulo, que truncam os flancos ou charneiras Dn+1 (Figura 4.10). Essas zonas de cisalhamento têm espessuras variando de alguns milímetros a poucos metros. Ocorrem em feixes subparalelos à foliação e aos contatos, que são rotacionados para a direção de Sn+1. Dessa forma, o que se observa, especialmente em fotografias aéreas e imagens de radar e satélites, é uma faixa onde S0,

Sn e Sn+1 são subparalelos, subverticais, com direção N60E. A Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul (ZCPS) está inserida neste domínio.

O limite com o DPS à NW é posicionado tentativamente no contato dos ortognaisses do Complexo Quirino, onde os mergulhos da foliação são mais íngremes. O principal critério de individualização deste domínio é o ângulo de mergulho, e não o grau de milonitização. Mais claramente definido é o limite com o Domínio Pirai-Bemposta (DPB) à SE, especialmente na sua porção NE, onde uma zona milonítica verticalizada põe em contato os metapelitos com intercalações de quartzitos do DPB com rochas orto e paraderivadas do Complexo Anta e do Grupo Paraíba do Sul. Na porção SW, o limite DTR/DPB é colocado também no contato com o Complexo Quirino.

Domínio Pirai-Bemposta (DPB)

Este domínio compreende os metapelitos e granitóides anatóticos e intrusivos que afloram nas proximidades de Miguel Pereira, Paty do Alferes, Avelar e da Fazenda Bemposta, esta localizada entre as cidades de Três Rios e Areal. Intercalações de quartzitos são comuns em direção ao topo estrutural do DPB, enquanto que intercalações de ortognaisses e granada gnáissos com enclaves de rochas granulíticas ocorrem mais na base, próximo ao contato com o DAA.

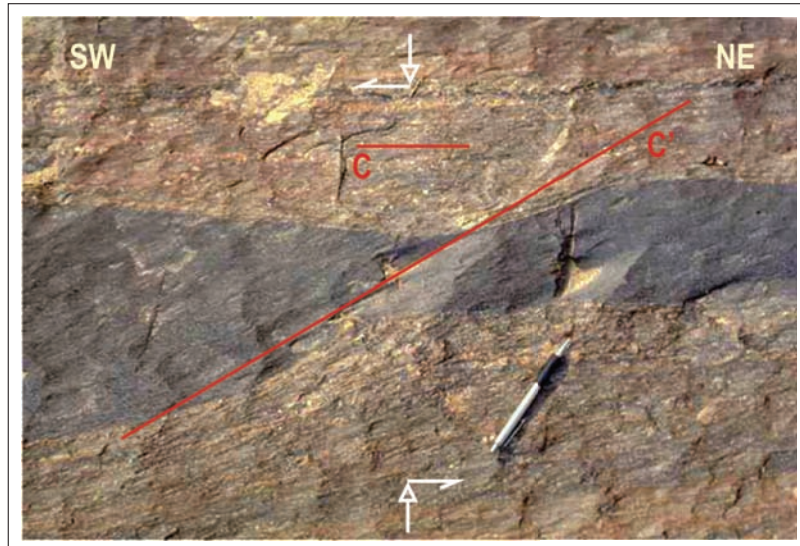


Figura 4.6 – Fotografia em planta de boudin assimétrico, subparalelo à lineação e perpendicular à foliação, mostrando zona de cisalhamento extensional sinistral. Ponto JA-PS-17

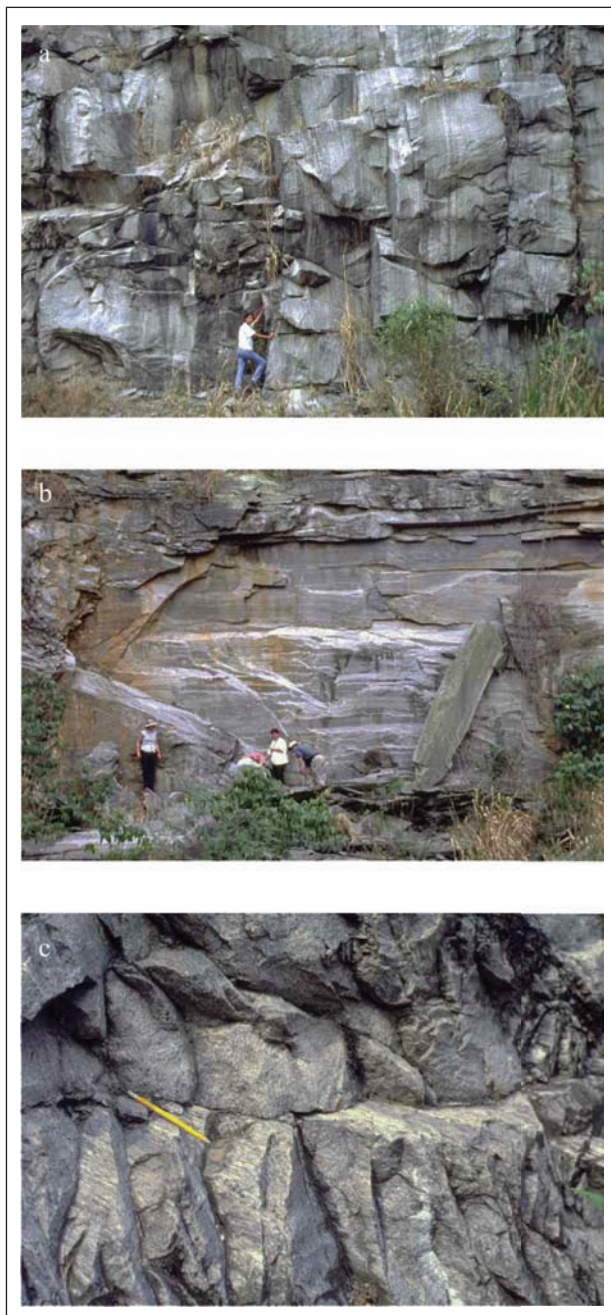


Figura 4.7 – Fotografias em pedreira próxima a Paraíba do Sul (Ponto JA-PS-16). (a) S-tectonito; (b) LS-tectonito; (c) L-tectonito

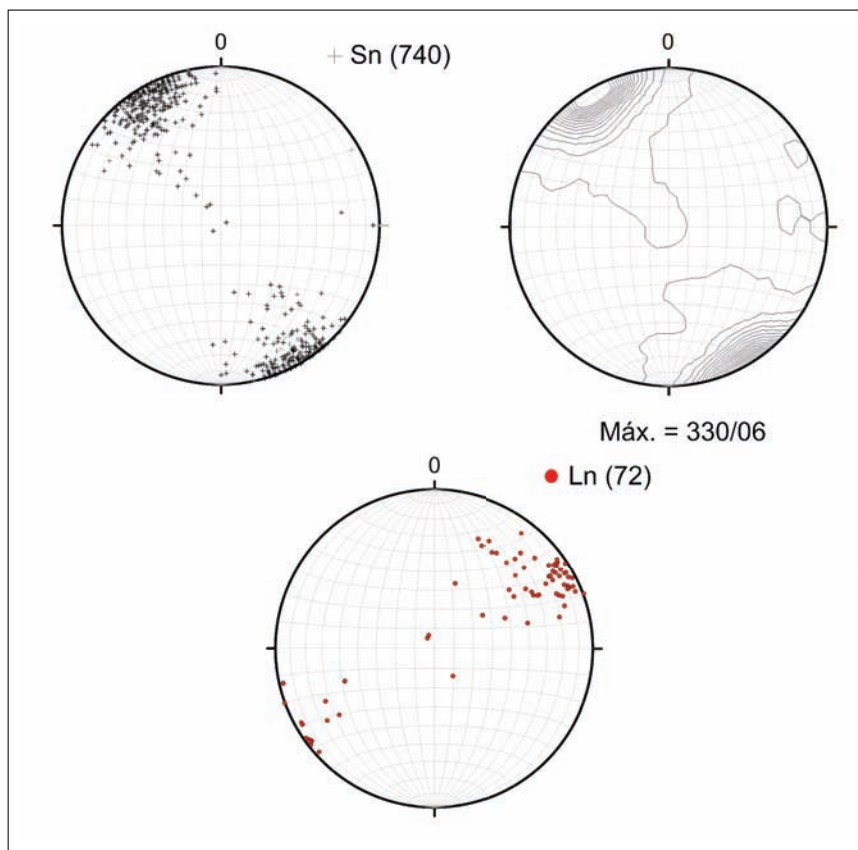


Figura 4.8 – Estereogramas da foliação Sn e da lineação Ln no domínio Três Rios



Figura 4.9 – Dobra fechada, horizontal-normal em granulito do DTR. JA-TR-07, corte vertical



Figura 4.10 – Dobras horizontais-normais em formas cúspide-lóbulo, com zona de cisalhamento subparalelas à superfície axial truncando os flancos. JA-TR-35, corte vertical

O melhor perfil para observação do DPB é ao longo da Rodovia BR-040, entre a estação de Heriogênio Silva (km 30) e a fábrica dos “Laboratórios Darrow” (km 37,5), cerca de dois quilômetros à norte de Areal. No seu limite NW, o DPB mergulha íngreme sob o DTR, e no limite SE faz contato também íngreme com o Domínio Arcádia-Areal (DAA). Na sua porção interna, o DPB é caracterizado por forte anaxetia e consequente geração de corpos granitóides irregulares, em geral subparalelos à foliação Sn. Esse conjunto (contatos, bandamento e xistosidade) é afetado por dobras abertas a fechadas, fazendo com que mergulhos de baixo ângulo, predominantemente para NE, sejam comuns.

A foliação Sn no DPB é materializada pelo bandamento migmatítico e pela xistosidade definida por biotita, aglomerados de cristais fibrosos de sillimanita e outros minerais achatados como quartzo e feldspatos. O máximo de densidade de medidas de Sn é 330/66 (Figura 4.11), mas o padrão é em forma de guirlanda, com concentração marcante em torno de 148/78. O polo desta guirlanda tem atitude em torno de 40/10, o que é concordante com os eixos das dobras.

A lineação de estiramento é preferencialmente orientada segundo 60/12, mas desenha um padrão em guirlanda sobre o plano da foliação Sn (Figuras 4.11). As medidas de lineação com maior obliquidade variam de direção de NNW a NNE, enquanto que aquelas de menor obliquidade são orientadas para N40E a N80E.

Pelo menos duas gerações de dobras são observadas no DPB: dobras fechadas, assimétricas com vergência para NW, superfícies axiais subparalelas à S_n e eixos subparalelos à lineação L_n , mais antigas; dobras abertas, com superfícies axiais íngremes e eixos caindo suavemente para NE, relativamente.

Zonas de cisalhamento de baixo ângulo, tardias à foliação S_n , que mergulham suavemente para NW com movimentação de topo para SE são comuns. Essas zonas têm caráter dúctil-rúptil podendo, em alguns casos, romper as camadas mais resistentes. Porções de material fundido, presentes ao longo dessas zonas, indicam temperaturas altas durante seu desenvolvimento.

4.4.3 - Domínio Arcádia-Areal (DAA)

É constituído de gnaisses porfiroblásticos com intercalações decimétricas a métricas de quartzitos e de rochas calcissilicáticas, geralmente apresentando feições miloníticas como foliação planar e lineação de estiramento bem marcada, além de porfiroclastos milimétricos a centimétricos de feldspatos. Seus milonitos recristalizados estão sobrepostos às rochas ortoderivadas do Complexo Rio Negro. Intercaladas aos metassedimentos miloníticos ocorrem lentes alongadas de granitóides com biotita e hornblenda.

A faixa de milonitos tem largura de 2 a 5 km em mapa, com direção N50-60E, passando na localidade de Vera Cruz a sul de Paty do Alferes e em Areal, na porção leste do mapa. Belas exposições de seus litotipos podem ser observadas ao longo do Rio Santana, que escava seu vale estreito, entre Barão de Javari e Vera Cruz e na BR-040, nas proximidades de Areal.

A foliação milonítica S_n mergulha predominantemente para NW, com máximo de medidas em 330/48 (Figura 4.12) e baixa dispersão. Os mergulhos variam entre 30 e 85°, localmente com mais baixo ângulo. A lineação L_n tem máximo em 30/30 e apresenta pequena dispersão (Figura 4.12). Considerando-se os máximos de S_n e L_n , a obliquidade da lineação geral para o DAA é de 40°.

4.4.4 - Domínio Rio Negro

O Domínio Rio Negro (DRN) aqui engloba os ortognaisses do Complexo Rio Negro e o granitóide da Suíte Serra dos Órgãos. O DRN representa o Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Heilbron et al. 2003), e é constituído pelo Arco Magmático Rio Negro (AMRN - Tupinambá, 1999). O DRN tem seu limite NW ao longo de uma faixa de direção N50-55E, que acompanha o talvegue do vale do Rio Santana até logo à sul da cidade de Areal (BR-040, km 41).

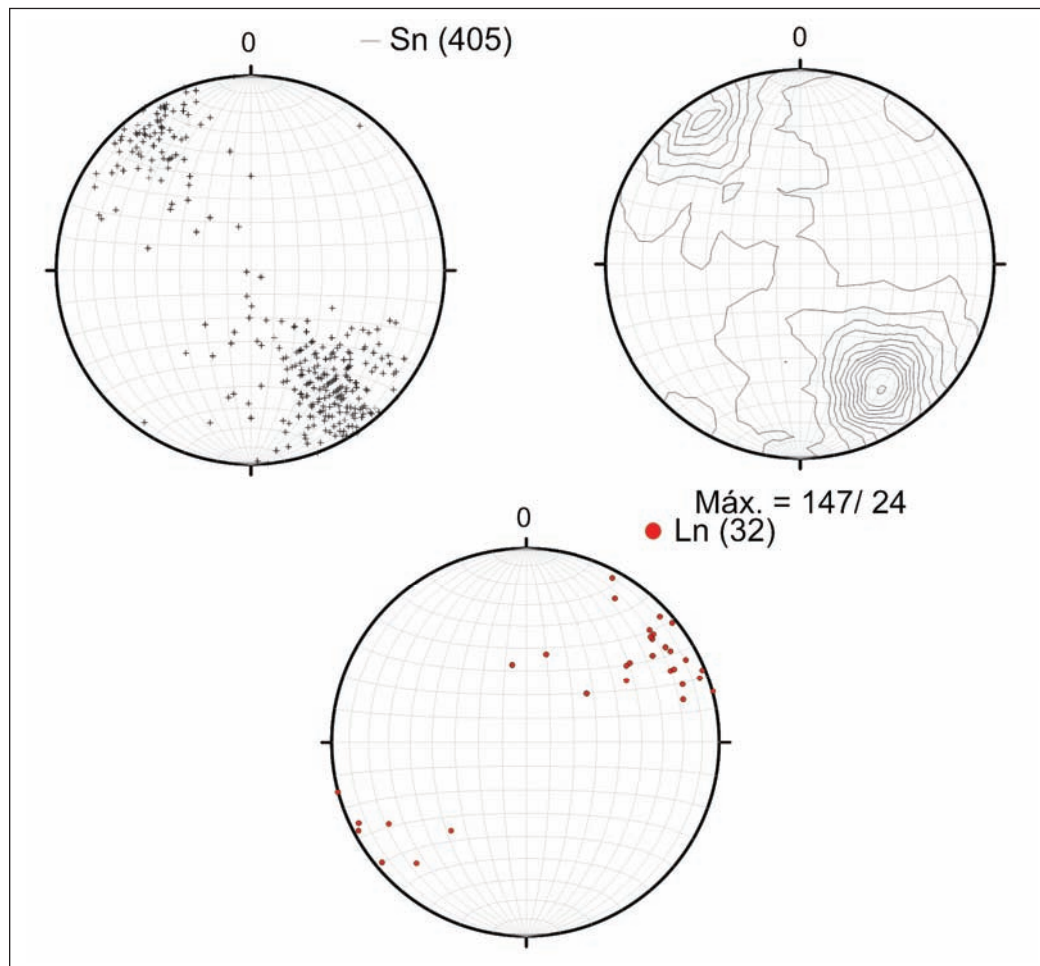


Figura 4.11 – Estereogramas da foliação S_n e da lineação L_n no Domínio Pirai – Bemposta

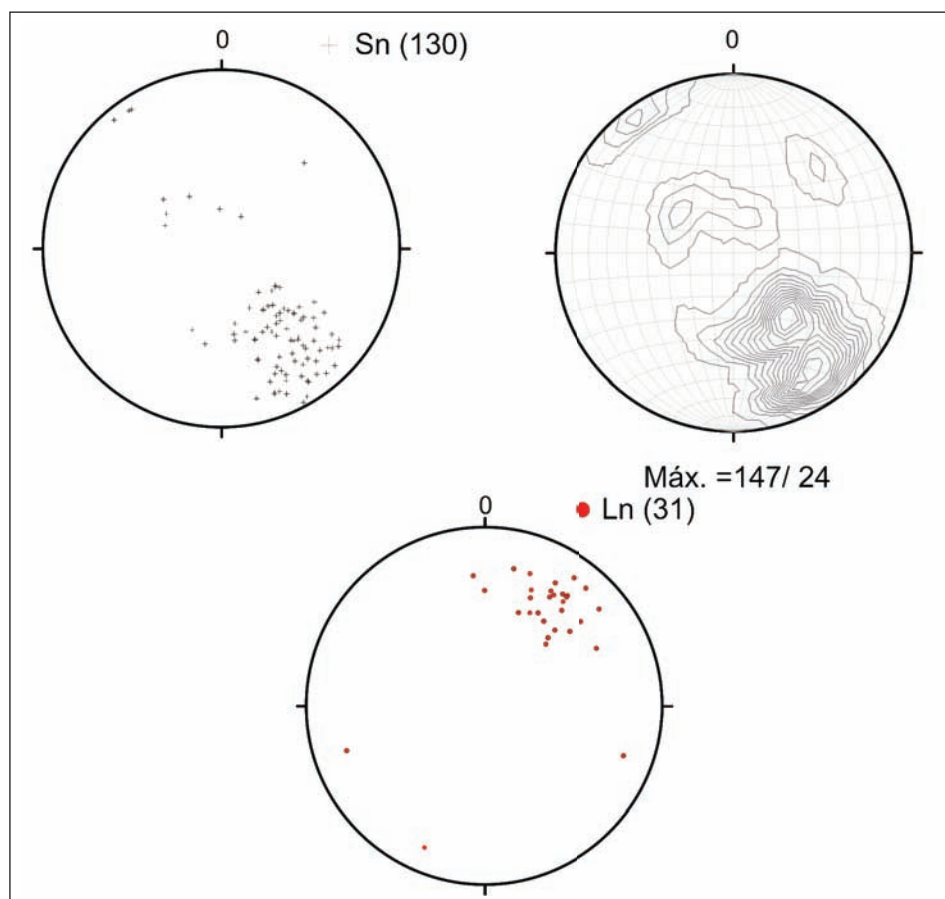


Figura 4.12 – Estereogramas da foliação Sn e da lineação Ln no Domínio Arcádia-Areal

Os contatos litológicos são, predominantemente, de caráter magmático, embora reafeiçoados pela deformação e paralelos à xistosidade Sn. O AMRN é alongado na direção do “trend” regional da foliação (NE-SW). Em certos tipos litológicos, a xistosidade é definida pela orientação de cristais achatados e recristalizados de feldspato. Localmente, próximo ao LTC, a foliação toma um aspecto milonítico, com forte paralelismo entre os contatos. No granitóide Serra dos Órgãos a foliação é definida por orientação preferencial de aglomerados de biotita e é subparalela aos contatos e à foliação Sn. No interior do corpo, o granitóide Serra dos Órgãos não apresenta foliação tectônica e, eventualmente, mostra uma foliação de fluxo magmático.

A foliação Sn mergulha predominantemente para NW, com máximo em 333/54. Os mergulhos variam de subhorizontais a subverticais (Figura 4.13). Dobras tardias podem ser responsáveis por essa variação. A lineação Ln é orientada preferencialmente para NNE (máximo em 27/36) com baixa dispersão de medidas variando de NNW a NNE (Figura 4.13). O padrão geométrico é semelhante ao do DAA, mostrando superfícies com mergulhos intermediários para N30W e linhas com caimentos para N30E, o que corresponde à obliquidade de 50°.

Zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de baixo ângulo, tardias à Sn, ocorrem sistematicamente com movimento de topo para SE. Essas são concordantes com as zonas de cisalhamento do DPB e DAA e pro-

vavelmente, representam o mesmo evento compressivo tardio à foliação regional Sn.

4.5 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL BRASILIANA

O Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil do Vale do Rio Paraíba do Sul (SZCPS) é constituído de faixas estreitas e alongadas de rochas miloníticas de alta temperatura, paralelas ou subparalelas à foliação principal e aos contatos litológicos da Faixa Ribeira Central (Figura 4.1). Essas faixas bordejam domínios amendoados ou alongados na direção NE, caracterizados por uma foliação grossa (Sn), recristalizada, paralela a veios anatéticos preferencialmente orientados e aos contatos litológicos. A foliação (Sn) é penetrativa em toda a área estudada e coincide temporalmente com a máxima temperatura do metamorfismo (Heilbron, 1995; Porscher, 1997). Em rochas hidratadas, especialmente nos metapelitos, houve a formação de veios anatéticos sub-paralelos à foliação, gerando um bandamento migmatítico. Nos granulitos e nas rochas mais quartzosas um bandamento mais antigo (S0 ?) está mais preservado. Nas zonas mais deformadas a foliação Sn tende a ficar mais fina, planar, menos espaçada e se observa uma lineação de estiramento ou mineral (Ln).

Uma segunda fase de deformação (Dn+1) é registrada nas dobras que afetam Sn e por zonas

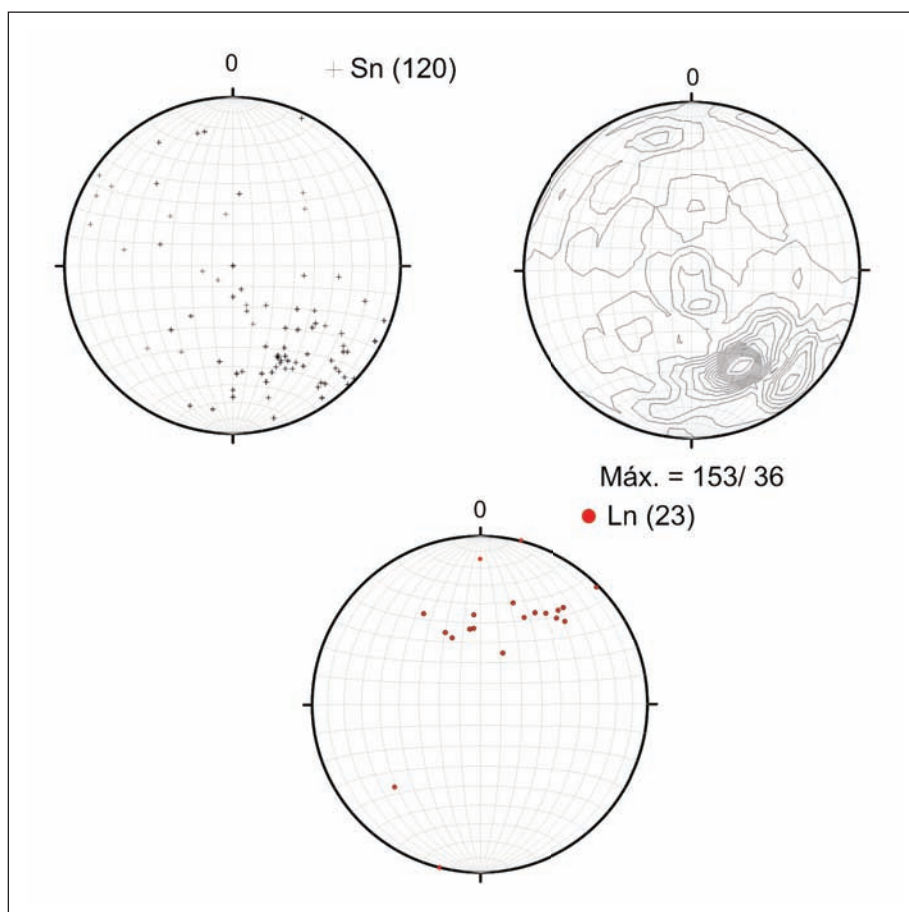


Figura 4.13 – Estereogramas da foliação Sn e da lineação Ln no Domínio Rio Negro

de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil (Heilbron *et al.*, 1991; Ebert & Hasui 1998, Tupinambá & Trouw, 1994). Essas zonas aproveitam descontinuidades geradas pelas zonas de cisalhamento Dn, se desenvolvendo sobre elas e gerando discretos planos de ultramilonito nos milonitos previamente recristalizados. Localmente, as zonas Dn+1 ocorrem nos flancos das dobras, numa atitude paralela aos planos axiais.

A distinção entre zonas de cisalhamento Dn e Dn+1 é feita com base nos critérios de superposição e nas microestruturas geradas sendo, no entanto, difícil a sua separação em mapa ou em perfil. Por esta razão, o SZCPS inclui zonas de cisalhamento Dn e Dn+1 indistintamente.

4.5.1 - Deformação Principal Dn

Considera-se como deformação principal aquela responsável pela geração da foliação penetrativa e presente na maioria dos litotipos cartografados. A foliação Sn é caracterizada pela orientação preferencial dos cristais e aglomerados de cristais crescidos durante o metamorfismo progressivo de mais alta temperatura. No caso dos litotipos estudados o metamorfismo M1 (Heilbron 1993, 1995; Duarte, 1998) atingiu a facies anfíbolito alto a granulito. Quando a Sn é acompanhada de veios leucossomáticos, forma-se um bandamento migmatítico. A

foliação Sn pode apresentar um bandamento diferenciado, gerado pela deformação. Nas rochas metassedimentares a Sn é, geralmente, subparalela ao bandamento composicional, identificado como o acamamento sedimentar deformado. Localmente a Sn tem caráter milonítico, porém com forte recristalização estática, tornando a trama granoblástica, embora preserve alguns elementos característicos de recristalização dinâmica prévia, como porfiroclastos manteados, do tipo σ e δ ou complexos. Fitas de quartzo e feldspatos são típicas em rochas granulíticas milonitizadas, conferindo às rochas o caráter blastomilonítico comum nas zonas de cisalhamento da área.

Dobras fechadas a isoclinais, geralmente assimétricas, com vergência para NW, superfícies axiais fazendo ângulo baixo com as superfícies dobradas e eixos subhorizontais são observadas ora dobrando uma foliação prévia (S1), ora gerando uma foliação plano-axial (S2). São, portanto, associadas a uma fase de deformação D2. No entanto, na maioria dos afloramentos é impossível distinguir S1 de S2, assim o conjunto de estruturas D1 e D2 foram agrupados na fase Dn. Como S1 e S2 são subparalelas entre si, exceção feita nas charneiras D2, a análise estrutural geométrica comporta a unificação de S1 e S2.

A lineação Ln está sempre contida na superfície Sn. Pode ser lineação de estiramento de aglomerados de grãos de quartzo, feldspatos, anfobólitos e piroxênios ou cristais individuais recristalizados. A

distinção de lineações da primeira fase L1 e da segunda L2 é muito dificultada pela recristalização estática e pela deformação posterior. No entanto, alguns afloramentos mostram duas lineações contidas em Sn, porém sua observação não mostrou um padrão coerente. Assim, a lineação Ln representa tanto lineações L1 quanto L2, salvo quando foi possível distingui-las.

Zonas de cisalhamento dúctil e rúptil (mais raras) ocorrem na posição de Sn, subparalelas às superfícies axiais de dobras Dn ou nos flancos curtos dessas dobras. Por vezes pequenas falhas truncam os flancos curtos, geralmente com movimentos reversos. Como a fase Dn é, em geral, contemporânea ao auge de temperatura do metamorfismo, a trama milonítica foi recristalizada, em contraste com as zonas de cisalhamento mais novas (Dn+1).

4.5.2 - Deformação Tardia Dn+1

A fase Dn+1 apresenta forte partição espacial. A deformação é altamente concentrada em zonas estreitas e até ausente longe dessas zonas. A região central da folha, no eixo do vale do Rio Paraíba do Sul, é a que concentra maior deformação Dn+1. Ainda assim, mesmo no leito do rio, ocorrem regiões de baixa deformação Dn+1. A foliação Dn+1 tem atitude subvertical e direção NE. É caracterizada pela orientação preferencial de micas e de aglomerados de cristais de minerais granulares. Zonas de cisalhamento discretas de pequena espessura (mm a cm) cortam os flancos de dobras Dn+1. Essas dobras tendem a ser simétricas a levemente assimétricas, com eixos subhorizontais e superfícies axiais subverticais.

A lineação Ln+1 é localizada, varia consideravelmente de obliquidade mas tem tendência à horizontalidade, como os eixos das dobras Dn+1. Podem ser lineações de estiramento ou de interseção, estas mais comuns nas zonas menos deformadas.

A distinção entre dobras e zonas de cisalhamento Dn e Dn+1 fica dificultada nas zonas mais deformadas por Dn+1, porém é bem clara nas faixas menos deformadas. A alta temperatura e a rotação dos elementos Dn para a posição Dn+1 são fatores complicadores para essa distinção.

Zonas de Cisalhamento Dúctil

O reconhecimento e delimitação das zonas de cisalhamento dúctil foi possível utilizando os seguintes critérios:

morfologia da foliação - o espaçamento mais estreito, em geral milimétrico, e o quanto as superfícies da foliação se aproximam do plano (quanto mais planar e estreitas forem os domínios da foliação, maior a deformação relativa); facilidade de visualização e retinidade da lineação - quanto mais reta e visível for a lineação, maior a possibilidade de ter ocorrido alta deformação cisalhante;

presença de cristais maiores, achatados e estirados, com indícios de recristalização nas bordas, em

meio a uma matriz mais fina e homogênea - teriam sido porfiroclastos que passaram por recristalização estática; presença de enclaves, lentes ou camadas de rochas relativamente mais rígidas com geometria muito alongada e estreita; presença de fitas de quartzo ou feldspato

Quatro corredores de mais alta deformação foram cartografados na Folha Três Rios:

Zona de Cisalhamento Rio Preto

Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul

Zona de Cisalhamento Santa Monica

Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal

Ao longo do Rio Preto, no extremo NW da folha, passa um conjunto de zonas miloníticas paralelas entre si. Aqui denominamos esta estrutura de Zona de Cisalhamento Rio Preto (ZCRP - Almeida 2000). A faixa de ocorrência das zonas miloníticas engloba a alternância de faixas metassedimentares da Unidade Granada-biotita gnaiss (NPasgn) com os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (PP2jfgl), e está limitada pelo contato com o Complexo Quirino (PP2q) a sul, e os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora não miloníticos a norte. Este contato aparentemente trunca, ou é truncado pelas zonas miloníticas.

Ao longo do Rio Paraíba do Sul afloram rochas miloníticas em faixas métricas a decamétricas, com intensidade de deformação alta a muito alta, quando comparadas com os mesmos litotipos adjacentes. São zonas paralelas entre si e que separam porções menos deformadas. Esse conjunto de zonas miloníticas tem sua expressão máxima na região entre Vassouras e Itaocara, onde delinea uma forte feição retilínea de relevo que pode ser observada por satélites em órbita da Terra (Figura 4.14). Essa feição foi denominada de Lineamento Além Paraíba (Campanha 1981) ou Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller 1989). A ZCPS apresenta mergulhos íngremes, forte achatamento e deslocamento direcional nos discretos níveis miloníticos. Dayan & Correa Neto (1995) estudaram o padrão de eixos-C de quartzo ao longo de trecho desta zona e concluíram que a deformação tende a ser de achatamento, com forte tendência a um elipsóide de deformação oblato. Esta conclusão é referendada por Almeida (2000) que constatou alternância de domínios de estiramento horizontal, indicado por forte lineação de estiramento subhorizontal, com domínios de cisalhamento puro, indicado por dobramento por achatamento frontal, gerando dobras isoclinais com eixos horizontais e superfícies axiais verticais.

Separada da ZCPS por rochas não miloníticas do Grupo Paraíba do Sul (PRps) e do Complexo Anta (NP3y2an), uma faixa estreita (dezenas de metros) de rochas miloníticas acompanha o contato entre os domínios Paraíba do Sul e Pirai-Bemposta. Esta zona de cisalhamento aflora num corte da BR-040, próximo à Fazenda Santa Monica, e foi assim denominada. A ZCSM é a menos expressivas das zonas da folha e, embora seja constituída por rochas miloníticas verti-



Figura 4.14 – Fotografia no ponto JA-PS-17, sob a ponte na BR-393 que cruza o Rio Paraíba do Sul, próximo a Andrade Pinto. Mostra a foliação milonítica subvertical e sua expressão no relevo

calizadas, não tem expressão de relevo. Por outro lado, quanto à compartimentação tectônica da Faixa Ribeira, a ZCSM coloca em contato o Sistema de Empurrões Juiz de Fora e a Klippe Paraíba do Sul (Trouw *et al.* 2000).

Apesar das zonas de cisalhamento do Rio Preto e do Rio Paraíba do Sul serem importantes controladoras do relevo, e conterem milonitos espetaculares, a zona de cisalhamento Arcádia-Areal (ZCAA) é considerada como a sutura principal da Faixa Ribeira (Almeida *et al.* 1998; Almeida 2000; Almeida *et al.* 2005; Heilbron *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2008), denominada de Limite Tectônico Central (LTC). Essa zona justapõe os terrenos Ocidental e Oriental de Heilbron *et al.* (2000). Os milonitos da ZCAA são posicionados preferencialmente na capa, ou Unidade Arcádia-Areal (Grupo Andrelândia). Nesta unidade os milonitos são fortemente recristalizados estatisticamente e as feições miloníticas desaparecem em escala microscópicas. No entanto, em escala de afloramento, os elementos estruturais, a foliação milonítica e a lineação de estiramento são muito marcantes e regulares em todos os afloramentos desta unidade. Por outro lado, no Complexo Rio Negro (NP23γ1rn), as rochas miloníticas ocorrem somente nas proximidades do contato com a Unidade Arcádia-Areal, desaparecendo totalmente a apenas alguns metros do contato. Essa diferença é atribuída à reologia diferencial entre os litotipos das duas unidades.

A cinemática das zonas de cisalhamento descritas acima diferem frontalmente de um lado para outro do eixo da estrutura sinformal do Rio Paraíba do Sul. Os milonitos da ZCRP mostram cinemática de empurrão oblíquo, com a capa sendo empurrada para oeste (empurrão dextral). Com a foliação e os contatos litológicos mergulhando para SE e a lineação de estiramento predominantemente para leste, os indicadores cinemáticos indicam topo subindo para oeste a noroeste. Na parte central, no eixo da sinformal do Paraíba do Sul, as ZCPS e ZCSM têm cinemática semelhante, com forte achatamento na direção SE-NW e estiramento horizontal para NE.

