

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 NOVA FRIBURGO*

SF.23-Z-B-II

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

Tupinambá, Miguel (et al.)

Geologia e recursos minerais da folha Nova Friburgo SF.23-Z-B-II, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Miguel Tupinambá [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 978-85-7499-107-8

1.Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro. I. Tupinambá, Miguel. 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 NOVA FRIBURGO*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Miguel Tupinambá - UERJ	Beatriz Paschoal Duarte - UERJ
Ambrosina Gontijo - UERJ	Júlio César Horta de Almeida - UERJ
Telma Mendes da Silva - UERJ	Mauro César Gerales - UERJ
Deidimar Aparecida Dias - UERJ	Claudia Valladares - UERJ
Paulo de Tarso Luiz Menezes - UERJ	Flávio Ribeiro Conceição - UERJ
Miguel Angelo Mane - UERJ	Marcelo dos Santos Salomão - UERJ
Nely Palermo - UERJ	Pedro Monteiro Benac - UERJ
Ronaldo Pereira Mello - UERJ	Renata Seibel Mello - UERJ
Luiz Guilherme do Eirado Silva - UERJ	Bruno Trotta Pacheco - UERJ
Marcelo Motta - UERJ	Hugo Matias O.Carvalho da Silva - UERJ
Clayton Guia de Almeida - UERJ	Paulo Vicente Guimarães - UERJ
Monica Heilbron - UERJ	Felipe de Lima da Silva - UERJ
Marcelo Ambrósio Ferrassoli - 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 NOVA FRIBURGO

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

Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Deidimar Aparecida Dias, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Miguel Angelo Mane, Nely Palermo, Ronaldo Mello Pereira.

Capítulo 2 - CONTEXTO REGIONAL

Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Marcelo Motta, Clayton Guia de Almeida.

Capítulo 3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Miguel Tupinambá, Mônica Heilbron, Marcelo Ambrósio Ferrassoli, Beatriz Paschoal Duarte, Júlio César Horta de Almeida, Mauro César Geraldes, Cláudia Sayão Valladares, Flávio Ribeiro Conceição, Marcelo dos Santos Salomão, Pedro Monteiro Benac, Renata Seibel Mello, Bruno Trotta Pacheco, Hugo Matias Obermuller Carvalho da Silva, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Miguel Angelo Mane.

Capítulo 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Miguel Tupinambá, Mônica Heilbron, Beatriz Paschoal Duarte, Júlio César Horta de Almeida, Bruno Trotta Pacheco, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Miguel Angelo Mane, Marcelo dos Santos Salomão.

Capítulo 5 - LITOGEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA

Miguel Tupinambá, Deidimar Aparecida Dias, Mônica Heilbron, Cláudia Sayão Valladares, Bruno Trotta Pacheco.

Capítulo 6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Miguel Tupinambá, Mônica Heilbron.

Capítulo 7 - RECURSOS MINERAIS

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

Capítulo 8 - CONCLUSÕES E

RECOMENDAÇÕES

Miguel Tupinambá

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-Degeo

Reginaldo Alves dos Santos

Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geologia Básica-Digeob

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 Cibebe 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 Nova Friburgo (SF.23-Z-B-II), 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

RESUMO

A Folha Nova Friburgo está situada na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Na sua porção meridional está situada a escarpa da Serra do Mar, preservada pelo Parque Estadual dos Três Picos e unidades de conservação adjacentes. No reverso da escarpa patamares escalonados em direção ao vale do Rio Paraíba do Sul abrigam o cinturão agrícola que abastece em grande parte a região metropolitana do Rio de Janeiro, e as cidades de Nova Friburgo e Teresópolis concentram um forte polo turístico e industrial.

O plutonismo, a deformação e o metamorfismo neoproterozóico-paleozóico inferior durante o Ciclo Brasileiro delinearão o arcabouço rochoso e as estruturas geológicas da Folha Nova Friburgo. Este ciclo envolveu a colagem de paleoplacas, representadas pelos atuais terrenos e domínios tectônicos da Faixa Ribeira Central.

Os gnaisses e granitos da Folha Nova Friburgo pertencem, em sua maior parte, ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira, representado pelo domínio tectônico Costeiro. Na porção noroeste da folha uma zona de cisalhamento dúctil mergulhante para noroeste (Limite Tectônico Central) limita o Terreno Oriental com o domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental. No extremo noroeste da folha se encontra o domínio Paraíba do Sul, sobreposto tectonicamente ao domínio Juiz de Fora. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro e os ortognaisses das suítes Cordeiro e Serra dos Órgãos ocupam o restante da folha e formam seus conjuntos montanhosos mais importantes. Os picos mais elevados estão localizados nos maciços graníticos da Suíte Nova Friburgo.

O Complexo Juiz de Fora representa, na folha, o magmatismo paleoproterozóico (2,1 a 2,2 Ga) gerado durante o Ciclo Transamazônico. Sequências sedimentares, com predominância de termos pelíticos e poucas intercalações anfibolíticas (grupos Andrelândia e São Fidélis e o Complexo Paraíba do Sul), representam a sedimentação plataformal distal meso a neoproterozóica. A deposição da sequência original do Grupo Andrelândia teria ocorrido no sopé da margem continental passiva do paleocontinente São Francisco. Os sedimentos que originaram o Grupo São Fidélis teriam se depositado na parte distal da margem da paleoplaca do Congo. A paleogeografia da sedimentação do Complexo Paraíba do Sul permanece ainda questão em aberto.

A história geológica neoproterozóica se iniciou com a instalação do magmatismo γ_1 dos complexos Rio Negro e Trajano de Moraes há 630 Ma, que representam a raiz plutônica de arcos magmáticos gerados durante processo de subducção. Durante a colisão deste arco com uma margem passiva a oeste teria ocorrido duplicação crustal, metamorfismo e geração do magmatismo sin-colisional γ_1 -2 e γ_2 (590-570 Ma), representado pelas suítes Rio Turvo, Imbé, Cordeiro e o Complexo Anta. Nas etapas finais da colisão foi gerado o magmatismo calci-alcalino γ_3 (570-560 Ma) da Suíte Serra dos Órgãos. Metamorfismo na fácies anfibolito superior a granulito e deformação plástica cisalhante provocou intensa gnaissificação durante a etapa colisional e seus efeitos térmicos se estenderam até 500 Ma. Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis transtracionais foram criadas ao final do processo orogênico (500-480 Ma), durante colapso tectônico, que serviram de conduto para os granitos pós-colisionais γ_6 da Suíte Nova Friburgo.

Magmatismo básico fissural no Cretáceo gerou o enxame de diques da Serra do Mar, de direção predominante N60E. Zonas de cisalhamento rúpteis de direção NW e N15E, com forte influência na configuração do relevo, estão relacionadas ao tectonismo cenozóico.

Os recursos minerais da Folha Nova Friburgo relacionam-se principalmente com rochas e minerais industriais empregados na construção civil. Assumindo um papel significativo na economia mineral da região há a produção de águas minerais.

ABSTRACT

The Nova Friburgo Sheet is situated in the mountainous region of the Rio de Janeiro State. In its southern portion is located in the escarpment of the Serra do Mar, preserved by the Três Picos State Park and adjacent conservation areas. The staggered surface of the reverse side of the escarpment heights harbor farm belts that caters largely to the metropolitan region of Rio de Janeiro and the cities of Nova Friburgo and Teresópolis are important tourist and industrial centers.

The Neoproterozoic-Lower Paleozoic plutonism, deformation and metamorphism during the Brasiliano Cycle outlined the geological framework of the Nova Friburgo Sheet. This cycle involved the bonding of paleoplates represented by current terrains and tectonic domains of the Central Ribeira Belt.

The gneisses and granites of the Nova Friburgo Sheet belong mostly to the Oriental Terrain of the Ribeira Belt, represented by the Coastal tectonic domain. In the northwestern portion of the sheet a ductile shear zone dipping to the northwest (Central Tectonic Boundary) limits the Juiz de Fora tectonic domain of the Oriental Terrain to the Occidental Terrain. In the extreme northwest of the sheet the Paraíba do Sul Domain tectonically overlaps the Juiz de Fora Domain. The orthogneisses of the Rio Negro Complex and Cordeiro and Serra dos Órgãos suites occupy the remainder of the sheet. The highest peaks are located in the massive granitic Nova Friburgo Suite.

The Juiz de Fora Complex represents the Paleoproterozoic magmatism (2.1 to 2.2 Ga) generated during Transamazonian Cycle. Sedimentary sequences, predominantly pelitic terms and few amphibolitic intercalations (Andrelândia and São Fidélis groups and Paraíba do Sul Complex), represent the Meso to Neoproterozoic distal shelf sedimentation. The deposition of the Andrelândia Group original sequence had occurred at the foot of the passive continental margin of the São Francisco paleocontinent. The sediments that originated the São Fidélis Group would be deposited at the distal margin of the Congo paleoplate. The paleogeography of the sedimentation of the Paraíba do Sul Complex remains an open question.

The Neoproterozoic geological history began with the installation of γ_1 magmatism of the Rio Negro and Trajano de Moraes complexes at 630 Ma representing the plutonic root of a subduction related magmatic arc. During the collision of this arc with a passive margin to the west crustal stacking produced regional metamorphism and syn-collisional magmatism γ_1 and γ_1 -2 (590-570 Ma), represented by the Rio Turvo, Imbé, Cordeiro suites and the Anta Complex. In the final stages of the collision calc-alkaline magmatism γ_3 (570-560 Ma) generated the Serra dos Órgãos Suite. Upper amphibolite to granulite facies metamorphism and shear deformation caused intense gneissification during collisional phase and thermal effects were extended to 500 Ma. Transtrational ductile to ruptile shear zones were created at the end of orogeny (500-480 Ma), during tectonic collapse, which served as a conduit for the γ_6 post-collisional granites Nova Friburgo Suite.

Basic Cretaceous magmatism generated the Serra do Mar Dike Swarm in the predominant direction N60E. NW and N15E trending brittle shear zones with strong influence in shaping the relief are related to the Cenozoic tectonics.