Nos cortes NW-SE a deformação mostra extensão vertical, enquanto que nos cortes horizontais mostra sentidos dextrais predominantes. Do lado sul, na ZCAA os indicadores cinemáticos indicam que a capa desce para ENE. Com a foliação e contatos litológicos mergulhando para NW e a lineação de estiramento com caimentos para ENE, a cinemática resultante é de uma zona oblíqua, dextral-normal. Esta situação aparentemente invertida é interpretada por Almeida (2000) como resultante de um empurrão (topo para NW) dobrado, com a Unidade Arcádia-Areal no flanco invertido de uma dobra com eixo NE e superfície axial mergulhando para NW.

4.6 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA

A deformação rúptil na área da Folha Três Rios é atribuída a pelo menos três eventos tectônicos reconhecidos na região sudeste brasileira. Os eventos diastróficos tiveram início no Mesozóico, quando o Gondwana se desestabilizou e teve início o processo que culminou com a quebra do supercontinente e a abertura do oceano Atlântico.

Baseados em dados de falhas, diques e observações estratigráficas, diversos autores (Melo *et al.* 1985, Riccomini 1989, Mohriak & Barros 1990, Modenesi-Gauttieri *et al.* 1997, Silva & Ferrari 1997a, Silva & Ferrari 1997b, Penha *et al.* 1997, Ferrari *et al.* 1997, Mello *et al.* 1999a e b, Mello 2001, Oliveira *et al.* 2001, Guedes 2001, Ferrari 2001, Almeida *et al.* 2002a, 2002b, 2003, 2004 e 2005b; Riccomini *et al.* 2004) escreveram sobre a evolução tectônica mesozóico-cenozóica da região, podendo ser assim sintetizados: (i) Quebra do Gondwana; (ii) transcorrência sinistral EW gerada por compressão NE-SW no Paleoceno-Eoceno; (iii) falhas normais NE-SW geradas por extensão NW-SE no Eoceno a Oligoceno; (iv) falhas inversas NW-SE geradas por compressão NE-SW no Mioceno a Plioceno; (v) transcorrência dextral EW gerada por compressão NW-SE no Pleistoceno e (vi) extensão NW-SE no Holoceno.

Na Folha Três Rios não afloram bacias sedimentares terciárias, porém alguns afloramentos isolados podem ser remanescentes de bacias que existiram na região e que foram erodidas, deixando apenas alguns indícios. Com base nesses afloramentos, em estruturas observadas e nos lineamentos mapeados foi feita uma tentativa de evolução da tectônica rúptil intraplaca mesozóico-cenozóica.

4.6.1 - Deformação do Cretáceo Inferior (Enxame de Diques Serra do Mar)

Alguns diques de grande expressão ocorrem na área da Folha Três Rios. Um desses diques forneceu idade de 131.1 ± 1.1 (Isócrona Ar-Ar, rocha total), e é considerado como pertencente ao Enxame de

Diques Serra do Mar (Valente, 1997), cujas idades variam de 120 a 135 Ma. O dique datado aflora na BR-040, logo após a ponte sobre o Rio Paraíba do Sul, em Três Rios, tem direção NE e espessura de 8m. Outros diques deste enxame afloram em toda a folha, com espessuras variando de 1 a 50m, atitude NE e mergulhos altos.

Os diques aproveitam, pelo menos em parte, a atitude da foliação principal das rochas encaixantes.

Um set de falhas normais a transcorrentes, com ou sem formação de brechas e cataclasitos, paralelo à direção dos diques, mostram relações que remetem a contemporaneidade com a intrusão dos diques. Em alguns casos as bordas dos diques são cisalhadas, formando brechas, cataclasitos ou planos estriados, comumente apresentando precipitação de calcita e outros minerais. Outras falhas, especialmente as N-S e as NW-SE cortam os diques e seus contatos, portanto, consideradas posteriores aos diques e, possivelmente, relacionadas à evolução paleogênica.

As direções dos diques toleíticos são predominante NE-SW, com predominância entre N30-60E e o máximo em N50E. Outras direções, com muito menor expressão podem ser observadas. Os mergulhos variam de 40° a 90°, sendo que os mergulhos mais altos (>70°) predominam.

4.6.2 - Deformação do Cretáceo Superior-Paleógeno (Rifte Continental do Sudeste do Brasil)

Um sistema de falhas normais a oblíquas com conjuntos de direções ENE-WSW, NW-SE, NS e EW é identificado na área. O primeiro (ENE-WSW) é o mais marcante pela presença de corpos tabulares a anastomosados de brechas (Almeida *et al.* 2003), como no caso da falha do Ribeirão Araras (Figura 4.15). Esta falha acompanha o vale do Ribeirão Araras, de direção ENE e mergulho íngreme. Embora localizada no talvegue do Araras, a linha de brechas forma um relevo positivo, como um muro na paisagem. As brechas são rochas amareladas, com cimento/matriz silicosa e clastos de rochas quartzo-feldspática. Ao contrário de outras ocorrências desta rocha no estado, a Brecha de Araras não foi observada associada nem a rochas intrusivas alcalinas, nem a bacias sedimentares, embora a associação com fluidos hidrotermais, ou mesmo magmáticos seja provável. O relevo positivo é devido à composição silicosa da brecha em contraste com a rocha hospedeira, intensamente fraturada e intemperizada.

Como se observa no mapa geológico, a linha de brecha tem direção diferente dos diques toleíticos. Por outro lado, a semelhança litológica e de orientação com outras brechas do Estado do Rio de Janeiro, nos remete à formação de bacias interiores



Figura 4.15 – Fotografia de afloramento de brecha tectônica. Vale do Ribeirão Araras

e marginais com preenchimento paleogênico, como são os casos das bacias de Resende, Volta Redonda, Macacu, São José de Itaboraí e de Barra do São João. Todas essas bacias são controladas por falhas normais, associadas a este tipo de brecha (Ferrari 2001; Almeida *et al.* 2003).

A idade deste tectonismo é balizada pela presença de vertebrados na Bacia de São José do Itaboraí, de idade paleocênica (Paula Couto 1952, Bergqvist 1996) e pelas lavas ankaramíticas das bacias de Volta Redonda e de São José de Itaboraí, de idade eocênica (Riccomini & Francisco 1992). Como essas brechas estão, frequentemente, associadas à formação dessas bacias e ao magmatismo alcalino do Cretáceo Superior/Paleoceno, postula-se esta idade para sua formação.

Uma falha normal, de direção ENE foi observada na BR-040, próximo à entrada para Hermogêneo Silva. Estrias de falha com degraus e ressaltos são marcantes nos mármore e calcissilicáticas do Grupo Paraíba do Sul (PRps), caracterizando a movimentação normal (Figura 4.16). Essa falha é também atribuída ao sistema de falhas de direção ENE que compartimenta o vale do Rio Paraíba do Sul.

Outras falhas, de direção NW-SE e NNE-SSW e mergulhos íngremes, são observadas na Folha Três Rios (Figura 4.17). São falhas de movimentação transcorrente, dextrais e sinistrais. Belos exemplos destas falhas foram observadas na BR-040, km 50, no Granitóide Serra dos Órgãos. São planos estriados com percolação de óxidos de ferro e manganês.

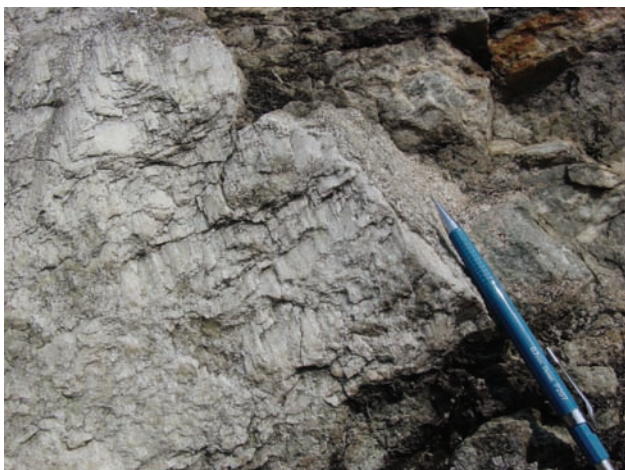


Figura 4.16 – Estrias de falha em mármore branco do Complexo Paraíba do Sul, mostrando deslocamento normal. BR-040, próximo à entrada para Hermogêneo Silva



Figura 4.17 – Superfície de falha transcorrente dextral em Granitóide Serra do Órgãos. BR-040, km 50

Essas falhas deslocam os contatos litológicos e são especialmente observadas na região central da folha.

4.6.3 - Deformação do Neógeno (Neotectônica)

A deformação mais recente é atribuída ao Neógeno. Na área da Folha Três Rios esta deformação é especialmente registrada no relevo e nos depósitos neogênicos remanescentes em porções soerguidas. Um caso marcante é a ocorrência de depósitos de areias feldspáticas, sob espesso manto coluvial,

que aflora na região a leste de Paty do Alferes, denominada de Alto dos Coqueiros. Embora não tenham sido datados, esses sedimentos devem ter sido depositados em condições diferentes das atuais. São sedimentos característicos de clima frio e seco, imaturos, bem selecionados, com escassez de seixos de caráter fluvial ou de leques aluviais. Sua posição atual, na beira de escarpa de 200m de desnível, transversal à foliação principal e dos contatos litológicos, remete a um soerguimento por falha recente, pós-sedimentação. A intensa peneplanização dos blocos soerguido e rebaixado, com espesso manto de intemperismo, sugere que o falhamento foi posterior a peneplanização. Outros depósitos deste tipo tem sido identificados na região.

Em trabalho lançado recentemente, Gontijo-Pascutti *et al.* (2010) revelam a formação de um graben no baixo curso do Rio Santana. Este graben está localizado logo a oeste do limite da Folha Três Rios, e tem prolongamento para NE, sobre a Unidade Arcádia-Areal, no extremo SW da folha. Observa-se forte controle da ZCAA na configuração do Graben do Rio Santana, sendo que seu limite SE se dá no contato da Unidade Arcádia-Areal com o Complexo Rio Negro (Limite Tectônico Central). A idade do tectonismo gerador desta bacia não foi ainda determinada, mas sua evolução e diversas feições de relevo indicam movimentos recentes das falhas de borda e transversais.

4.7 - CRONOLOGIA E CINEMÁTICA DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS

Parte da foliação nos litotipos do embasamento podem ser herdada de eventos deformacionais anteriores. O bandamento composicional nos granulitos, que alterna bandas félsicas, de característica cor esverdeada, e bandas máficas, de cor preta ou cinza escuro, apresenta espessuras variadas, sugerindo se tratar de bandamento primário. A xistosidade e foliação milonítica é sobreposta aos minerais que definem a fácies granulito, relacionados ao evento metamórfico M0 (Heilbron 1993, 1995). Veios leucossomáticos paralelos à xistosidade demonstram que a fusão parcial e a foliação Sn são contemporâneas. Partes de fusão tardias à Sn indicam que a temperatura se manteve alta com o arrefecimento da deformação.

Zonas miloníticas contornam porções menos deformadas onde a foliação é grossa. Dobras Dn, geralmente assimétricas com vergência para NW, chegam a inverter os flancos curtos, que sistematicamente se mostram com foliação pouco espaçada e mergulhos mais íngremes. A lineação de estiramento e mineral, em posições de alta a baixa obliquidade, a simetria dos indicadores da deformação, além da presença de S-tectonitos indicam um forte achatamento como estilo de deformação predominante, embora zonas com forte componente cisalhante ocorram. Essas zonas podem apresentar tanto movimentos de mergulho ("dip-slip") como direcionais

("strike-slip"), sendo que predominam sentidos reverso e dextral respectivamente, caracterizando um pacote imbricado de lascas tectônicas por colisão oblíqua. Dobras, geralmente assimétricas em Z no mapa, afetam a foliação S_n e as superfícies axiais das dobras D_n , caracterizando compressão tardia em condições metamórficas mais frias (D_{n+1}).

Nos domínios Paraíba do Sul, Três Rios e Arrozal ocorre uma variação do padrão descrito acima, com a foliação S_n sendo fortemente dobrada e localmente cisalhada por deformação transpressiva com forte componente de encurtamento perpendicular à zona, com estiramento no plano vertical NE-SW (I1I2) e encurtamento horizontal de direção NW (I3). A zona de maior deformação, a ZCPS, mostra bem este padrão como descrito acima. Localmente, a foliação milonítica é dobrada pelas dobras D_{n+1} , o que indica que a deformação cisalhante, onde processos de recristalização dinâmica ocorreram, foi mais intensa na fase D_n . A intensa recristalização estática desses milonitos também corrobora esta interpretação. Alguns afloramentos, dentro da ZCPS, mostram uma foliação grossa dobrada e cortada por zonas estreitas (milimétricas) de ultramilonitos, o que reforça a interpretação que a trama milonítica foi gerada durante D_n e que teria sido reativada localmente por D_{n+1} .

No Domínio Rio Negro o estilo estrutural é de uma foliação dobrada em dobras recumbentes, fechadas, correlacionáveis à D_n e raras dobras e zonas de cisalhamento geometricamente relacionáveis à D_{n+1} . Neste caso, onde predomina uma tectônica tangencial, evidências da deformação D_{n+1} são restritas às grandes dobras abertas e a zonas de cisalhamento de baixo ângulo, de pequena escala e deslocamento restrito que afetam a foliação S_n .

A idade relativa entre D_n e D_{n+1} é clara nos diversos domínios da área estudada, no entanto a idade absoluta é aparentemente assíncrona, especialmente para D_n . Pelos dados isotópicos da literatura, há uma tendência de idades de metamorfismo mais recentes em direção ao litoral atual, nos domínios Paraíba do Sul e Rio Negro. Como as relações entre as foliações e o metamorfismo são equivalentes nos diferentes domínios, o relativo juvenescimento para SE é aceito também para as estruturas.

Assim sendo uma evolução episódica é proposta para a área de estudo, se iniciando à norte/noroeste e migrando para sul/sudeste. O intervalo de tempo suposto para esta evolução é de aproximadamente 70 milhões de anos, entre 590 e 520 Ma.

5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Este capítulo apresenta a interpretação de resultados analíticos de litogeoquímica, geoquímica isotópica de Nd e geocronologia U-Pb elaborados para a região da Folha Três Rios durante o desenvolvimento do Pronageo 2008. A discussão que se segue foi dividida de acordo com a temática. Desta forma, primeiro serão discutidos os resultados de litogeoquímica, seguidos da discussão dos resultados de geoquímica isotópica de Nd, finalizando com a discussão dos resultados de geocronologia U-Pb.

5.1- LITOGEOQUÍMICA: APRESENTAÇÃO

Foram efetuadas, durante a execução do projeto na Folha Três Rios, um total de 45 análises químicas em rocha total. Todas as análises foram realizadas no *Activation Laboratories, ACTLABS*, no Canadá.

Três foram as unidades escolhidas para a investigação litogeoquímica. A primeira delas, o Complexo Juiz de Fora, pertence ao conjunto de embasamento pré-1,7 Ga da Faixa Ribeira, Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora. O estudo desta unidade na região da Folha Três Rios restringiu-se às exposições do conjunto de ortogranulitos aflorantes ao longo da Zona de Cisalhamento de Além Paraíba. A motivação de estudo desta unidade na escama milonítica central deve-se ao fato de haver correlação regional deste conjunto, conforme dados de mapeamento geológico sistemático realizado pelo Grupo de Pesquisas TEKOS, com os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, muito embora não exista, até o momento, dados litogeoquímicos e geocronológicos que corroborem esta correlação. A segunda unidade escolhida para investigação litogeoquímica integra ortognaisses do Complexo Quirino, pertencente ao conjunto de embasamento pré-1,7 Ga do Terreno Paraíba do Sul, conjunto estudado também durante a execução do projeto por geocronologia U-Pb em zircão. A terceira unidade escolhida para a investigação litogeoquímica é constituída de diques de diabásio relacionados ao magmatismo basáltico toleítico do Cretáceo Inferior. Este magmatismo é correlato aos derrames da Província Paraná-Etendeka, bem como aos enxames de diques de Ponta Grossa e Florianópolis, ocorrido durante o rifteamento do Gondwana previamente à abertura do oceano Atlântico Sul.

5.1.1- Ortogranulitos/ortognaisses do Complexo Juiz de Fora

Tratamento dos dados geoquímicos

Com o intuito de caracterizar geoquimicamente os ortogranulitos/ortognaisses da região Três Rios, foram realizadas 18 análises químicas de rocha total

(elementos maiores e traços, incluindo os terras raras), englobando os três tipos petrográficos identificados em campo (Tabela 5.1a e 5.1 b). Com base nos resultados da análise petrográfica, foram selecionados como pontos de coleta afloramentos localizados em pedreiras, cortes de estradas e no leito do rio Paraíba do Sul, que continham rochas com a paragênese metamórfica indicativa de facies granulito preservada. O cuidado na escolha de afloramentos, nos quais a paragênese granulítica estivesse preservada, foi necessário para evitar amostras possivelmente afetadas por retrometamorfismo ou metassomatismo decorrentes da localização em zonas de cisalhamento dúcteis. As análises químicas foram efetuadas por ICP-AES (*inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) e ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*), após fusão, no *Activation Laboratories, ACTLABS*, no Canadá.

Das dezoito amostras selecionadas para geoquímica, 6 são de granulitos máficos de composição gabrítica (noritos), 4 são de granulitos intermediários de composição tonalítica a quartzo-diorítica (enderbitos a quartzo noritos), e 8 são de granulitos félsicos de composição granítica a granodiorítica (charnoquíticos a charno-enderbitos). Os dados litogeoquímicos (Tabela 5.1a e 5.1b) e petrográficos integrados indicam que os noritos compõem rochas básicas (SiO_2 entre 46,2 e 50,7%), os enderbitos e quartzo-noritos são rochas intermediárias (SiO_2 entre 55,9 e 63,3%) enquanto que o charnoquíticos a charno-enderbitos constituem rochas ácidas (SiO_2 entre 66,7 e 75,7%). Valores de *LOI* menores que 1,58, com exceção de uma amostra (com 2,2), não mostram problemas ou correlações que possam indicar processos metassomáticos ou intempéricos. O fechamento das análises variou entre 98,47 e 101,00, sendo considerados razoáveis.

Geoquímica dos elementos maiores

O estudo litogeoquímico mostra que as rochas do Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios apresentam quatro séries magmáticas distintas (Figura 5.1), intensamente interdigitadas pela tectônica brasileira, são elas: duas séries calcioalcalinas, sendo uma de médio-K e outra de alto-K; uma série toleítica; e apenas uma amostra de rocha básica de tendência alcalina. As séries calcioalcalinas incluem o conjunto de rochas intermediárias a ácidas, enquanto que as rochas básicas pertencem às séries toleítica e alcalina. Para a classificação das rochas básicas, foram considerados mais relevantes os diagramas de Winchester e Floyd (1977; Figs. 5.1d e 5.1e), por se basearem em elementos traços imóveis. Neste sentido das seis amostras básicas investigadas, cinco forma

Tabela 5.1a - Composição química das rochas do Complexo Juiz de Fora da região de Três Rios: elementos maiores (em % peso)

Amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
TR-JEF-03B	75,72	13,43	0,87	0,012	0,11	1,24	3,57	5,02	0,063	0,02	0,58	100,6
TR-JEF-04A	74,82	13,71	0,59	0,009	0,02	1	3,47	5,42	0,049	0,01	0,5	99,6
TR-JEF-04C	74,49	13,87	1,69	0,023	0,29	1,92	4,3	3,02	0,174	0,06	0,68	100,5
TR-JEF-04B	73,62	14,18	2,2	0,03	0,39	2,24	4,49	2,33	0,242	0,08	0,72	100,5
TR-JEF-01-C1	73,05	14,43	2,38	0,018	0,53	2,38	4,03	3,02	0,254	0,09	0,74	100,9
TR-JEF-03C	71,65	14,11	2,26	0,027	0,44	2,48	4,52	2,06	0,25	0,08	0,6	98,49
TR-JEF-01A	70,76	14,76	2,83	0,022	0,51	2,68	4,47	2,31	0,321	0,09	0,66	99,41
ECII-98-I-10	67,61	15,02	3,64	0,054	1,18	3,33	4,4	2,1	0,447	0,16	0,57	98,52
JA-17-JEFC	63,3	15,93	5,14	0,162	0,74	2,14	3,45	5,36	0,921	0,29	1,05	98,47
JA-17-JEFD	62,32	16,1	5,85	0,084	2,02	3,79	4,07	2,15	0,894	0,32	1,25	98,84
ECII-98-I-15A	56,34	14,18	9,68	0,155	4,76	9,25	2,84	0,43	0,655	0,08	0,14	98,51
ECII-98-IV-50	55,9	15,17	11,22	0,157	5,6	4,13	3,37	2,14	1,054	0,17	1,01	99,91
ECII-97-I-10F	50,7	16,45	11,81	0,161	5,41	8,96	3,73	1,1	1,132	0,1	0,76	100,3
ECII-97-III-11	50,65	12,5	10,92	0,16	8,76	8,17	2,92	2,53	1,176	0,22	1,3	99,31
JA-17-JEFB	50,44	16,54	9,68	0,165	5,47	7,7	3,24	2,22	1,658	0,65	1,57	99,33
TR-JEF-01	49,57	16,85	11,14	0,157	5,98	11,42	3,04	0,71	1,071	0,09	0,3	100,3
JA-17-JEFA	48,97	16,69	10,91	0,19	5,73	7,9	3,49	2,22	2,036	0,62	2,2	101
TR-JEF-03A	46,2	15,32	11,81	0,168	8,71	9,79	3,03	1,28	0,7	0,08	1,58	98,67

Tabela 5.1b - Composição química das rochas do Complexo Juiz de Fora da região de Três Rios: elementos traços e elementos terras raras (em ppm)

Amostras	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Rb	Sc	Cu	Zn	Ga	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TR-JEF-03B	<5	197	75	3	68	<20	33	<20	180	2	<10	<30	23	2	14,9	26,7	2,8	10,6	2,4	0,51	1,9	0,2	0,9	0,2	0,4	0,05	0,4	0,06
TR-JEF-04A	<5	296	91	<2	88	<20	35	<20	179	<1	20	<30	20	<1	10,4	25,5	1,97	5,7	0,9	0,55	0,5	<0,1	0,4	<0,1	0,2	<0,05	0,2	0,04
TR-JEF-04C	6	689	186	2	117	<20	38	<20	105	2	<10	40	21	5	19,3	35	3,94	12,5	2,3	0,7	1,7	0,2	0,9	0,1	0,3	<0,05	0,3	0,04
TR-JEF-04B	17	494	185	4	178	<20	54	<20	91	3	<10	60	22	7	21,6	40,6	4,69	15	2,9	0,71	2,1	0,2	1,1	0,2	0,4	0,05	0,3	0,05
TR-JEF-01-C1	20	431	275	<2	133	<20	19	<20	95	3	60	50	20	5	13,7	24,8	2,63	8,7	1,7	0,53	1,2	0,1	0,5	<0,1	0,2	<0,05	0,1	<0,04
TR-JEF-03C	19	397	229	2	175	<20	33	<20	84	3	50	60	21	6	24	40,8	4,29	13	2,2	0,81	1,6	0,2	1	0,2	0,4	0,05	0,3	0,05
TR-JEF-01A	19	298	271	4	182	<20	29	<20	52	3	<10	60	22	6	50,2	101	11,7	33,8	6	0,68	3,2	0,3	1,1	0,2	0,4	0,06	0,4	0,06
ECH-98-I-10	43	684	421	7	161	<20	31	<20	76	6	<10	90	22	7	26,1	51,3	6,21	20,3	3,8	1,06	2,7	0,4	1,7	0,3	0,8	0,1	0,6	0,08
JA-17-JEFC	41	2325	292	28	1075	40	31	<20	178	14	<10	130	21	24	45,3	94,3	12,3	42,7	8,7	3,22	7,5	1	5,4	1	2,8	0,39	2,4	0,37
JA-17-JEFD	87	586	317	18	294	30	70	<20	130	11	<10	120	22	13	44	90,6	10,7	32,7	6,3	1,44	4,9	0,7	3,7	0,7	2	0,27	1,4	0,2
ECH-98-I-15A	182	236	301	16	56	220	76	80	12	28	60	80	18	3	5	11,6	1,71	7,4	2	0,73	2,5	0,5	3,1	0,6	1,9	0,28	1,8	0,27
ECH-98-IV-50	155	556	447	5	50	140	55	<20	63	14	30	160	24	7	9,3	17,5	2,18	7,4	1,5	1,09	1,3	0,2	1,1	0,2	0,7	0,1	0,7	0,11
ECH-97-I-10F	284	167	214	29	69	90	57	<20	20	35	40	160	21	7	16	40,9	5,89	22,8	5,4	1,27	5,3	0,9	5,5	1,1	3,2	0,45	2,8	0,38
ECH-97-III-11	264	565	272	23	118	470	50	100	129	35	200	120	21	9	18	43	5,37	22,9	5,7	1,47	5,4	0,8	4,4	0,9	2,6	0,37	2,3	0,31
JA-17-JEFB	206	1115	521	81	205	40	40	<20	110	29	20	150	23	21	46,9	130	20,3	78,1	18,4	2,87	15,9	2,5	14,5	2,9	8,4	1,2	7,3	1,04
TR-JEF-01	282	29	155	15	51	80	45	30	6	34	60	120	18	3	4,2	10,7	1,62	7,5	2,1	0,92	2,5	0,4	2,8	0,6	1,8	0,26	1,6	0,25
JA-17-JEFA	221	1261	764	33	244	50	42	<20	91	24	20	180	21	14	58,2	123	15,4	47,6	9	2,71	7,3	1,1	6,1	1,2	3,4	0,5	3	0,44
TR-JEF-03A	244	190	168	15	28	250	63	220	70	33	20	50	17	3	4,7	10,2	1,48	6,3	1,7	0,73	2,3	0,4	2,9	0,6	2	0,3	2	0,3

classificadas como subalcalinas e apenas uma como alcalina. Dado que as rochas básicas subalcalinas estudadas possuem teores de FeO e Al_2O_3 condizentes com basaltos toleíticos, utilizou-se os diagramas de Miyashiro (1974; Fig. 5.1f) e Middlemost (1975; Fig. 5.1g), para a distinção da afinidade química das mesmas. As mesmas séries ora identificadas foram apontadas por diversos autores que estudaram o Complexo Juiz de Fora, como, por exemplo, Oliveira (1982), Grossi Sad & Barbosa (1985), Heilbron (1993), Dios (1995), Duarte *et al.* (1997); Duarte (1998); e Heilbron *et al.* (1998).

Segundo diagrama Le Maitre (1989), os granulitos básicos da série toleítica da área de Três Rios são classificados como basaltos (B) e traquiandesitos basálticos (S2), enquanto que o granulito básico da série alcalina é classificado como traquibasalto (S1) (Figura 5.2a). As rochas da série calcioalcalina de alto-K são quimicamente classificadas como álcali-feldspato granito, quartzo monzonito e quartzo monzodiorito e as rochas da série calcioalcalina de médio-K são granitos e granodioritos (Figura 5.2b). Pelo índice de saturação em alumina (IAS) ou índice de Shand, diagrama de Maniar & Piccoli (1989), os granulitos calcioalcalinos são classificados como metaluminosos a fracamente peraluminosos (índice de Shand igual a 1,0), mostrando que seus protólitos tratam-se de granitóides do tipo I Cordilheirano (Pitcher 1983). Esta característica é corroborada pela presença de hornblenda, mineral pobre em Al_2O_3 e estável em rochas com IAS até próximo de 1,1 (Figura 5.2c).

Os dados geoquímicos permitiram a subdivisão das rochas do Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios em três grupos distintos:

um grupo subalcalino, constituído de rochas de composição básica dispostas ao longo de um *trend* toleítico; outro grupo subalcalino, constituído de rochas intermediárias a ácidas dispostas ao longo de um *trend* calcioalcalino; e um terceiro grupo, de caráter transicional e afinidade alcalina, que inclui apenas granulitos básicos.

Além de acompanharem trends evolutivos distintos, os dois grupos subalcalinos são separados por um gap de » 56% a 62% SiO_2 . Duarte (1998) e Duarte & Valente (1999), observando estas características na região de Juiz de Fora (gap de \approx 50% a 55% SiO_2), aliadas à realização de análise quantitativa, sugeriram que não há cogeneticidade entre os granulitos básicos e as rochas calcioalcalinos.

Geoquímica dos Elementos Terras Raras

Vários autores consideram que as razões entre elementos incompatíveis não variam substancialmente em processo de cristalização fracionada, sendo esperadas variações de até 1,5 vezes dentre rochas cogenéticas (p. ex., Cox *et al.* 1979).

Investigações do comportamento dos elementos terras raras (ETR) durante o metamorfismo (Cullers *et al.* 1974; Muecke *et al.* 1979) indicam que, embora já se tenha observado mobilidades dos ETR durante eventos metassomáticos, geralmente há pouca modificação dos padrões de ETR durante o evento metamórfico, o que permite utilizá-los no estudo do protólito.

A abordagem petrogenética baseada nos ETR fez-se necessária para a distinção de prováveis grupos cogenéticos que possam existir dentre as amostras estudadas do Complexo Juiz de Fora. Para tal, foram normalizados os ETR para o condrito de Boynton (1984) e assim calculada a razão $[La/Yb]_N$. A Tabela 5.2 disponibiliza os valores das razões $[La/Yb]_N$, os valores das anomalias de Eu/Eu^* e os teores de SiO_2 e MgO para todas as amostras estudadas. A análise de ETR permitiu distinguir duas possíveis suítes para a série calcioalcalina de alto-K, três para a série calcioalcalina de médio-K e duas para a série toleítica.

A série calcioalcalina de alto-K é representada por granulitos intermediários a ácidos, sendo definidas duas possíveis suítes (Figura 5.3 Grupo I e Grupo II):

- granulitos intermediários cujos valores da razão $[La/Yb]_N$ variam de 8 a 13 e as anomalias de Eu são positivas (1,211-2,371); e
- granulitos ácidos cujas razões $[La/Yb]_N$ variam de 25 a 36 e as anomalias de Eu são tanto positivas quanto negativas.

A série calcioalcalina de médio-K é a que possui maior número de amostras (sete no total), sendo composta, em sua maioria, por rochas ácidas. Pode ser subdividida em três possíveis suítes (Figura 5.3 Grupos I, II e III):

- grupo representado por granulitos ácidos, cujos valores das razões $[La/Yb]_N$ variam de 43 a 54 e as anomalias de Eu podem ser tanto negativas como positivas.
- granulitos ácidos com razões $[La/Yb]_N$ muito elevadas, entre 84 a 93, com anomalias de Eu tanto positivas quanto negativas.
- grupo representado por um granulito intermediário e um ácido, cujos valores das razões $[La/Yb]_N$ são de 21 e 30. Essas amostras apresentam ligeiras anomalias de Eu, tanto positivas quanto negativas.

As rochas básicas toleíticas são representadas por dois grupos distintos, relacionados possivelmente a fontes distintas. No grupo I, todas as amostras possuem anomalias positivas de Eu e razões $[La/Yb]_N$ entre 1 e 2, apontando para ambiente de fundo oceânico do tipo E-MORB. O grupo II é mais fracionado que o grupo I, com razões $[La/Yb]_N$ pouco mais elevadas e anomalias negativas de Eu. As razões $[La/Yb]_N$ entre 3 e 6, quando comparadas àquelas da literatura (Wilson, 1991), indicam magmatismo toleítico intraplaca oceânico ou continental, tipo Kilauea ou Snake River, respectivamente (Figura 5.4 Grupo I e Grupo II).