The mineral resources of Nova Friburgo Sheet relate mainly to industrial minerals and rocks used in construction. Mineral waters assume a significant role in mineral economics of the region.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1- ASPECTOS METODOLÓGICOS.....	18
1.1.1 - Cartografia Geológica.....	18
1.1.2 - Análise geomorfológica.....	18
1.1.3 - Análise petrográfica.....	19
1.1.4 - Litogeoquímica.....	20
1.1.5 - Geocronologia e geoquímica isotópica.....	20
1.1.6 - Magnetometria e gamaespectrometria.....	21
1.1.7 - Levantamento de recursos minerais.....	21
2 – CONTEXTO REGIONAL	23
2.1- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	23
2.1.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana e os terrenos do Segmento Central-Norte ...	23
2.1.2- Quebra do Supercontinente Gondwana.....	26
2.1.3- O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado.....	27
2.1.4- Rochas Alcalinas.....	29
2.2 - Compartimentação geomorfológica.....	29
3 – ESTRATIGRAFIA	35
3.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO: COMPLEXO JUIZ DE FORA (PP2JFGL).....	35
3.2 - METASSEDIMENTOS MESO A NEOPROTEROZÓICOS.....	35
3.2.1 - Grupo Paraíba do Sul (PRps).....	35
3.2.2 - Grupo Andrelândia (Npa).....	35
3.2.2.1 - Unidade Arcádia-Areal (Npaaa).....	35
3.2.2.2 - Unidade Granada-biotita gnaiss (Npasgn).....	36
3.2.3 - Grupo São Fidélis (NPsf).....	36
3.2.3.1 - Unidade kinzigito (NPsfkz).....	37
3.2.3.2 - Unidade (sillimanita)-biotita gnaiss (NPsfbgn).....	37
3.3 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO.....	38
3.3.1 - Complexo Rio Negro (NP23γ1rn).....	38
3.3.2 - Corpo Gabro (NP3B1rngb).....	41
3.3.3 - Complexo Trajano de Moraes (NP3γ1tm).....	43
3.3.4 - Suíte Rio Turvo (NP3γ12rt).....	43
3.3.5 - Suíte Imbé (NPy12im).....	44
3.3.6 - Suíte Cordeiro (NP3γ12co).....	45
3.3.7 - Complexo Anta (NP3γ12an).....	48
3.3.8 - Suíte Serra dos Orgãos (NP3γ3so).....	49
3.4 - MAGMATISMO CAMBRO-ORDOVICIANO: SUÍTE NOVA FRIBURGO (O1γ6nf).....	52
3.4.1 - Corpo Teresópolis (O1γ6nf-ts).....	53
3.4.2 - Corpo Andorinha (O1γ6nf-an).....	53
3.4.3- Corpo Frades (O1γ6nf-fr).....	53
3.4.4- Corpo Nova Friburgo (O1γ6nf-nf).....	57
3.4.5- Corpo Conselheiro Paulino (O1γ6nf-cp).....	58
3.5 - MAGMATISMO CRETÁCICO: ENXAME DE DIQUES DA SERRA DO MAR (K1BSM).....	59
3.6 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS.....	60
3.6.1 - Depósito Colúvio-Aluvionar (Qca).....	60
3.6.2 - Depósitos gravitacionais (talús) (Qt).....	61
3.7 AJUSTE DA AEROGAMAESPECTROMETRIA COM AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	62
3.7.1 Suíte Nova Friburgo.....	62
3.7.2 Unidades metassedimentares.....	63
3.8 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA FOLHA NOVA FRIBURGO.....	64
3.8.1 Escarpa Sul.....	65
3.8.2 Colinas do Sopé da Escarpa Sul.....	67
3.8.3 Domínio Três Picos-Frades-Caledônia - Maciços Graníticos.....	67
3.8.4 Domínio Teresópolis - Maciços Granítico-Gnáissicos.....	68

3.8.5 Domínio de Dissecação Intermaciços.....	68
3.8.6 Planalto de Macaé de Cima.....	69
3.8.7 Bordas Planálticas Suspensas.....	69
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	71
4.1- GEOLOGIA ESTRUTURAL PRECAMBRIANA/CAMBRO-ORDOVICIANA.....	71
4.1.1-Foliação.....	71
4.1.2 - Dobras.....	72
4.1.3 - Zonas de Cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis.....	73
4.2- EVENTOS METAMÓRFICOS DO PRECAMBRIANO/CAMBRO-ORDOVICIANO.....	74
4.2.1 - Metamorfismo das rochas do Complexo Rio Negro.....	74
4.2.2 - Migmatização e formação de S-Granitóides.....	74
4.3- GEOLOGIA ESTRUTURAL MESO-CENOZÓICA.....	76
4.3.1 - Zonas de cisalhamento rúpteis.....	76
4.3.2 - Falhas ou Fraturas.....	76
4.4 - ESTRUTURAS INTERPRETADAS POR AEROMAGNETOMETRIA.....	79
4.4.1 - Estruturas aeromagnéticas lineares produzidas por diques de diabásio.....	79
4.4.2 - Anomalia magnética de Bom Sucesso.....	79
4.4.3 - Expressão aeromagnética do Limite Tectônico Central.....	79
4.4.4 - Falhas interpretadas pela Aeromagnetometria.....	80
5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCROLOGIA.....	81
5.1 - LITOGEOQUÍMICA.....	81
5.1.1 Complexo Rio Negro.....	81
5.1.2 Suíte Nova Friburgo.....	81
5.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	91
5.2.1 - Geoquímica isotópica de Rb e Sr como registro de metamorfismo e hidrotermalismo.....	91
5.2.2 - Reservatórios mantélicos e crustais e tempo de residência crustal estimados através da geoquímica isotópica do Sm e Nd.....	98
5.3 - Geocronologia U-Pb e Pb-Pb em zircão.....	103
6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA.....	111
7 – RECURSOS MINERAIS.....	121
7.1 INTRODUÇÃO.....	121
7.2 - PANORAMA MINERAL.....	121
7.2.1 - Água Mineral.....	121
7.2.2 - Areia.....	122
7.2.3 - Argila.....	122
7.2.4 - Rocha para Brita.....	122
7.2.5 - Rocha Ornamental.....	123
7.2.6 - Saibro.....	124
7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS.....	124
7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS.....	124
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	125
8.1 - CONCLUSÕES.....	125
8.2 - RECOMENDAÇÕES.....	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	127

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA NOVA FRIBURGO

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

O Programa de retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos (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 constituem o Convênio UERJ/CPRM no âmbito do PRONAGEO desenvolvido no período entre 2008-2010.

O convênio UERJ/CPRM contou com intensa participação de professores e alunos de graduação e pós-graduação da Faculdade de Geologia da UERJ e foi desenvolvido em estreita parceria com o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, co-responsável pela atualização do banco de dado sobre recursos minerais.

A partir de 1988 o Grupo de Pesquisa em Geologia Regional e Geotectônica da UERJ (TEKTOS/ UERJ) realiza mapeamento geológico na escala de 1:50.000 do Estado do Rio de Janeiro, através de financiamentos do CNPq, Faperj (Carteiras Cientistas do Nosso Estado e Pensa Rio) e Petrobras (carteiras Profex e Redes Tecnológicas) e da própria UERJ. Este programa resultou em mapas geológicos na escala

de 1:50.000 ao longo do Estado Rio de Janeiro e estados limítrofes (Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo). Os trabalhos de campo e de laboratório foram coordenados por professores e pesquisadores do TEKTOS, com participação de alunos de graduação em estágios de campo curriculares e alunos de pós-graduação em dissertações de mestrado e teses de doutoramento.

A Folha Nova Friburgo (escala 1:100.000, SF23-Z-B-II) localiza-se na região serrana fluminense (Figura 1), entre as latitudes de 22° 30' e 22°S, e os meridianos de 43° e 42° 30' W. Abrange, em parte, treze municípios do Estado do Rio de Janeiro (Teresópolis, Nova Friburgo, Duas Barras, Sumidouro, São José do Vale do Rio Preto, Três Rios, Sapucaia, Petrópolis, Cachoeiras de Macacu, Magé, Carmo, Bom Jardim e Silva Jardim) e um município do Estado de Minas Gerais (Chiador).

Os trabalhos de mapeamento geológico no âmbito da Folha Nova Friburgo se iniciaram com Rosier (1957, 1965), pelo Departamento de Geologia e Mineralogia do DNPM. Os mapas geológicos das folhas 1:50.000 que se articulam na Folha Nova Friburgo na escala 1:100.000 (Teresópolis, Nova Friburgo, Duas Barras e Anta, Grossi Sad *et al.* 1982a,b,c,d) foram confeccionados entre 1978 e 1982 durante o

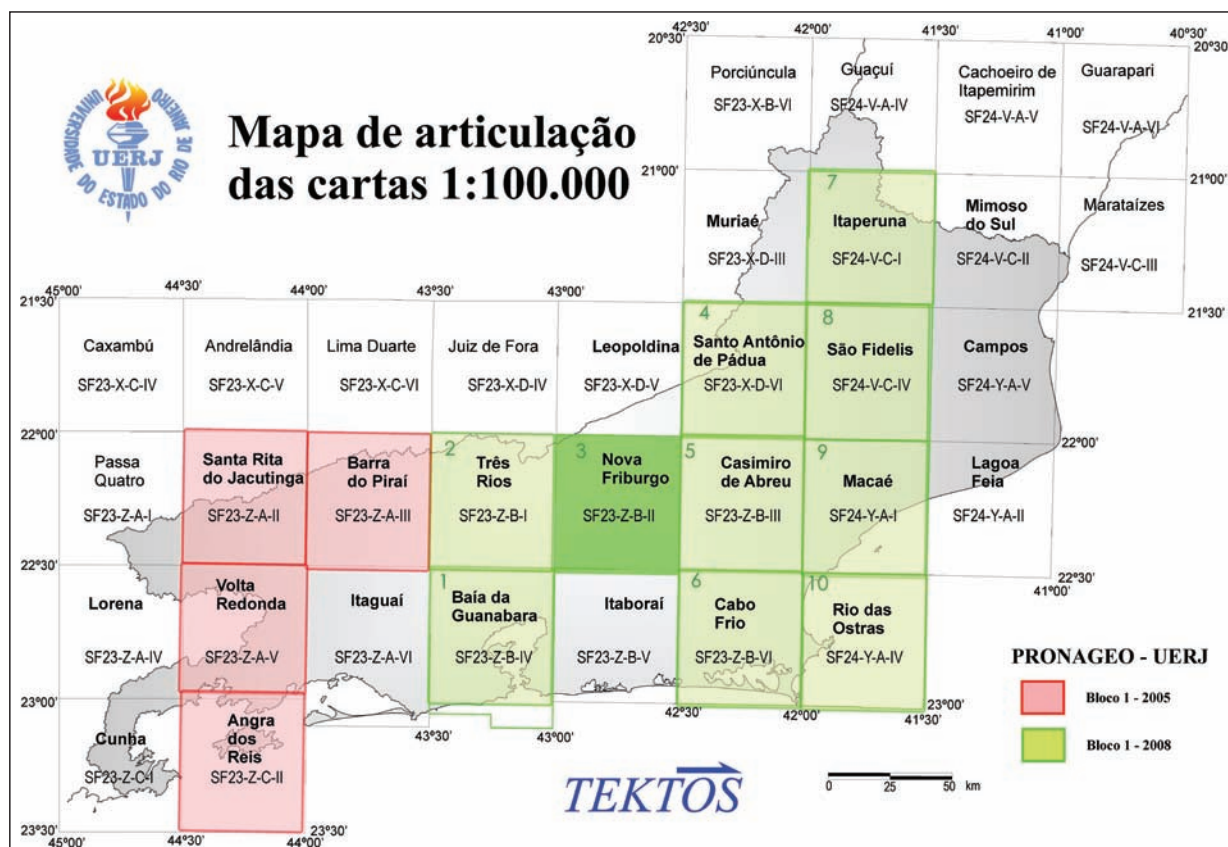


Figura 1.1 - Localização da Folha Nova Friburgo no contexto do Convênio UERJ-CPRM- Pronageo/Fase 2

Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. O relatório das quatro folhas foi apresentado integrado por Pinto *et al.* (1980). Associadas a estes mapeamentos foram elaboradas dissertações de mestrado (Junho 1982 e Souza 1983) e tese de doutorado (Junho 1990), com enfoque em geologia regional e petrologia de granitos.

A equipe da Faculdade de Geologia da UERJ realizou trabalhos na Folha Nova Friburgo estabelecendo correlações entre produtos geofísicos e geológicos (Lohmann 1993, Roig *et al.* 1998), detalhando corpos gabróicos (Aguiar 2004, Conceição *et al.* 1997), levantando a relação entre tectônica e magmatismo no Neoproterozóico-Cambriano (Tupinambá 1999) e levantando o meio físico do Parque Estadual dos Três Picos (Eirado Silva *et al.* 2006).

1.1- ASPECTOS METODOLÓGICOS

1.1.1 - Cartografia Geológica

Para a confecção do Mapa Geológico da Folha Nova Friburgo, a equipe de campo percorreu estradas pavimentadas e não pavimentadas, além de trilhas e caminhos, descrevendo afloramentos de rocha fresca, alterada ou coberturas aluvionares ou coluvionares. Foram coletadas amostras de rocha para o preparo de lâminas delgadas para análise petrográfica e para análises litogeoquímicas e geocronológicas (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 – Dados Físicos de Produção da Folha Nova Friburgo

Produtos	Quantidade
Afloramentos descritos	570
amostras coletadas	210
lâminas descritas	100
análises litogeoquímicas	30
análises geocronológicas	
quilometragem percorrida no mapeamento	1870
número de corrências minerais levantadas	123

Como material de apoio para a cartografia geológica de campo e por meio digital, a CPRM forneceu um conjunto de arquivos digitais, incluindo: imagem orbital GEOCOVER®; modelo digital de terreno (SRTM) 90 e 30m com apresentação em relevo sombreado com tons de cinza; recorte da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; limites da Folha Nova Friburgo; planimetria ajustada à base GEOCOVER; mapas de interpretação geofísica em magnetometria e gamaespectrometria; banco de dados AFLORA.

A cartografia das estruturas e dos contatos entre unidades geológicas resultou das observações de campo, devidamente apontadas em mapas topográficos do IBGE na escala 1:50.000. A interpolação e extrapolação dos contatos e estruturas foram realizadas através da interpretação geológica de imagens de satélite LANDSAT, CBERS (fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE) e GEOCOVER (em função da disponibilidade de cobertura). Como critérios fotogeológicos foram utilizados: padrão de superfície em áreas aflorantes (convexo e liso para granitos, rugoso e estruturado para gnaisses); padrão de drenagem e coloração do terreno em coberturas eluvionares (intensidades de ravinamento, convexidade, drenagem de 1ª. e 2ª. ordem, cobertura vegetal).

Na interpretação fotogeológica foi utilizado intensamente o programa Google Earth v. 4.3., de julho 2008, com tamanho máximo da textura de 2048x2048 pixels. Até 2009, as imagens disponíveis neste programa eram LANDSAT e IKONOS; a partir de junho de 2009, passaram a ser fornecidas imagens SPOT (CNES). Os afloramentos descritos e os contatos geológicos delimitados em campo foram sistematicamente atualizados no programa em arquivos .KML. A continuidade de contatos geológicos e estruturas foi interpolada e extrapolada segundo os critérios fotogeológicos descritos acima, com a vantagem da ferramenta de visualização tridimensional oferecida online pelo programa.

A determinação dos limites das planícies aluvionares (Qca) foi feita em campo, quando possível. Quando realizada de forma remota, foram utilizados conjuntamente as imagens GEOCOVER e o espaçamento de curvas de nível dos mapas topográficos do IBGE 1:50.000, procurando-se minimizar a distorção entre eles, resultante da diferença de datum geodésico.

Nas áreas que não foram percorridas pela equipe de mapeamento, foi adotada a geometria dos contatos dos mapas geológicos do Projeto Carta Geológica, em função das seguintes qualificações daquele trabalho: a) os caminhamentos realizados em cada um dos quatro mapas (Grossi Sad *et al.* 1982a,b,c,d) incluem cerca de 700 estações de campo em cada folha; b) muitos sítios descritos durante aquele projeto não estão mais acessíveis, por questões de segurança (mesmo em áreas rurais), pela expansão urbana e pela criação de Unidades de Conservação com acesso restrito.

1.1.2 - Análise geomorfológica

As feições morfológicas foram delimitadas na escala 1:50.000 foram reconhecidas através da aplicação da metodologia introduzida por Meis & Silva (1981) e refinada por Silva (2002), que consiste na realização do cálculo da amplitude altimétrica (Δh) dada pela diferença entre a altitude superior ($\Delta h_{\text{máx}}$) e a inferior ($\Delta h_{\text{mín}}$) para as bacias de drenagem de primeira e segunda ordem até sua confluência com

a rede coletora, utilizando-se para tanto cartas topográficas. Após o cálculo dos valores de amplitudes altimétricas, foram reconhecidas e individualizadas bacias de drenagem de mesma classe através da delimitação de interflúvios e divisores. O mapa apresentado reflete o grau de encaixamento fluvial ou entalhamento erosivo das encostas além de destacar íntima variações lito-estruturais e/ou tectônicas

Para a delimitação de unidades mais suaves da paisagem considerou-se as rupturas de declive existentes entre as encostas e as áreas de baixo declive como critério de delimitação da área de acumulação ou retenção da sedimentação quaternária (planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas) com as demais feições em que predominam os processos erosivos ou de dissecação (colinas, morros, serras locais ou serras reafeiçoadas ou serras escarpadas).

As subdivisões das classes de amplitude altimétrica e suas respectivas associações às feições morfológicas utilizadas estão sintetizadas na Tabela 1.2. Após a confecção dos cálculos para as cartas topográficas analisadas foi realizado o escaneamento,

georreferenciamento, classificação manual dos polígonos das classes pré-definida.

Para a interpretação morfoestrutural e morfotectônica fez-se o uso de conceitos e métodos da Geomorfologia Tectônica e da Geologia Estrutural, desenvolvidos e utilizados por autores como Bull & Wallace, 1985; Mayer (1986); Summerfield, 1987, 1988; Stewart & Hancock, 1994; Cox, 1989; Keller & Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank & Anderson, 2001. Entre vários procedimentos, destacam os mapeamentos da rede de drenagem, dos lineamentos de drenagem e de relevo, dos lineamentos estruturais, ambos agrupados em diferentes direções denominadas de feixes de lineamentos (Leary *et al.*, 1976; Liu, 1987, Defontaine & Chorowicz, 1991; Defontaine *et al.*, 1993).

Estes dados foram somados aos lineamentos mapeados, como falhas e juntas e enxames de diques, e cruzados com a compartimentação do relevo e das zonas preferenciais de sedimentação e de erosão, a fim de definir a compartimentação morfotectônica e morfoestrutural da área.

Tabela 1.2 - Classes de Amplitude altimétrica para a definição dos compartimentos topográficos da Folha Nova Friburgo

Classes de Amplitude Altimétrica	Compartimentos Topográficos	Características Morfológicas
0-20m	Planícies fluviais e flúvio-marinhas	feições de topografia plana - horizontal a sub-horizontal
20-100m	colinas	feições de colinas de topos suavizados caracterizadas pelo entulhamento de vales e reentrâncias de cabeceiras de drenagem
100-200m	Morros	feições de colinas convexo-côncavas com encosta íngremes e que podem ocorrer isoladas em meio de planícies fluviais
200-400m	serras locais e/ou serras reafeiçoadas	elevações isoladas e feições de transição entre compartimentos diferentes
>400m	serras escarpadas	encostas escarpadas com topos bem elevados, com mudança abrupta entre os compartimentos

1.1.3 - Análise petrográfica

A análise macroscópica das amostras coletadas foi realizada com auxílio de lupa binocular e as amostras, quando necessário, foram fotografadas junto com seu número de identificação e uma escala gráfica. Os microscópios petrográficos utilizados se utilizam de luz polarizada e refletida, e possuem objetivas com aumentos de 2,5 a 60X, podendo ser das marcas Carl Zeiss ou Leitz. O corte de amostras e confecção de lâminas foi realizado no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ.

A identificação dos minerais seguiu os princípios da mineralogia ótica, baseado em cor, hábito, clivagem, ângulo de extinção, e propriedades observadas em luz conoscópica. A nomenclatura utilizada para texturas e para classificação da rocha procurou seguir os padrões internacionais, mas destaca-se

que, em muitos casos, ainda não há consenso no uso de termos petrográficos.

Para a granulação de rochas adotou-se a classificação de Mackenzie *et al.* (1982) e Philpotts (1989): fina, minerais menores que 1 mm; média, minerais entre 1 e 5 mm; grossa, minerais maiores que 5 mm. Para o índice de cor "M" (% de minerais máficos na rocha) foi adotada a classificação de Shand (1927) e Nockolds (1978): hololeucocrático, $M < 5$; leucocrático, $M < 30$; mesocrático, $30 < M < 60$; melanocrático, $60 < M < 90$ e hipermelanocráticas, $M > 90$.