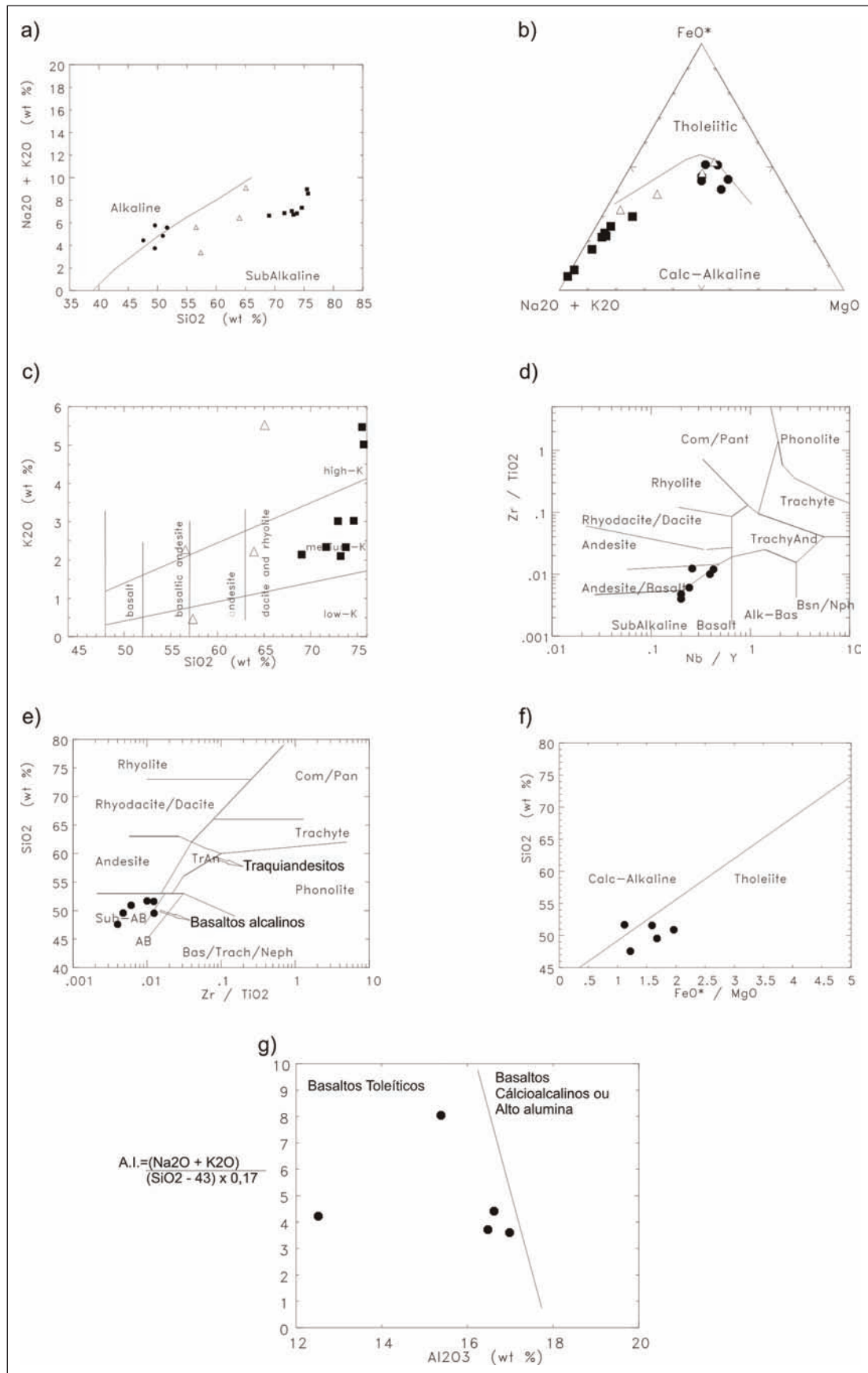


Figura 5.1- Diagramas discriminantes de séries magmáticas: a) diagrama sílica x total de álcalis de Irvine & Baragar (1971); b) diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); c) diagrama classificatório para séries de baixo, médio e alto-K (Le Maitre, 1989); d) e) diagramas de Winchester & Floyd (1977) para classificação de basaltos; f) diagrama FeO*/MgO x SiO₂ de Miyashiro (1974), para distinção de basaltos calcioalcalinos e toleíticos; g) diagrama A.I. (índice alcalico) x Al₂O₃ de Middlemost (1975), para distinção de basaltos de baixo alumina (toleíticos) e alto alumina (calcioalcalinos). Simbologia: rochas básicas (círculos fechados), rochas intermediárias (triângulos abertos) e rochas ácidas (quadrados fechados)

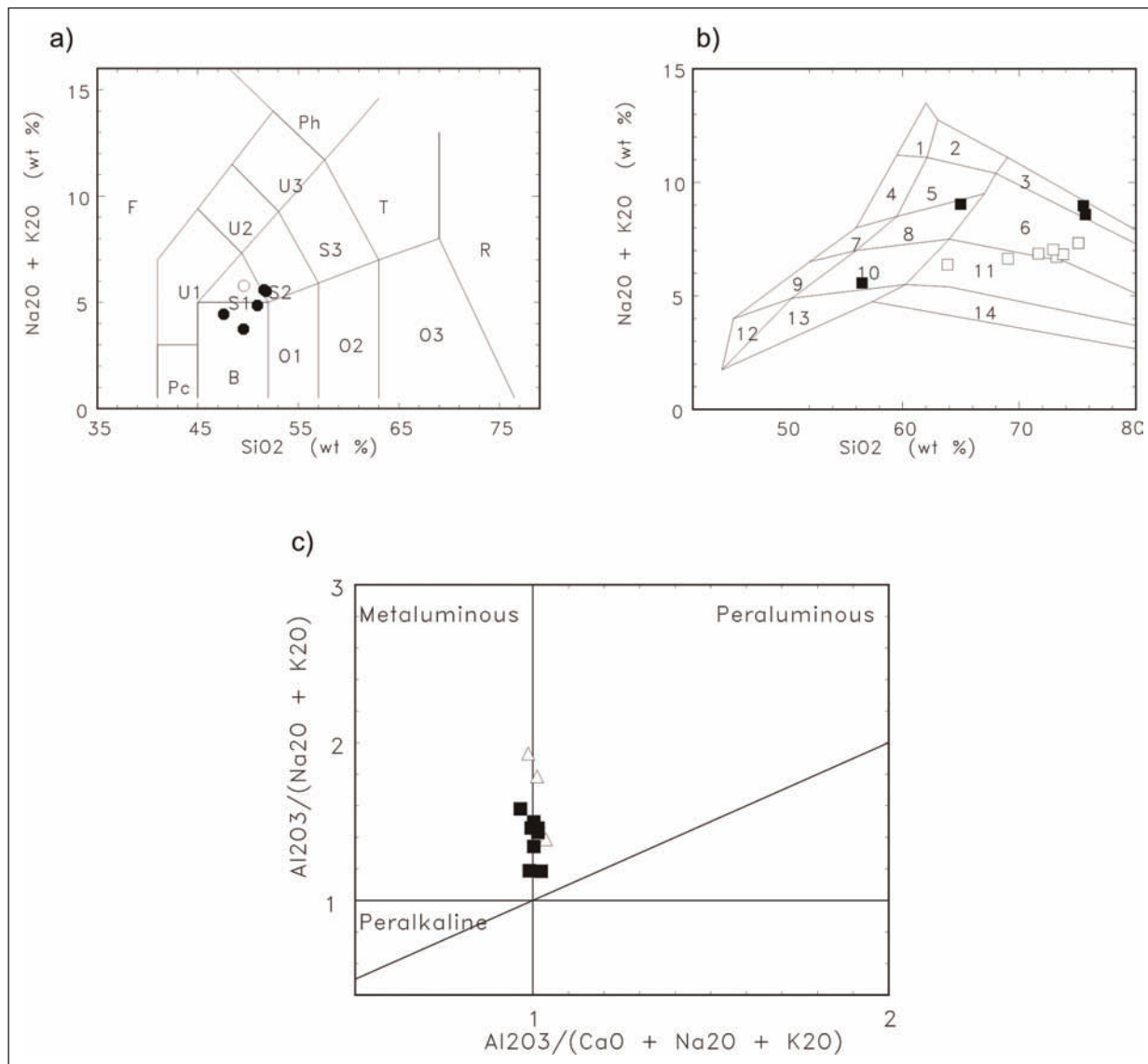


Figura 5.2 – a) Diagrama de classificação química de Le Maitre (1989); B: Basaltos, S1: Traquibasaltos e S2: Traquian-desitos basálticos; b) Classificação química das rochas da série calcioalcalina (Middlemost, 1985). 1-Álcali-feldspato sienito; 2 - Álcali-feldspato quartzo sienito; 3 - Álcali-feldspato granito; 4 – Sienito; 5 – Quartzo sienito; 6 – Granito; 7 – Monzonito; 8 – Quartzo monzonito; 9 – Monzodiorito; 10 – Quartzo monzodiorito; 11 – Granodiorito; 12 – Diorito e gabro; 13 – Quartzo diorito; 14 – Tonalito.; c) Caráter metaluminoso dos ortogranulitos/ortognaisses calcioalcalinos, (diagrama de Maniar & Piccoli ,1989). Simbologia: rochas básicas toleíticas (círculos fechados); rochas básica alcalina (círculo aberto); rochas intermediárias (triângulos abertos) e rochas ácidas (quadrados fechados)

Tabela 5.2- Valores da razão $[La/Yb]_N$ (normalizados para o condrito de Boynton, 1984) das amostras do Complexo Juiz de Fora

Série cálcio-alcálica de alto-K				
Amostras	SiO ₂	MgO	La/Yb _N	Eu/Eu*
TR-JEF-03B	75,72	0,11	25,17	0,73
TR-JEF-04A	74,82	0,02	35,16	2,49
JA-17-JEFC	63,30	0,74	12,76	1,21
ECII-98-IV-50	55,90	5,60	8,98	2,37
Série cálcio-alcálica de médio-K				
TR-JEF-04C	74,49	0,29	43,50	1,08
TR-JEF-04B	73,62	0,39	48,68	0,87
TR-JEF-01-C1	73,05	0,53	92,63	1,12
TR-JEF-03C	71,65	0,44	54,09	1,31
TR-JEF-01A	70,76	0,51	84,85	0,47
ECII-98-I-10	67,61	1,18	29,41	1,01
JA-17-JEFD	62,32	2,02	21,25	0,79
Série toleítica				
ECII-98-I-15A	56,34	4,76	1,88	0,99
ECII-97-I-10F	50,70	5,41	3,86	0,72
ECII-97-III-11	50,65	8,76	5,29	0,81
JA-17-JEFB	50,44	5,47	4,34	0,51
TR-JEF-01	49,57	5,98	1,78	1,22
TR-JEF-03A	46,20	8,71	1,59	1,12
Série Alcalina				
JA-17-JEFA	48,97	5,73	13,12	1,02

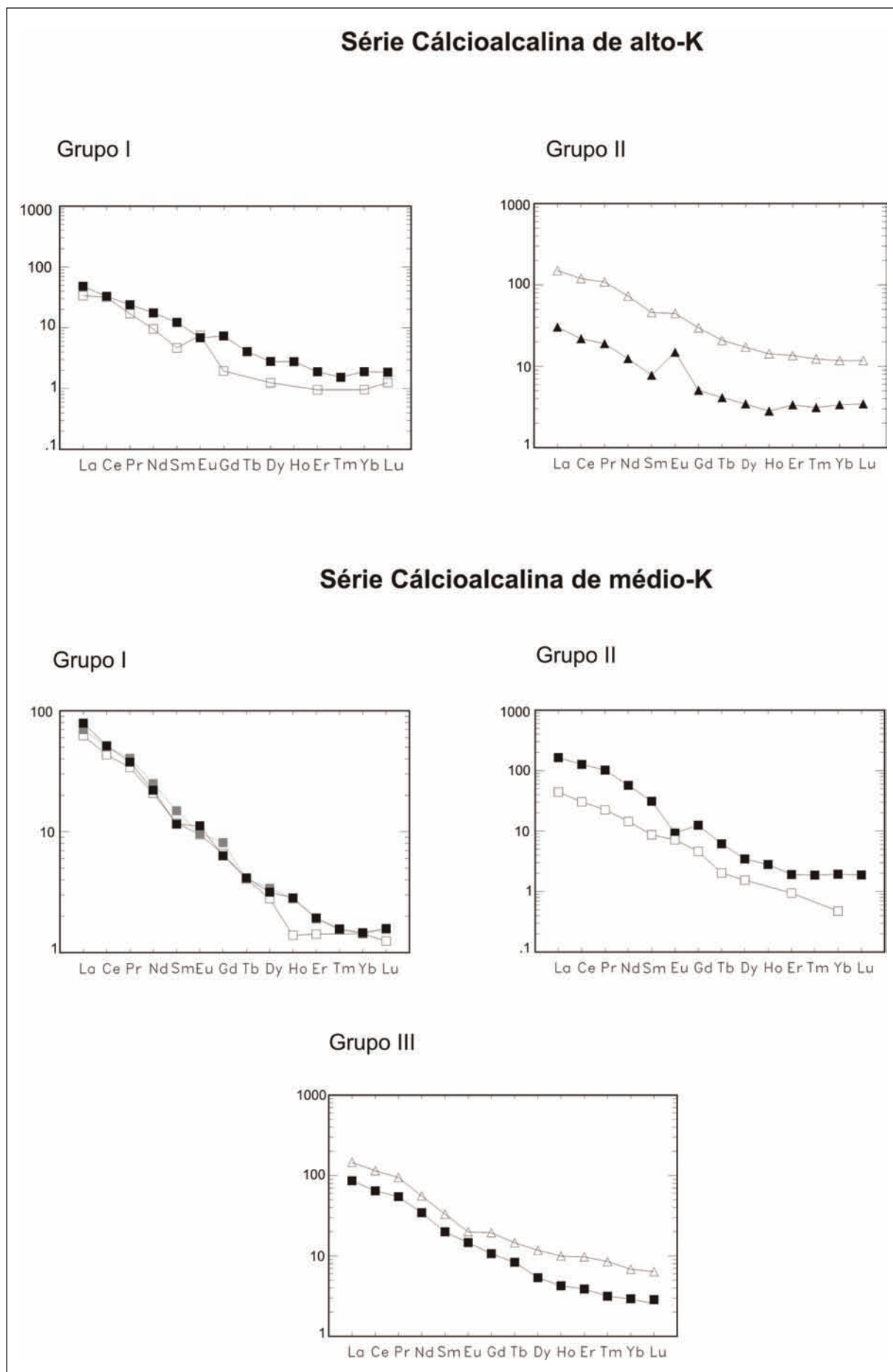


Figura 5.3 - Padrão de ETR de cada possível suíte das séries cálcioalcalinas de alto e médio-K (Complexo Juiz de Fora)

O diagrama da amostra da série alcalina é apresentado para que se possa visualizar o padrão de ETR. Verifica-se que esta amostra possui forte depleção de ETRp e enriquecimento em ETRI, com valores $[La/Yb]_N$ de 13,117 o que aponta para um ambiente intraplaca oceânico tipo Kohala (Figura 5.4).

Ambientação Geotectônica

Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos têm sido utilizados com cautela para rochas pré-cambrianas, uma vez que foram elaborados com base em eventos do Fanerozóico. Para estudar o conjunto de ortogranulitos/ortognaisses calcioalcalinos do Complexo Juiz de Fora, foram utilizados os diagramas de Pearce *et al.* (1984). A análise dos diagramas (Figura 5.5a) mostra que as amostras das séries calcioalcalinas de médio e alto-K ocupam predominantemente o campo de granitos de arco vulcânico.

A comparação das assinaturas geoquímicas das amostras com padrões de mesma ambientação, normalizados pelo granito de crista oceânica (ORG) de Pearce *et al.* (1984), nos revela que, com exceção

de uma amostra que se assemelha a granitos de arco do Chile, há uma grande semelhança entre os ortogranulitos da série calcioalcalina de médio-K do Complexo Juiz de Fora com o granito de arco vulcânico da Jamaica (Figura 5.5b).

Para as rochas da série de alto-K, essa comparação foi feita para cada uma das suítes (grupos) aqui definidas. Assim, o grupo I desta série apresenta padrão semelhante àquele de granitos de arco vulcânico do Chile, apesar dos granitos do Chile serem mais enriquecidos nos elementos imóveis (Figura 5.5c). Para o grupo II, uma amostra apresentou padrão semelhante àquele de granitos de arco vulcânico da Jamaica, enquanto a outra possui um padrão semelhante àquele de granitos de arco vulcânico do Chile (Figura 5.5d).

As correlações e tendência observadas sugerem que os ortogranulitos/ortognaisses calcioalcalinos do Complexo Juiz de Fora formaram-se em ambiente de arco magmático. Para os regimes tectônicos atuais, esse tipo de magmatismo calcioalcalino está fortemente relacionado a ambientes tectônicos compressivos, desenvolvidos em arcos mais maduros e margens continentais ativas.

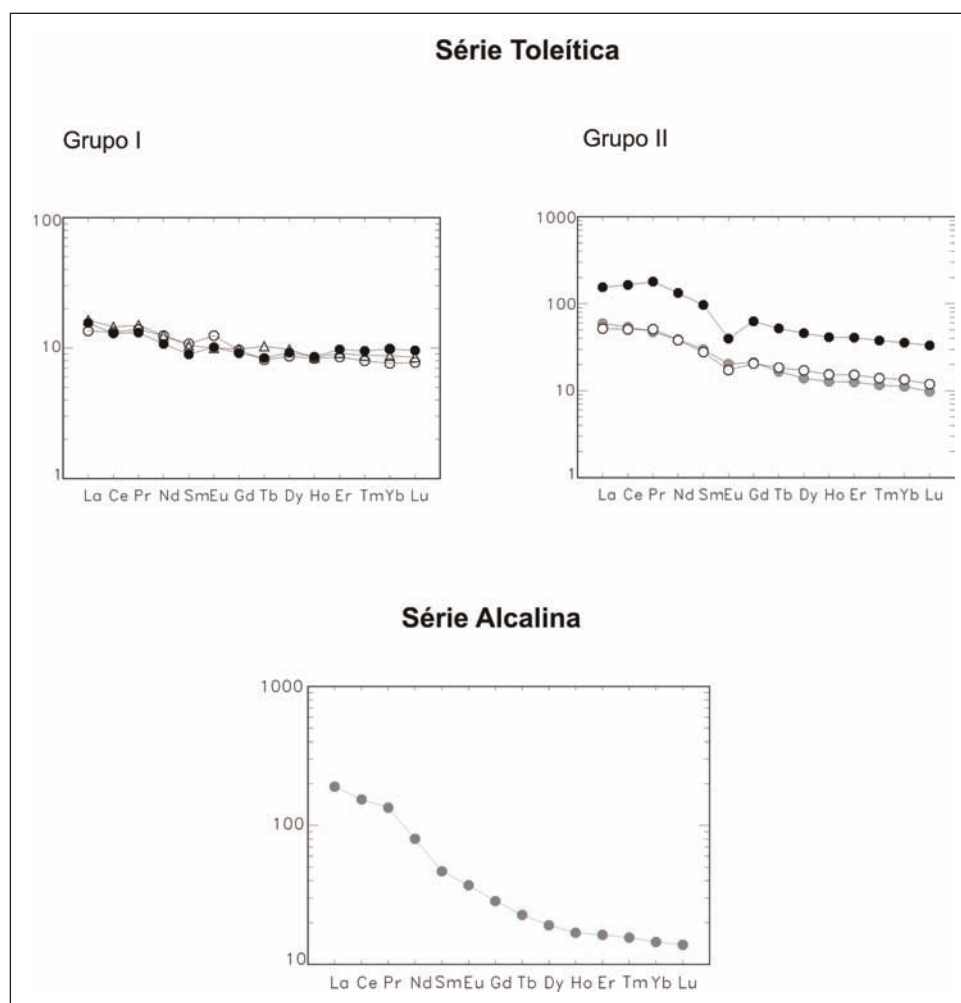


Figura 5.4 – Padrão de ETR das possíveis suítes da série toleítica e da amostra alcalina (Complexo Juiz de Fora)

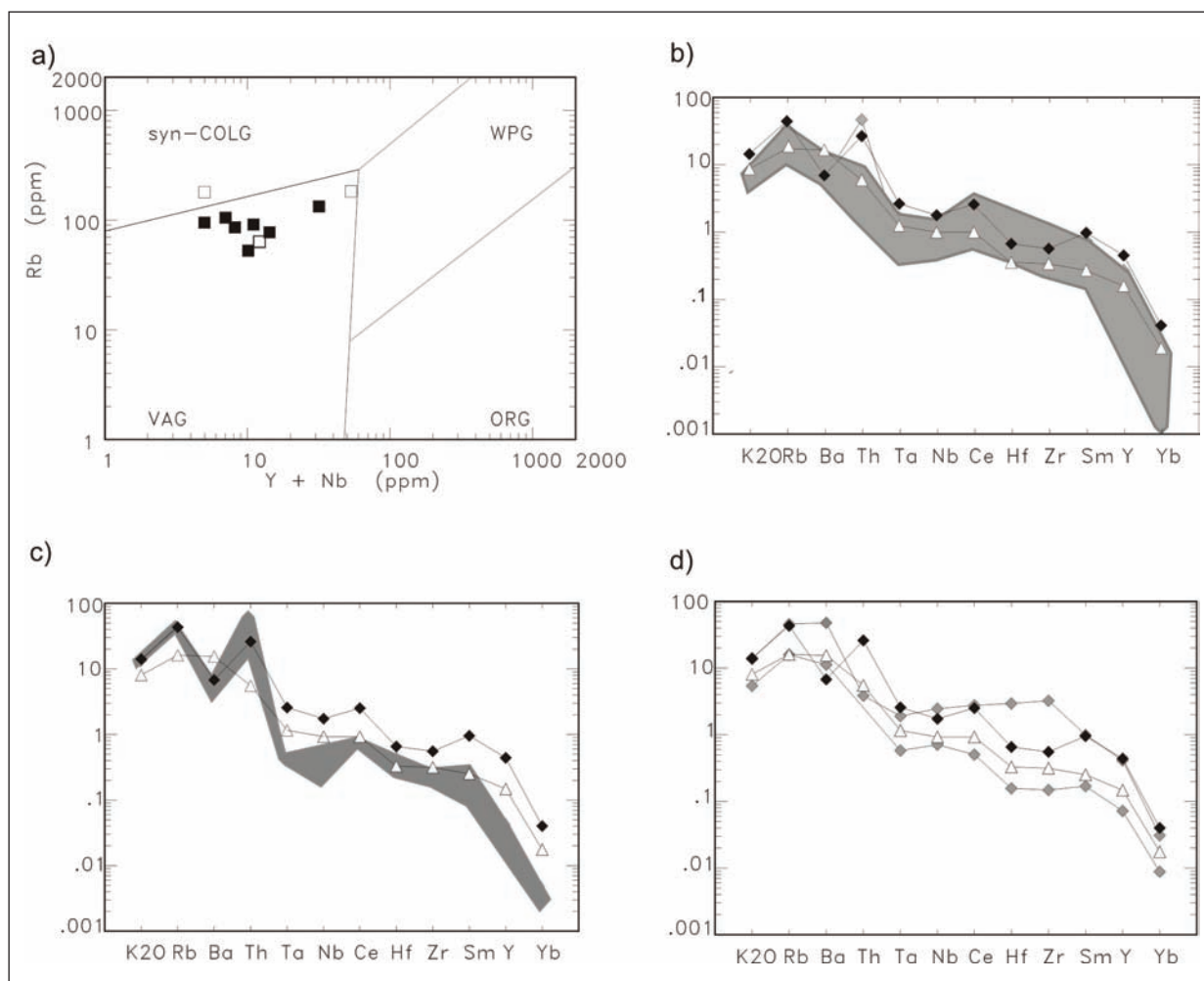


Figura 5.5 – Ortognéisitos do Complexo Juiz de Fora das séries calcioalcalinas plotados no diagrama Rb x Y + Nb (a), e nos aranhogramas normalizados por Ocean Ridge Granite (ORG) (b), (c) e (d) de Pearce et al. (1984). Legenda: granito de arco vulcânico do Chile (losango fechado); granito de arco vulcânico da Jamaica (triângulo aberto); amostras das séries de médio e alto-K deste trabalho (campo preenchido); amostras da série de alto-K do grupo II (losango cinza)

Com base na assinatura dos elementos terras raras, as rochas básicas toleíticas foram formadas em ambientes extensionais tanto do tipo MORB, quanto intraplaca oceânico ou continental, enquanto que o metabasito alcalino tem assinaturas típicas de ambiente intraoceânico.

5.1.2- Ortognéisitos do Complexo Quirino

Tratamento dos dados geoquímicos

Com o intuito de caracterizar geoquimicamente os ortognéisitos do Complexo Quirino na região da Folha Três Rios 1:100.000 foram realizadas 09 análises químicas de rocha total (elementos maiores e traços, incluindo os terras raras), englobando os dois tipos petrográficos identificados em campo. Foram selecionadas para este estudo afloramentos localizadas em pedreiras, ao longo da BR-040, corte de estradas estaduais e vicinais. As análises químicas foram efetuadas por ICP-AES (*inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) e ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*), após fusão, no *Activation Laboratories, ACTLABS*, no Canadá.

De posse desses dados, foi realizada uma avaliação da qualidade das análises, principalmente quanto à soma do fechamento dos óxidos, no intuito de rastrear possíveis discrepâncias associadas à alterações, contaminação ou erros analíticos.

Para todas as amostras, o fechamento das análises com totais entre 98,53 e 100,11% retrata a boa qualidade, enquanto que o percentual de perda ao fogo (PF), inferior a 2%, expressa amostras pouco alteradas (Tabela 5.3a e 5.3b).

Posteriormente, os dados foram processados utilizando um programa computacional (Clarke, 1993) para classificações químicas de rocha e diagramas discriminantes de paleoambientes tectônicos.

Geoquímica dos elementos maiores

As Tabelas 5.3a e 5.3b apresentam as análises geoquímicas das nove amostras utilizadas neste trabalho, dispostas segundo o aumento de SiO₂, e subdivididas nas duas séries calcio-alcalinas (alto e

Tabela 5.3a - Composição química das ortognaisses da série calcioalcalina de alto-K do Complexo Quirino da região de Três Rios

Óxido	PS-PM-67	PS-VII-06	TR-PM-69A	PS-PM-66	TR-MM-71A	TR-I-34
SiO ₂	63,82	64,20	64,34	67,7	67,72	74,20
Al ₂ O ₃	15,16	14,69	14,72	14,36	14,22	12,41
Fe ₂ O ₃ ^(T)	6,06	6,12	4,71	5,00	5,85	1,63
MnO	0,15	0,09	0,06	0,11	0,09	0,02
MgO	2,69	2,93	1,81	2,37	2,65	0,57
CaO	3,07	2,45	3,11	2,75	2,41	1,76
Na ₂ O	3,12	2,99	3,37	2,87	2,89	2,61
K ₂ O	4,17	4,50	4,70	4,00	3,61	3,85
TiO ₂	0,52	0,53	0,75	0,50	0,53	0,25
P ₂ O ₅	0,24	0,21	0,31	0,13	0,12	0,08
PF	0,33	1,79	0,16	0,32	0,31	1,16
Total:	99,32	100,50	98,05	100,11	100,39	98,53
Elemento	PS-PM-67	PS-VII-06	TR-PM-69A	PS-PM-66	TR-MM-71A	TR-I-34
Sc	---	10	---	---	---	2
Be	---	3	---	---	---	3
V	73	80	68	74	84	23
Ba	5428	746	2090	1147	579	1058
Sr	356,5	256	970,3	351,5	177,2	558
Y	14	11	15	13	16	3
Zr	108,9	152	262,2	149,9	151,9	151
Cr	126	50	77	122	195	< 20
Co	17	21	14	15,9	18	40
Ni	31	< 20	35	37	51	< 20
Cu	23	< 10	15	nd	19	10
Zn	90	200	57	80	80	100
Ga	---	17	---	---	---	18
Ge	---	1	---	---	---	1
As	---	< 5	---	---	---	< 5
Rb	236,9	164	138,4	182,4	284,3	119
Nb	13	13	9	8	10	7
Mo	---	< 2	---	---	---	< 2
Ag	---	< 0,5	---	---	---	< 0,5
In	---	< 0,2	---	---	---	< 0,2
Sn	---	4	---	---	---	< 1
Sb	---	2,1	---	---	---	0,8
Cs	8,5	4,1	1,5	7,3	15	1,7
La	33	34,3	110,4	41,5	38,7	42,1
Ce	66,6	61,2	197	80,6	77,7	72,8
Pr	---	6,32	---	---	---	6,77
Nd	28,7	21,4	71,1	29,8	34,2	17,6
Sm	5,7	4,4	10,5	4,8	6,5	2,8
Eu	2,13	1,31	2,23	1,55	1,11	1,17
Gd	4,3	3,7	8,1	4,1	5	1,8
Tb	0,6	0,4	0,8	0,5	0,7	0,1
Dy	3,1	2,3	3,4	2,5	3,5	0,5
Ho	---	0,5	---	---	---	< 0,1
Er	---	1,3	---	---	---	0,3
Tm	---	0,18	---	---	---	< 0,05
Yb	0,7	1,1	1	0,9	1,3	0,3
Lu	1,11	0,17	1,16	1,14	1,2	0,06
Hf	2,8	5,2	5,4	3,8	4,1	5,6
Ta	0,91	1,6	0,78	0,99	1,93	0,9
W	---	221	---	---	---	452

Tabela 5.3a - Composição química das ortognaisses da série calcioalcalina de alto-K do Complexo Quirino da região de Três Rios - continuação

Elemento	PS-PM-67	PS-VII-06	TR-PM-69A	PS-PM-66	TR-MM-71A	TR-I-34
Tl	---	1	---	---	---	0,6
Pb	24	18	31	25	26	26
Bi	---	2	---	---	---	< 0,4
Th	4,8	9,3	10,5	8	14,4	24,4
U	3,5	1,6	0,3	1,8	4,7	3,7
La _N	106,4	110,64	356,1	133,9	124,8	135,81
Yb _N	3,34	5,25	4,77	4,29	6,2	1,41
Sm _N	---	22,56	---	---	---	14,36
Lu _N	---	5,28	---	---	---	1,86
La _N /Yb _N	31,86	21,07	74,65	31,21	20,13	96,32
La _N /Sm _N	3,64	4,90	6,61	5,44	3,74	9,46
Sm _N /Lu _N	8,55	4,27	10,83	5,66	5,37	7,72

Tabela 5.3b - Composição química das ortognaisses da série calcioalcalina de médio-K do Complexo Quirino da região de Três Rios

Óxido	PS-III-33	TR-MM-72	PS-CF-75
SiO ₂	63,55	67,53	74,3
Al ₂ O ₃	16,15	15,34	12,83
Fe ₂ O ₃ ^(T)	4,7	4,24	2,13
MnO	0,08	0,05	0,03
MgO	2,83	1,28	0,91
CaO	2,85	3,35	2,12
Na ₂ O	4,72	4,27	3,37
K ₂ O	2,21	2,45	2,91
TiO ₂	0,50	0,46	0,26
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,11
LOI	1,87	0,48	0,94
Total:	99,59	99,6	99,9
Elemento	PS-III-33	TR-MM-72	PS-CF-75
Sc	7	---	1
Be	3	---	2
V	68	49	29
Ba	325	6292	868
Sr	375	277,3	402
Y	6	16	4
Zr	79	111,5	105
Cr	< 20	41	< 20
Co	20	12,4	20
Ni	< 20	21	< 20
Cu	< 10	15	< 10
Zn	90	55	130
Ga	19	---	14
Ge	< 1	---	< 1
As	< 5	---	< 5
Rb	88	100	103
Nb	4	7	5
Mo	< 2	---	< 2
Ag	< 0,5	---	< 0,5
In	< 0,2	---	< 0,2
Sn	2	---	< 1
Sb	0,7	---	3,4
Cs	6,5	2,6	1,9
La	11,9	34,9	28,9
Ce	23,1	69,5	49,4

Tabela 5.3b - Composição química das ortognaisses da série calcioalcalina de médio-K do Complexo Quirino da região de Três Rios - continuação

Elemento	PS-III-33	TR-MM-72	PS-CF-75
Pr	2,68	---	4,72
Nd	9,4	27,7	13,2
Sm	2	5,1	2,2
Eu	1,08	2,64	0,78
Gd	1,6	4,1	1,5
Tb	0,2	0,6	0,2
Dy	1,2	3,1	0,6
Ho	0,2	---	0,1
Er	0,7	---	0,4
Tm	0,09	---	0,06
Yb	0,6	1,2	0,4
Lu	0,08	0,18	0,05
Hf	2,2	2,8	2,9
Ta	0,5	0,61	0,4
W	176	---	218
Tl	1,2	---	0,6
Pb	12	15	16
Bi	< 0,4	---	6
Th	1,4	5,8	17,8
U	0,3	0,5	1,4
La _N	38,39	112,6	93,22
Yb _N	2,86	5,72	1,91
Sm _N	22,56	---	11,28
Lu _N	2,48	---	1,55
La _N /Yb _N	13,42	19,68	48,81
La _N /Sm _N	1,70	4,3	8,26
Sm _N /Lu _N	9,10	4,68	7,28

médio-K, Valladares *et al.*, 2002) para os ortognaisses do Complexo Quirino. Os critérios utilizados para discriminação destas séries estão apresentados na Tabela 5.4.

Os ortognaisses do Complexo Quirino plotados no diagrama “sílica x álcalis” de Irvine & Baragar (1971), constituem uma série subalcalina (Figura 5.6) e plotam ao longo do *trend* das suítes calcio-alcalinas no diagrama AFM (Figura 5.7) destes mesmos autores. Tais gnaisses são metaluminosos a fracamente peraluminosos em consequência da proporção molecular de alumina menor que as de sódio, potássio e cálcio somadas, com índice de Shand inferior a 1,1 (Figura 5.8), demonstrando que são do tipo I (White & Chappell, 1977), o que está de acordo com os dados petrográficos (assembléia de minerais não aluminosos).

No diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 5.9), estas rochas plotam nos campos das séries calcio-alcalinas de alto-K e médio-K, conforme já descrito na literatura (Valladares *et al.*, 2002). Em geral, as rochas pertencentes à série de alto-K apresentam uma composição mais expandida granítica-adamelítica/granodiorítica/tonalítica e são correlacionáveis aos biotita-gnaisses (ricos em microlina), enquanto que as da série médio-K apresentam composição exclusi-

vamente tonalítica, sendo correlacionáveis à maioria dos hornblenda-biotita gnaisses (ricos em plagioclásio). Os diagramas normativos An-Or-Ab (O'Connor, 1965) e QAP (Lê Maitre, 1989) (Figuras 5.10 e 5.11), confirmam essa tendência.

Ambientação Geotectônica

Pearce *et al.* (1984), com base em estudos sistemáticos da geoquímica de rochas graníticas, consideraram os elementos traços Rb, Y (ou Yb) e Nb (ou Ta) como os mais efetivos para a discriminação dos seus respectivos ambientes tectônicos (Figura 5.12).

Mesmo nos casos em que ocorrem profundas modificações na composição química original das rochas, principalmente por eventos envolvendo percolação de fluidos, é possível reconhecer alguns padrões primários pela consistência das assinaturas químicas entre várias amostras e pela comparação com os padrões de rochas similares de outras regiões (Figueiredo, 1985).

A comparação das assinaturas geoquímicas das amostras de ortognaisses do Complexo Quirino com padrões de rochas de ambientes tectônicos similares, utilizando elementos incompatíveis nor-

Tabela 5.4 - Quadro comparativo entre as séries de alto e médio-K do Complexo Quirino

	Série de alto K	Série de médio K
Teor de sílica	rochas intermediárias a ácidas	predomínio dos termos intermediários
Petrografia	predomínio de biotita gnaissé	predomínio de hbl-bt gnaissé
Composição	granítica a granodiorítica	granodiorítica a tonalítica
Na ₂ O	2,61 a 3,37%	3,37 a 4,27%
K ₂ O	2,94 a 4,70%	2,21 a 2,91%
K ₂ O/Na ₂ O	>1	<1
CaO	2,59% (média)	2,77 % (média)
Rb	187,50 (média)	97,00 (média)
Nb	10,00 (média)	5,33 (média)
Th	11,90 (média)	8,33 (média)
U	2,60 (média)	0,73 (média)
Zr	162,65 (média)	98,50 (média)

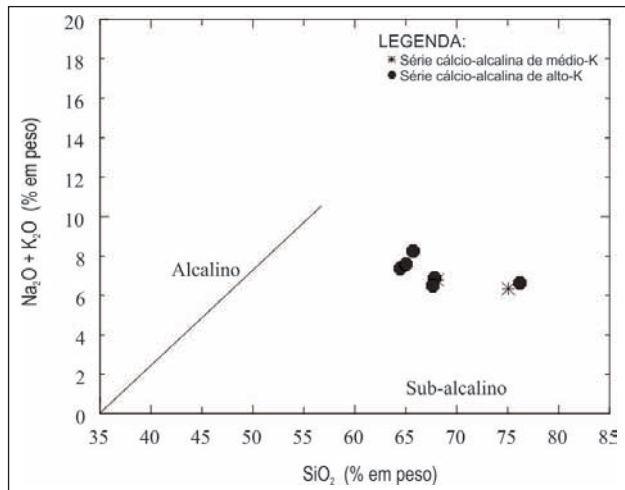


Figura 5.6 - Diagrama sílica x álcalis para os ortognaisses do Complexo Quirino, com o limite entre os campos alcalino e subalcálico segundo Irvine & Baragar (1971)

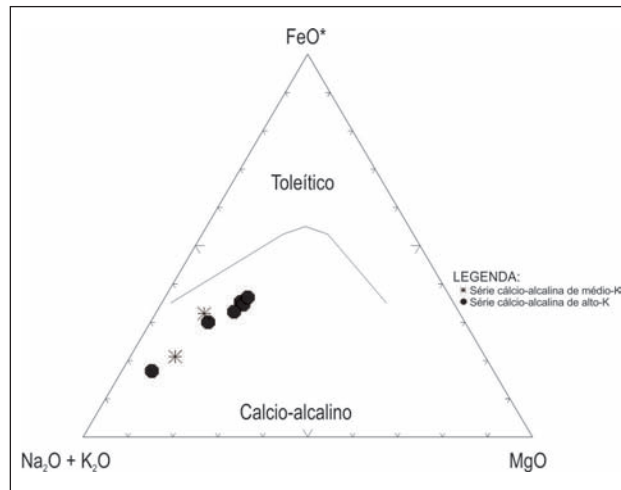


Figura 5.7 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos. Amostras plotadas no campo cálcio-alcálico. A = Na₂O + K₂O, F = FeO + 0,8998 Fe₂O₃, M = MgO

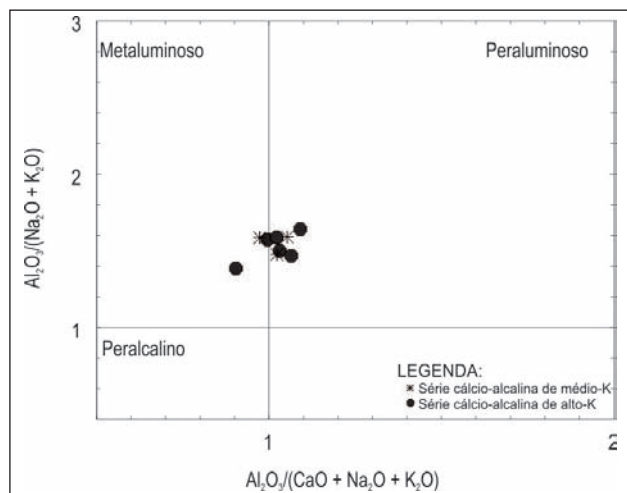


Figura 5.8 - Caráter metaluminoso dos ortognaisses do Complexo Quirino, juntamente com os granitóides amostrados (Maniari & Piccoli, 1989). Dados em proporção molecular

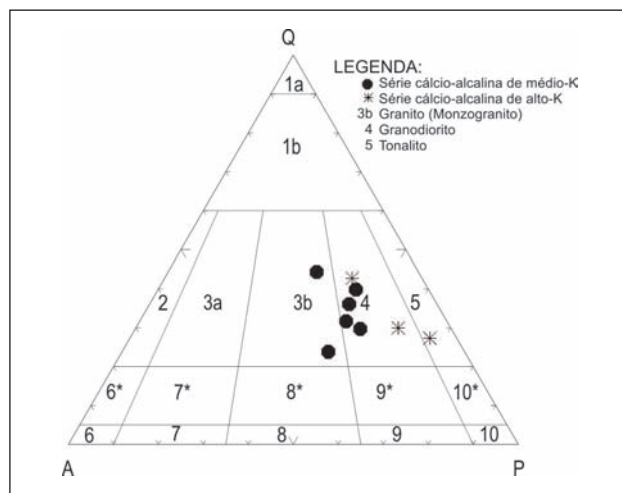


Figura 5.11 - Classificação química para as rochas amostradas do Complexo Quirino no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Q = quartzo, A = álcali feldspato, P = plagioclásio

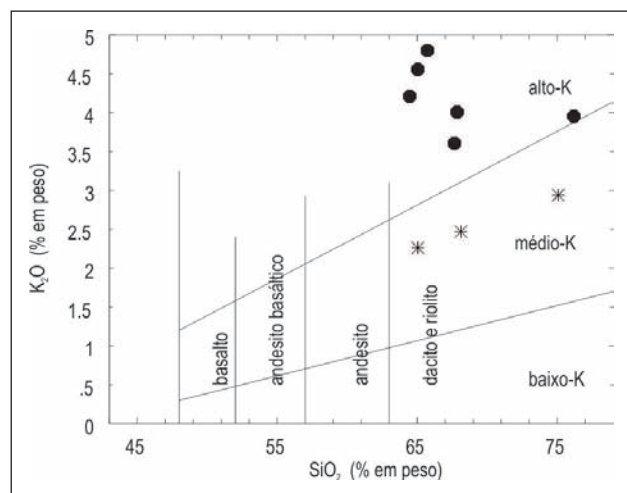


Figura 5.9 - Diagrama K₂O x SiO₂, com limites extraídos de Le Maitre (1989), para os ortognaisses do Complexo Quirino

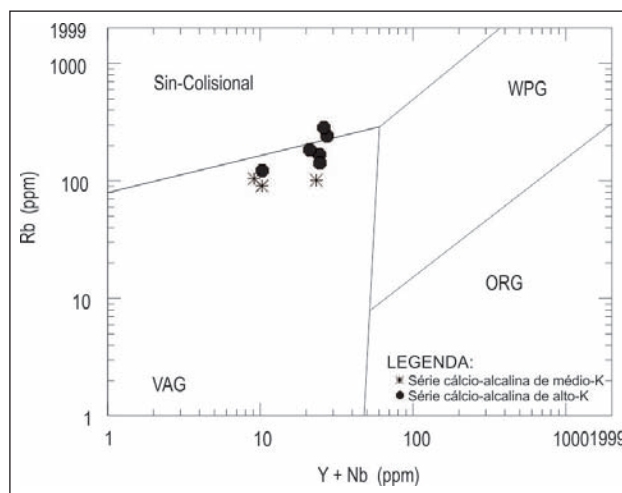


Figura 5.12 - Diagrama Rb x Nb+Y (Pearce et al., 1984), discriminante de ambientes tectônicos, aplicado aos ortognaisses do Complexo Quirino

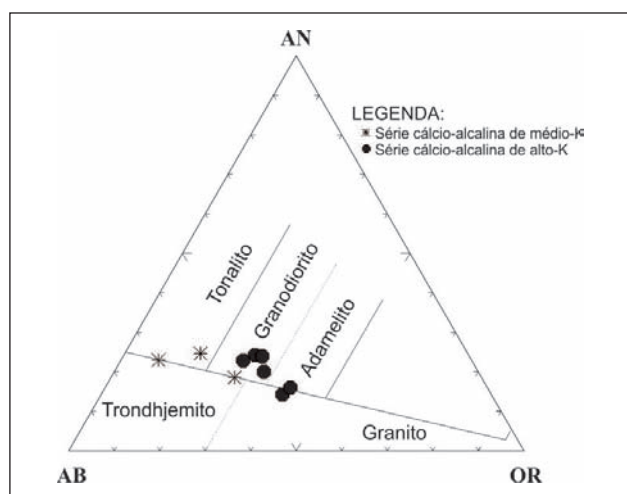


Figura 5.10 - Diagrama normativo Ab-Or-An (O'Connor, 1965) para as rochas amostradas do Complexo Quirino. Notar a ausência de termos trondhjemíticos

malizados para o granito de crista oceânica (ORG) de Pearce et al. (1984), revela semelhanças entre os granitóides do Complexo Quirino e os granitos do Chile (Pearce et al., op cit.), em especial para a série de alto-K (Figura 5.13), enquanto que aquelas da série de médio-K, assemelham-se ao granito da Jamaica (Figura 5.14).

Para os regimes tectônicos fanerozóicos, observa-se, então, que esse tipo de magmatismo cálcio-alcálico estaria fortemente relacionado aos ambientes tectônicos compressivos, como os que ocorrem no Chile ou Jamaica, desenvolvidos em arcos mais maduros e margens continentais ativas. Segundo Pearce et al. (1984), granitos calcioalcálicos de alto-K de margem continental ativa plotam, predominantemente, nos campos de quartzo-monzonito, granodiorito e granito, no diagrama de Streickeisen (1976), tendo biotita e hornblenda como minerais ferromagnesianos dominantes. Logo, pressupõe-se que o regime tectônico atuante quando da geração dos ortognaisses do Complexo Quirino, no Paleopro-

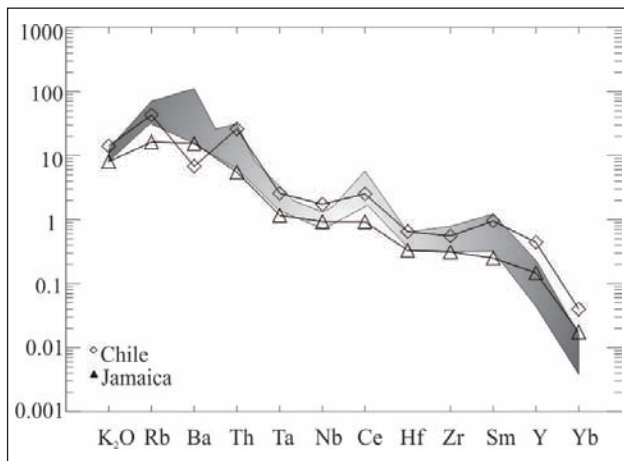


Figura 5.13 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (Ocean Ridge Granite) (Pearce et al., 1984) para os ortognaisses que compõem a série cálcio-alcalina de alto-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos

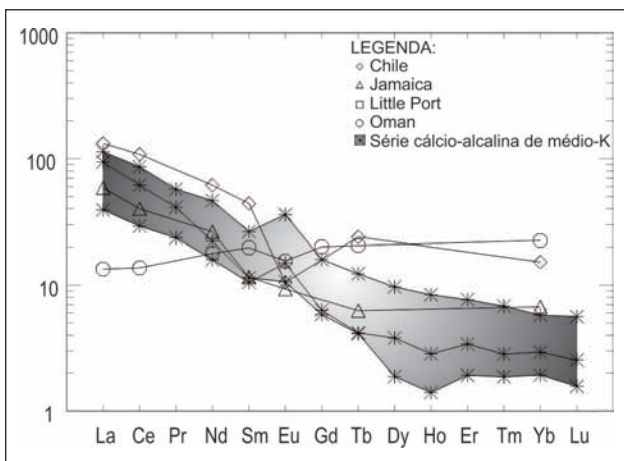


Figura 5.14 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (Ocean Ridge Granite) (Pearce et al., 1984) para os ortognaisses que compõem a série cálcio-alcalina de médio-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos

terozóico, teria sido similar aos formadores destes arcos magmáticos fanerozóicos aqui citados.

5.1.3- Magmatismo Mesozóico

Dezoito amostras de diabásios aflorantes na Folha Três Rios 1:100.000 foram selecionadas para análises litogeoquímicas (elementos maiores e elementos traços, incluindo elementos terras raras). (Tabela 5.5a, 5.5b e 5.5c). As amostras foram selecionadas com base no estudo petrográfico pretérito, levando-se em consideração o grau de alteração e conteúdo de fenocristais. As análises químicas foram efetuadas por ICP-AES (*inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) e ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*), após fusão, no Activation Laboratories, ACTLABS, no Canadá.

Os valores máximos, mínimos, médias e desvios padrões dos elementos maiores das dezoito amostras analisadas são listados na Tabela 5.6. As concentrações de ferro foram medidas como ferro total sob a forma de ferro férrico. A média da perda ao fogo é 1,82% peso, atestando o caráter moderadamente alterado das rochas analisadas. A soma dos óxidos fechou dentro do intervalo 99-101% peso. Os valores de TiO_2 ($3,81 \pm 0,42\%$ peso) caracterizam os diabásios da região de Três Rios como pertencentes a uma única suíte de alto- TiO_2 , segundo os critérios usualmente adotados na literatura (p.ex.: Bellieni et al., 1984; Peate, 1997).

Os elementos maiores foram utilizados para a discriminação de séries e classificação química dos diabásios. Assim, estas rochas constituem uma série subalcalina (Figura 5.15) de afinidade toleítica (Figura 5.16). Todos os diabásios plotam no campo dos basaltos no diagrama de classificação (Figura 5.15). A afinidade toleítica é corroborada pela presença de hiperstênio normativo (Tabela 5.7). Com base nos dados normativos, todos os diabásios da região de Três Rios podem ser classificados como quartzo toleíticos (ou basalto supersaturados em sílica; Cox et al., 1979).

Tabela 5.5a: Concentrações de elementos maiores dos diabásios da região de Três Rios. Valores em % de peso. $Fe_2O_3^t$ é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é perda ao fogo

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total
TR-SV-8	46,73	4,83	12,67	14,32	0,17	5,41	9,36	2,34	1,36	0,45	1,78	99,42
TR-SV-10b	50,13	3,55	13,28	14,11	0,19	5,03	8,53	2,65	1,58	0,48	0,43	99,96
TR-SV-9b	47,87	4,48	12,64	14,80	0,18	4,98	8,57	2,61	1,62	0,57	1,44	99,76
TR-SV-4b	48,63	4,02	12,93	14,40	0,19	4,48	7,85	2,83	2,11	0,77	1,99	100,20
TR-SV-4e	50,77	3,57	13,13	13,55	0,18	4,35	7,96	2,67	1,80	0,54	0,98	99,51
TR-SV-6b	48,86	3,55	12,88	13,29	0,17	4,35	7,82	2,84	2,03	0,53	2,88	99,21
TR-SV-4c	50,76	3,57	13,24	14,44	0,19	4,32	8,09	3,10	1,25	0,57	0,83	100,36
TR-SV-6c	49,95	3,56	12,95	14,62	0,18	4,19	8,00	2,66	1,78	0,58	0,85	99,32
TR-SV-7b	49,87	3,66	12,91	14,70	0,20	4,19	7,96	2,92	1,78	0,57	1,78	100,54
TR-SV-4f	51,18	3,64	13,32	13,98	0,17	4,16	7,81	2,72	1,86	0,57	1,19	100,60
TR-SV-9a	47,53	4,36	13,00	14,15	0,17	4,10	7,93	2,93	1,40	0,63	3,06	99,26
TR-SV-5	51,49	3,11	12,85	14,76	0,20	4,08	8,03	2,74	1,81	0,70	0,66	100,43
TR-SV-6a	49,61	3,48	12,86	13,65	0,17	4,06	7,75	2,78	2,06	0,58	2,67	99,66
TR-SV-4a	49,25	4,00	12,68	14,24	0,18	4,04	8,11	3,01	0,81	0,74	2,82	99,88
TR-SV-3d	49,46	3,88	13,24	12,85	0,14	3,93	7,66	2,84	1,84	0,68	3,23	99,75
TR-SV-3a	50,62	3,90	13,37	13,56	0,16	3,78	7,21	3,18	1,77	0,68	1,42	99,65
TR-SV-3c	49,88	3,84	13,29	12,99	0,12	3,59	7,47	2,82	1,82	0,68	3,00	99,51
TR-SV-3b	51,80	3,52	13,67	12,66	0,16	3,55	6,17	3,48	2,88	0,62	1,73	100,23

Tabela 5.5b: Concentrações de elementos traços dos diabásios da região de Três Rios. Valores em ppm

Amostra	Cr	Co	Sc	V	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Hf	Pb	Th	U
TR-SV-8	90	53	27	516	478	26	765	42	233	22	5,4		3,0	0,7
TR-SV-10b	90	53	27	465	486	38	581	30	242	23	6,0	11,0	4,1	1,0
TR-SV-9b	60	54	26	459	570	38	784	28	263	25	6,4	10,0	3,8	0,9
TR-SV-4b		42	23	428	654	55	804	34	283	28	6,6	10,0	3,8	0,9
TR-SV-4e	70	59	26	434	550	44	561	35	271	27	6,6	7,0	4,6	1,1
TR-SV-6b	20	32	25	416	1700	92	578	46	290	25	6,7	6,0	4,6	1,1
TR-SV-4c	60	51	26	432	609	61	602	35	278	26	6,5	10,0	4,5	1,1
TR-SV-6c		53	26	434	568	43	635	36	278	24	6,5	13,0	4,0	1,0
TR-SV-7b		47	27	438	561	51	553	39	278	25	6,6	7,0	4,1	0,9
TR-SV-4f	70	58	27	444	816	46	574	40	333	26	7,6	10,0	4,7	1,2
TR-SV-9a	40	44	25	436	2037	38	769	34	252	25	5,7	10,0	3,7	1,0
TR-SV-5	40	50	26	345	542	40	528	39	292	24	6,6	10,0	4,0	0,9
TR-SV-6a		35	24	404	1885	115	584	42	304	27	7,4	13,0	4,7	1,1
TR-SV-4a		45	22	428	1627	13	800	34	238	27	5,6	6,0	3,6	0,8
TR-SV-3d	30	37	23	426	792	41	619	37	327	29	7,7	14,0	5,0	1,2
TR-SV-3a	30	45	23	434	1023	55	704	37	331	29	7,6	15,0	5,0	1,2
TR-SV-3c	30	64	23	427	803	42	672	37	308	29	7,1	14,0	5,0	1,1
TR-SV-3b	30	37	22	394	645	113	495	36	312	30	7,3	43,0	6,3	1,4

Tabela 5.5c: Concentrações de elementos terras raras dos diabásios da região de Três Rios. Valores em ppm

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TR-SV-8	31,4	68,4	9,9	37,5	8,3	2,97	8,8	1,3	7,1	1,3	3,3	0,42	2,3	0,33
TR-SV-10b	36,4	80,0	10,8	38,7	8,5	3,04	7,9	1,3	7,1	1,3	3,4	0,45	2,7	0,39
TR-SV-9b	36,0	80,2	11,4	43,1	9,4	3,27	9,0	1,3	7,2	1,3	3,2	0,42	2,4	0,34
TR-SV-4b	40,4	89,6	12,6	47,5	10,4	3,65	10,2	1,5	8	1,4	3,6	0,48	2,8	0,38
TR-SV-4e	40,6	88,6	12,2	47,4	10,0	3,33	9,7	1,5	8,5	1,5	4,0	0,53	3,2	0,46
TR-SV-6b	41,4	84,7	13,0	48,7	11,0	3,75	11,1	1,8	10,2	1,9	5,2	0,72	4,3	0,59
TR-SV-4c	38,9	85,4	12,0	43,9	9,6	3,26	9,7	1,5	8,2	1,5	3,8	0,53	3,1	0,43
TR-SV-6c	37,5	83,1	11,8	45,2	10,0	3,54	10,2	1,5	8,4	1,5	4,0	0,54	3,2	0,45
TR-SV-7b	39,3	86,4	12,3	46,7	10,5	3,65	10,8	1,6	8,9	1,6	4,3	0,58	3,4	0,47
TR-SV-4f	44,2	86,8	13,1	49,6	10,7	3,66	10,9	1,7	9,2	1,7	4,5	0,61	3,6	0,50
TR-SV-9a	38,9	80,9	11,8	44,1	9,8	3,42	9,6	1,4	7,5	1,3	3,5	0,45	2,6	0,38
TR-SV-5	37,8	84,8	12,1	47,2	10,4	3,52	10,4	1,6	8,9	1,6	4,2	0,57	3,3	0,47
TR-SV-6a	42,4	90,6	13,3	50,6	11,3	3,8	11,4	1,7	9,9	1,8	5,0	0,7	4,2	0,58
TR-SV-4a	39,9	87,0	12,6	49,2	10,3	3,66	10,5	1,5	8,3	1,4	3,7	0,48	2,8	0,38
TR-SV-3d	46,7	97,1	14,3	53,5	11,1	3,91	10,9	1,7	9,1	1,6	4,2	0,56	3,3	0,46
TR-SV-3a	44,4	95,9	13,6	51,2	10,7	3,81	10,5	1,6	8,6	1,5	4,0	0,56	3,2	0,44
TR-SV-3c	46,2	98,9	13,8	52,7	11,0	3,82	10,8	1,6	8,9	1,6	4,0	0,53	3,1	0,44
TR-SV-3b	46,0	100,0	13,8	51,6	10,7	3,63	10,3	1,5	8,6	1,5	4,0	0,53	3,2	0,45

Tabela 5.6: Valores máximos, mínimos, médias e desvios padrões dos elementos maiores para os diabásios da região de Três Rios. Valores em % de peso. $Fe_2O_3^t$ é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é perda ao fogo

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total
Máximo	51,80	4,83	13,67	14,80	0,20	5,41	9,36	3,48	2,88	0,77	3,23	100,60
Mínimo	46,73	3,11	12,64	12,66	0,12	3,55	6,17	2,34	0,81	0,45	0,43	99,21
Média	49,69	3,81	13,05	13,95	0,17	4,26	7,90	2,84	1,75	0,61	1,82	99,85
Desvio padrão	1,38	0,42	0,28	0,68	0,02	0,48	0,63	0,25	0,42	0,09	0,92	0,45

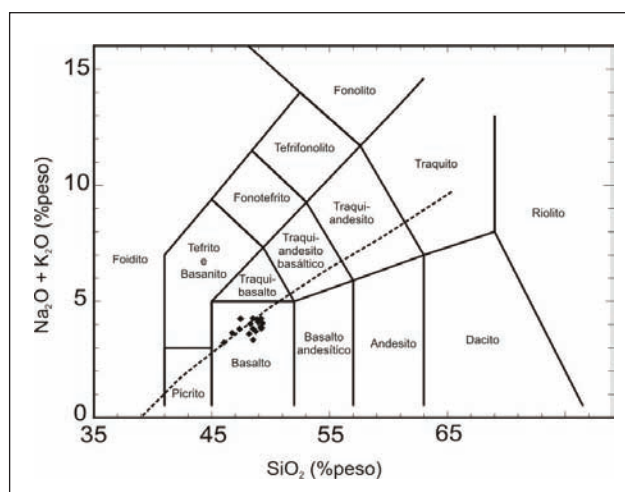


Figura 5.15- Diagrama TAS (total de álcalis versus sílica) com as amostras de diabásios da região de Três Rios (losangos). A linha pontilhada divide os campos das séries alcalina (acima) e subalcalina (abaixo) segundo Irvine & Baragar (1971). Classificação segundo LeMaitre (2002)

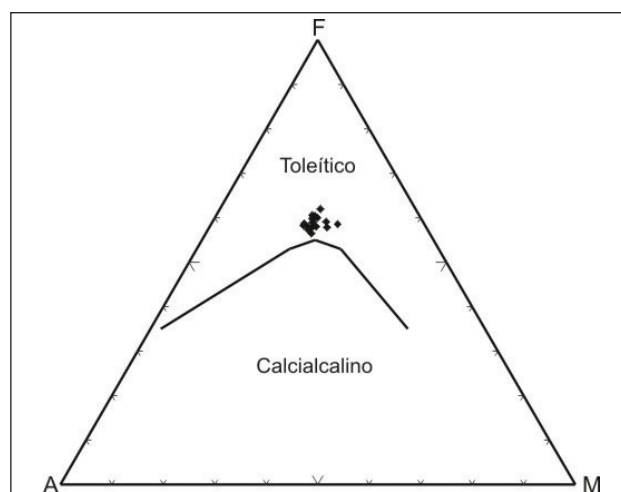


Figura 5.16- Diagrama AFM (A=Na₂O + K₂O; F=FeO + 0,8998Fe₂O₃; M=MgO; Irvine & Baragar, 1971) com as amostras de diabásios da região de Três Rios (losangos)

Tabela 5.7: Norma CIPW das amostras de diabásio da região de Três Rios. Valores calculados para uma razão FeO/Fe₂O₃ = 0,9 (Middlemost, 1989)

Amostra	Ne	Hi	OI	Q	Or	Ab	An	Di	Mt	Il	Ap	Total
TR-SV-8	0,00	16,84	0,00	0,37	8,35	20,55	20,84	20,41	2,15	9,52	1,11	100,14
TR-SV-10b	0,00	18,97	0,00	1,89	9,52	22,82	20,05	16,77	2,08	6,87	1,16	100,13
TR-SV-9b	0,00	17,93	0,00	0,46	9,89	22,77	18,58	18,17	2,21	8,77	1,40	100,18
TR-SV-4b	0,00	18,19	0,00	0,10	12,89	24,71	16,90	15,49	2,15	7,88	1,89	100,20
TR-SV-4e	0,00	17,40	0,00	3,98	10,95	23,22	19,07	15,22	2,02	6,97	1,32	100,15
TR-SV-6b	0,00	16,68	0,00	0,83	12,65	25,26	17,30	17,13	2,03	7,10	1,33	100,31
TR-SV-4c	0,00	18,18	0,00	2,88	7,55	26,70	18,88	15,54	2,13	6,91	1,38	100,15
TR-SV-6c	0,00	18,36	0,00	2,90	10,85	23,17	18,70	15,63	2,18	6,96	1,42	100,17
TR-SV-7b	0,00	17,80	0,00	1,59	10,82	25,36	17,33	16,54	2,19	7,14	1,39	100,16
TR-SV-4f	0,00	17,62	0,00	4,07	11,22	23,45	19,03	14,29	2,07	7,05	1,38	100,18
TR-SV-9a	0,00	16,68	0,00	1,47	8,73	26,12	19,25	15,64	2,16	8,72	1,59	100,36
TR-SV-5	0,00	18,77	0,00	3,86	10,88	23,55	17,72	15,50	2,17	5,99	1,69	100,13
TR-SV-6a	0,00	16,73	0,00	2,11	12,76	24,56	17,32	16,42	2,07	6,89	1,45	100,31
TR-SV-4a	0,00	17,30	0,00	4,73	5,00	26,59	19,60	15,16	2,16	7,93	1,85	100,32
TR-SV-3d	0,00	15,80	0,00	3,55	11,42	25,20	18,86	13,99	1,95	7,72	1,70	100,19
TR-SV-3a	0,00	16,64	0,00	3,37	10,81	27,74	17,55	12,79	2,03	7,63	1,67	100,23
TR-SV-3c	0,00	15,63	0,00	4,76	11,30	25,03	19,17	12,99	1,98	7,66	1,70	100,22
TR-SV-3b	0,00	15,83	0,00	4,30	11,10	24,93	19,30	12,89	1,99	7,96	1,70	100,00

Diagramas de variação, tendo MgO como índice de diferenciação, foram utilizados para a discriminação de possíveis processos evolutivos. A ausência de hiatos composicionais e correlações lineares com níveis de significância acima de 95% (para uma quantidade n (18) de amostras e grau de liberdade igual a $n - 2$) indicam que os diabásios da região de Três Rios evoluíram por cristalização fracionada ou AFC (*assimilation and fractional crystallization*, DePaolo, 1981). A compatibilidade de SiO₂ indica fracionamento de olivina. As compatibilidades combinadas de CaO, Fe₂O₃^t e Cr e incompatibilidade de Al₂O₃ indicam a participação de um clinopiroxênio pobre em alumina na assembléia fracionante. As variações de razões de elementos traços incompatíveis (p.ex.: Zr/Nb e La/Yb), cujos níveis de significância estão acima de 99,9%, dentro da série basáltica toleítica da região de Três Rios, estão acima daquelas previstas para amplos intervalos de cristalização fracionada (10-90%) segundo a Lei de Rayleigh (Wood & Fraser, 1976). Logo, o processo evolutivo mais provável para a série basáltica é AFC.

As amostras de diabásio da região de Três Rios também foram analisadas para elementos traços, incluindo os elementos terras raras. Os valores máximos, mínimos, médias e desvios padrões dos elementos traços das dezoito amostras analisadas são listados na Tabela 5.8.

Os valores máximos de Cr (90 ppm) mostram que o líquido menos evoluído da série basáltica discriminada não tem composição primária (Cr~1000 ppm; Wilson, 1989). As razões Ti/Y (entre 959 e 463) dos diabásios da região de Três Rios corroboram o agrupamento numa única suíte de alto-TiO₂, segundo critérios disponíveis na literatura (p.ex.: Peate, 1997).

As concentrações de elementos traços selecionados da amostra representativa do líquido parental da série basáltica toleítica da região de Três Rios são mostradas no diagrama multielementar da Figura 5.17. A anomalia negativa de Nb (La/Nb_n=1,5) e razão La/Yb_n=9,1 da amostra parental indicam que a série basáltica toleítica da região de Três Rios está relacionada a fontes mantélicas com pelo menos uma contribuição de um componente enriquecido, muito possivelmente, o manto litosférico subcontinental.

Em conclusão, os diabásios da região de Três Rios constituem uma série basáltica toleítica incluídos numa suíte de alto-TiO₂. A suíte evoluiu por AFC, isto é, cristalização fracionada concomitante à assimilação crustal, envolvendo uma assembléia fracionante constituída essencialmente de olivina e clinopiroxênio pobre em alumínio. As fontes geradoras desta suíte envolvem pelo menos uma contribuição de um componente enriquecido, muito possivelmente do manto litosférico subcontinental

5.2- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Nd

Foram efetuadas, durante a execução do projeto na Folha Três Rios um total de 5 análises isotópicas de Nd. Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia da UERJ. Os procedimentos analíticos utilizados por este laboratório podem ser obtidos em Valeriano *et al.* (2009).

As unidades selecionadas para a investigação isotópica foram aquelas relacionadas ao embasamento pré-1,7 Ga investigadas neste projeto por litogeoquímica, são elas: o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Quirino.

Tabela 5.8: Valores máximos, mínimos, médias e desvios padrões dos elementos traços para os diabásios da região de Três Rios. Valores em ppm. As concentrações de Ni estavam abaixo do nível de detecção

Elemento	Cr	Co	Sc	V	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Hf	Pb	Th	U
Máximo	90	64	27	516	2037	115	804	46	333	30	7,7	43,0	6,3	1,4
Mínimo	20	32	22	345	478	13	495	28	233	22	5,4	6,0	3,0	0,7
Média	51	48	25	431	908	53	645	37	284	26	6,7	12,3	4,4	1,0
Desvio padrão	24	9	2	34	521	27	101	4	31	2	0,7	8,4	0,7	0,2
Elemento	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Máximo	46,7	100,0	14,3	53,5	11,3	3,91	11,4	1,8	10,2	1,9	5,2	0,72	4,3	0,59
Mínimo	31,4	68,4	9,9	37,5	8,3	2,97	7,9	1,3	7,1	1,3	3,2	0,42	2,3	0,33
Média	40,5	87,1	12,5	47,1	10,2	3,54	10,2	1,5	8,5	1,5	4,0	0,54	3,2	0,44
Desvio padrão	4,0	7,7	1,1	4,5	0,8	0,27	0,9	0,1	0,9	0,2	0,5	0,08	0,5	0,07

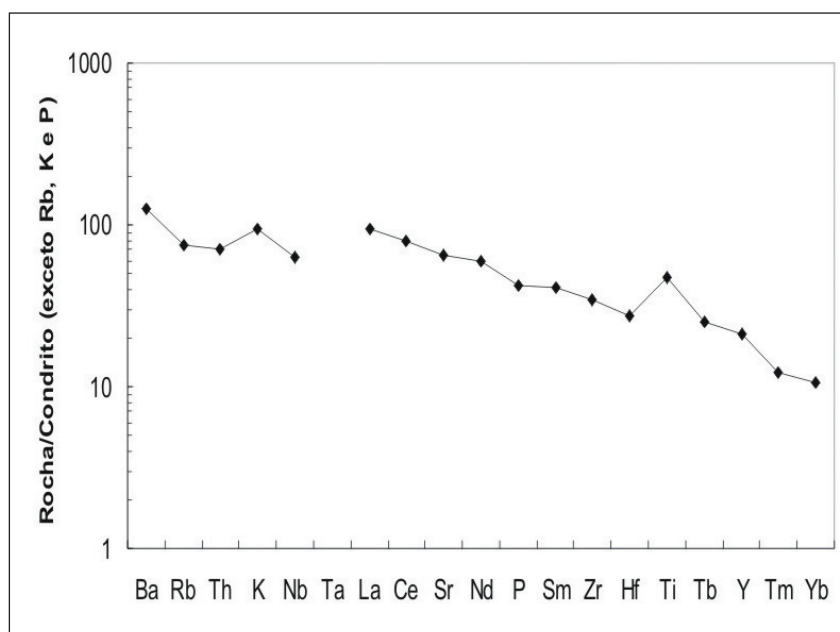


Figura 5.17- Diagrama multielementar com as concentrações de elementos traços selecionados, normalizadas ao condrito (Thompson, 1982), da amostra parental da série basáltica toleítica da região de Três Rios

5.2.1- Ortogranulitos/ortognaisses do Complexo Juiz de Fora

Análises isotópicas de Nd foram efetuadas para três amostras (TR-JEF-01C1, TR-JEF-01A e TR-JEF-01) de um mesmo afloramento localizado no km 19 da BR-040. As duas primeiras correspondem a rochas intermediária e ácida da série calcioalcalina de médio-K, enquanto que a última, a um ortogranulito básico da série toleítica.

Idade modelo de Nd (T_{DM})

Para o conjunto calcioalcalino de médio-K, obteve-se idade modelo de Nd de 2,37 Ga (Tabela 5.9). Os valores de $\epsilon_{Nd}^t = -0,63$ e $-0,71$, fracamente negativos, foram calculados utilizando a idade de cristalização de 2,1 Ga obtida para os protólitos (U-Pb, LA-ICPMS em zircão, Machado *et al.*, 1996a) e ajustando os valores isotópicos para o reservatório de

manto condrito, segundo a planilha de cálculo de DePaolo (1981). A integração dos dados revela que os protólitos do conjunto calcioalcalino de médio-K do Complexo Juiz de Fora da área investigada foram gerados num arco magmático juvenil durante o Paleoproterozóico. O valor obtido foi superior ao anteriormente publicado por Fischel *et al.* (1998). Estes autores obtiveram, para o Complexo Juiz de Fora da região de Rio Casca e Abre Campo (MG), idades modelo de Nd paleoproterozóicas de 2,22-2,13 Ga, sugerindo também magmatismo juvenil no Paleoproterozóico.

Para o conjunto toleítico não foi possível calcular a idade modelo T_{DM} dado o alto valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,17294) obtido na amostra selecionada. O único dado geocronológico (U-Pb em zircão) disponível na literatura para dos ortogranulitos básicos toleíticos do Complexo Juiz de Fora indica cristalização dos protólitos em 2,4 Ga (Heilbron *et al.* 2001). O valor de $\epsilon_{Nd}(t=2,4 \text{ Ga}) = +7,70$ indica que o magma básico precursor foi gerado a partir do manto empobrecido (Tabela 5.5). No entanto, segundo

o modelo de De Paolo (1981), este valor é superior àquele esperado para o manto empobrecido no Paleoproterozóico, o que pode indicar idade mais jovem para os protólitos ou fracionamento no sistema Sm-Nd durante o evento metamórfico de alto grau.

5.2.2- Ortognaisses do Complexo Quirino

Análises isotópicas de Nd foram efetuadas para duas amostras (TR-MM-71A e PS-PM-66) localizadas na BR-040. As duas amostras correspondem a ortognaisses da série calcioalcalina de alto-K.

Idade modelo de Nd (T_{DM})

As idades modelo de Nd obtidas para as amostras foram de 2,56 Ga e 2,19 Ga, respectivamente (Ta-

bela 5.10). O $\epsilon_{Nd}^t = -3,1$ (TR-MM-71A) e o $\epsilon_{Nd}^t = +1,6$ (PS-PM-66) foram calculados utilizando as idades de cristalização de 2.308 ± 9 Ma e 2.204 ± 11 Ma, obtidas neste projeto para as mesmas amostras, segundo a planilha de cálculo de DePaolo (1981). Os dados isotópicos sugerem a participação de fonte juvenil paleoproterozóica, compatível com a assinatura geoquímica de arco magmático, e retrabalhamento, em parte, de crosta arqueana pré-existente para a geração dos ortognaisses investigados. Os dados obtidos são semelhantes aqueles publicados para os ortognaisses do Complexo Quirino. Na literatura, as duas únicas idades modelo de Nd de 2.2 Ga ($\epsilon_{Nd}^{2.1} = 0.16$) e 3.2 Ga ($\epsilon_{Nd}^{2.1} = -9.08$), e o alto valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71533) sugerem acreção de crosta juvenil e fusão de crosta arqueana pré-existente, durante o mesmo evento que gerou crosta juvenil no Paleoproterozóico (Valladares *et al.*, 2001, Valladares *et al.*, 2002).