Em rochas com granulação fina e/ou feldspatos não geminados, com difícil determinação do tipo de feldspato, foi utilizada a técnica de corrosão ácida e tingimento, com apoio da equipe técnica do LGPA/ UERJ. Utilizou-se solução saturada de Amarante, solução saturada de cobaltonitrito de Sódio, Cloreto de Bário em solução, ácido fluorídrico 48% e acetona. Ao final do procedimento, o Amarante tingiu o pla-

gioclásio de vermelho e o cobaltonitrito tingem o feldspato potássico de amarelo, enquanto que o quartzo permanece cinza.

1.1.4 - Litogeoquímica

A preparação e seleção das amostras para análise litogeoquímica respeitou os seguintes critérios: a) ausência de feições macroscópicas de intemperismo; b) volume de amostra proporcional ao volume do maior cristal da rocha. As amostras inalteradas, representativas, de cada unidade foram, então, transformadas em pó através da pulverização em moinho de tungstênio.

As análises foram realizadas no Activation Laboratories (ACTLABS), Canadá, pelo pacote 4litho, com análise de elementos maiores por ICP-AES (plasma) após fusão da amostra com metaborato ou tetraborato de lítio. Os elementos traços são analisados por ICP-MS. O método analítico ICP-AES (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry) é capaz de medir os elementos maiores e traços, incluindo a maior parte dos elementos terras raras (ETR). A preparação das amostras requer a produção de soluções e demanda mais tempo que a preparação de amostras para a fluorescência de raio-X. Uma vez separadas as soluções, as análises podem ser feitas em questão de minutos e simultaneamente, o que reduz bastante os custos e o tempo das análises. O método é basicamente de “chama”. A solução é passada como um aerosol através de um nebulizador dentro de um plasma de Argônio. O ICP é uma onda aquecida de átomos de Ar que excita os vários elementos que compõem a amostra. A excitação produz linhas espectrais que são detectadas por vários fotomultiplicadores e convertidas em concentrações pela comparação com padrões internacionais. No método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) os íons são extraídos do plasma através de um pequeno orifício em condições de vácuo e colimados em direção a um espectrômetro de massa. O método produz análises com baixos limites de detecção, comparáveis ao método de ativação neutrônica. É utilizado especialmente na análise de elementos traços e especialmente ETR.

Os dados geoquímicos produzidos incluem: elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e a PF (perda ao fogo), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co) e elementos de terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th, Hf, Ta e Pb. Os elementos maiores foram expressos em porcentagem de peso (%peso) enquanto que os elementos traços foram expressos em partes por milhão (ppm). A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de softwares (Newpet) adequados à discriminação de séries e classificação de rochas.

Para controle analítico, foi analisada a porcentagem total dos óxidos que ficaram num intervalo de 98 a 101%. Para o tratamento dos dados, optou-se por trabalhar as amostras em base anídrica. Esse procedimento não altera os resultados relativos e permite a análise qualitativa e quantitativa dos dados de modo satisfatório. O ferro das amostras foi analisado como ferro total expresso sob a forma de ferro férrico (Fe₂O_{3t}).

1.1.5 - Geocronologia e geoquímica isotópica

As análises geocronológicas e isotópicas da Folha Nova Friburgo foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo/IG/USP), entre 1994 e 1999, e descritas por Tupinambá (1999).

Os isótopos de Rb e Sr foram analisados em pó quarteado de rocha total, obtido através de britagem e posterior pulverização em moinho de bolas revestido por carbeto de tungstênio. O material foi analisado em aparelho de fluorescência de raios-X para uma avaliação semi-quantitativa dos teores de Rb e Sr. Os resultados obtidos permitiram uma seleção de amostras com diversas razões ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, para montagem de isócronas. Além disso, os teores encontrados determinaram o tipo de procedimento analítico seguinte: a) amostras com valores de Rb e Sr no intervalo de 50 a 100 ppm foram novamente levadas à fluorescência de raios-X para análise quantitativa; b) amostras com teores fora deste intervalo tiveram sua composição determinada por diluição isotópica. Após ataque químico em meio ácido, o Rb e o Sr foram separados em colunas de resina de troca catiônica. As análises espectrométricas foram feitas em espectrômetro de massa VG 354 Micromass, com filamentos de Ta. Maiores detalhes sobre os procedimentos adotados no CPGeo-USP são encontrados em Kawashita *et al.* (1990), Cordani *et al.* (1985), Teixeira (1985) e Sato (1986).

Os isótopos de Sm e Nd foram também analisados em pó de rocha total. As amostras foram britadas e posteriormente pulverizadas em moinho de bolas com cápsula revestida em carbeto de tungstênio. O pó, depois de quarteado, foi então submetido a um ataque químico com a mistura de HF e HNO₃. Como as concentrações de Sm e Nd são obtidas através de diluição isotópica, foi adicionado um traçador (spike) às amostras. A separação química se processou em duas etapas: a) nas colunas primárias, as terras raras são separadas em colunas de resina de troca catiônica; b) nas colunas secundárias Sm e Nd são separados das terras raras em colunas de pó de teflon. Na espectrometria de massa, as amostras foram depositadas em filamento de Re (para o Nd) e Ta (para o Sm) no espectrômetro VG-354 da Micromass, com cinco coletores. Uma descrição detalhada dos procedimentos metodológicos do CPGeo-USP na sistemática Sm/Nd se encontra em Sato *et al.* (1995).

As análises de U-Pb em zircão foram realizadas em duas amostras do Batólito da Serra dos Órgãos e uma amostra do tonalito gnaissado do Complexo Rio Negro, em um total de 12 frações de zircão. A separação dos cristais de zircão foi feita no laboratório de preparação do CPGeo/USP e a preparação química e procedimentos analíticos seguiram os procedimentos metodológicos descritos em Basei *et al.* (1995).

Foram analisadas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão duas amostras de gnaissado da Suíte Cordeiro e uma amostra de gnaissado da Suíte Serra dos Órgãos. As análises foram realizadas no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA (Pará-Iso) por C. R. Sachett, sob a supervisão do Prof. Dr. Moacir J. B. Macambira.

1.1.6 - Magnetometria e gamaespectrometria

Na Folha Nova Friburgo o intemperismo avançado, o forte gradiente do relevo, a ocupação urbana e a cobertura da Mata Atlântica são fatores que dificultam o mapeamento geológico. Nestes casos, o uso de ferramentas geofísicas se torna extremamente importante, e dados obtidos em aerolevantamentos são os mais utilizados em áreas de difícil acesso e grande extensão.

A despeito da realização de novos levantamentos de alta resolução, os aerolevantamentos geofísicos de caráter regional e de baixa resolução espacial realizados na década de 70, ainda são uma excelente fonte de informação se bem aproveitados. O reprocessamento e a posterior reinterpretação desse tipo de dado, em especial se conjugado com metodologias de processamento digital de imagens e modelos digitais de terreno, pode permitir dentre outros aspectos, uma melhor definição de unidades geológicas, delimitação de falhas e demais tipos de estruturas e até a identificação de áreas favoráveis para a ocorrência de mineralizações (Roig *et al.*, 1998).

Um dos levantamentos aerogeofísicos mais importantes realizados no país na década de 1970 foi o proveniente do denominado Projeto São Paulo-Rio de Janeiro (CPRM, 1995). Este projeto foi executado pela empresa de aerolevantamentos ENCAL S.A para o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). As áreas dos levantamentos estão contidas na região sudeste e sul do Brasil, compreendendo os estados do Rio de Janeiro (Blocos 1 e 2), São Paulo (Blocos 3 e 4) e Paraná (Bloco 6). Para este trabalho foram utilizados os dados dos Blocos 1 e 2, que contam com recobrimento de 41.595 km de perfis aerogeofísicos, perfazendo uma área total de 38.000 Km². Foram coletados dados radiométricos nos canais Urânio (U), Tório (Th), Potássio (K) e Contagem Total (CT) e dados de intensidade do campo magnético total (CPRM, 1988).

As características técnicas dos aerolevantamentos do Projeto São Paulo-Rio de Janeiro englobam:

altura de vôo fixada em 150m acima sobre o terreno (voos acompanhando a topografia), com frequência de aquisição de dados de uma amostra por segundo nos canais radiométricos e de 10 amostras por segundo no canal magnetométrico. As linhas de produção tiveram espaçamentos, entre si, de 1km e foram preferencialmente orientadas na direção norte-sul e, as linhas de controle (finalidade de nivelar os dados aerogeofísicos na etapa de processamento) foram posicionadas em intervalos de 10,0 km com direção este-oeste. Os trabalhos de aquisição de dados no estado do Rio de Janeiro foram iniciados no mês de março de 1978 e interrompidos em julho do mesmo ano em virtude da queda da aeronave, quando então o projeto foi interrompido. Os dados radiométricos e magnetométricos foram processados e armazenados no banco de dados da CPRM, detentora da propriedade desse conjunto de dados (CPRM, 1995). Em 1997, o Projeto São Paulo-Rio de Janeiro teve os seus dados radiométricos convertidos de contagens por segundo (cps) para concentração de elementos - percentagem (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente Urânio (eU) e equivalente Tório (eTh) utilizando técnicas de calibração desenvolvidas em colaboração com equipes canadenses (GSC 1997).

1.1.7 - Levantamento de recursos minerais

A produção de rochas e minerais industriais depende, dentre outros fatores, da proximidade com o centro consumidor, o que torna a extração desses bens errática e sazonal, dificultando sobremaneira a tentativa de catalogação dos mesmos. Nesse sentido faz-se necessário discutir a seguir os critérios adotados no presente relatório, para o cadastramento desses bens, com a finalidade de expor o panorama mineral da área em questão.

O cadastramento dos bens minerais seguiu as seguintes etapas: coleta de informações bibliográficas e em banco de dados de órgãos afins, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação do banco de dados georeferenciados.

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 caminhamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1:50.000. Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 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.

sões 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 pela requerente. Nesse caso vale ressaltar que na ausência de denominação específica para rocha de cantaria optou-se pela denominação rocha ornamental, distinguindo-a quando necessário no texto.

2 – CONTEXTO REGIONAL

2.1- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

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, Campos. O terceiro episódio resultou em importante reativação tectônica da margem sudeste brasileira, resultando na implantação do sistema de Riftes do Sudeste, contemporâneo ao extensivo magmatismo de caráter alcalino de idade Eocretácea a Eocênica.