Tabela 5.9- Idade modelo de Nd (T_{DM}) e de ϵ_{Nd}^t para as rochas do Complexo Juiz de Fora da região de Três Rios (RJ) segundo planilha de cálculo de DePaolo 1981. TR-JEF-01A e TR-JEF-01C1 (ortognaisses da série calcioalcalina de médio-K) e TR-JEF-01 (ortogranulito de composição básica da série toleítica)

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM} (Ma)
TR-JEF-01A	6,3	39,38	0,09676	$0,5112 \pm 7$	-27,66	-0,71(t=2,1Ga)	2.371
TR - J E F - 01C1	1,49	9,12	0,09865	$0,51125 \pm 21$	-27,08	-0,63(t=2,1Ga)	2.365
TR-JEF-01	1,76	6,15	0,17294	$0,51266 \pm 7$	+0,43	+ 7 , 7 0 (t=2,4Ga)	_____

Tabela 5.10- Idade modelo de Nd (T_{DM}) e de ϵ_{Nd}^t para as rochas do Complexo Quirino da região de Três Rios (RJ) segundo planilha de cálculo de DePaolo 1981. TR-TM-71A e PS-PM-66 (ortognaisses da série calcioalcalina de alto-K)

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM} (Ma)
TR-MM-71	6,1	32,0	0,115879	0,511265	-2,7 (t=2,3 Ga)	2.594
PS-PM-66	4,8	27,7	0,104044	0,511384	+1,6 (t=2,2 Ga)	2.190

5.3- GEOCRONOLOGIA U-Pb

5.3.1 - Introdução

Mapeamentos geológicos de detalhe, como o produzido no atual trabalho, têm caracterizado o prolongamento de diversas unidades, constituintes dos terrenos tectono-estratigráficos de Heilbron *et al.* (2004) ao longo da direção regional SW-NE do Orógeno Ribeira. Considerando certa similaridade entre rochas de tais terrenos, bem como o alto grau metamórfico e relações de contato por vezes não tão claras entre subunidades, faz-se também necessário o uso da litogeoquímica e da geocronologia como ferramentas para o entendimento da evolução geológica destas unidades.

Dentre as unidades mapeadas na Folha Três Rios 1:100.000, os ortognaisses do Complexo Quirino e os ortogranulitos/ortognaisses do Complexo Juiz de Fora, foram selecionados neste projeto, como objeto de uma investigação geocronológica, tendo em vista a carência de tais informações.

Na literatura, as idades existentes para o Complexo Quirino foram publicadas por Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996), com base em dados U-Pb (ID-TIMS) em zircão e titanita, porém em rochas coletadas de apenas dois afloramentos (em Volta Redonda e em Valença) no estado do Rio de Janeiro.

Para o Complexo Juiz de Fora os dados geocronológicos disponíveis restringem-se aos ortogranulitos deste complexo aflorantes ao norte da Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

Assim sendo, foram amostrados dentro dos limites da folha mapeada Três Rios (1:100.000) dois afloramentos do Complexo Quirino: o TR-MM-71A, coordenadas UTM 688464 Leste / 7556140 Norte (WGS-84/MC=45° W.Gr.), e o PS-PM-66, coordenadas UTM 679600 Leste / 7565031 Norte (WGS-84/MC=45° W.Gr.); e um afloramento do Complexo Juiz de Fora: TR-JEF-01, coordenadas UTM 688766 Leste / 7554730 Norte (WGS-84/MC=45° W.Gr.). Todo o processo de separação mineral foi realizado nos laboratórios da FGEL/UERJ, isolando-se grãos de zircão. As análises foram processadas para os ortognaisses do Complexo Quirino na *University of Alberta* (Canadá), e para o ortogranulito do Complexo Juiz de Fora na Universidade de Brasília, segundo a metodologia U-Pb, LA-ICPMS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) em zircões.

Embora tal metodologia forneça resultados de menor precisão se comparado à geocronologia convencional ID-TIMS (*Isotopic Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry*), considera-se a metodologia U-Pb, LA-ICPMS, como adequada para elucidar as questões propostas, cujas vantagens apontam: 1) pela simplicidade da preparação das amostras; 2) reduzido custo e tempo de análise, podendo ser datados uma quantidade expressiva de grãos para cada amostra; e 3) alta resolução espacial que permite a datação de bordos e núcleos de um mesmo grão, podendo ser identificadas idades de herança, cristalização e metamorfismo.

5.3.2 - Metodologia de trabalho

A metodologia consistiu em três etapas principais: A primeira de coleta, após o mapeamento e escolha dos afloramentos; a segunda, de preparação das amostras, realizada nos laboratórios da FGEL/UERJ; e a terceira, de obtenção das idades, realizada nos laboratórios supracitados.

Procurou-se coletar amostras menos deformadas e mais homogêneas em afloramentos menos intemperizados, evitando-se os migmatitos, anatéticos e com veios de injeção.

Todos os pontos de amostragem foram descritos, fotografados e georreferenciados por coordenadas métricas UTM, com um GPS (*Global Position System*). As amostras coletadas foram fragmentadas obtendo-se volumes de aproximadamente 20 kg para cada um dos pontos.

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da FGEL/UERJ, seguindo os procedimentos padrões de britagem, moagem, bateamento manual, separação magnética utilizando imã de mão e separador isodinâmico Frantz, conforme a metodologia descrita em Machado *et al.* (1996a).

Posteriormente no Laboratório de Petrografia foi realizada a seleção manual dos grãos de zircão

com auxílio de lupa binocular, procurando diversificar os tipos quanto à forma, tamanho, cor e susceptibilidade magnética, evitando os mais fraturados e com muitas inclusões.

A montagem foi realizada com cerca de 50 grãos para cada amostra, recoberta por uma resina epóxi de alta pureza, que depois de polida, expunha as superfícies dos grãos para a análise.

Para as análises obtidas em zircões dos ortognaisses do Complexo Quirino esta etapa foi realizada no Laboratório de Geocronologia U-Pb do *Radiogenic Isotope Facility of the University of Alberta*, Canadá, supervisionado pelo Dr. Antonio Simonetti. Os zircões foram processados em um sistema de *laser ablation* acoplado a um espectrômetro de massa para a aquisição das idades. O sistema multicoletor utilizado é dotado de doze detectores *Faraday* e três contadores iônicos. Informações mais detalhadas dos instrumentos utilizados podem ser pesquisadas pelo website do fabricante: <http://www.nu-ins.com/products.html>.

O procedimento e os parâmetros analíticos foram testados e descritos por Simonetti *et al.*, (2005). O cálculo das idades correspondentes às razões isotópicas reduzidas foi realizado com o auxílio do *Software Isoplot* (Ludwig, 2003), também usado na representação dos dados em diagramas concórdia.

Para as análises obtidas em zircões do ortogranulito do Complexo Juiz de Fora as análises geocronológicas U-Pb em zircão foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelo método LA-MC-ICPMS. Os procedimentos analíticos e os métodos utilizados na redução de dados adotados por aquela instituição podem ser obtidos em Buhn *et al.* (2009).

5.3.3 - Ortognaisses do Complexo Quirino

5.3.3.1 - Amostra TR-MM-71A

Esta rocha é um biotita gnaisse milonítico apresentando minerais orientados e estirados, e foliação subvertical marcante (Sn = N52°E/85°NW) em consequência da proximidade da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, e subparalela à direção NE-SW dos lineamentos regionais. O afloramento ocorre em um talude de corte na margem da rodovia BR-040, nas proximidades de Três Rios (RJ), (Figura 5.18).

A montagem da amostra TR-MM-71 A contém um total de cinquenta e seis grãos de zircão que procurou abranger as diversas variedades existentes. Foram investigadas duas frações, uma paramagnética F.F.5º e outra diamagnética em maior proporção (Figura 5.19).

A população paramagnética selecionada apresenta, em geral, grãos prismáticos de coloração acastanhada e proporções 2,5x1 a 3x1, com cerca de 250 µm em seu eixo maior, sendo alguns fraturados. Os diamagnéticos são incolores, límpidos e pouco fraturados, com extremidades arredondadas e propor-

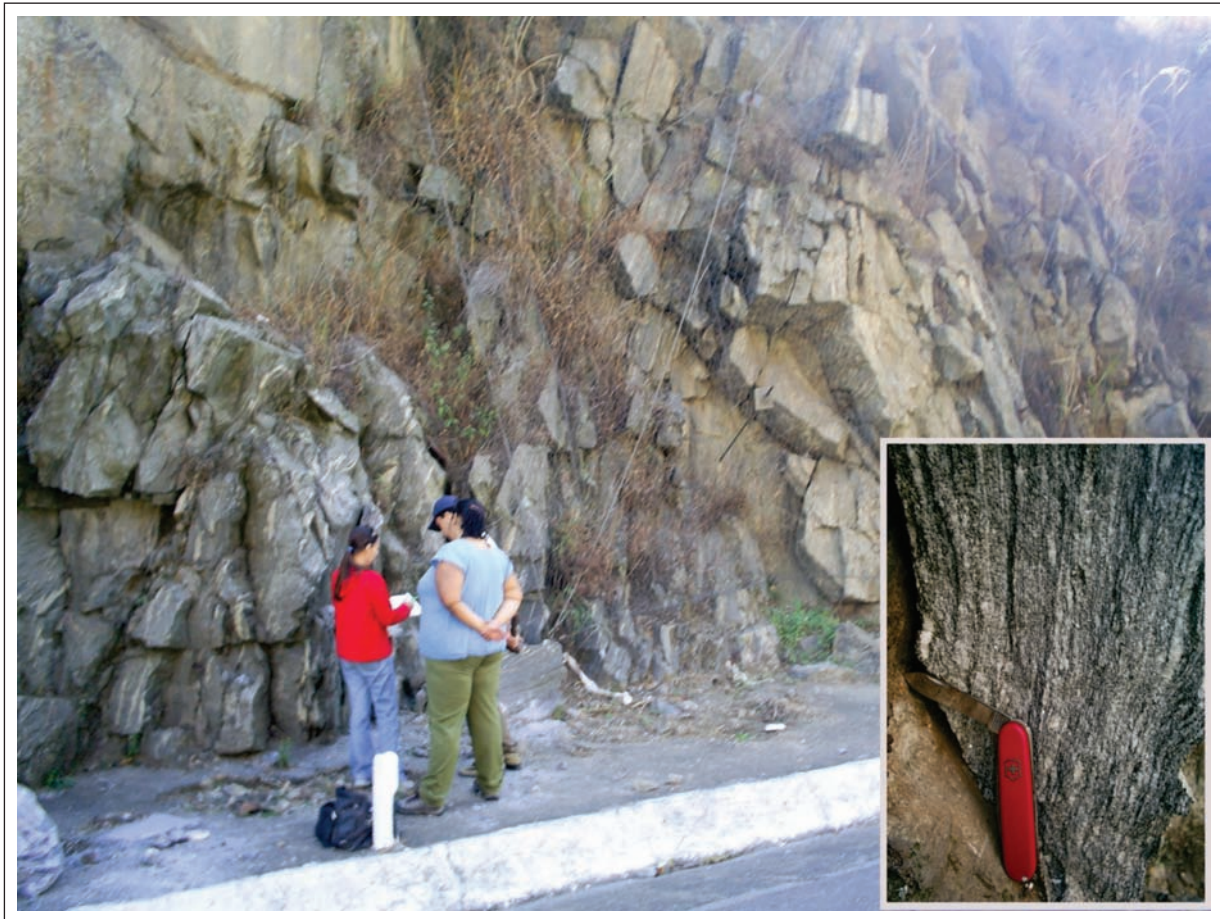


Figura 5.18- Afloramento do ortognaisse do Complexo Quirino da série calcialcalina de alto-K selecionado para coleta de amostra para análise geocronológica U-Pb

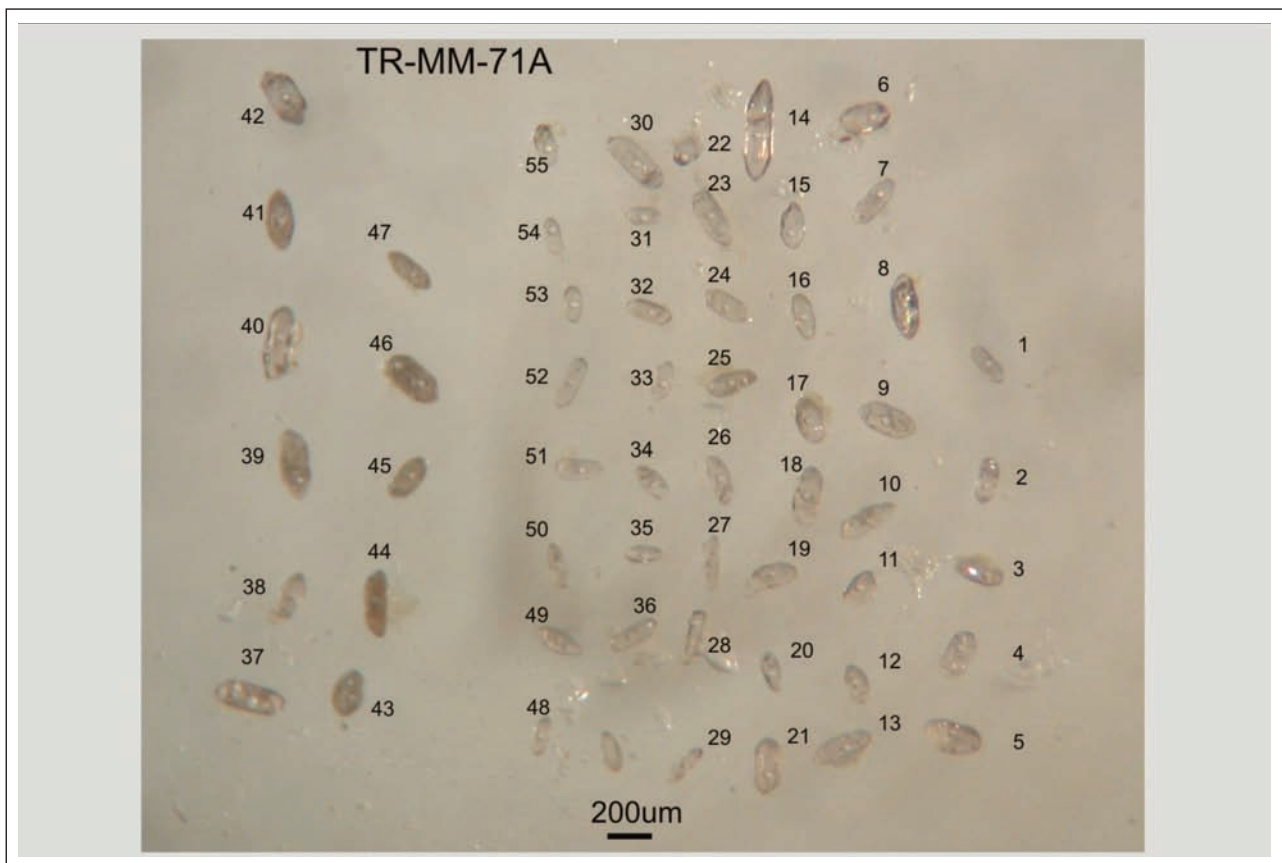


Figura 5.19 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra TR-MM-71A

ções de 1,5x1 a 3x1 variando entre 150 e 300 μm de comprimento. Alguns núcleos preservados puderam ser identificados em diversos grãos.

Dos cinquenta e seis grãos que compuseram a montagem da amostra TR-MM-71 A, foram datados quarenta e cinco, tendo os grãos #10, #13, #14, #18, #35, #36 e a borda do #49 sido descartados por apresentarem padrões de idades misturadas.

Dados Obtidos

Com base nos dados adquiridos e expostos na Tabela 5.11, foram elaborados três diagramas de concórdia: No primeiro diagrama foram utilizadas todas as quarenta e oito análises, resultando em idades de intercepto superior e inferior de $2308,3 \pm 9,2$ Ma (2σ) e 606 ± 22 Ma (2σ) respectivamente, somado a um registro arqueano do grão #33, com idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 3388 ± 16 Ma (2σ) e 25,3% de discordância (Figura 5.20). O segundo diagrama de concórdia apresenta a projeção da discordância formada pelo principal grupo de zircões (Figura 5.21), e o terceiro diagrama de concórdia (Figura 5.22) mostra uma ampliação na área do intercepto inferior destacando o resultado de 608 ± 13 Ma (2σ) obtida a partir do grão concordante #44 (Figura 5.23).

Assim sendo, a idade obtida no intercepto superior é interpretada como idade de cristalização da rocha, enquanto que a idade de intercepto inferior se refere ao registro de evento termal neoproterozóico. Já o grão #33 situado fora da discordância, é interpretado como um registro isolado de herança arqueana (Figuras 5.20 e 5.23).

Percebe-se ainda que na fração paramagnética, excetuando-se os grãos #37, #38 e #40 (incolors), todos outros grãos acastanhados apresentaram idades neoproterozóicas (com discordâncias entre -1,2% e 24,2%), mesmo com os *spots* sendo executados no centro do grão. Apesar da maioria dos grãos apresentar elevado percentual de discordância (acima de 10%), esta população inclui um grão concordante (#44). Já na fração diamagnética, dos quatro valores neoproterozóicos obtidos, dois correspondem a pontas de prismas (#22 e #34) e um à extremidade de grão alongado (#28).

Ainda que esta amostra esteja relacionada à Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul, apresentando grande proporção de grãos com registros de idades brasileiras, tais registros não apresentaram nenhuma idade mais recente do que 600 Ma.

Dos oito núcleos identificados nos grãos analisados, seis apresentaram idades paleoproterozóicas, com valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2136 ± 29 Ma e 2283 ± 18 Ma. As discordâncias apresentaram grande variação (5% a 21,8%), porém com tendência de decréscimo para as idades mais antigas. Já para os bordos destes grãos, não foi obtido nenhuma idade devido o delgado sobrecrecimento externo, o que impossibilita a análise pela limitação do diâmetro do *laser*.

5.3.3.2 - Amostra PS-PM-66

Amostra de biotita gnaiss porfiroblástico típico, coletado em paredão rochoso, contendo enclaves lenticulares anfibolíticos sob forma de indicadores cinemáticos com vergência para NW e enclaves angulosos calciossilicáticos envoltos por feições de fluxo da rocha da encaixante, situado numa das encostas da Serra das Abóboras, no quilômetro 15 da rodovia BR-040 (Figura 5.24).

Localizado na Folha Paraíba do Sul, 1:50.000 (IBGE), no centro do terreno tectônico homônimo, o ponto de coleta está próximo ao limite de empurrão NW com o Domínio Juiz de Fora (norte), pertencente ao Terreno Ocidental adjacente.

A montagem da amostra PS-PM-66 contém quarenta e cinco grãos de zircão na qual foram distinguidos três tipos principais: o primeiro, mais robusto e facetado, de coloração castanha, por vezes zonado, apresenta comprimento entre 250 μm e 350 μm em proporção de 2x1, geralmente fraturado e com inclusões. O segundo tipo é menor em tamanho, incolor e límpido, assumindo formas equidimensionais a ovaladas (de 150 μm) e alongadas tipo bastonetes na proporção 3x1 a 4x1 (300 a 400 μm). Por fim há alguns grãos de aspecto sujo, na proporção 2x1 (até 250 μm), medianamente fraturados, por vezes bipiramidais (Figura 5.25).

Priorizou-se a seleção de zircões da fração diamagnética (não atraível ao F.F.-0,5^o), somadas a uma população de 10 grãos paramagnéticos atraíveis ao F.F.+5^o, compostos pelo tipo mais robusto e acastanhado descrito anteriormente.

Dos quarenta e cinco grãos que compuseram a montagem da amostra PS-PM-66, foram datados quarenta e três, sendo descartados os resultados obtidos para o grão #13 e o núcleo do grão #39 por apresentarem padrões de idades misturadas sem significado geológico.

Onze grãos zonados passíveis de individualização da porção central (núcleo) em relação ao sobrecrecimento externo (borda) foram selecionados para datação. Nos grãos #32, #39 e #40, foram obtidas idades tanto do núcleo quanto da borda, enquanto que nos grãos #18, #22, #25, #28 e #31 apenas dos núcleos, com *spots* localizados ao centro do grão, enquanto que nos grãos #20, #35 e 43 foram investigados as bordas e extremidades.

Os demais grãos selecionados, geralmente alongados (proporção média 2,5x1), ainda que não apresentassem nenhum zoneamento, também foram investigados com alternâncias de posicionamento dos *spots* (ora no centro, ora na borda), evitando-se sempre os setores com inclusões ou fraturados. Algumas pontas de prismas (grãos #8, #11 e #15) também foram investigadas no intuito de se obter informações sobre a idade de metamorfismo.

Tabela 5.11 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortogneisse do Complexo Quirino para a amostra TR-TM-71

TR-MIM-71A														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade(Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade(Ma)	2σ erro	% discord.
1	502626	infinito	0,1411	0,0014	6,6648	0,2617	0,3427	0,0134	0,97	2241	18	1900	74	15,2
2	322406	infinito	0,1446	0,0015	7,9880	0,2644	0,3998	0,0132	0,95	2283	18	2168	72	5,0
3	546134	infinito	0,1417	0,0016	7,2452	0,3728	0,3710	0,0190	0,98	2248	20	2034	104	9,5
4	460417	infinito	0,0611	0,0006	0,8663	0,0286	0,1028	0,0034	0,95	642	22	631	21	1,8
5	586167	195389	0,1434	0,0015	7,7813	0,2775	0,3936	0,0140	0,96	2269	18	2139	76	5,7
6	816234	204058	0,1428	0,0014	7,5499	0,2384	0,3833	0,0121	0,95	2261	18	2092	66	7,5
7	176707	88354	0,1297	0,0015	4,6234	0,1990	0,2585	0,0110	0,96	2094	20	1482	63	29,2
8	568222	infinito	0,1437	0,0015	7,5026	0,2551	0,3787	0,0129	0,96	2272	18	2070	70	8,9
9	277658	infinito	0,1434	0,0015	7,2898	0,2419	0,3683	0,0122	0,95	2269	18	2021	67	10,9
10	idade mista													
11	814517	infinito	0,1432	0,0015	8,0200	0,2738	0,4065	0,0139	0,96	2266	18	2199	75	3,0
12	254741	infinito	0,1413	0,0015	6,6245	0,2147	0,3411	0,0110	0,95	2244	18	1892	61	15,7
13	idade mista													
14	idade mista													
15	339877	56646	0,1437	0,0015	7,4159	0,2689	0,3728	0,0135	0,96	2272	18	2042	74	10,1
16	199193	infinito	0,1437	0,0015	7,6173	0,2403	0,3844	0,0121	0,95	2273	18	2097	66	7,7
17	996059	infinito	0,1422	0,0015	7,2573	0,2223	0,3695	0,0113	0,94	2254	18	2027	62	10,1
18	idade mista													
19	605346	201782	0,1414	0,0014	6,8129	0,2544	0,3493	0,0130	0,96	2244	18	1931	72	14,0
20	792818	198204	0,1442	0,0015	7,6215	0,2589	0,3830	0,0130	0,95	2278	18	2090	71	8,2
21	307743	307743	0,1430	0,0016	7,5034	0,2829	0,3807	0,0143	0,96	2264	19	2080	78	8,1
22	512886	infinito	0,0648	0,0007	1,0075	0,0378	0,1122	0,0042	0,96	767	23	685	26	10,7
23	283593	infinito	0,1402	0,0014	6,5878	0,2534	0,3403	0,0131	0,96	2230	18	1888	72	15,3
24	743451	106207	0,1439	0,0015	7,2675	0,2336	0,3671	0,0118	0,95	2274	18	2016	65	11,4
25	934871	233718	0,0611	0,0006	0,8441	0,0281	0,1002	0,0033	0,95	643	22	615	20	4,2
26	846134	105767	0,1424	0,0014	7,4343	0,2612	0,3789	0,0133	0,96	2256	18	2071	73	8,2
27	543875	infinito	0,1369	0,0014	6,3029	0,2205	0,3339	0,0116	0,96	2188	18	1857	65	15,1
28	339911	infinito	0,0656	0,0007	1,1034	0,0389	0,1218	0,0043	0,96	795	22	741	26	6,8
29	537575	28293	0,1429	0,0015	7,5750	0,2701	0,3826	0,0136	0,96	2263	18	2089	74	7,7

Tabela 5.11 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino para a amostra TR-TM-71. - continuação

TR-MM-71A														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade(Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade(Ma)	2σ erro	% discord.
30	164199	41050	0,1426	0,0016	7,6726	0,2451	0,3913	0,0124	0,94	2259	19	2129	67	5,8
31	648017	92574	0,1437	0,0015	7,4676	0,2590	0,3768	0,0130	0,96	2272	18	2061	71	9,3
32	264953	infinito	0,1386	0,0015	6,7421	0,2244	0,3526	0,0117	0,95	2209	18	1947	64	11,9
33	590361	infinito	0,2845	0,0029	18,8944	0,6405	0,4808	0,0163	0,96	3388	16	2531	86	25,3
34	102324	infinito	0,0621	0,0007	0,8160	0,0266	0,0960	0,0031	0,93	677	25	591	19	12,7
35	idade mista													
36	idade mista													
37	471701	infinito	0,1450	0,0015	7,8802	0,2780	0,3942	0,0139	0,96	2287	18	2142	75	6,3
38	557537	infinito	0,1433	0,0015	7,2844	0,2241	0,3688	0,0113	0,94	2268	18	2024	62	10,8
39	1148195	3348	0,0629	0,0008	0,8789	0,0317	0,1004	0,0036	0,94	706	26	617	22	12,6
40	298915	infinito	0,1431	0,0015	6,8408	0,2127	0,3461	0,0107	0,94	2265	18	1916	59	15,4
41	536807	59645	0,0645	0,0007	0,8760	0,0288	0,0985	0,0032	0,95	757	23	606	20	19,9
42	392825	infinito	0,0618	0,0007	0,8084	0,0298	0,0948	0,0035	0,95	668	24	584	21	12,6
43	842617	infinito	0,0626	0,0007	0,8274	0,0262	0,0959	0,0030	0,94	694	24	590	18	15,0
44	3108261	infinito	0,0599	0,0006	0,8200	0,0252	0,0990	0,0030	0,95	601	22	609	19	-1,2
45	2197740	7527	0,0622	0,0007	0,8537	0,0279	0,1002	0,0033	0,95	679	22	616	20	9,4
46	544867	272434	0,0648	0,0010	0,8889	0,0311	0,0994	0,0033	0,90	767	32	611	20	20,4
47	518423	1538	0,0655	0,0011	0,8864	0,0296	0,0974	0,0030	0,86	791	36	599	18	24,2
48	773214	257738	0,1385	0,0014	7,1065	0,2314	0,3722	0,0121	0,95	2208	18	2040	66	7,6
49 núcleo	229513	infinito	0,1328	0,0022	5,4137	0,1840	0,2956	0,0092	0,87	2136	29	1669	52	21,8
49 borda	idade mista													
50	613165	306582	0,1436	0,0015	7,2116	0,2616	0,3639	0,0132	0,96	2271	17	2001	72	11,9
51	418057	69676	0,1436	0,0015	7,1752	0,2423	0,3612	0,0122	0,95	2271	18	1988	67	12,4
52	259672	infinito	0,1455	0,0015	7,6730	0,2646	0,3812	0,0131	0,95	2294	18	2082	72	9,2
53	566720	141680	0,1427	0,0015	7,0776	0,2686	0,3586	0,0136	0,96	2261	18	1976	75	12,6
54	496088	70870	0,1408	0,0014	6,4571	0,2290	0,3317	0,0117	0,96	2237	18	1847	65	17,5
55	189128	10507	0,1394	0,0016	7,0955	0,2499	0,3702	0,0128	0,94	2220	20	2030	70	8,6

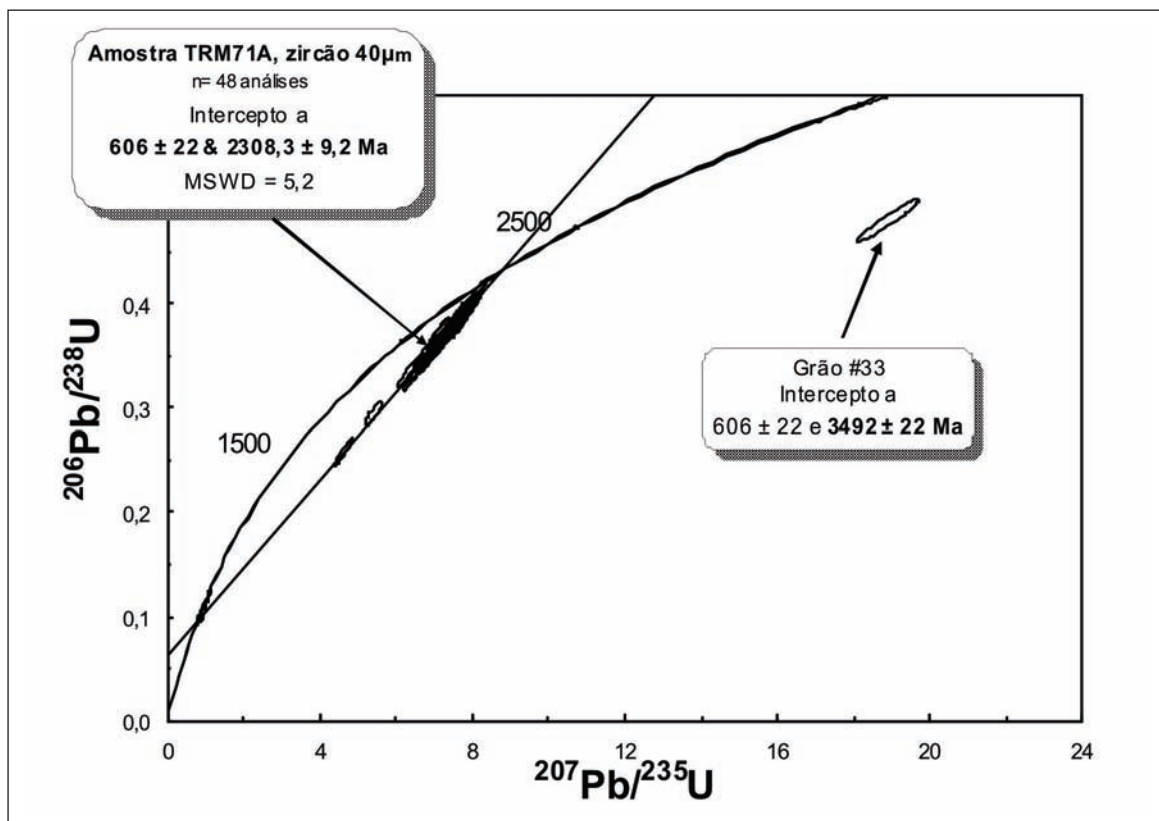


Figura 5.20 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A

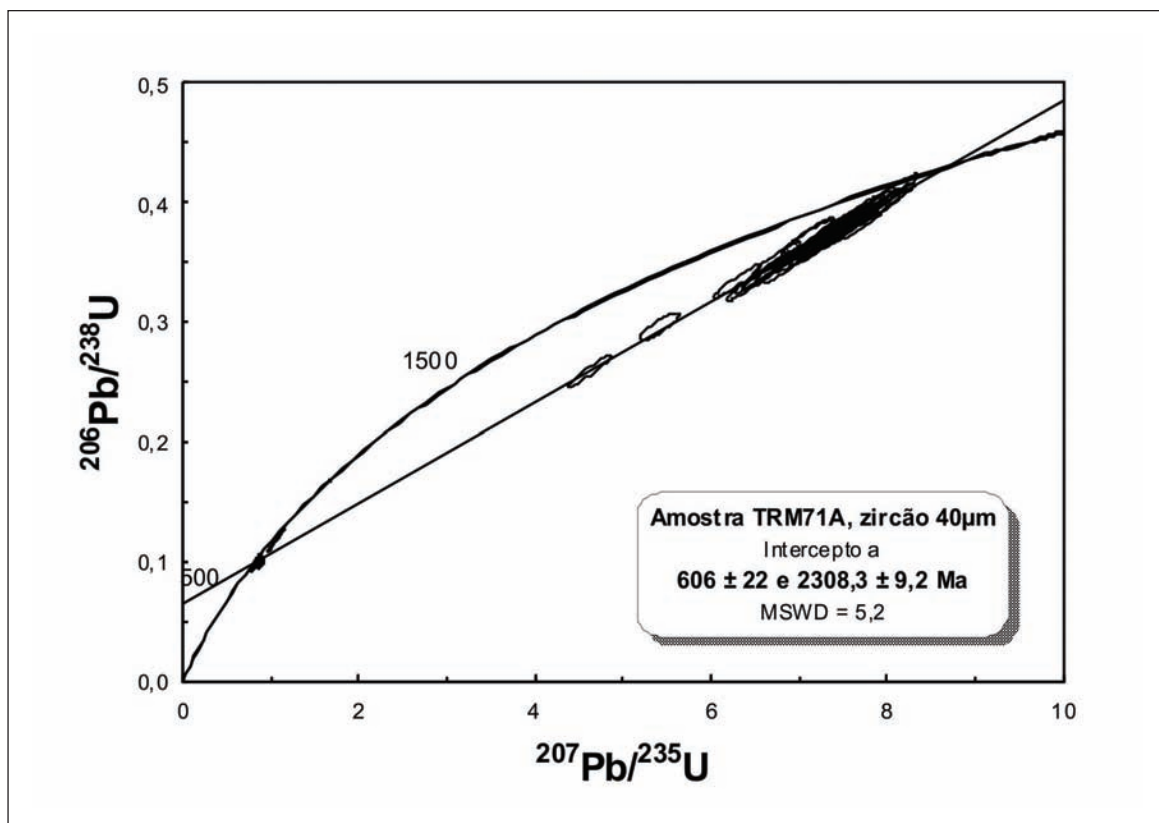


Figura 5.21 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A

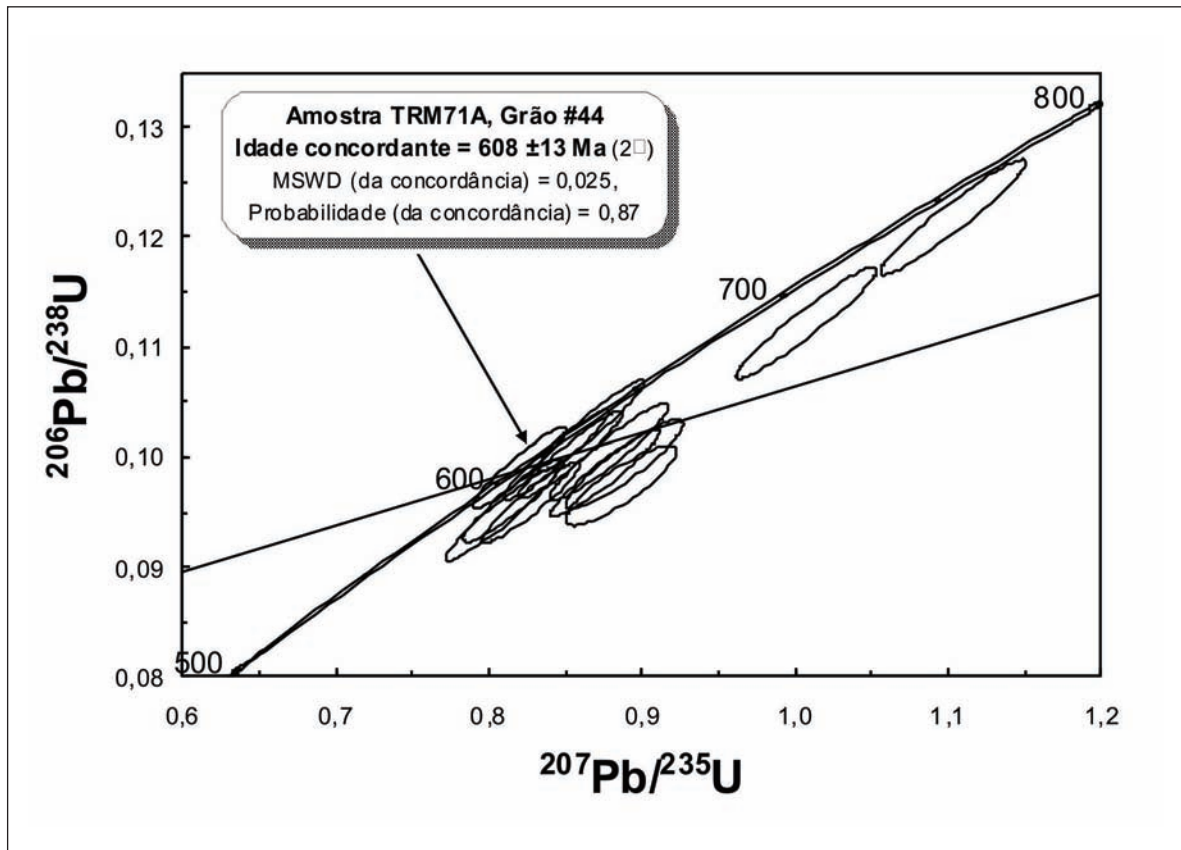


Figura 5.22 – Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A

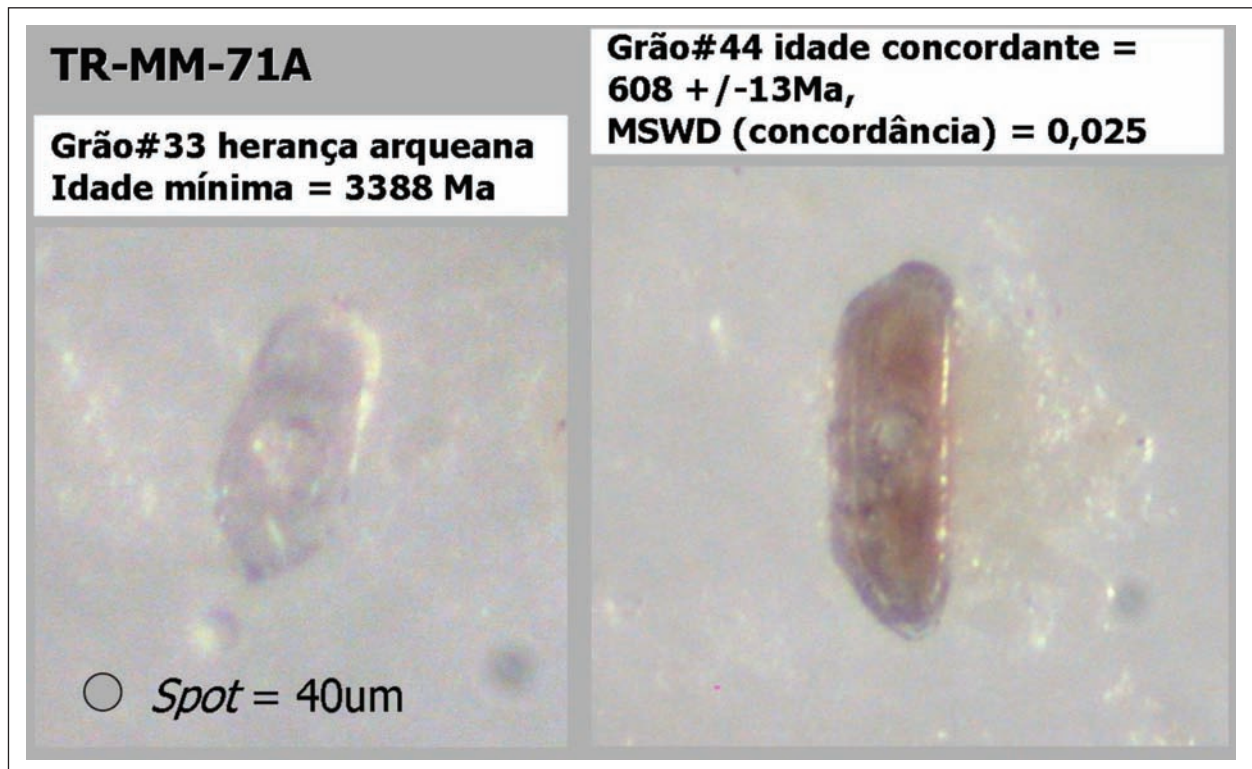


Figura 5.23 – Detalhe do grão #33 (herança arqueana), do grão concordante #44 de idade neoproterozóica



Figura 5.24 – Ponto PS-PM-66 na rodovia BR-040 em Paraíba do Sul (RJ)

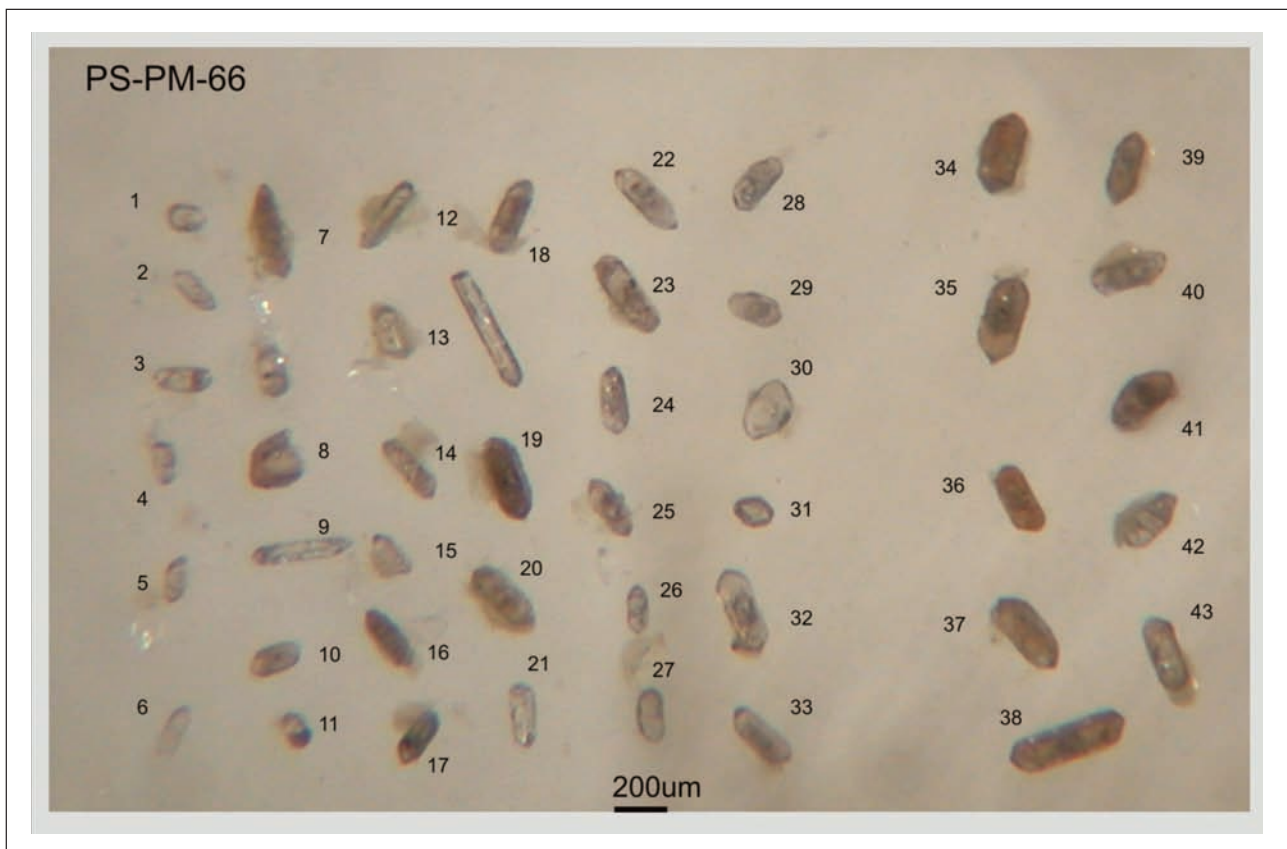


Figura 5.25 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra PS-PM-66

Dados Obtidos

Com base nos resultados expostos na Tabela 5.12, foi elaborado um diagrama de concórdia com interceptos superior e inferior a 2204 ± 11 Ma (2σ) e 595 ± 12 Ma (2σ), respectivamente (Figura 5.26). Um outro diagrama (Figura 5.27) mostra os diversos *plots* de idade neoproterozóica com média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 604 ± 12 Ma (2σ) para as vinte análises com discordâncias inferiores a 10%, e uma idade concordante de $619,8 \pm 19$ Ma (2σ) baseada nos grãos #11 e #12 (discordâncias a 2,9% e 0,7%, respectivamente). Apesar das diferentes bases de cálculo, todas as três idades neoproterozóicas obtidas se sobrepõem quando associadas às incertezas, registrando a influência de metamorfismo relacionado ao evento Brasileiro.

Logo, assim como as demais amostras analisadas, os diagramas de concórdia expostos nas Figuras 5.26 e 5.27, a idade de 2204 ± 11 Ma (intercepto superior) foi interpretada como de cristalização da rocha, enquanto que a idade de 595 ± 12 Ma (intercepto inferior) se refere ao registro de evento termal neoproterozóico que metamorfozou a rocha pré-existente.

Quanto à relação dos valores obtidos aos tipos de zircão, nota-se que em ambas as frações magnéticas, idades paleoproterozóicas e neoproterozóicas se distribuem por todo o conjunto. Algumas idades intermediárias também foram registradas nos grãos #7, #24 e #29, que apresentaram alto percentual de discordância (27 a 46%), relacionado às perdas de chumbo pela abertura do sistema isotópico.

Praticamente todas as idades neoproterozóicas estão relacionadas a *spots* localizados em extremidades e bordas de grãos, bem como pontas de prismas, enquanto que as idades paleoproterozóicas de cristalização foram obtidas a partir de *spots* localizados no centro dos grãos. Esta informação torna-se mais consistente quando abordados os onze grão zonados aqui investigados: todos os núcleos preservados apresentaram idades paleoproterozóicas; bordos com idades neoproterozóicas registraram perdas de chumbo na periferia do zircão ou sobrecrecimento externo, fatores interpretados como relacionados ao evento metamórfico a que esta rocha foi submetida.

Destaque para os grãos zonados #32 (Figura 5.28) e #40, que receberam dois *spots* cada (um no núcleo e outro na borda), registrando as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a 2151 ± 18 e 589 ± 23 Ma, e 2124 ± 20 e 592 ± 25 Ma, respectivamente, corroborando com a interpretação de cristalização paleoproterozóica da rocha com subsequente exposição ao evento metamórfico brasileiro.

Nota-se ainda, a grande quantidade de idades relacionadas ao evento metamórfico Brasileiro, se comparado ao quantitativo das idades obtidas para a cristalização da rocha. Considerando as idades neoproterozóicas obtidas, com discordâncias inferiores a 5%, percebe-se o registro de dois eventos meta-

mórficos distintos para esta rocha: 1) um mais antigo no intervalo entre cerca de 610 Ma e 650 Ma; e 2) no intervalo entre cerca de 570 Ma e 600 Ma, provavelmente relacionado ao empurrão que resultou na atual configuração do Terreno Paraíba do Sul.

5.3.3.3 - Discussão dos resultados: geocronologia U-Pb do Complexo Quirino

Idades de Cristalização e de Herança

Os diagramas de concórdia elaborados para cada uma das amostras investigadas apontaram, em seus respectivos interceptos superiores, idades paleoproterozóicas entre $2308 \pm 9,2$ e 2204 ± 11 Ma, interpretadas como idades de cristalização da rocha.

Especificamente, pelo método LA-ICPMS, visto que muitos destes zircões eram zonados e apresentavam núcleos individualizados, a maioria dessas idades paleoproterozóicas foi identificada a partir de feixes de *laser* direcionados para o centro grão, no intuito de caracterizar o período de cristalização da rocha.

A diferença de idade entre as duas amostras analisadas é de cerca de 100 Ma. Apesar de estas amostras apresentarem semelhanças químicas, sendo ortognaisses graníticos, compondo a série cálcio alcalina alto-K deste complexo (Valladares et al., 2002), este intervalo de tempo favorece a interpretação de que cada uma destas amostras represente uma suíte distinta, havendo ainda a possibilidade remota de que a mesma fonte tenha fundido 100 Ma depois (Viana, 2008).

Percebe-se ainda que, as duas idades U-Pb de cristalização de zircão obtidas por Valladares (1996) pelo método convencional, nas amostras de Vassouras e Volta Redonda (RJ), cerca de 60 km a SW de Três Rios, são mais recentes se comparadas as aqui obtidas: VAS-786B a 2169 ± 3 Ma, e VR-150B a 2185 ± 8 Ma.

Idades arqueanas herdadas praticamente inexistem. A exceção é o grão #33 da amostra TR-MM-71A que apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mínima de 3388 ± 16 Ma, também mais antiga do que as obtidas por Valladares (1996). Segundo esta autora, a amostra VAS-786-B apresentou duas idades arqueanas (2981 Ma e 2846 Ma) dos cinco grãos analisados por ID-TIMS, sendo esta uma amostra de composição tonalítica da série de médio-K.

Retrabalhamento Brasileiro

A avaliação dos resultados geocronológicos para o Complexo Quirino indicou que estas rochas, cristalizadas no Paleoproterozóico, foram quase que totalmente remobilizadas durante a Orogenia Brasileira.

Esta remobilização neoproterozóica está registrada nas idades U-Pb (LA-ICPMS em zircões) de

Tabela 5.12 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortogneisse do Complexo Quirino para a amostra PS-PM-66.

PS-PM-66														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade(Ma)	2σ error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
1	72121	36061	0,0619	0,0008	0,8348	0,0212	0,0979	0,0023	0,85	671	±29	602	±14	10,3
2	423051	4148	0,1351	0,0016	6,7750	0,1654	0,3632	0,0086	0,89	2165	±20	1997	±47	7,8
3	335035	111678	0,1357	0,0014	6,8196	0,2077	0,3638	0,0111	0,94	2173	±18	2000	±61	8,0
4	294741	3349	0,1296	0,0014	5,8959	0,1389	0,3284	0,0076	0,89	2093	±20	1831	±42	12,5
5	637369	35409	0,1376	0,0015	7,2676	0,2163	0,3825	0,0113	0,94	2197	±18	2088	±62	4,9
6	152819	infinito	0,0607	0,0007	0,7908	0,0202	0,0944	0,0024	0,91	630	±24	581	±15	7,7
7	479316	1282	0,0931	0,0016	1,7055	0,0639	0,1328	0,0046	0,90	1489	±32	804	±28	46,0
8	1332232	infinito	0,0599	0,0006	0,8169	0,0181	0,0988	0,0022	0,89	599	±22	608	±13	-1,4
9	448198	infinito	0,0629	0,0007	0,8086	0,0195	0,0929	0,0022	0,90	705	±23	573	±14	18,7
10	2031767	46177	0,1355	0,0014	6,8892	0,1818	0,3680	0,0097	0,92	2170	±18	2020	±53	6,9
11	190789	infinito	0,0605	0,0007	0,8194	0,0188	0,0982	0,0022	0,89	622	±23	604	±14	2,9
12	1170266	infinito	0,0607	0,0007	0,8531	0,0183	0,1018	0,0021	0,85	629	±25	625	±13	0,7
13	idade mista													
14	1080724	infinito	0,1379	0,0014	7,4458	0,1574	0,3913	0,0082	0,88	2201	±18	2129	±45	3,3
15	746323	14082	0,0593	0,0013	0,7655	0,0269	0,0934	0,0028	0,79	580	±47	576	±17	0,7
16	3002928	infinito	0,0616	0,0010	0,7972	0,0204	0,0937	0,0021	0,78	659	±35	578	±13	12,3
17	1431727	infinito	0,0602	0,0006	0,7910	0,0209	0,0951	0,0025	0,92	612	±23	586	±15	4,3
18	3024329	infinito	0,1276	0,0013	5,5335	0,1524	0,3139	0,0086	0,93	2066	±18	1760	±48	14,8
19	1977201	1048	0,0593	0,0013	0,7994	0,0345	0,0974	0,0038	0,87	579	±46	599	±23	-3,4
20	968285	infinito	0,0611	0,0007	0,8117	0,0238	0,0964	0,0028	0,92	641	±24	593	±17	7,5
21	214721	infinito	0,0603	0,0006	0,8015	0,0184	0,0962	0,0022	0,90	615	±23	592	±13	3,8
22	1250247	2324	0,1308	0,0014	6,1138	0,2620	0,3363	0,0143	0,97	2109	±19	1869	±80	11,4
23	1293888	30807	0,0594	0,0008	0,8077	0,0222	0,0984	0,0026	0,88	583	±29	605	±16	-3,8
24	987910	infinito	0,1151	0,0012	3,7453	0,1060	0,2357	0,0067	0,93	1881	±18	1364	±39	27,5
25	1299085	infinito	0,0598	0,0006	0,7747	0,0260	0,0937	0,0031	0,95	595	±22	578	±19	2,9
26	399372	infinito	0,1282	0,0016	4,7600	0,1118	0,2692	0,0060	0,85	2074	±22	1537	±34	25,9

Tabela 5.12 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortogneise do Complexo Quirino para a amostra PS-PM-66.- continuação

PS-PM-66														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade(Ma)	2σ error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
27	207514	infinito	0,1322	0,0022	6,0851	0,2829	0,3328	0,0148	0,93	2128	±29	1852	±83	13,0
28	176333	4408	0,1369	0,0017	6,8893	0,1588	0,3642	0,0079	0,84	2188	±22	2002	±43	8,5
29	645292	7967	0,1015	0,0021	2,2945	0,0828	0,1635	0,0051	0,82	1652	±38	976	±30	40,9
30	665685	41605	0,0595	0,0006	0,7884	0,0181	0,0961	0,0022	0,89	586	±24	592	±13	-1,1
31	241633	16109	0,1367	0,0015	6,8202	0,2085	0,3610	0,0109	0,94	2186	±19	1987	±60	9,1
32 núcleo	2475680	infinito	0,1340	0,0014	7,0124	0,2403	0,3786	0,0129	0,95	2151	±18	2070	±71	3,8
32 bordo	1115303	19229	0,0596	0,0006	0,7971	0,0206	0,0968	0,0025	0,91	589	±23	596	±15	-1,2
33	879155	9063	0,0639	0,0008	0,9230	0,0243	0,1042	0,0026	0,87	740	±28	639	±16	13,6
34	2250054	1310	0,0592	0,0006	0,8086	0,0208	0,1001	0,0026	0,92	574	±23	615	±16	-7,2
35	1382070	1275	0,0591	0,0006	0,7908	0,0225	0,0968	0,0027	0,93	571	±23	596	±17	-4,4
36	3352481	54072	0,0593	0,0006	0,8227	0,0192	0,1007	0,0023	0,91	580	±22	618	±14	-6,7
37	2640436	105617	0,0612	0,0007	0,8683	0,0213	0,1025	0,0024	0,88	648	±25	629	±15	2,9
38	5008404	147306	0,0596	0,0006	0,8209	0,0196	0,0997	0,0024	0,91	590	±22	613	±15	-3,8
39 núcleo	alto Pb comum													
39 bordo	2684423	2322	0,0633	0,0007	0,9101	0,0261	0,1049	0,0030	0,92	720	±24	643	±18	10,6
40 núcleo	321151	3149	0,1320	0,0015	5,8300	0,1441	0,3198	0,0077	0,89	2124	±20	1789	±43	15,8
40 bordo	1162715	48446	0,0597	0,0007	0,7567	0,0219	0,0924	0,0026	0,92	592	±25	569	±16	3,8
41	1204442	infinito	0,0629	0,0010	0,8375	0,0282	0,0962	0,0030	0,87	704	±35	592	±18	15,9
42	918238	3268	0,1339	0,0014	6,7443	0,1646	0,3647	0,0088	0,91	2150	±18	2005	±49	6,7
43	1037240	infinito	0,0614	0,0007	0,8364	0,0198	0,0987	0,0023	0,88	652	±25	607	±14	7,0

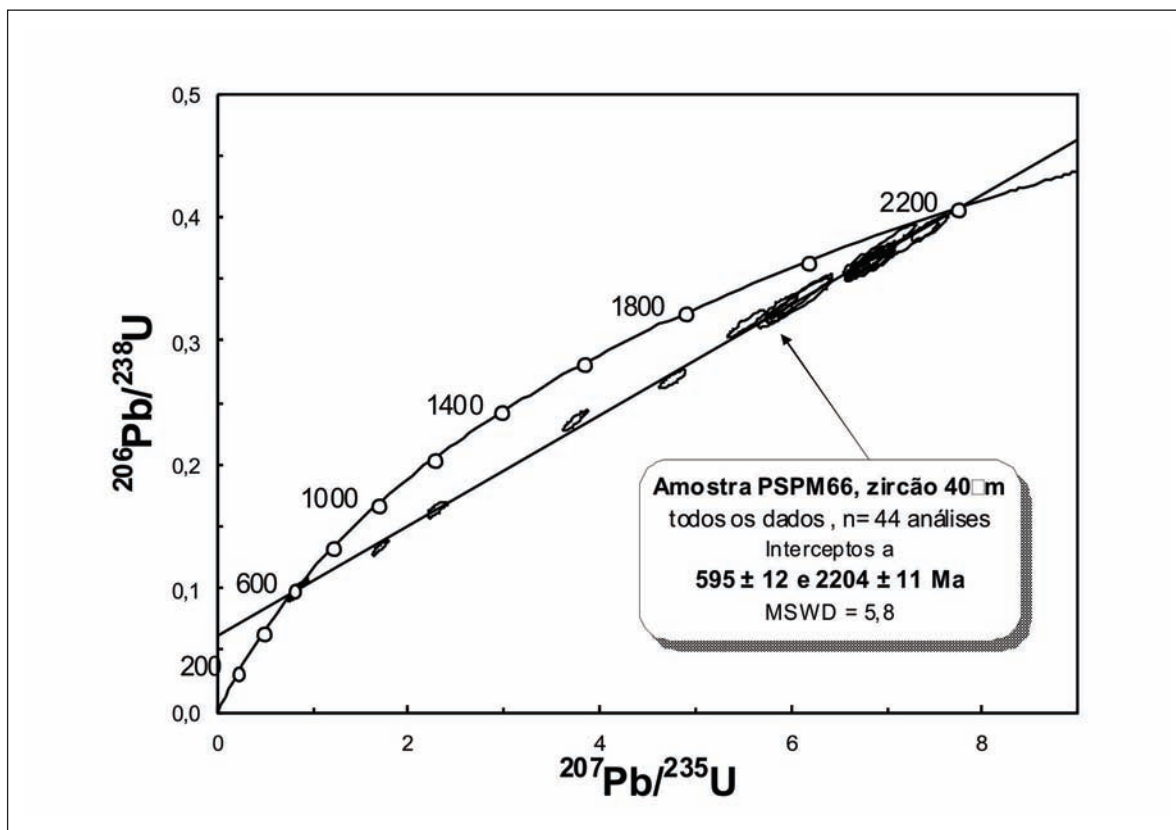


Figura 5.26 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra PS-PM-66

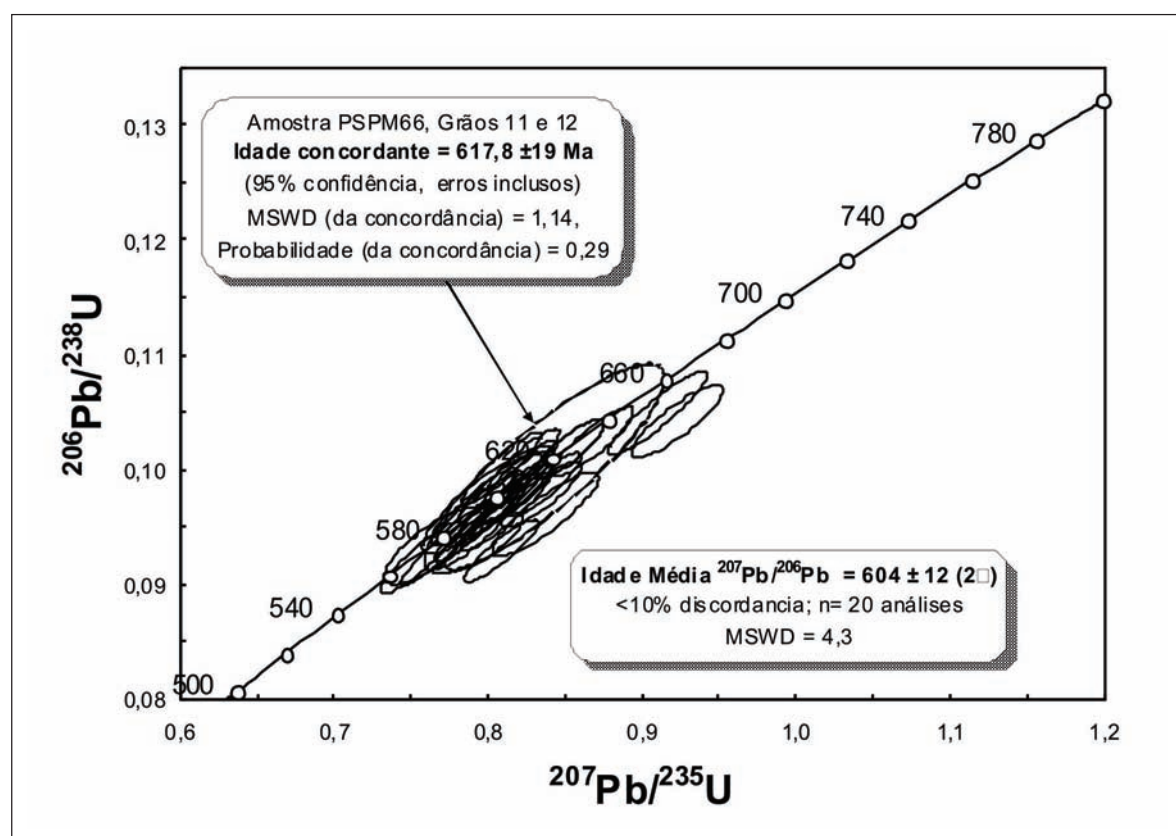


Figura 5.27 – Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra PS-PM-66

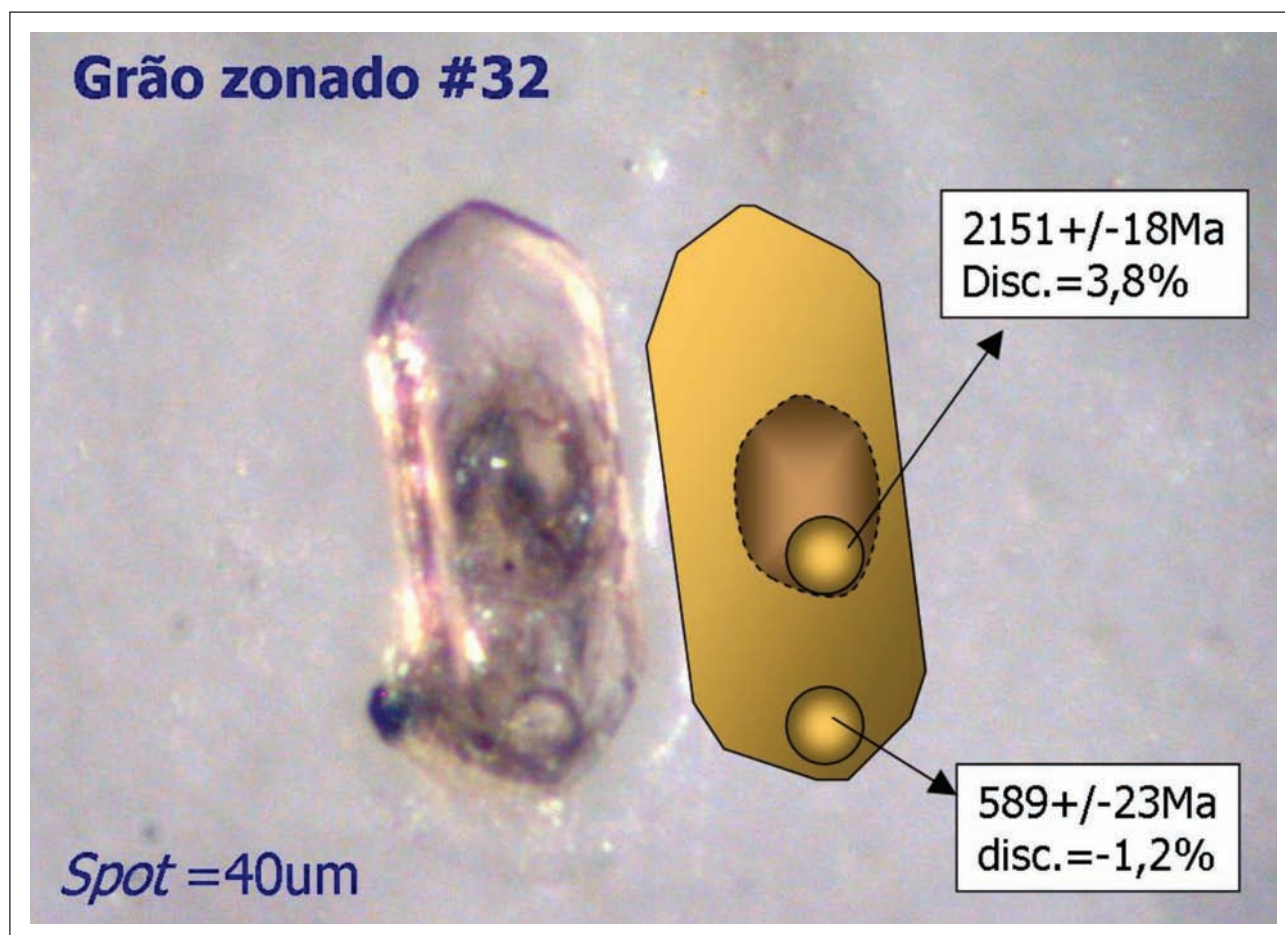


Figura 5.28 – Detalhe do zircão zonado #32 com idade paleoproterozóica no núcleo e neoproterozóica no bordo

intercepto inferior de 606 ± 22 Ma (amostra TR-MM-71A), e 595 ± 12 Ma (amostra PS-PM-66), bem como na maioria dos *spots* direcionados para as bordas de cristais (zonados ou não) e pontas de prismas. A alta resolução espacial do *laser* permitiu analisar os sobrecrecimentos e setores susceptíveis às perdas de chumbo, conseqüência de um possível evento metamórfico. Os registros de idades concordantes apontaram para 608 ± 13 Ma (grão # 44 amostra TR-MM-71A) e $617,8 \pm 19$ Ma (grãos 11 e 12, amostra PS-PM-66).

No contexto do Orógeno Ribeira, Heilbron & Machado (2003) afirmaram que a fase de acreção do Terreno Oriental à margem São Franciscana (Terreno Ocidental) corresponderiam a um intervalo entre 590 e 550 Ma, caracterizando o principal pulso metamórfico regional (M1 de Heilbron, 1993), porém, Heilbron et al. (2008) já consideraram um evento colisional entre 605 e 580 Ma como episódio responsável pelo metamorfismo atuante especificamente nas rochas dos terrenos Paraíba do Sul e Embu.

Somados aos dados geocronológicos da literatura, as idades de intercepto inferior e de alguns grãos concordantes aqui obtidas para o Complexo Quirino, vêm caracterizando não só o metamorfismo principal de Heilbron (1993), como também a influência cada vez mais precoce (entre 620 e 605 Ma) para o Terreno

Paraíba do Sul, de um efeito metamórfico anterior à colisão principal com o cráton, também relacionado ao evento Brasileiro (Viana, 2008).

5.3.4 - Ortognaisse do Complexo Juiz de Fora

5.3.4.1 - Amostra TR-JEF-O1C1

Foi selecionada uma amostra de um ortognaisse tonalítico (amostra TR-JEF-O1C1) da série cálcioalcalina de médio-K aflorante no km 19 da BR-040 (rodovia que liga o Rio de Janeiro a Belo Horizonte), nas proximidades da cidade de Três Rios (Figura 5.29). Foram selecionados e montados 41 grãos de zircão, dentre os quais, 6 são pontas de prismas, selecionadas com intuito de averiguar eventos metamórficos. No total, foram analisados 15 grãos, sendo que em 4 as análises foram realizadas no centro e na borda dos cristais (Tabela 5.13).

Todos os grãos são da fração diamagnética. Os grãos não são de boa qualidade, pois apresentam algumas fraturas e até mesmo algumas inclusões, o que poderia resultar numa má qualidade dos resultados. Entretanto, a alta resolução espacial do feixe de *laser* (a $40\mu\text{m}$ de diâmetro) possibilita uma análise

se precisa dos setores mais preservados do grão. O hábito desses grãos pode ser bipiramidal, lenticular, equidimensional e subédrico, com tamanho variando de 100 a 200µm (Figura 5.30)

Na análise foram utilizadas todas as famílias de zircão, incluindo as pontas de prismas e centro de alguns grãos. Os grãos analisados apresentam perda de chumbo e são todos discordantes. O fato das elipses estarem agrupadas impossibilitou o cálculo da discórdia (Figura 5.31). A análise dos resul-

tados obtidos revela que as idades encontradas são paleoproterozóicas, mesmo para aqueles grãos em que o *spot* foi posicionado na borda. Estas idades foram interpretadas como época de cristalização dos protólitos da série calcioalcalina da médio-K. Em nenhum dos grãos analisados, mesmo em pontas de prismas e bordas de grãos, foram obtidas idades de eventos posteriores. Heilbron *et al.* (2001) obtiveram idades paleoproterozóicas no intervalo de 2,14 a 2,07 Ga para o conjunto calcioalcalino do Complexo Juiz de Fora na região homônima.

Tabela 5.13 - Resultados obtidos da análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircão do ortognaisse da série calcioalcalina de médio-K do Complexo Juiz de Fora da região de Três Rios (RJ).