2.1.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana e os terrenos do Segmento Central-Norte

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

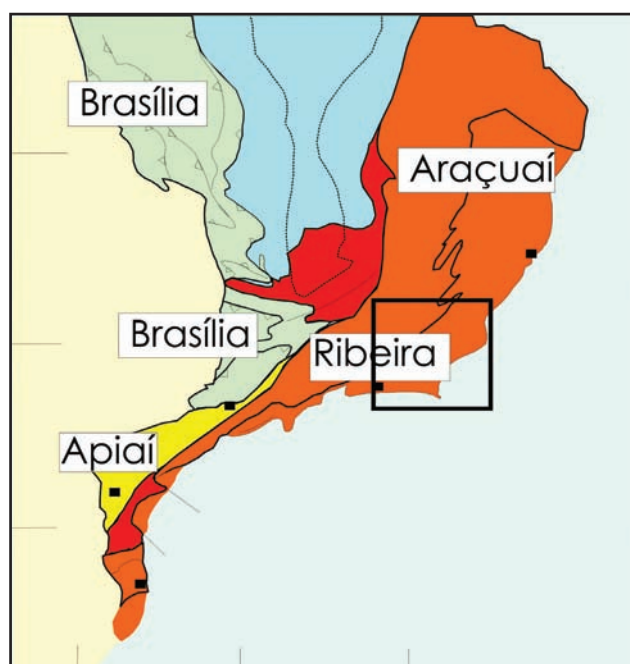


Figura 2.1- Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira segundo Heilbron et al. (2004,2008) e Tupinambá et al. (2007)

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 paleocontinentes (crátons) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola, envolvendo também outras micropalacas. Se desenvolveu ao longo de vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Pan-africana durante o Neoproterozóico–Cambriano com estágios finais 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 (Heilbron et al., 2004).

Os diversos terrenos tectônico-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira são limitados por importantes discontinuidades 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 (Figura 2.2): Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2.2, Heilbron et al., 2000;2004;2009; Trouw et al., 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente redobrada (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.,2005). 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/Continentes. 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 à Orogênese Brasileira 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.

Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

Terreno Ocidental

O 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 granu-

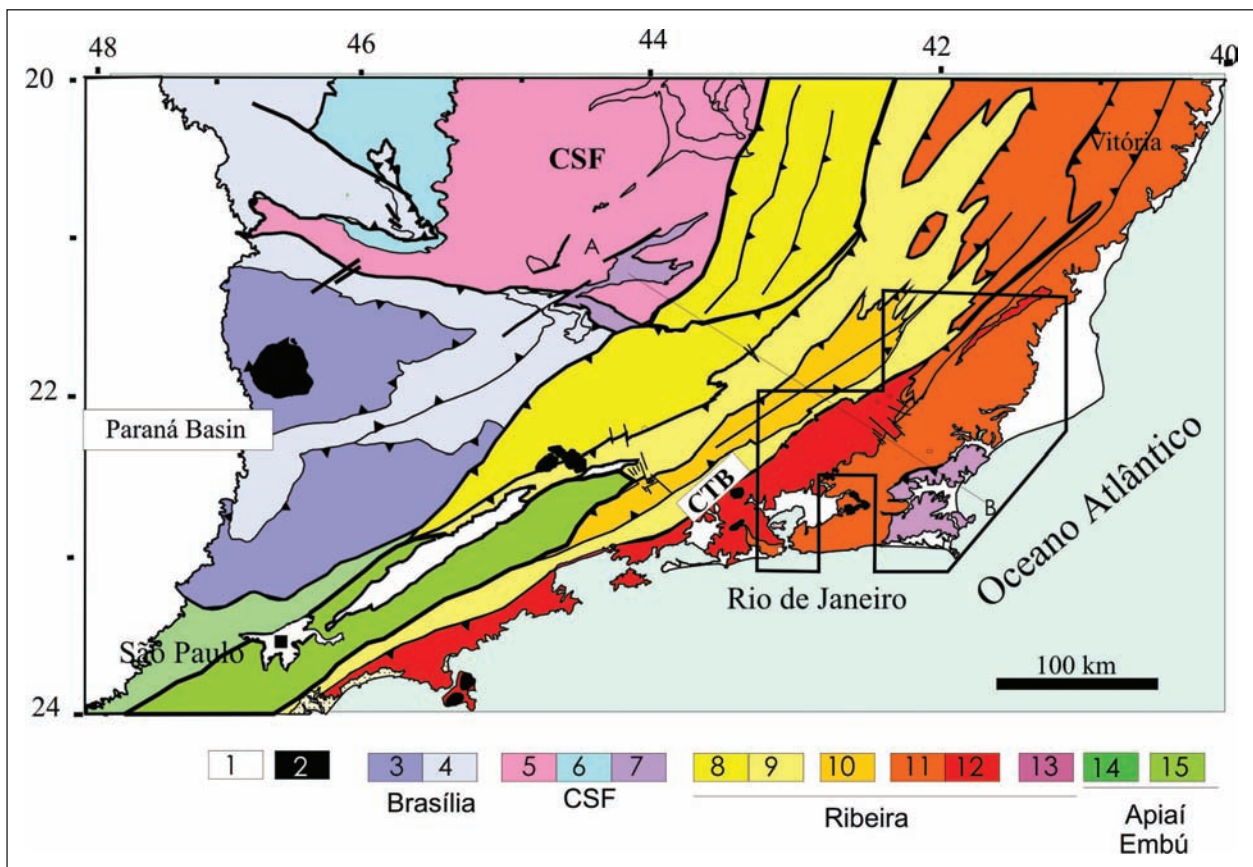


Figura 2.2- Compartimentação tectônica da Região SE brasileira. Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9-Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12 Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11), 13- Terreno Cabo Frio. Dados de Heilbron *et al.*, (2004, 2009); Tupinambá *et al.* (2007); Schmitt *et al.* (2009)

litos 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 cavalgado 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 ângulos, que também indicam movimentação oblíqua dextral. 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 2004; 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).

No contato entre o Terreno Paraíba do Sul e o Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental) ocorre uma

zona milonítica de alto ângulo, denominada de Zona de Cisalhamento de Além Paraíba, que é tardia em relação ao episódio colisional principal.

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 gabróticos. Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem pelo menos dois 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 dife-

rentes grupos, indicando uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron *et al.* 2005).

- Domínio Itava – 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 anfíbolíticas (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 anfíbolitos (Schmitt *et al.*, 2004); b) e um conjunto mais novo formado por sucessão metassedimentar de alto grau composta de paragnaisse pelíticos a psamíticos com lentes de anfíbolitos 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.

2.1.2- 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 resultou 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 (figura 2.3), tal como descrito por Almeida, 1976; McKenzie & Bickle, 1988; Valente *et al.*, 1991; 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1994a,b; Garda, 1995; Valente *et al.*, 1995a,b; Valente, 1997; Corval, 2004; 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 *et al.*, 1992; 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., 1998a, b). Idades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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, inédito).

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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 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 TiO_2 destes diques e os correlacionam aos derrames basálticos da Bacia de Campos.

2.1.3- 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 que originou o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB; Riccomini, 1989; Riccomini et al. 2004, Zalan & Oliveira 2005). 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 (Figura 2.4). 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).