Grão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ erro (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idade (Ma)	2σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	2σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	2σ erro
Z1, centro	0,1281	2,8	5,3744	6,1	0,3043	5,5	0,89	2072,1	±48,5	1880,8	±52,5	1712,4	±106,7
Z1, borda	0,1281	1,3	5,0346	2,8	0,2849	2,5	0,89	2072,7	±22,7	1825,2	±23,9	1616,2	±45,9
Z2, centro	0,1304	1,1	5,2267	2,3	0,2907	2,0	0,88	2103,1	±18,7	1857,0	±19,3	1645,2	±37,4
Z2, borda	0,1378	1,9	5,4733	4,3	0,2880	3,8	0,89	2199,9	±33,7	1896,4	±36,5	1631,7	±70,0
Z3	0,1295	1,6	5,4883	3,4	0,3074	3,0	0,88	2090,9	±27,3	1898,8	±28,9	1728,0	±58,9
Z4	0,1247	0,8	4,7708	1,7	0,2776	1,5	0,87	2023,9	±14,9	1779,8	±14,5	1579,1	±26,9
Z5	0,1330	1,0	5,5927	2,2	0,3050	1,9	0,88	2138,0	±17,9	1915,0	±18,6	1715,9	±37,3
Z6	0,1351	1,5	5,8687	3,2	0,3151	2,9	0,89	2165,0	±26,1	1956,6	±28,1	1765,8	±58,1
Z7	0,1222	1,0	5,2400	1,9	0,3110	1,6	0,86	1988,3	±17,0	1859,1	±16,1	1745,8	±32,5
Z8, borda	0,1247	1,1	5,0993	2,3	0,2966	2,0	0,88	2024,5	±19,7	1836,0	±19,6	1674,4	±38,6
Z8, centro	0,1238	0,9	5,1569	1,8	0,3021	1,6	0,86	2012,0	±16,3	1845,5	±15,5	1701,5	±30,6
Z9	0,1264	1,7	5,2750	3,6	0,3026	3,2	0,89	2049,1	±29,8	1864,8	±31,0	1704,0	±62,4
Z10, núcleo	0,1256	1,1	5,8091	2,2	0,3355	1,9	0,87	2037,1	±18,7	1947,8	±18,8	1864,8	±40,8
Z10, borda	0,1237	0,9	5,1494	1,9	0,3019	1,6	0,87	2010,3	±16,5	1844,3	±15,9	1700,8	±31,4
Z11	0,1280	1,1	5,2324	2,3	0,2965	2,0	0,88	2070,3	±19,3	1857,9	±19,4	1674,1	±37,9
Z12	0,1239	1,4	5,1063	3,0	0,2989	2,6	0,88	2013,1	±25,0	1837,2	±25,4	1685,9	±50,6
Z13	0,1184	1,9	4,1813	4,0	0,2562	3,6	0,89	1931,9	±33,3	1670,4	±33,0	1470,2	±58,8
Z14	0,1259	1,2	4,9636	2,5	0,2860	2,2	0,88	2041,1	±20,4	1813,1	±20,8	1621,5	±39,8
Z15	0,1371	1,3	4,7872	2,7	0,2532	2,4	0,89	2191,1	±21,7	1782,6	±22,7	1455,0	±39,1



Figura 5.29- Afloramento localizado no km 19 da BR-040 onde foi coletada a amostra do ortognaisse félsico (TR-JEF-01C1) do Complexo Juiz de Fora para geocronologia U-Pb

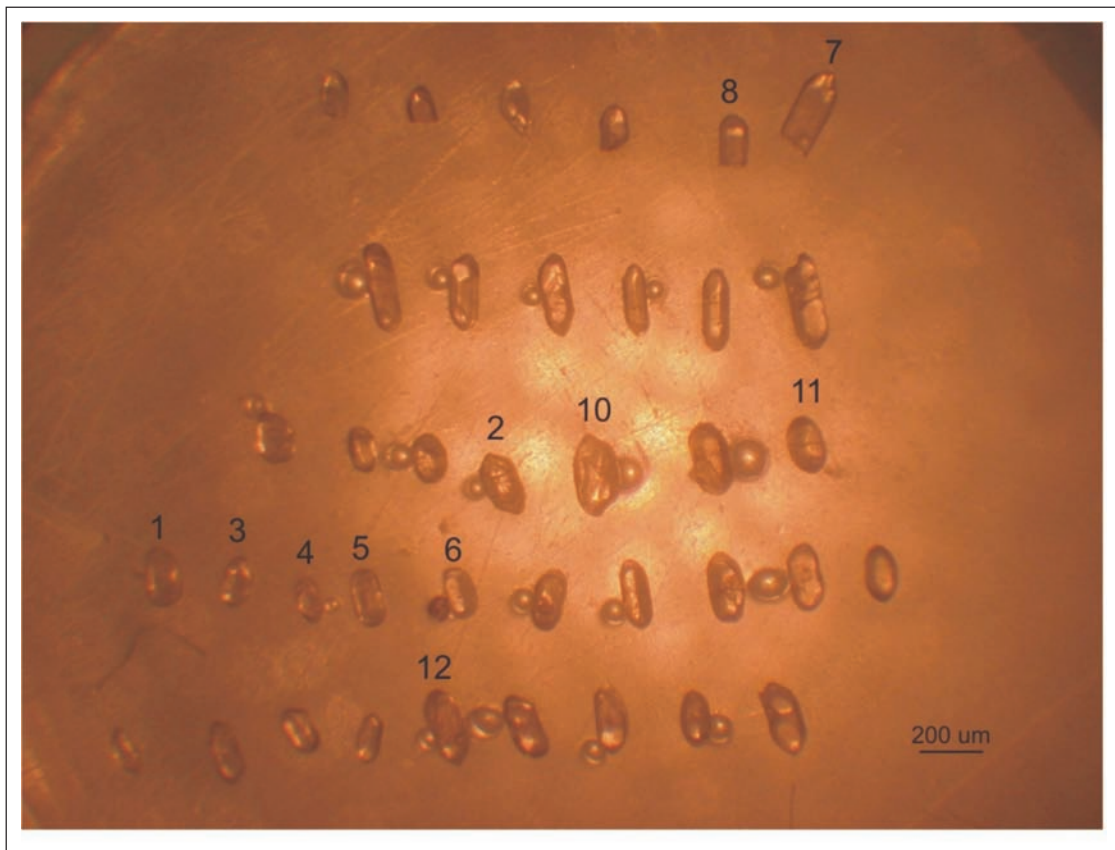


Figura 5.30- Montagem dos grãos de zircão selecionados para datação pelo método U-Pb por LA-ICPMS da amostra TR-JEF-01C1. a) Grãos da segunda montagem; b) grãos da primeira montagem, notar que os grãos maiores foram perdidos durante o polimento

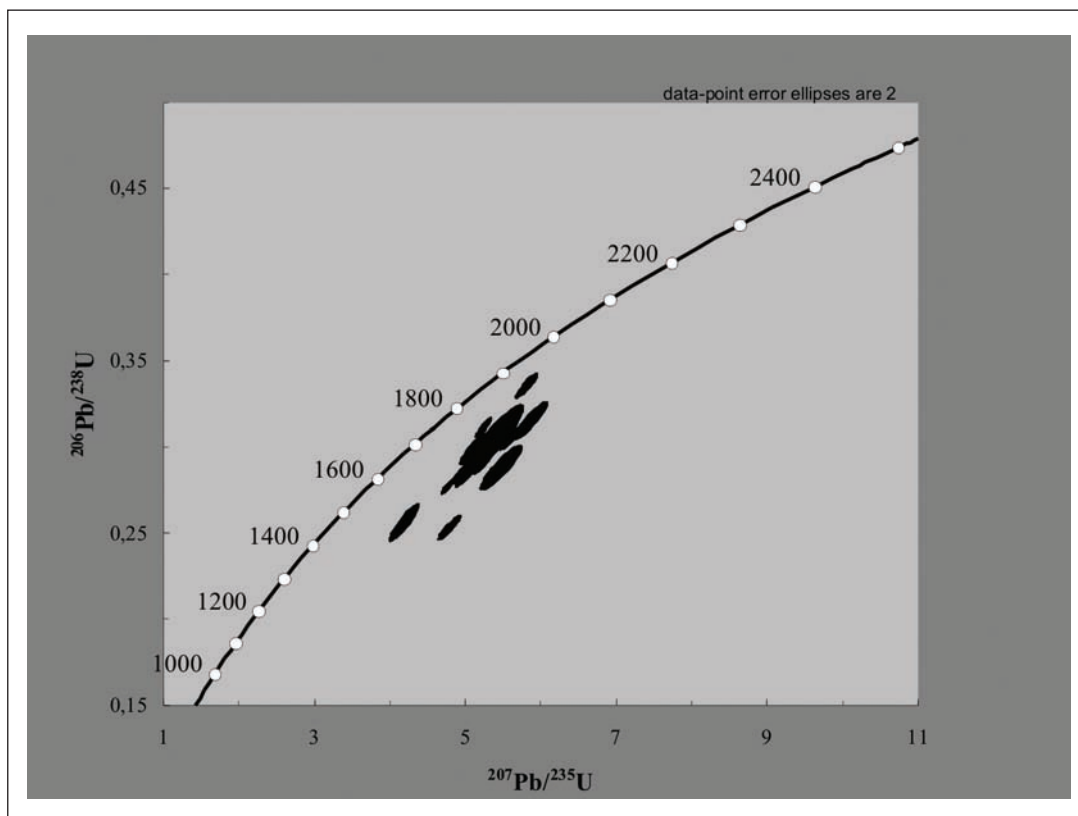


Figura 5.31 – Diagrama concórdia mostrando as elipses agrupadas dos grãos analisados do ortognaisse da série cálcio-alcalina de médio-K do Complexo Juiz de Fora da região de Três Rios (RJ)

6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Neste capítulo será apresentada de forma sucinta a evolução geológica proposta para a área inserida na Folha Três Rios com base nos dados levantados durante a execução deste projeto.

História Paleoproterozóica

A história paleoproterozóica está registrada nas unidades representativas do embasamento pré-1,7 Ga da Faixa Ribeira, quais sejam: Complexo Quirino e Complexo Juiz de Fora.

O Complexo Quirino, caracterizado como embasamento do Terreno Paraíba do Sul, é formado por ortognaisses, que podem ser divididos em duas séries com características geoquímicas distintas: uma série de alto-K, formada em sua maioria por biotita gnaisses de composição granodiorítica a granítica; e uma série de médio-K, contendo hornblenda-biotita gnaisses de composição tonalítica. Dados U-Pb obtidos para a série de alto-K apontam para idades de cristalização de 2.308 ± 9 Ma e 2.204 ± 11 Ma. Idades arqueanas herdadas praticamente inexistem, a exceção de um único grão que apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mínima de 3388 ± 16 Ma. As idades modelo de Nd obtidas para as mesmas amostras foram de 2,56 Ga ($\epsilon_{\text{Nd}}^t = -3,1$) e 2,19 Ga ($\epsilon_{\text{Nd}}^t = 1,6$). Os dados isotópicos sugerem a participação dominante de fonte juvenil paleoproterozóica, compatível com a assinatura geoquímica de arco magmático. Retrabalimento de crosta arqueana pré-existente pode ter ocorrido em pequena escala.

O Complexo Juiz de Fora, caracterizado como embasamento do domínio homônimo do Terreno Ocidental, é formado por ortogranulitos/ortognaisses cujos protólitos agrupam-se em quatro séries magmáticas distintas: duas séries calcioalcalinas (rochas intermediárias a ácidas), sendo uma de médio-K e outra de alto-K; uma série toleítica (rochas básicas); e apenas uma amostra de rocha básica de tendência alcalina. Dados U-Pb obtidos para a série de médio-K apontam para idades de cristalização paleoproterozóicas. Não foram registradas idades arqueanas herdadas. Para este conjunto, obteve-se idade modelo de Nd de 2,37 Ga ($\epsilon_{\text{Nd}}^t = -0,63$ e $-0,71$). A integração dos dados revela que os protólitos do conjunto calcioalcalino de médio-K do Complexo Juiz de Fora da área investigada foram gerados num arco magmático juvenil durante o Paleoproterozóico.

O intervalo de tempo para a implantação da Bacia Paraíba ainda é questão em aberto. Mesmo se considerarmos o Complexo Quirino como embasamento das unidades metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul, este intervalo se estenderia entre o final do Paleoproterozóico (1,9-1,8Ga) e o início da

Orogênese Brasileira que, no segmento central da Faixa Ribeira, situa-se a ca. de 0,62 Ga.

História do Neoproterozóico

A história neoproterozóica da área teve início com a consolidação do paleocontinente São Francisco e formação da Bacia Andrelândia (bacia passiva marginal) e magmatismo associado. O desenvolvimento de uma subducção para SSE da placa São Franciscana sob a placa Serra do Mar levou ao magmatismo relacionado ao Arco Magmático Rio Negro (630 a 600 Ma).

O primeiro pulso metamórfico (595 ± 12 Ma) foi registrado nos ortognaisses do Complexo Quirino. No contexto do Orógeno Ribeira, Heilbron & Machado (2003) afirmaram que a fase de acreção do Terreno Oriental à margem São Franciscana (Terreno Ocidental) corresponderia a um intervalo entre 590 e 550 Ma, caracterizando o principal pulso metamórfico regional (M1 de Heilbron, 1993). A ocorrência de um evento metamórfico precoce ($617,8 \pm 19$ Ma, 608 ± 13 Ma, 606 ± 22 Ma), registrado também nos ortognaisses do Complexo Quirino, relacionado ao intervalo de 620 e 605 Ma para o Terreno Paraíba do Sul, será aqui relacionado a um pulso metamórfico anterior à colisão principal com o cráton, pré-M1 (Viana, 2008).

A colisão do Arco Magmático Rio Negro com o Paleocontinente São Francisco, também proporcionou extensivo magmatismo sin-colisional (Suíte Cordeiro, Suíte Serra dos Órgãos, Complexo Anta, Suíte Rio Turvo, Complexo Matias Barbosa) nos domínios Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora. Implantação de zonas de cisalhamento dúcteis e formação da foliação principal (milonítica no Domínio Juiz de Fora) relacionadas a D2 e metamorfismo (M1) sob condições distintas para cada domínio tectônico, fácies granulito a anfíbolito superior para os Domínios Juiz de Fora e fácies anfíbolito superior para o Domínio Paraíba do Sul.

História do Paleozóico

A história paleozóica da área teve seu registro principal no desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis (Zona de Cisalhamento de Além Paraíba) e de dobras fechadas reviradas e durante D3, relacionadas à docagem do Terreno Cabo Frio ao Terreno Oriental. O segundo pulso metamórfico (M2) de idade entre 535 e 520 Ma (Machado *et al.* 1996a), não registrado nos litotipos estudados. Outro importante registro foi o magmatismo pós-colisional extensivo no Domínio Costeiro (Suíte Nova Friburgo).

Final do Ordoviciano ao Cretáceo Inferior

Hiato Gondwânico, não há registros de qualquer atividade geológica.

História do Mesozóico - Cretáceo Inferior

A história do Mesozóico ao Cretáceo inferior teve seu registro na área no magmatismo básico pré-rifte da Suíte Serra do Mar, relacionado à quebra do supercontinente Gondwana. Houve extensiva formação de diabásios relacionadas a uma série basáltica toleítica incluídos numa suíte de alto-TiO₂. A suíte evoluiu por AFC, isto é, cristalização fracionada con-

comitante à assimilação crustal, envolvendo uma assembléia fracionante constituída essencialmente de olivina e clinopiroxênio pobre em alumínio. As fontes geradoras desta suíte envolvem pelo menos uma contribuição de um componente enriquecido, muito possivelmente do manto litosférico subcontinental

História do Cenozóico

Durante o Cenozóico houve a formação de depósitos aluvionares relacionados a variações eustáticas e a processos neotectônicos responsáveis pelo basculamento de blocos, formação de desnivelamentos e de sítios de sedimentação.

7 – RECURSOS MINERAIS

7.1 - INTRODUÇÃO

De modo geral, os insumos utilizados na construção civil, excetuando-se petróleo e gás natural, representam a quase totalidade da produção mineral do Estado do Rio de Janeiro. Não fugindo à regra, os recursos minerais localizados na folha Três Rios relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil e na indústria de transformação. De forma adicional a atividade mineira regional é complementada pela captação e envasamento de águas minerais.

Antes de tudo, faz-se necessário apresentar os critérios adotados para a elaboração do cadastro mineral. Para tal, foram desenvolvidas as seguintes etapas: coleta de informações bibliográficas e consulta aos bancos de dados de órgãos afins, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação do banco de dados georreferenciados.

As informações bibliográficas sofreram uma revisão criteriosa relacionada principalmente às coordenadas geográficas, pois que poucas eram as numericamente referenciadas, a maioria das ocorrências estava assinalada em mapas de caminamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1:50.000. Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 2007 e feita atualização da situação funcional das empresas além de ajustes nas coordenadas geográficas. No Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de dezembro de 2008, foram selecionadas as áreas com requerimentos e concessões de lavra e de licenciamento para o confronto com os dados existentes em outras fontes. Para a integração desses dados no banco georeferenciado foram calculadas as coordenadas geográficas do centróide das poligonais dos títulos minerários. 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.

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georeferenciados que serviu de base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. Os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.), o que gerou por vezes uma imprecisão dos dados

e a duplicidade de pontos catalogados em fontes distintas. Nesse caso, a localização principalmente de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite fornecidas pelo programa GoogleEarth forneceram maior precisão geográfica.

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.

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.

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 requerente. 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. Nesse caso vale ressaltar que na falta de denominação específica para rocha de cantaria incluiu-se esse tipo na classificação geral de rocha ornamental distinguindo-a, quando necessário, no texto.

7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA

A região em questão é um pólo regional de desenvolvimento, tanto no setor de serviços quanto industrial do Estado, com uma demanda para os insumos utilizados pela indústria da construção.

As substâncias minerais em exploração na região em questão são: areia, argila, saibro, rocha para brita, rocha para cantaria, mármore e água mineral. Foram cadastradas 161 localidades com a presença desses tipos de recursos minerais. Na maior parte desses sítios (111 locais) as atividades mineiras encontram-se paralisadas, só em 39 deles os recursos estão sendo extraídos. Há, ainda, 8 locais com ocorrências minerais e 3 áreas com depósitos minerais avaliados e não explorados.

A produção de materiais cerâmicos (tijolos) tem importância econômica regional. A indústria cerâmica é abastecida por jazidas de argila de médio porte encontradas nas áreas de planícies de inundação que margeiam o Rio Paraíba do Sul, Piabanha e Paraibuna.

Uma série de minas desativadas de minerais de pegmatito, como caulim, mica, quartzo e feldspato, antigos garimpos de ouro, um depósito de níquel, além de diversas ocorrências de turmalina, quartzo e feldspato, ainda podem ser incluídas dentre os recursos minerais da região. No geral, são ocorrências que até o momento não suscitaram um maior interesse econômico.

A produção de insumos básicos empregados na construção civil merece destaque em virtude do grande número de áreas registradas para a sua extração. Os processos protocolados no DNPM em dezembro de 2008 correspondem a cerca de 117 áreas correspondentes a requerimentos e concessões de lavra, 28 licenciamentos e 211 autorização de pesquisa e requerimento de licenciamento e pesquisa. É importante salientar que as substâncias solicitadas nos processos para pesquisa não necessariamente correspondem aos produtos a serem alvos das campanhas de exploração.

A seguir, segue a descrição dos recursos minerais da região que abrange a folha Três Rios, listados por ordem alfabética.

Água Mineral

Apesar de ser o terceiro maior produtor nacional de águas minerais com uma produção interna estimada em 320 milhões de litros (Martins *et al.* 2006), o Estado do Rio de Janeiro ainda não tem atendido o montante do seu consumo anual que fica em torno dos 400 milhões de litros. Por isso, esse tipo de atividade de exploração desperta um enorme interesse conforme indicam os dados colhidos junto ao DNPM (2008) onde se verificam mais de 1.500 pedidos de pesquisa, 500 autorizações e 35 concessões de lavra no Estado do Rio de Janeiro.

O pólo de Três Rios destaca-se no contexto estadual em virtude do grande número de registros (13) de águas minerais cadastrados, estando atualmente seis em atividade. Localizam-se nos municípios de Três Rios (3), Petrópolis (1), Levy Gasparian (1) e Miguel Pereira (1). As paralisadas estão em Petrópolis (5) e Paraíba do Sul (1). Uma está em fase de implantação no distrito de Pati de Alferes.

Na região de Três Rios são produzidas (e comercializadas no âmbito do estado) as águas minerais das marcas Milneral/Soft, Leve Sul e Vitália. A primeira é classificada como fluoretada e litinada sendo produzida na fonte São Sebastião; a segunda, fluoretada e fracamente radioativa, com produção derivada da fonte São Francisco de Assis e a última é fluoretada ainda na etapa final da fase de implantação.

Na região de Petrópolis produz-se água mineral das marcas Petrópolis/Aquarel da fonte Levíssima, classificadas como fluoretada e radioativa na fonte.

Na região de Miguel Pereira é produzida a da marca Pindó da fonte Santo Antonio-Miguel Pereira, classificada fluoretada e fracamente radioativa na fonte.

No passado, a área da fonte Salutaris localizada no Município Paraíba do Sul já foi considerada como uma estância hidromineral. A água da fonte, que se encontra situada na localidade de Encruzilhada, é altamente mineralizada tendo uma composição alcalino-terrosa e ferruginosa o que confere a ela um paladar não muito agradável.

As fontes de água mineral localizadas em Petrópolis e em Miguel Pereira estão em rochas do Complexo Rio Negro e as de Três Rios em rochas dos Complexos Paraíba do Sul, Quirino e Juiz de Fora.

Vale ressaltar, que no estado do Rio de Janeiro, a maioria das fontes de água mineral é do tipo fissural, no entanto o posicionamento dessas jazidas em relação às estruturas rúpteis não está bem definida em mapa devido à escala (regional) de trabalho.

Areia

A extração de areia se dá, em geral, sob regime de licenciamento. Os areais em exploração encontram-se nas planícies aluvionares (geralmente nas margens) e nos leitos ativos de rios. Nesse último caso, essa atividade tem um caráter intermitente e raramente deixa vestígios ao final do processo.

Na região existem 29 locais de extração de areia, estando 16 em operação atualmente.

A areia é retirada principalmente de depósitos aluvionares (depósitos quaternários-holocênicos) localizados no leito do Rio Paraíba do Sul e afluentes, na região entre as cidades de Paraíba do Sul até Sapucaia, Levy Gasparian e Areal (Figura 7.1). No Rio Preto, entre as cidades de São José do Vale do Rio Preto e Areal já ocorreram extrações de areia para consumo local. Ao longo do Rio Santana ocorrem extrações de pequeno porte.

Nos cursos maiores, existe alternância de leitos de cascalho e de areia muita 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.

Os locais de acumulação de areia na região do Médio Paraíba possuem a contribuição de sedimentos originados de rochas do Complexo Quirino e de unidades metassedimentares, ricas em quartzo, como os gnaisses com intercalação de quartzitos dos Domínio Paraíba do Sul e Grupo Andrelândia.

A extração de areia em geral, em todas as regiões, se processa através de bombas de sucção e



Figura 7.1 - Extração de areia no Rio Preto, município de São José do Vale do Rio Preto, RJ



Figura 7.3 – Extração de areia no rio Paraíba do Sul, no município de Três Rios, RJ

de forma artesanal, com uso de pás. Neste último caso, sempre atuam na ilegalidade sob a alegação da baixa produtividade.

A areia em geral é extraída do leito do rio através de sucção, utilizando-se bombas potentes, acopladas a motores que usam diesel como combustível e montadas sobre estruturas flutuantes, constituídas por balsas retangulares cujo comprimento varia de 5 a 10 metros e largura de 3 a 4 metros. Algumas são montadas sobre câmaras soldadas, outras sobre tambores de plástico (Figura 7.2). A draga de sucção permanece estacionada em determinado ponto do rio e abastece, através de tubulações, silos de estocagem (Figura 7.3). Em outros casos, a areia é estocada diretamente no pátio e os caminhões são carregados com pá carregadeira ou mesmo podem carregar diretamente o caminhão, a partir da tubulação da draga.

No médio curso do rio Santana a extração é feita com bombas de menor potência e artesanalmente com pás, aproveitando os locais de remanso ou “poços”, entre trechos encachoeirados, propícios para a deposição de areia e também devido à facilidade de acesso até a margem do rio.



Figura 7.2 – Silo de armazenamento de areia no rio Paraíba do Sul, no município de Três Rios, RJ

Argila

Argilas plásticas de qualidade para fabricação de cerâmica vermelha são encontradas na área da folha Três Rios, principalmente nos municípios de Paraíba do Sul e Três Rios (Figura 7.4). Geralmente elas ocorrem nas zonas de baixadas, associadas aos terraços aluvionares holocênicos dos rios Paraíba do Sul, Paraibanha e Paraibuna que cortam a região.

Essa região pertence ao Pólo Vale do Médio Paraíba que se estende até a região de Resende, sendo o mais avançado parque tecnológico em argila, com cerâmicas certificadas pelo PSQ (Programa Setorial da Qualidade).

Das 36 áreas cadastradas para a exploração de argila, só em 11 registram-se atividades de lavra.

As empresas que extraem as argilas são de médio a pequeno porte e, geralmente, ligadas às indústrias cerâmicas locais. A extração é feita com auxílio de retroescavadeiras sendo as argilas processadas e transformadas em tijolos em olarias situadas próximo às extrações, e que utilizam em geral forno a lenha (Figura 7.5). São fabricados essencialmente



Figura 7.4 – Extração de argila, na planície aluvionar do rio Paraíba do Sul, no município de Paraíba do Sul, RJ

tijolos vazados e mãos de dimensão 20 x 20 cm, 20 x 30 cm e tijolos para laje.

Além disso, por utilizar essencialmente argila de várzea, próximo aos cursos d'água, as empresas vem enfrentando sérias dificuldades para o licenciamento das jazidas. Como a extração é feita nas margens dos rios o desenvolvimento da jazida está limitado pela zona de proteção ambiental (Resolução CONAMA 369/2006).

Mármore

Foram cadastradas oito minas paralisadas (Figura 7.6) e duas ocorrências de mármore na região em destaque. Estão alinhadas segundo a direção NE-SW próximo ao Rio Paraíba do Sul, nos municípios de Vassouras (Distrito de Andrade Pinto), Três Rios e região de Bemposta.



Figura 7.5 – Extração de argila na planície aluvionar do rio Paraíba do Sul, no município de Paraíba do Sul, RJ. Imagem de satélite Google earth março/09

Tratam-se predominantemente de corpos lenticulares de mármore dolomítico e mais raramente calcítico, de textura granoblástica média a grosseira, de coloração branca a amarelada. Apresentam-se com aspecto maciço, sacaróide e/ou lamelar. É comum constituírem os núcleos de dobras isoclinais métricas a decamétricas. Essas rochas estão inseridas no Complexo Paraíba do Sul, que também formam faixas estreitas (não mapeáveis na escala do mapa apresentado) intercaladas ao Complexo Quirino.

Minerais de pegmatito

Na região foram cadastradas quatro áreas de ocorrência com mica, quartzo, feldspato e turmalina, um depósito não explorado de caulim e seis minas

inativas de mica, caulim, feldspato e quartzo. Apenas uma mina de caulim esta atualmente em atividade em Matias Barbosa. De modo geral, no campo, os pequenos corpos pegmatíticos minerados, em virtude das restritas dimensões das cavas e da pouca geração de rejeitos, são difíceis de localizar.

Os pegmatitos encontram-se cortando as rochas do Complexo Quirino e concentram-se no quadrante noroeste da folha em questão, nos municípios de Rio das Flores, Paraíba do Sul e Matias Barbosa.

Dados históricos descrevem a presença de galerias e trincheiras de exploração de minas abandonadas, onde a extração era efetuada por intermédio de galerias e trincheiras. Em uma delas, obteve-se uma produção de até 10.000 mil toneladas de caulim e outra cerca de 10 toneladas de muscovita. Nessa última mina foi citada a presença de columbita-tantalita e berilo (Menezes, 1982).



Figura 7.6 – Mina de mármore paralysada no município de Paraíba do Sul, RJ



Figura 7.7 – Extrações de ouro (balsa ao fundo da foto) e de areia (draga frente da foto) no rio Paraíba do Sul, no município de Três Rios, RJ

Níquel

Um único depósito de garnierita foi descrito na Fazenda Laranjeiras, no município de Areal, a quatro quilômetros da cidade de mesmo nome. Neste local, situado às margens da BR-116 (rodovia Rio-Bahia), ocorrem corpos ultramáficos encaixados em biotita gnaiss do Grupo Andrelândia. Além do minério de níquel silicatado também foi descrita a presença de cromita e espinélio em concentrados de bateia efetuados na região. O depósito que compreende dois corpos de minério distribuídos por uma área de aproximadamente quatro mil metros quadrados, corresponde a veios milimétricos a centimétricos de garnierita contidos em serpentinitos e peridotitos. O teor de níquel metálico é de até 2%, com reserva medida de 150 mil toneladas (Fonseca, 1998 e Barbosa *et al.*, 1981).

Ouro

Entre os anos de 1986 e 1987, a região da folha Três Rios foi alvo de uma curta, porém intensa, atividade garimpeira com a dragagem dos leitos ativos dos principais rios aí encontrados como o Paraíbuna e Paraíba do Sul. Dezenas de balsas garimpeiras distribuíram-se pelos municípios da região.

Segundo cadastro mineiro do DNPM de dezembro de 2008, existem vários pedidos de pesquisa para ouro ao longo do rio Preto, rio Paraíba do Sul, rio Paraíbuna no norte-noroeste da região em questão. Nessa região existe uma eventual atividade garimpeira clandestina extraíndo o metal com auxílio de balsas e bombas de sucção no leito dos rios (Figura 7.7).

A metalogenia do ouro no estado do Rio de Janeiro não está delimitada. Como os rios citados são interestaduais pode ser que as fontes das mineralizações estejam relacionadas a unidades geológicas situadas fora das fronteiras estaduais. Convém mencionar, entretanto, que não pode ser descartada a hipótese da presença de alguns metalotectos propícios

para tais tipos de mineralização tais como as zonas de cisalhamento, presença de rochas máficas-ultramáficas metamorfizadas, entre outros.

Rocha para brita

Na região da Folha Três Rios, ocorrem cinco pedreiras de extração de brita atualmente em atividade de um total de 21 cadastradas. As pedreiras em atividade localizam-se na região de Pati de Alferes (1), Petrópolis (1) e Três Rios (3). As paralysadas estão principalmente no município de Petrópolis (6) e Areal (2).

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região. Na área de Três Rios (Figuras 7.8 e 7.9) e Areal, os tipos litológicos aproveitados compreendem biotita gnaiss do Complexo Quirino, granada biotita gnaiss milonítico e ortogranulitos pertencentes respectivamente aos Complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora. As rochas são em geral foliadas, granulometria fina a média, e coloração cinza claro.

Na região de Petrópolis, as pedreiras estão instaladas em hornblenda biotita gnaiss da Suíte Intrusiva Serra dos Órgãos. Na pedreira Santo Expe-



Figura 7.8 – Extração de brita, no município de Três Rios, RJ



Figura 7.9 – Extração brita, no município de Três Rios, RJ

dito em Petrópolis, foi observado pegmatitos com disseminação de molibdenita e pirita (Figura 7.10). Já em Pati de Alferes a rocha explotada corresponde a paragnaisse com sillimanita, biotita e granada (com intercalações de quartzitos, anfibolitos e rochas calcossilicáticas) pertencente ao Grupo Andrelândia.



Figura 7.10 – Detalhe de pegmatito com cristais de anfibólios centimétricos e de molibdenita, cortando rochas explotadas para brita, Araras, RJ

Rocha Ornamental

Na região são registradas dez áreas onde foram extraídas pedra de cantaria. Elas estão localizadas na porção oriental da folha e distribuídas pelos municípios de Teresópolis(1), Petrópolis (3), Areal (2), Três Rios (3) e Paraíba do Sul (1).

Essas pedreiras, todas de pequeno porte, funcionaram para atender a demanda do mercado local produzindo paralelepípedos e lajotas a partir principalmente de matações e encostas de morro (Figura 7.11).

Os tipos litológicos envolvidos correspondem as rochas da Suíte Intrusiva Serra dos Orgãos e dos granitos Teresópolis e Andorinha, de paragnaisse do Complexo Paraíba do Sul e do Grupo Andrelandia. Os



Figura 7.11 – Exploração de rocha para cantaria no município de Paraíba do Sul, RJ

paragnaisse do Complexo Paraíba do Sul próximo ao lineamento de mesmo nome, apresentam em geral uma foliação milonítica marcante de direção NE-SW, propiciando a exploração de lajotas.

Saibro

A extração de saibro é bastante errática, visto que se destina principalmente a necessidade local e momentânea. Outro ponto importante a ser considerado é a identificação equivocada do bem mineral. Esta substância tradicionalmente definida como produto de intemperismo das rochas, muitas vezes é confundido com material areno-argiloso derivado de terraços aluvionares.

A extração de saibro na região da Folha Três Rios totalizou 27 jazidas inativas e uma ocorrência.

Esse material corresponde ao produto do intemperismo de rochas dos Complexos Quirino e Paraíba do Sul e do Grupo Andrelandia (Figura 7.12).

De modo geral, verifica-se que esses depósitos encontram-se na porção central da região, próximo aos eixos viários que ligam os principais centros urbanos. Esses locais, provavelmente, representaram as áreas de empréstimo necessárias para os aterros durante a fase de construção das rodovias.

Algumas áreas foram, entretanto, explotadas para atender as prefeituras locais que necessitavam de um material para capear estradas vicinais carroçáveis, municipais e intermunicipais. Nesse caso, em particular, o saibro foi extraído de barrancos.

7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

A região vem se desenvolvendo como importante pólo industrial e turístico do estado, com uma demanda importante para os bens minerais relacionados a construção civil.

Com relação às reservas dos bens minerais consignados na folha pode-se, estimar que com relação aos materiais de construção e as argilas para as cerâmicas, haja um volume bastante expressivo dos



Figura 7.12 – Extração de saibro no município Comendador Levy Gasparian, RJ

mesmos, garantindo a demanda por período seguramente superior a vários anos.

7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS

Um dos problemas gerados pela atividade de mineração na região, particularmente em função da exploração de pedreiras para brita, corresponde à degradação da paisagem e a perda de qualidade de vida para as pessoas que residem na área de entorno dos empreendimentos.

Os problemas oriundos de tal tipo de atividade são basicamente os mesmos encontrados em todas as áreas onde exista a lavra de pedreiras: impactos visuais proporcionados pela cava e dispersão de

partículas (tipo pó de pedra) pelo ar como produto das detonações, da britagem, da deposição dos rejeitos gerados e da movimentação de equipamentos e caminhões. A esses problemas somam-se ainda, a possibilidade das pilhas de rejeitos serem erodidas e assorearem a rede de drenagem local; a poluição sonora fruto das detonações ou os ruídos prolongados e em excesso devido ao trânsito de caminhões e etc. Todos esses problemas, são, entretanto, contornáveis e plenamente minimizáveis, desde que adotadas medidas preventivas e corretivas.

Com relação aos locais alvos de extração de pedra de cantaria ou rocha ornamental, pode-se indicar que, em parte, algumas dessas frentes de lavra estão sendo paulatinamente encobertas pela vegetação nativa que vem, naturalmente, se desenvolvendo nas encostas.

Na extração de areia que se processa no leito ativo, apesar de cada empresa atuar em um curto segmento do curso fluvial, o número de empresas que explotam tal tipo de recurso e a quantidade de material extraído diariamente, não permitem que a própria dinâmica fluvial e a natural recomposição biológica se processem adequadamente. Dessa forma, a dragagem no leito dos rios provoca a turbidez das águas, impactando diretamente o leito ativo dessas correntes, em função de comprometerem o equilíbrio das populações faunísticas que os habitam.

A atividade de saibro, essencialmente para obras públicas e construção civil, gera expressivos conflitos ambientais, pelo decapeamento de elevações próximos às áreas urbanas, em geral sem projeto adequado.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Para a execução do Programa Pronageo, na Folha Três Rios, foram integrados mapeamentos geológicos nas escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000, posteriormente estruturados em Sistema de Informações Geográficas (SIG), com auxílio de levantamentos aerogeofísicos (gama espectrometria) e metalogenéticos. Foram utilizados dados de campo obtidos em trabalhos prévios (Barroso *et al.*, 1979, Penha *et al.* 1980, Matos *et al.*, 1980; GEOSOL, 1981; Junho, 1982; 1985; Barbosa & Grossi Sad, 1983a,b,c; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b;; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Machado Filho *et al.*, 1983; Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998; Almeida, 2000; Silva & Cunha, 2001; Silva *et al.*, 2001, 2002a, 2002b), em projetos desenvolvidos na Faculdade de Geologia da UERJ e através da participação de alunos de graduação e pós-graduação, nos anos de 1997, 1998, 1999, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008 e 2009.

As diversas etapas do trabalho consistiram de mapeamento geológico, integração de dados geológicos, geração de banco de dados e mapas em SIG, análises geomorfológica, estrutural, petrográfica-petroológica, litogeoquímicas, isotópicas (Sm-Nd) e geocronológicas (U-Pb).

O resultado deste trabalho possui grande importância por servir como subsídio do meio físico para a pesquisa de recursos minerais, para o incremento da produção mineral brasileira, assim como para gerar suporte ao planejamento de atividades de uso e ocupação do solo e à gestão ambiental e de recursos hídricos.

O projeto produziu dados na área em questão com densidade e distribuição suficientes para permitir uma maior acurácia na individualização e cartografia das unidades litoestratigráficas, bem como uma definição mais precisa dos domínios tectônicos existentes.

A Folha Três Rios (escala 1:100.000, SF.23-Z-B-I), localiza-se na região central do estado entre as latitudes de 22° e 22° 30'S e, e os meridianos de 43° e 43° 30'W. Compreende área de 2912 km² e abrange pequena porção do Estado de Minas Gerais ao norte da folha, cujo limite é dado pelo Rio Paraíba. Abrange parte dos municípios fluminenses de Petrópolis, Itaipava, Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Areal e o município mineiro de Chiador.

O relevo da área compreendida pela Folha Três Rios (1:1000.000) encontra-se inserido no Mapa de Domínios Morfoestruturais (Silva, 2002) nos domínios do Planalto Atlântico (Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos) e da Depressão Tectônica Mesozóica-Cenozóica, precisamente na Unidade Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul. Assim, o relevo se caracteriza por contrastes marcantes entre os domínios serranos, na porção Sul e sudeste da

área e os compartimentos de colinas e morros intensamente dissecados que ocorrem na porção central e norte da área, em direção ao vale do Rio Paraíba do Sul. A orientação desse relevo é estreitamente condicionada pela estruturação subjacente pré-Cambriana, de direção NE-SW, destacando a zona de cisalhamento Paraíba do Sul ao longo do qual se aloja o rio homônimo

A região abrangida pela Folha Três Rios está inserida no contexto geotectônico do setor central da Faixa Ribeira, cuja evolução se deu durante a Orogênese Brasileira. Três terrenos tectonoestratigráficos distintos integram a Faixa nessa região: o Terreno Ocidental, o Terreno Oriental, e o Terreno Paraíba do Sul. Os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente redobrada (Limite Tectônico Central-LTC). O Terreno Ocidental, considerado como o retrabalhamento da margem do paleocontinente São Francisco, está representado pelo Domínio Juiz de Fora que compreende o sistema de empurrões superior desse Terreno. O Terreno Paraíba do Sul, aflora numa *klippe* sinformal complexamente dobrada sobre o Terreno Ocidental. O Terreno Oriental na área é representado apenas pelo Domínio Costeiro. Os domínios são limitados por zonas de cisalhamento transpressionais destrais, de média à baixa obliquidade e, localmente, por zonas de cisalhamento compressoriais de médio a alto ângulo.

Adotou-se, para todos os compartimentos tectônicos, uma subdivisão litoestratigráfica em quatro grandes conjuntos: i) rochas do embasamento pré-1,7 Ga, retrabalhadas na Orogênese Brasileira (Complexo Quirino, Complexo Juiz de Fora); ii) sucessões metavulcano-sedimentares neoproterozóicas (Grupos Andrelândia); iii) rochas granitoides (granitos/gnaisses) neoproterozóicas, geradas durante o período pré-colisional da Orogênese Brasileira (Complexo Rio Negro); e iv) rochas granitoides (granitos/gnaisses, tipo-S, I e híbridos) neoproterozóicas, geradas durante a etapa sin-colisional da orogênese supracriada (Suíte Cordeiro, Suíte Serra dos Órgãos, Complexo Anta, Suíte Rio Turvo, Complexo Matias Barbosa). As rochas destes domínios tectônicos foram intrudidas por magmatismo granítico tardi- a pós-colisional, de idade cambriana a ordoviciana. Em virtude da ocorrência na área de duas unidades de posicionamento estratigráfico indefinido (Suíte Graminha e Grupo Paraíba do Sul) pode-se considerar a região como um alvo adequado a este estudo.

Na área da Folha Três Rios, assim como ocorre para toda a Faixa Ribeira, não há registros, sejam tectônicos sejam de formação de rochas, no período que vai do Ordoviciano até o final do Permiano. Pulsos magmáticos e atividades tectônicas começam a ser registradas no Cretáceo Inferior, decorrentes da

quebra do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico. Eventos tectônicos e formações de bacias relacionadas ao Neógeno têm também seus registros nessa área.

A área em questão registra diferentes estruturas dúcteis, dúctil-rúpteis e rúpteis que foram agrupadas e hierarquizadas de acordo com critérios de superposição e orientação. A maior parte das estruturas dúcteis e dúctil-rúpteis foi gerada no Neoproterozóico como resultado dos efeitos das diferentes etapas da Colagem Brasileira. A convergência neoproterozóica a cambriana-ordoviciana pode ser subdividida em duas etapas principais, datadas pelo método U/Pb em zircão e titanita (Machado *et al.*, 1996): a) deformação Dn, de idade 595-565 Ma e de caráter pervasivo em todos os compartimentos tectônicos; b) deformação Dn+1, de idade *ca.* 535-510 Ma, menos pervasiva. As estruturas relacionadas ao Cretáceo Inferior (Enxame de Diques da Serra do Mar) e ao Cretáceo Superior-Paleógeno (Rifte Continental do Sudeste do Brasil) são representadas na área mapeada por falhas, fraturas e pela intrusão de diques de diabásio. A deformação mais recente é atribuída ao Neógeno, especialmente registrada no relevo e nos depósitos neogênicos remanescentes em porções soerguidas.

De modo geral, os insumos utilizados na construção civil, excetuando-se petróleo e gás natural, representam a quase totalidade da produção mineral do Estado do Rio de Janeiro. Não fugindo à regra, os recursos minerais localizados na Folha Três Rios relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil e na indústria de transformação. De forma adicional a

atividade mineira regional é complementada pela captação e envasamento de águas minerais.

As substâncias minerais em exploração na região em questão são: areia, argila, saibro, rocha para brita, rocha para cantaria, mármore e água mineral. Foram cadastradas 161 localidades com a presença desses tipos de recursos minerais. Na maior parte desses sítios (111 locais) as atividades mineiras encontram-se paralisadas, só em 39 deles os recursos estão sendo extraídos. Há, ainda, 8 locais com ocorrências minerais e 3 áreas com depósitos minerais avaliados e não explorados. Recomenda-se a verificação do potencial para Ni, dada à ocorrência de garnierita.

A região vem se desenvolvendo como importante pólo industrial e turístico do estado, com uma demanda importante para os bens minerais relacionados à construção civil. A vocação para o turismo da área baseia-se, em parte, no fato de que dentro dos limites da folha localiza-se expressiva porção do Parque Nacional Serra dos Órgãos, e de outras unidades de conservação, como a APA de Petrópolis.

Com relação às reservas dos bens minerais consignados na folha pode-se estimar que com relação aos materiais de construção e as argilas para as cerâmicas, haja um volume bastante expressivo dos mesmos, garantindo a demanda por período seguramente superior a vários anos.

Um dos problemas gerados pela atividade de mineração na região, particularmente em função da exploração de pedreiras para brita, corresponde à degradação da paisagem e a perda de qualidade de vida para as pessoas que residem na área de entorno dos empreendimentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, Azis Nacib. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. Geomorfologia, São Paulo, v.18, 1970.
- ALMEIDA, Clayton Guia de. Controles geológicos na exploração da "pedra Madeira" na serra de Maragatu em Santo Antônio de Pádua (RJ). Rio de Janeiro, 2006. 94p. Dissertação (Mestrado) Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, p. 325 – 349, 1986
- _____. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, v. 3, p. 139-158, 1983.
- _____. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo, SP. Atas... São Paulo, SP: SBG. Núcleo São Paulo, 1991. p. 423-428.
- _____. The system of continental *riffts* bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 48: 15-26, 1976. Suplemento.
- _____. et al. Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, Amsterdam, v. 17, n.1/2, p. 1-29 1981.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. As províncias estruturais do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, PB. Boletim Especial... Campina Grande, PB: SBG. Núcleo Nordeste, 1977. 12p.
- ALMEIDA, Julio Cesar Horta de. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Rio Claro, SP, 2000. 190 p. Tese (Doutorado) IGCE, UNESP, Rio Claro, SP, 2000.
- _____; **EIRADO SILVA**, Luiz Guilherme Almeida do; **AVELAR**, André de Souza. Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal-SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1992, Atas... São Paulo, SBG: Núcleo São Paulo; Rio de Janeiro; Espírito Santo, 1991. p. 509-517.
- _____; **EIRADO SILVA**, Luiz Guilherme do Eirado; **VALLADARES**, Claudia Sayão. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 18-22 out. 1993, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 155-159.
- _____. et al. Geometric and Kinematic Analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 11 a 16 out. 1998, Belo Horizonte. Anais: Geologia e Desenvolvimento. Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, 1998. 529p. p.32.
- ANDREIS, Renato R.; RIBEIRO, Andre; PACIULLO, Fábio Vito Pentagna. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro; São Paulo, 1989. p. 97-98.
- ASMUS, Haroldo Erwin; GUAZELLI, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: PROJETO REMAC. Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Sul Brasileira e Suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação do Potencial de Recursos Minerais. Rio de Janeiro: PETROBRAS; CENPES; DINTEP, 1981. v. 9, p.187-269 (Série Projeto REMAC, 9).
- BARBOSA, Aluizio Licínio de Miranda; GROSSI SAD, João Henrique. Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: contribuição Geologia Petrologia. Belo Horizonte, MG: SBG, Núcleo de Minas Gerais, 1985. p. 49-61.
- _____; _____. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora, RJ/MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 75-84 (Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 3)
- _____; _____. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins ao Longo da Divisa RJ/MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 63-74 (Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 3)
- _____; _____. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 1-15 (Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 3)
- BARROSO, J. A.; Oliveira, J. A. D.; CABRAL, S. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000, Folha Itaipava. Relatório final. 1979. parte II, p. 137-177.

- BATISTA, Job Jesus. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 12 - 19 out. 1986, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG. Núcleo Centro Oeste, 1986. 6v., v.2. p. 722-729.
- BERGQVIST, Lilian Paglarelli. Reassociação do pós-crânio às espécies de ungulados da bacia de S. J. de Itaboraí (Paleoceno), Estado do Rio de Janeiro, e filogenia dos "Condylarthra" e ungulados sulamericanos com base no pós-crânio. Porto Alegre, 1996. 406 p. Tese (Doutorado) Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, 1996.
- BOYNTON, W. R.. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, Amsterdam: Elsevier, 1984. p.63-114.
- BRANDALISE, Luiz Alberto et al. Projeto Vale do Paraíba do Sul. Relatório Final. Belo Horizonte:CPRM, 1976. 41p.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil: folhas SF23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 1983. v. 32, 775 p., il. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- BUENO, G. V. et al. A influência do Lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 52., 2004, Araxá, MG. Anais... Araxá, MG: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2004.
- BÜHN, B. et al. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v.81, n.1, p.99-114, 2009
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, Webster Ueipass. Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins. In: INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, 1998. Tulsa, AAPG, 1998. 67 p.
- CAMPANHA, Ginaldo Ademar da Cruz. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). Revista Brasileira de Geociências, Rio de Janeiro, v.11, n.3, p.159-171, 1981.
- CAMPOS NETO, Mario da Costa. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliiano-Pan-African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. Tectonic evolution of South America. 3 ed. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 31., 2009. p. 335-365.
- _____; CABY, Renaud. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics*, v.19, p. 669-687, 2000.
- _____; FIGUEIREDO, M. C. H.. A Orogênese Rio Doce. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SBG. Núcleo São Paulo, 1992. v.1, p. 276-277.
- CAMPOS NETO, Mario da Costa; FIGUEIREDO, Mario César Heredia de. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. Anais... Natal, RN: SBG. Núcleo Nordeste, 1990. v. 6, p.2631-2648.
- _____; _____. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, n.2, p.143-162, 1995.
- CARMO, Isabela de Oliveira; VASCONCELOS, Paulo Marcos. Geochronological Evidence for Pervasive Miocene Weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- COBBOLD, Peter R.; MEISLING, Kristian E.; MOUNT, Van Stuart. Reactivation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, Tulsa, v.85, n.11, p.1925-1944, 2001.
- COMIN-CHIARAMONTI, Piero. Et al. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, v. 146, p. 133 - 150, 1983.
- CORDANI, Umberto Giuseppe ; DELHAL, Jacques; LEDENT, Dolly. Orogêneses Superposées dans le Precambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 3, n. 1, p.1-22, 1973.
- _____; COUTINHO, J. M. V.; NUTMAN, A. P.. Geochronological constraints on the evolution of the Embú Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.14, p.903-910, 2002.
- CORRÊA NETO, A. V. et al. Geologia e estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios e Sapucaia (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993. Rio de Janeiro. Boletim de Resumos...Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1993. p. 194-200.
- CORVAL, Artur et al. Plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in The Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal, RN. Anais... Natal, RN: SBG. Núcleo Nordeste, 2007. v.1. p.280 - 281.
- COX, K.G.; BELL, J. D.; PANKHURST, Robert J. The interpretation of the igneous rocks. Chicago: Univ. Chicago Press, 1979, 450p.
- DANTAS, Marcelo Eduardo. Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. Relatório final. Rio de Janeiro:DNPM;CPRM, 2001.
- DAYAN, H.; KELLER, J. V.. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ):

uma análise da deformação por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, v.19, n. 4, p.465-506, 1989.

DELHAL, Jacques; LEDENT, Dolly; CORDANI, Umberto G. Ages Pb/U; Sr/Rb et Ar/K de Formations Métamorphiques et Granitique du Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro e Minas Gerais). *Annales Societe Geologique de Belgique*, v.92, p. 271-283,1969.

DEPAOLO, Donald J.. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202, 1981

DUARTE, B. P. Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica. São Paulo, SP, 1998. 284p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1998.

_____ et al. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.27, n. 1, p.67-82,1997.

_____ et al. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiaador. In: PEDROSA-SOARES, A.C. (Coord.) et al. Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas – Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ). Relatório final. Belo Horizonte, COMIG, 2003. v. I, p. 153-258. CD-ROM

DUARTE, B. P.; VALENTE, S. C.. Modelamento Petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 5.; CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7., 1999, Porto Seguro, BA. Boletim de Resumos Expandidos..., Porto Seguro, BA, SBGq, 1999. p. 488-491.

DUTRA, Thiago. Geochemical Modeling for the Low-TiO₂ Basalts (The Costa Azul Suite) in the Eastern portion of the Serra do Mar Dyke Swarm, Rio de Janeiro: Evidence for the Contribution of a Depleted mantle Source. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2006, Punta del Este/Uruguay. Bulletin of Short Papers... Punta del Este/Uruguay: SAAGI, 2006. p.355 - 357.

_____. Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ. Rio de Janeiro, 2006.111p. Dissertação (Mestrado), UERJ, Rio de Janeiro, 2006.

_____. Processos petrogenéticos evolutivos para os basaltos de Búzios no Enxame de Diques da Serra do Mar. In: IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE; XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2005, Niterói. Boletim dos Resumos... Niterói: SBG, Núcleo Rio de Janeiro, 2005. v. 1, p. 36.

EBERT Heinz. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. DNPM, Rio de Janeiro, 1957. p.97-107.

_____. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 40, p.215-229, 1968.

_____. Os Paraibides entre São João Del Rey (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araídes. Publicação SBG. Núcleo São Paulo, São Paulo, n.12, 1971. 114p.

_____. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DGM/DNPM, Rio de Janeiro 1955. p. 62-81,

_____. Relatório de Atividades. Relatório Anual do Diretor ano 1955.DGM/DNPM, Rio de Janeiro, 1956. p. 62-81.

FERRARI, A. L. Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara. São Paulo, 2001. 412 p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2001.

FIGUEIREDO, M. C. H.; TEIXEIRA, W.. 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, 1996.

FISCHEL, D. P. et al. Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abre Campo-Manhuaçu Region, Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto, MG, Abstracts... Ouro Preto, MG, 1998. p. 21-23.

FONSECA, M. J. G. et al. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000. Brasília: DNPM, 1998.141pp.

FREITAS, R. O.. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, n.2, 1951. 218 p.

FYFE, W.S.; LEONARDOS JÚNIOR, Othon Henry. Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: the African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, n.4, p.247-251, 1974.

GARDA, Gianna Maria. Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1995. 156 p.

GEOLOGIA E SONDA GENS – GEOSOL. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. 1981.

GROSSI SAD, João Henrique ; BARBOSA, L. M. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Contribuições à Petrologia e à Mineralogia. Boletim Especial SBG-Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1985. p. 15-27.

_____; DUTRA, C. V.. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Ja-

- neiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, v. 7, n.2, p. 143-174, 1988.
- GUEDES, E. et al. K-Ar and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende Area, SE Brazil: implications for the South Atlantic Opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 371 - 382. 2005.
- GUEDES O. S.. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Plio-Pleistocene Activities, through AFTA, in Precambrian Areas of the Southeast Brazil: association with the South Atlantic Ocean Opening. *INTERNATIONAL CONFERENCE ON FISSION TRACK DATING AND THERMOCRONOLOGY*, 9., 2000, Lome, AU. Extend abstracts... Lome, AU, 2000, p.139-141.
- HASUI, Yociteru et al. As grandes falhas do leste paulista. In: *SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, 1., 1977. São Paulo. Atas... São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1977. p. 369-380.
- _____; PONÇANO, Waldir Lopes. Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30., 1978. Recife. Anais... Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1978. v. 1, p. 368-381.
- HAWKESWORTH, C. J. et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. *Special Publication of the Geological Society of London*, v. 68, p. 221-240, 1992.
- HEILBRON, Mônica. Evolução Metamórfico-Estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Rio de Janeiro, 1984. 151p. Tese (Mestrado) Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1984.
- _____. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ). Setor central da Faixa Ribeira. São Paulo, 1993. Tese (Doutorado)- Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- _____. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Compartimentação Tectônica e Ensaio Evolutivo. Rio de Janeiro, 1995. 115p. Tese (Livre Docência) UERJ, Rio de Janeiro, 1995.
- _____. The Ribeira orogen: Neoproterozoic/Cambrian tectonic evolution and open questions. *SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*, 3., 2005, Salvador. Anais. 2005. p. 231-234.
- _____; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.. The Juiz de Fora Complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Segment of Paleoproterozoic Granulite Crust Thrusted During the Panafrican Orogeny. *Journal of Gondwana Research*, v. 1, n. 3/4, p. 371-381, 1998.
- _____ et al. A megassinifera do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 2., 1991, São Paulo, SP. Anais... São Paulo, SP: SBG. Núcleo São Paulo, 1991. p.519-526.
- _____ et al. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- _____ et al. A Paleoproterozoic Orogen Reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. In: *SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 4., Aug. 2003, Salvador, BA. Short Papers. Salvador, BA, 2003. v.1, p.186-189.
- HEILBRON, Mônica et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: *PANKHURST, R. J. et al. (Org.). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. 1 ed. London: Geological Society of London, 2008. v. 294, p. 211-237, 2008.
- _____ et al. From Collision to Extension: the Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: *TALWANI, Manik; MOHRIAK, Webster Ueipass (Eds.). Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington, DC.: AGU, 2000. 354p. (Geophysical Monograph Series 115)
- HEILBRON, Mônica et al. Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, 1982.
- _____ et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil, In: *INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS; INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS*, 14., 1998, Ouro Preto, MG. Extended Abstracts... 1998. 15-17.
- _____ et al. Província Mantiqueira. In: *MANTESO-NETO, Virgínio (Org.) et al. Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.
- _____; MACHADO, N.. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, n. 1-2, p.87-112, 2003.
- _____; MACHADO, N.; DUARTE, B. P. Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a view from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: *MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, ANNUAL MEETING*, May 2001, St. Johns, Newfoundland, CA. Abstracts...Canada, Geological Association of Canada, 2001. v. 26, p. 61.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, v.8, p.523-548, 1971.
- JANASI, V. A.; ULBRICH, H. G. J. Late proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, v. 51, p. 351-374, 1991.
- _____ et al. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos

- eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia*, São Paulo, v. 3: 13-24, 2003.
- JUNHO, Maria do Carmo Bustamante. *Geologia, petrografia e geoquímica preliminar do granito de Tereópólis*, RJ. Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências/UFRJ, 1982. 198p.
- _____; HEILBRON, Monica; VALERIANO, Claudio M. Porphyritic I-type syntectonic granites and related rocks, Ribeira mobile belt, southwestern Rio de Janeiro state, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.71, n. 4-I, p. 631-647, 1999.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. Separata da *Revista Brasileira de Geologia*, Rio de Janeiro, v.18, n. 2, abr./jun. 1956. 121 p.
- LE MAITRE, R. W. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 1989. 193 p.
- LUDWIG, K. R. *Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. Disponível em:
< <http://www.bgc.org/klprogramm.html> >
- MACHADO, N. et al. U/Pb Geochronology of Central Ribeira Belt: Implications For The Evolution Of Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, n. 3, p. 347-361, 1996.
- _____; GAUTHIER, G. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 5063-5073, 1996.
- MACHADO, R.. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia, Anais... Goiânia, SBG. Núcleo Centro Oeste, 1986. v. 2, p.1088-1095.
- _____. et al. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, 1989. p. 151-152.
- MACIEL, R. R. Mapeamento geológico-estrutural de uma área a leste da cidade de Três Pontas, MG. Rio de Janeiro, 1986. 102p. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1986.
- MANIAR, P. D. ; Piccoli, P. M.. Tectonic discrimination of granitoides. *Geological Society of American Bulletin*, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MARQUES, Leila Soares et al. O magmatismo intrusivo cretáceo do Município do Rio de Janeiro: resultados geoquímicos e paleomagnéticos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. Boletim de resumos expandidos... São Paulo: SBG, Núcleo São Paulo, 1992. v.1, p. 511-512.
- MARTINS, Anderson Marques et al. *Águas Minerais do Estado do Rio de Janeiro*. Niterói, RJ: DRM, 2006. 182p.
- MARTONNE, E.. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 5, n.4, p. 523-50, 1943.
- MATOS, Gerson Manoel Muniz de; FERRARI, P. G.; CAVALCANTE, J. C. Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo. Relatório Final. Belo Horizonte, MG: CPRM, 1980. v. 1. + 4 mapas.
- MELO, Mario Sergio et al. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.
- MENDES, Julio César et al. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, v.9, p.326-336, 2006.
- MIDDLEMOST, E. A. K. The basalt clan. *Earth Science Review*, v. 11, p.337- 64, 1975.
- MILANI, E. J. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.18, n.3, p. 351-396, 2001.
- MUECKE, G. K.; PRIDE, C.; SARKAR, P. Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Phys. Chem. Earth*, v.11, p. 449-464, 1979.
- MYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. F. Sci.*, v. 274, p.321-55, 1974.
- NUMMER, A. R. Análise estrutural e estratigrafia do grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca - Lima Duarte, sul de Minas Gerais. Rio de Janeiro, RJ, 1991. 191 p. Dissertação (Mestrado) UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 1991.
- OLIVEIRA, J. A. D. et al. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (texto explicativo). Niterói, RJ: DRM; SICT, 1978. 41p.
- OLIVEIRA, M. A. F. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n.1-3, p.369-374, 1982.
- _____. *Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. São Paulo, 1980. 116p. Tese (Livro Docência), USP, São Paulo, 1980.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TIDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, n. 4, p. 956-983, 1984.
- PEATE, D. W. The Parana-Etendeka province. In: Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *Geophysical Monograph Series*, v.100, 1997. 438p.

- PENHA, Hélio Monteiro et al. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Itaipava. Relatório Final. Niterói, RJ: DRM;IG-UFRJ, 1980. vol. 1, 177 p.
- _____ et al. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Petrópolis. Relatório Final. Niterói, RJ: DRM;IG-UFRJ, 1979. 194 p.
- PITCHER, W. S.. Granite type and tectonic environment. London, Mountain Building Process. Academic Press, 1983. p.19-40.
- REGELOUS, M. . Geochemistry of dolerites from the Paraná flood containing a new biotite variant, Middle Park, northwest Colorado, basalt province, southern Brazil. 1993. 256 p. Thesis (Ph. D) Open University, USA. 1993.
- REIS, A. P.; MANSUR, Kátia L.. Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Mapa Geológico, escala 1:400.000. Niterói: DRM, 1995. 204 p. + mapa.
- RIBEIRO, Andreis et al. Evolução Policíclica Proterozóica no Sul do Cráton de São Francisco: Análise da Região de São João del Rei e Andrelândia, MG. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal, RN. Anais... Natal, RN: SBG: Núcleo Nordeste, 1990. v. 6, p. 2605-2614.
- RICCOMINI, Claudio. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, SP, 1989. 256 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1989.
- _____ et al. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1983. São Paulo, SP. Resumos... São Paulo, SP: SBG. Núcleo São Paulo, 1983. p. 23-24.
- _____ ; FRANCISCO, D. H.. Idade potássio-argônio do derrame ankaramítico da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo, SP. Resumos Expandidos... São Paulo, SP: SBG. Núcleo São Paulo, 1992. v. 2, p. 469-470.
- _____ ; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. 673 p., p. 383-405.
- _____ ; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B.. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMINCHIARAMONTI, Piero; GOMES, C.B. (Eds.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, SP: EDUSP-FAPESP, 2004. p. 1-26.
- ROSIER, Georges Frédéric. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). Boletim DGM. DNPM, Rio de Janeiro, n. 166, 1957. 58p.
- _____. Pesquisas Geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais, Brasil. Boletim DGM.DNPM, Rio de Janeiro, n. 222,1965. 41p.
- RUELLAN, F. Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, v.4, p. 445-508, 1944.
- SADOWSKI, Georg Robert; CAMPANHA, Ginaldo Ademar da Cruz. Grandes falhas no Brasil continental. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. 673 p., p.407-421.
- SADOWSKI, Georg Robert; DIAS NETO, C. M. O lineamento sismo-tectônico do Cabo Frio. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, SP, v.11, n. 4, p.209-212, 1981.
- SCHMITT, Renata da Silva. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). Precambrian Research, v.133, p. 29-61, 2004.
- _____. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira belt: new U/Pb data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY,4., 2003, Salvador, BA. Special Volume of Short Papers. Bahia, SA: SBG, 2003. p. 294-297.
- SILVA, Luiz Carlos da. Mapa Geológico Estado do Rio de Janeiro, Escala 1:400.000. In: _____ ; CUNHA, Hélio Canejo da Silva (in memoriam). Geologia do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM , 2001. 85 f. ; 1 mapa.
- _____ et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais da Província Mantiqueira: sistema de informações geográficas-SIG e mapa na escala 1:2.500.000. In: BIZZI, Luiz Augusto (Ed.) et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003. 673 p. 1 DVD.
- _____ et al. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, SP, v.32, n. 4, p. 513-528, 2002.
- SILVA, Luiz Carlos da et al. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. Precambrian Research, v. 136, n. 3-4, p. 203-240, 2005.
- _____ ; CUNHA, Hélio Canejo da Silva (in memoriam). Geologia do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM , 2001. 85 f. ; 1 mapa.

- SILVA, T. M. A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2002. 264 p. Tese (Doutorado) Inst. de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2002.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, v.12, p.1-33, 1976.
- SZATMARI, P. et al. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro, Abstract Volume..., Rio de Janeiro, RJ: SBG, 2000. CD-ROM.
- TEIXEIRA, Wilson ; FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, v.53, p.1-22, 1991.
- TELLO SAENZ, C. A. et al. Recognition of cretaceous, paleocene and neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, v.15, n.7, p. 765-774, 2003.
- TETZNER, W.; CAMILLO, E. J. R.; ALMEIDA, J. C. H. Tectônica Mesozóica e emplacement dos diques básicos do Cabo de Búzios, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, RJ: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 2001. p. 91-92.
- TROUW, Rudolph Allard Johannes et al. Análise da Deformação numa área a SE de Lavras, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. Anais... Salvador, BA:Núcleo Nordeste, 1982. v. 1, p. 187-198.
- _____ et al. Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 7, p. 3227-3240.
- _____ et al. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 287-310.
- _____ ; RIBEIRO, A.; PACIULLO, Fábio Vito Pentagna. Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1: 250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia, GO. Anais... Goiânia, SBG. Núcleo Centro Oeste, 1986. v.2, p. 974-986.
- _____ ; _____ ; _____. Geologia estrutural dos grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 55, n. 1, p. 71-85, 1983.
- TUPINAMBÁ, Miguel. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, SP. 1999. 221 p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1999.
- _____. Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do precambriano entre Itaperuna e Italva, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 1993. 146 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1993.
- _____. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, 1993.
- _____ et al. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. Anais. Salvador: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 1996. v.6, p.104-107.
- TUPINAMBÁ, Miguel et al. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, p. 67-79, 2007.
- _____ et al. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithochemical data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS ASSOCIATION, 14., 1998, Ouro Preto. Abstracts... Ouro Preto: UFOP, 1998. p. 12-17.
- _____ ; TEIXEIRA, Wilson; HEILBRON, Mônica. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n.1, p. 7-11, 2000.
- VALENTE, S. C. et al. Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretácio Superior sob a Serra do Mar, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, MG: SBG, 1998. v. 1. p. 486-486.
- VALERIANO, Cláudio de Morisson et al. Sm-Nd isotope dilution TIMS analyses of BCR-1, AGV-1 and G-2 USGS rock reference materials: first results from the LAGIR Laboratory at UERJ, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, São Paulo, 2009. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, IGC, 2009. v.1, p. 146-148.
- _____. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João Del Rei, Mina Gerais. Rio de Janeiro, 1985. 105 p. Tese (Mestrado)- Instituto de Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 1985.
- _____ ; HEILBRON, Mônica. A zona de transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., out. 1993, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, RJ: SBG. Núcleos Rio de Janeiro; São Paulo, 1993. p.9-16.

- _____. al. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, v.130, p.27-55, 2004
- VALLADARES, Cláudia Sayão. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasília belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001, Pucon, CH. Extended Abstracts..., Pucon, CH: Servicio Nacional de Geología y Minería, 2001. 1 CD-ROM, p. 261-264.
- _____. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions southern of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *Gondwana Research*, v.7, n.4, p.913-921, 2004.
- _____. Ages of detrital zircon from central Ribeira Belt (Brazil) using Laser-ablation-ICPMS. *Boletín Servicio Geológico y Minero Argentino*, v. 34, p. 145-147, 1999.
- _____. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira com base em estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb. São Paulo, 1996. 147 p. Tese(Doutorado)-Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1996.
- _____; FIGUEIREDO, M. C. , HEILBRON, Mônica. Geoquímica de rochas gnáissicas paleoproterozóicas do Complexo Paraíba do Sul Complex, região de Barra Mansa, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.27, n.1, p.83-98, 1997.
- _____; SOUZA, S. ; RAGATKY, D. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc (?) of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural*, v. 21, n.1, p. 49-62. 2002. (Ciências Exatas e da Terra)
- VALENTE, S. C. Provincialidade Geoquímica dos Diques da Serra do Mar e Domínios Tectônicos do Orógeno Ribeira: O Cretáceo como uma Janela para o Proterozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., maio de 2005, Curitiba, PR. *Boletim de Resumos Expandidos...* Curitiba, PR: SBG, 2005. p. 283-285.
- VALENTE, S. C. Geochemistry and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dikes of Rio de Janeiro, Brazil. Belfast, 1997. 400 p. Tese (Doutorado)-Queen's University of Belfast, 1997.
- _____. et al. Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretácio Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, MG. *Boletim de Resumos...* Belo Horizonte, MG: SBG.Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 471.
- _____. et al. The evolution of the Early Cretaceous tholeiitic dykes of Rio de Janeiro by AFC under high fO₂ conditions: Major and trace element, Sr-Nd-O data and quantitative modelling. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 7.; ENCONTRO DE GEOLOGIA DO MERCOSUL, 2., 1999, Foz do Iguaçu, PR. *Boletim de Resumos...* Foz do Iguaçu, PR: SBG, 1999. p. 94. 1999.
- VIANA, S. M.. Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com base em estudos litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS). Rio de Janeiro, 2008. 230 p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, UERJ, 2008.
- _____; VALLADARES, Cláudia Sayão. Estudo geoquímico das rochas ortognáissicas da Unidade Quirino (Complexo Paraíba do Sul), na região de Barra do Pirai, estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, 1997. Penedo, RJ. *Boletim de Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1997., p. 139-141.
- WHITE, Allan J. R.; Chappell, Bruce W. Ultramorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, v. 43, p. 7-22, 1977.
- WIEDEMANN, Cristina Maria; PENHA, H. M. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1984. v.12
- WILSON, M.. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. [s.l.] Harper Colins Academic, 1989. 466p.
- _____. Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach. London: Unwin Hyman, 1991. 466p.
- WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v.20, p.325-343, 1986.
- WOOD, B.J.; FRASER, D. G. Elementary thermodynamics for geologists. Oxford: Oxford University Press, 1976. 303pp.
- ZÁLAN, Pedro Victor; OLIVEIRA, J. A. B. de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269- 300. 2005.
- _____. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-613.
- _____. et al. The Paraná basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists. AAPG Memoir*, n. 51, p. 681-708, 1990.
- ZINDLER, A.; HART, S. Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 14, p. 493 – 571. 1977.