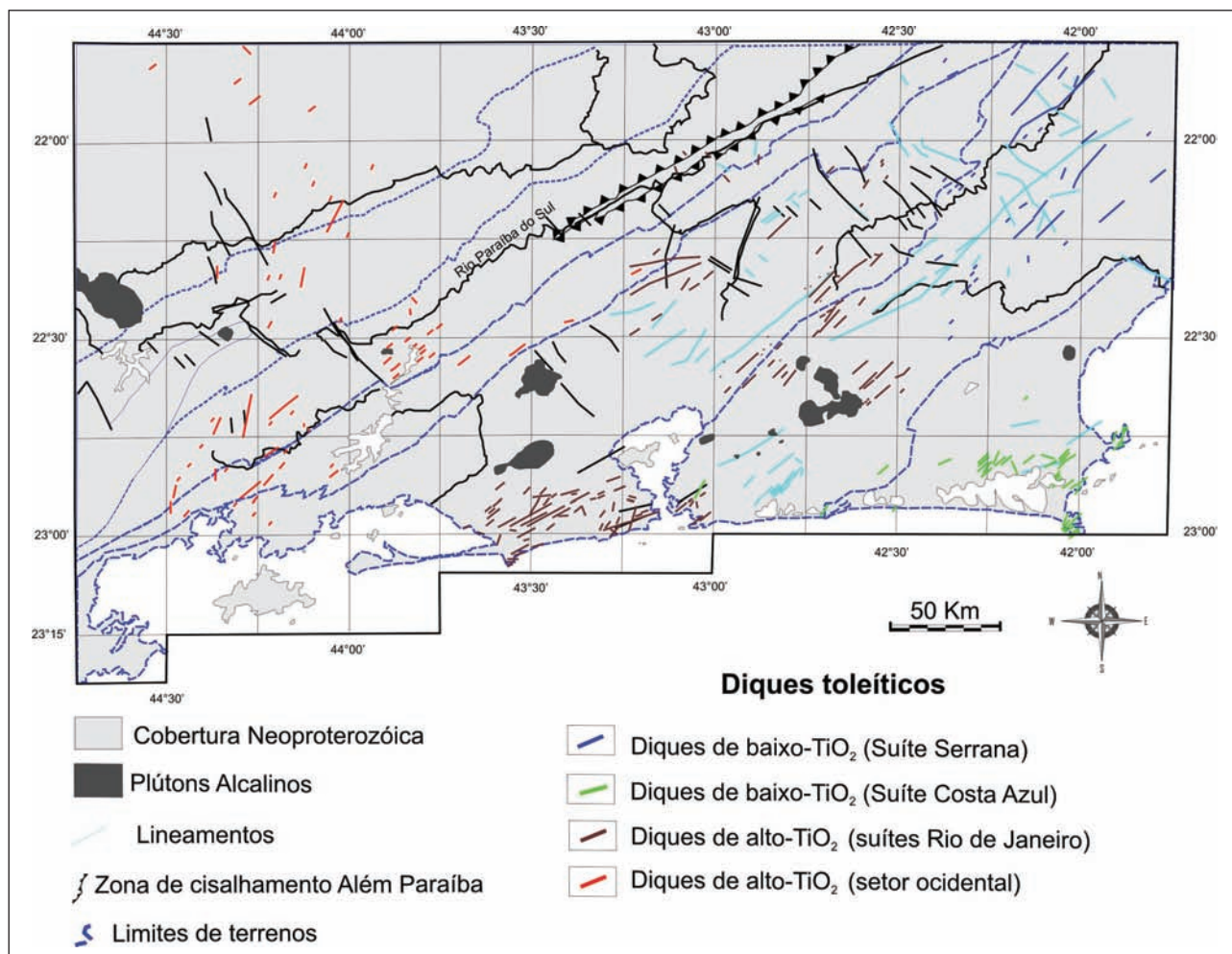


Figura 2.3 – Enxame de Diques da Serra do Mar

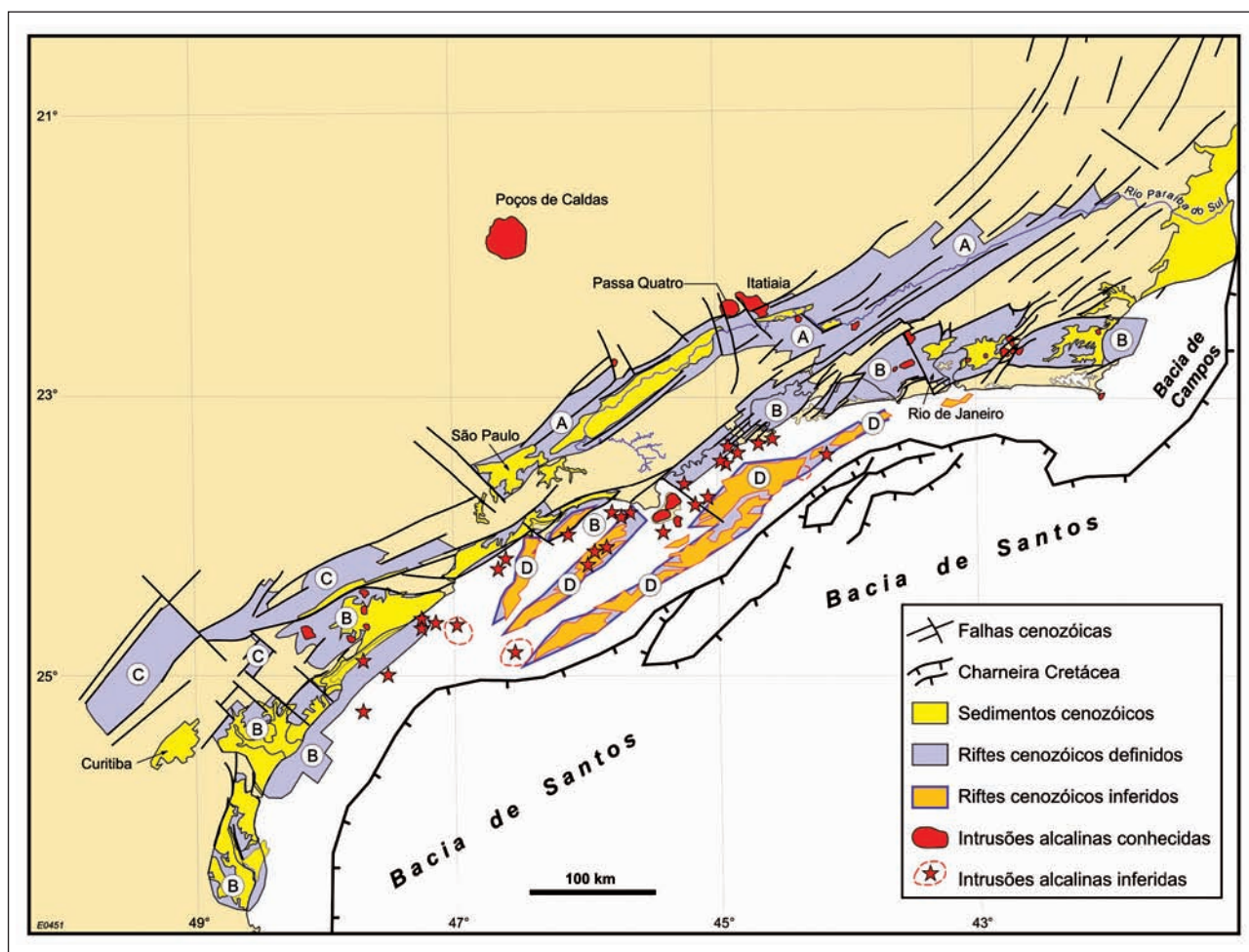


Figura 2.4 – Mapa do Sistema de Riftes continentais do sudeste brasileiro, de Zalan & Oliveira (2005). Riftes: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo

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 & Kiang, 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. Ver-tebrados e diques de rochas ankaramíticas de ca. 53 Ma determinam a idade paleocênica da Bacia de São José do Itaboraí, no Gráben 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, 1984), 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).

2.1.4- 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 Mágmató 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 & Rodrigues 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 (Sztamari 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 Mágmató 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.

2.2 - Compartimentação geomorfológica

A configuração cenozóica do continente Sul-Americano teve início no intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e na abertura

do Oceano Atlântico Sul entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil, onde foi mais intenso e gerou um amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de rifteamento geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformais, dos Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e do intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989 e outros), configurando o que atualmente define o Planalto Atlântico (Figura 2.5). Segundo Sadowski (1987) este diastrofismo teria ocorrido em três momentos principais, no Cretáceo Inferior, há 107 Ma.; no Cretáceo Superior, há 84 Ma., e no Oligoceno ou Paleógeno Superior, há 30 Ma.

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, os intervalos de relativa calma tectônica foram fundamentais para que as forças erosivas ou denudacionais esculpisssem o relevo nas distintas condições climáticas reinantes. De maneira geral, a alternância entre eventos tectônicos e fases de quiescência durante o Mesozóico e o Paleogeno, bem como neotectônicos, a partir do Neogeno (23.5 Ma. até os dias atuais), 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.

De acordo com Valadão (1998), na história geológica das superfícies houve tempo suficiente para a elaboração de apenas uma grande superfície entre o Cretáceo e o Oligoceno e, por isso, inclui todas as descritas acima como sendo a Superfície Sul-Americana. As outras, mais novas, do Mioceno e do Plioceno, embutidas na primeira, seriam o reafeiçoamento da Sul-Americana, desmantelada por fases alternadas de soerguimentos e abatimentos crustais.

As superfícies de aplainamento têm sido reconhecidas como elementos fundamentais das paisagens continentais, embora muitos aspectos teóricos associados a sua gênese sejam ainda controversos. Porém, atualmente, dados geocronológicos através de Traços de Fissão e Ar/Ar, têm corroborado com o entendimento das superfícies no Planalto Atlântico, reconhecendo fases de soerguimento tectônico seguidas de quiescência e intensa denudação ao longo do Mesozóico e do Cenozóico (ex. Gallagher et al., 1995; 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).

Outro aspecto importante no relevo do Planalto Atlântico é que sua configuração morfológica encontra-se estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos do *trend* pré-Cambriano formado durante a Orogenia Brasílica/Pan-Africana (640-480 Ma) (Almeida, 1976; Hasui et al., 1977, 1978; Sadowski, 1984; Heilbron, 1993; Riccomini et al., 2004; Sadowski & Campanha, 2004), desenvolvidos e/ou reativados como zonas de falha no Cretáceo e Cenozóico. Estes lineamentos corres-

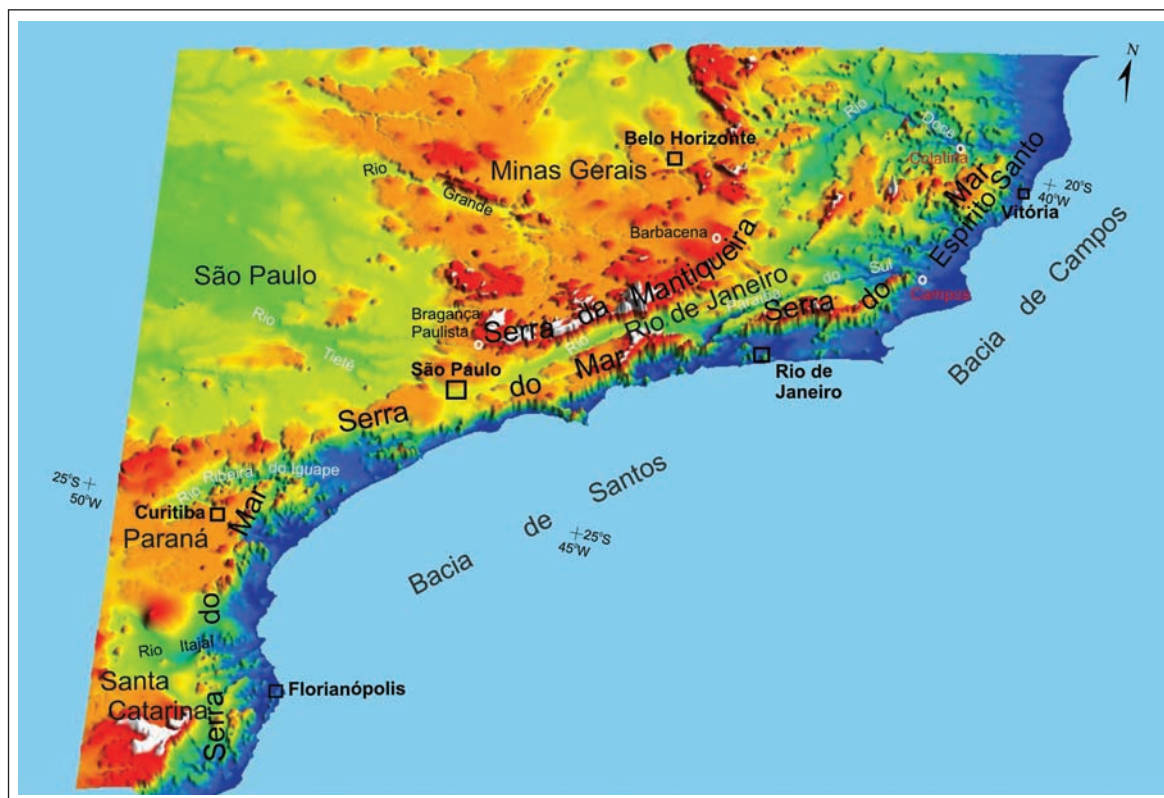


Figura 2.5: O Planalto Atlântico, destacando a configuração do relevo associado à tectônica do Mesozóico e do Cenozóico: os altos das serras do Mar e da Mantiqueira e as bacias sedimentares continentais e da plataforma

pondem regionalmente ao Sistema de Falhamento Cubatão ou Megafalha de Cubatão (Sadowski, 1984; 1991, Hasui *et al.*, 1977) que se ramificam em várias outras de direção NE por mais de 2.000 km de extensão desde os estados da região Sul até o Sudeste (Figura 2.6). As falhas recebem denominações distintas e apresentam uma história de evolução geológica complexa tanto no tipo de deformação dúctil e rúptil desde o Brasiliano até o Quaternário.

Na Faixa Ribeira Central estes lineamentos são fortemente marcados por duas importantes unidades estruturais, a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul e o lineamento CTB-Contato Tectônico Central, que caracteriza a zona de sutura da colagem brasileira (ex. Heilbron *et al.* 1991; Almeida 2000). Estas estruturas reativadas, assim como o intenso magmatismo associado, têm papel fundamental na configuração do relevo regional e local, condicionando regiões soerguidas e abatidas e zonas preferenciais de erosão e de sedimentação ao longo de todo o cenozóico.

Destacam-se as bacias de Resende e Volta Redonda (ex. Amador *et al.* 1978; Melo *et al.* 1985; Riccomini 1989, Ramos 1997) e os grábens da Guanabara (ex. Almeida 1976; Ferrari & Silva, 1997; Ferrari, 2001), Barra de São João (Mohriak *et al.* 1990) e Santana (Gontijo *et al.* 2009), pertencentes ao segmento oriental do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.* 2004) além das bacias plataformais de Campos e de Santos, em seu segmento norte (Almeida 1976; Asmus & Ferrari 1978; Zalán *et al.* 1990; Zalán 2004).

As variações climáticas ocorridas no Quaternário foram responsáveis por um significativo reafei-

çoamento 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) s/referencia. 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 providos 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 pelo balanço entre as forças tectônicas e erosivas revela um conjunto de formas de relevo que inclui serras com escarpas pronunciadas, serras e morros reafinados, algumas vezes isolados, morros e colinas e planícies aluvionares e marinhas (Silva 2002).

As contribuições 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

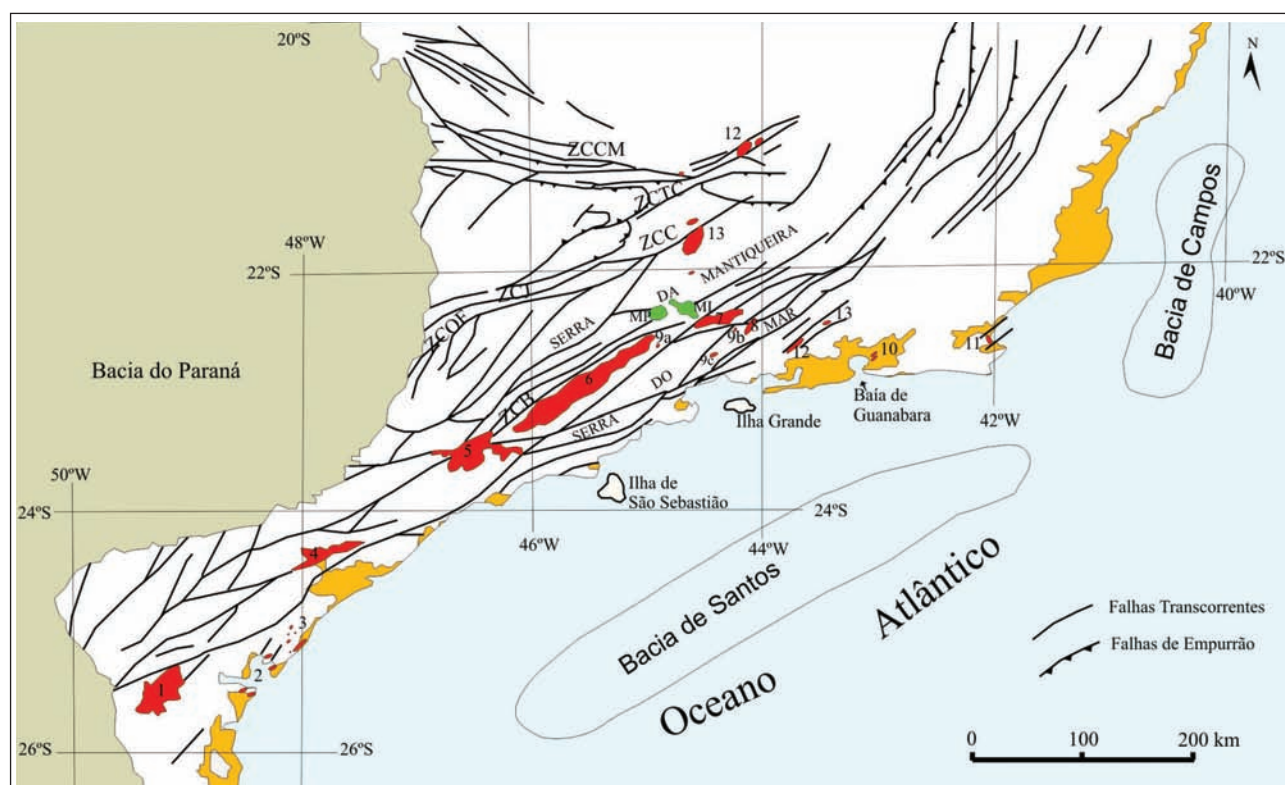


Figura 2.6: Grandes falhas da região Sul e Sudeste do Brasil e as bacias sedimentares continentais e da plataforma (Mod.Sadowski 1984; 1991, Hasui *et al.* 1977)

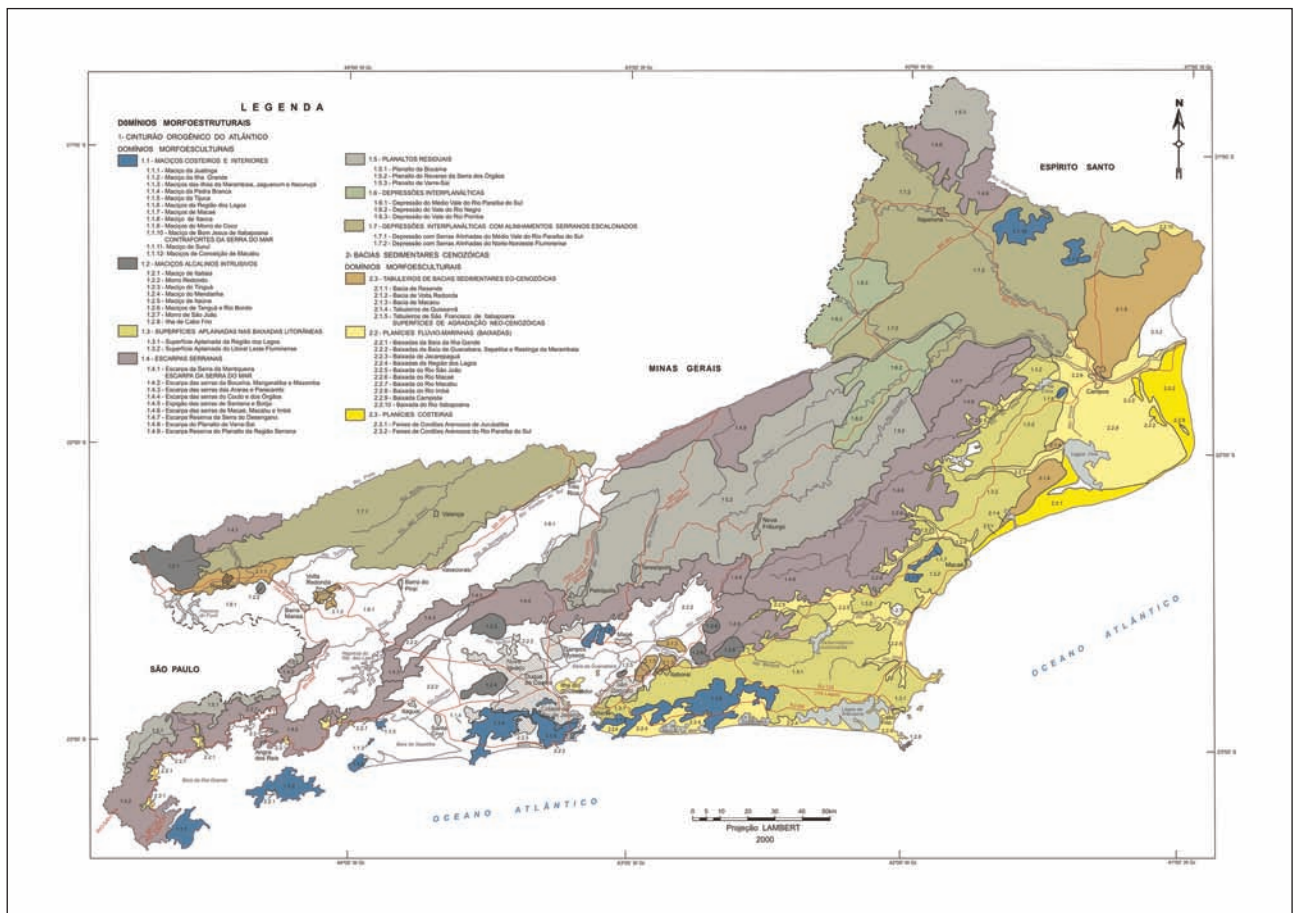
Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro na escala 1:1.500.000 (CIDE, 1992), o mapa realizado junto à CPRM (Dantas 2001), na escala 1:250.000 e o mapa elaborado por Silva (2002) em escala de semi-detalle (1:50.000).

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 refletindo-se nas formas de dissecação, ressaltando filões resistentes, pontões, cristas e sulcos nas zonas diacladas 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) detalhando o relevo do estado estabelece uma subdivisão em unidades morfoestruturais e morfoesculturais (Figura 2.7). 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 guardar variações morfológicas próprias. As bacias sedimentares Cenozóicas, caracterizadas por rochas sedimentares poucos litificadas de idade eo-cenozóica e, sedimentos inconsolidados neocenozóicos, foram subdivididas nas unidades morfoesculturais: tabuleiros de bacias sedimentares, planícies flúvio-marinhas (Baixadas) 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 2.8). Para estes domínios foram, ainda identificadas diferentes feições de relevo que, devidamente, agrupadas, levaram a novos recortes no terreno com 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 duas feições morfológicas, os Planaltos e as Escarpas. Os Planaltos corresponderiam a extensas massas de relevo foram submetidas a intensos processos de erosão, com topos nivelados a uma altitude semelhante e, de maneira geral, apresentando-se pouco ondulado. São cortados por inúmeros vales fluviais e apresentam altitudes entre 600 e 1.200 m, embora alguns picos possam atingir mais de 2.000 m (ex. Agulhas Negras, 2.792 m; Três Picos, 2.310 m). As Escarpas

incluem rampas ou acíves de terrenos localizados nas bordas de Planalto.

No Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas foram delimitadas as Regiões Morfoestruturais das Depressões Interplanálticas: Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul, Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, e o Rift da Guanabara. Este último, 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 Rife Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989; Riccomini & Francisco 1992), onde se insere o Graben da Guanabara em sua porção oriental. A região do gráben é bordejada a norte pelas escarpas da Serra do Mar, localmente Serra dos Órgãos, cujas altitudes chegam valores superiores a 2 200m, e a sul pelas Unidades dos Maciços Costeiros com altitudes médias de 1000m 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 agradaciao superam os de degradação.

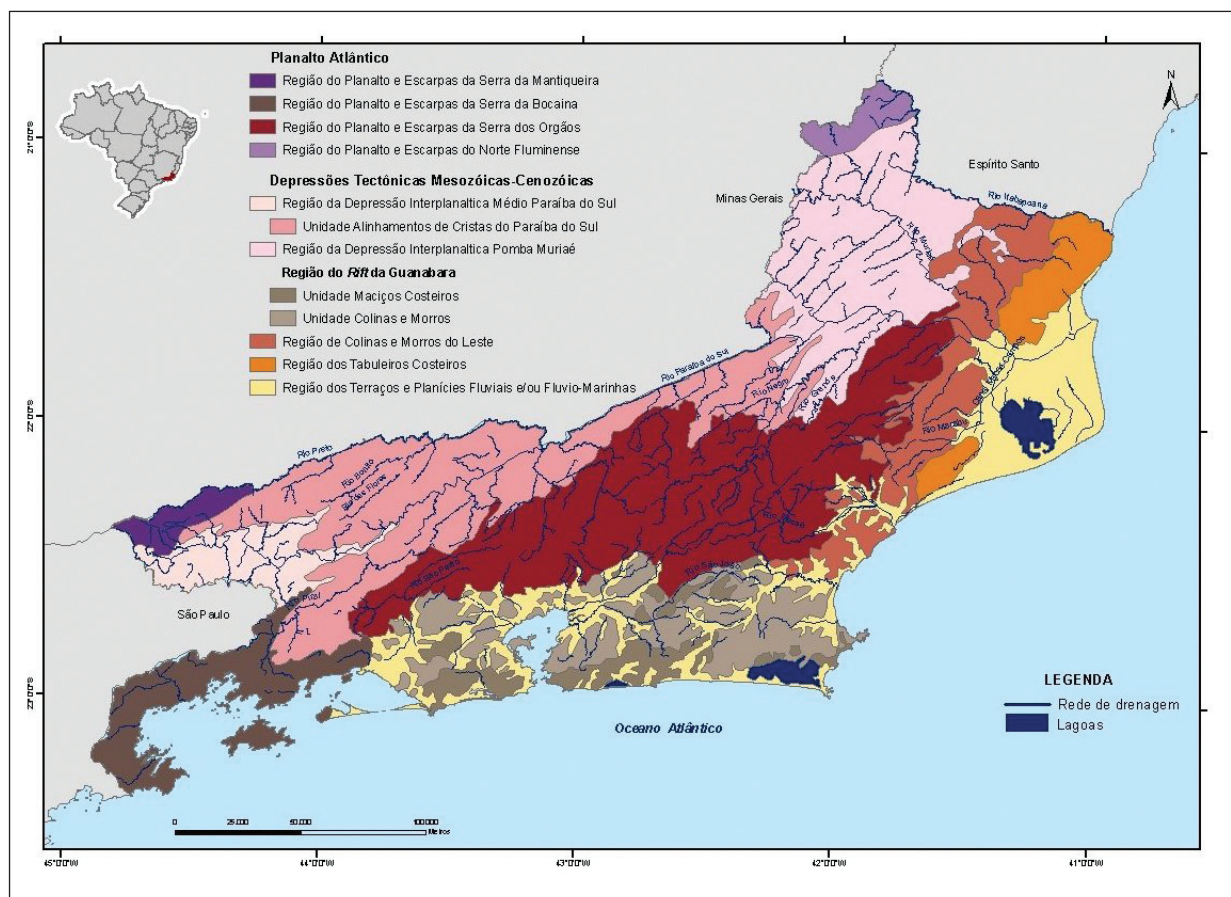


Figura 2.8 - Domínios Morfoestruturais para o Estado do Rio de Janeiro propostos por Silva (2002)

3 – ESTRATIGRAFIA

3.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO: COMPLEXO JUIZ DE FORA (PP2JFGL)

As rochas deste complexo afloram em uma área restrita no extremo noroeste da Folha Nova Friburgo, na margem esquerda e mineira do Rio Paraíba do Sul, na altura da cidade de Anta. Coberto por espesso manto de intemperismo, os melhores afloramentos são encontrados ao longo do Córrego da Tocaia, antes de sua confluência com o Rio Paraíba do Sul. Nesta seção ocorrem granulitos leucocráticos a hololeucocráticos, com forte foliação milonítica. Os granulitos contêm enclaves máficos alongados, de espessura centimétrica e extensão métrica ao longo da foliação, de composição anfibolítica ou granulítica.

O Complexo Juiz de Fora ocorre ao longo do eixo principal do Rio Paraíba do Sul, e foi descrito na Folha Três Rios (Valladares 2009), em área adjacente ao contato com a Folha Nova Friburgo. Naquela folha, a unidade é constituída pela seguinte associação: a) biotita hornblenda granulitos máficos de grão fino, em bandas de de espessura centimétrica a decimétrica; b) granulitos félsicos classificados como charnockitos e, mais raramente, hiperstênio quartzosienitos; c) biotita gnaisses mesocráticos, de grão fino, com bandamento centimétrico a milimétrico e porfiroclastos de plagioclásio e Feldspato potássico, de composição predominantemente granodiorítica e, mais raramente, tonalítica;

3.2 - METASSEDIMENTOS MESO A NEOPROTEROZÓICOS

3.2.1 - Grupo Paraíba do Sul (PRps)

Os paragneisses do Grupo Paraíba do Sul ocorrem em duas pequenas áreas no extremo noroeste da Folha Nova Friburgo. A menor área de ocorrência está situada entre as fazendas da Limeira e do Abrigo, na margem esquerda do Rio Paraíba do Sul. O gnaisse aflorante é laminado, com porfiroclastos de feldspato. Localmente apresenta bandas alternadas de cor cinzenta, biotíticas, e de cor rosada, feldspáticas. Dobras assimétricas cisalhadas deformam o conjunto gnáissico.

A outra área de ocorrência se encontra na margem direita do Rio Paraíba do Sul, a jusante da cidade de Anta, nos bairros de São José e São João. Nos cortes ao longo da rodovia BR393 se encontra biotita gnaisse mesocrático com estrutura bandada ou laminada, com níveis de rocha calcissilicática e leucossoma de grão grosso com granada. Faixas ho-

mogêneas porfiroblásticas com restitos biotíticos se intercalam com níveis gnáissicos e podem representar níveis graníticos deformados. No leito do Rio Paraíba do Sul aflora biotita gnaisse com porfiroblastos arredondados de feldspato contendo enclaves lenticulares métricos de rochas calcissilicáticas à diopsídio e tremolita.

3.2.2 - Grupo Andrelândia (Npa)

O Grupo Andrelândia (Ebert 1956), na Folha Nova Friburgo, ocorre somente a norte da Zona de Cisalhamento denominada de Limite Tectônico Central (LTC), e se divide em duas unidades: Arcádia Areal e Granada-biotita gnaisse.

3.2.2.1 - Unidade Arcádia-Areal (Npaaa)

Esta unidade se caracteriza por (granada) biotita gnaisses bandados, quase sempre miloníticos (Figura 3.1), com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas, além de bandas anfibolíticas.



Figura 3.1 – Porfiroclastos de feldspato em biotita gnaisse bandado milonítico da Unidade Arcádia-Areal (Grupo Andrelândia). Corte da rodovia BR-116 dois quilômetros a sul da entrada de Nossa Senhora de Aparecida

O biotita gnaisse é finamente laminado, onde a granulação fina do biotita gnaisse se deve à trama milonítica. Em escala de afloramento se observa migmatização posterior à milonitização, que gerou bolsões concordantes e discordantes de leucossoma à muscovita e granada, bandas de granito gráfico e de leucogranito fracamente gnaissificado e bandas gnáissicas grosseiras e homogêneas.

De três preparações descritas, verificou-se que o gnaisse é composto essencialmente de biotita (15 a

30%), muscovita (5%), quartzo (20 a 30%), feldspato potássico (12 a 30%) e plagioclásio (13 a 32%). Minerais acessórios recorrentes são a titanita, zircão e minerais opacos. Óxidos e sericita ocorrem como minerais de alteração. Apresenta textura protomilonítica, com fina matriz poligonizada onde se destacam porfiroclastos de minerais metamórficos. O bandamento composicional tem espessura milimétrica e resulta da concentração de placas agregadas e orientadas de biotita e muscovita em bandas melanocráticas e feldspato e quartzo em bandas leucocráticas. Biotita e muscovita ocorrem em agregados milimétricos. Quartzo ocorre em cristais xenoblásticos e límpidos, quando na fina matriz granoblastica. Em cristais maiores mostra extinção ondulante e fraturamento, além de subgrãos. Plagioclásio e feldspato potássico (ortoclásio e microclina) ocorrem como porfiroblastos e na matriz. Apresentam hábito arredondado a equidimensional. Alteração sericitica é observada principalmente nos plagioclásios.

Os quartzitos intercalados nos gnaisses são monominerálicos, sendo rara a presença de mica (muscovita) ou feldspato. Variedades de quartzito feldspático, bastante alteradas, foram descritas em afloramento. As rochas calcissilicáticas ocorrem em bancos descontínuos de espessura decimétrica e contém diopsídio, quartzo, plagioclásio, sendo o carbonato ausente da assembléia mineralógica.

As bandas anfíbolíticas contém hornblenda (50%), biotita (10%), plagioclásio (20%) e quartzo (20%), além de minerais acessórios, como titanita e opacos. A hornblenda tende a se apresentar em agregados, como a biotita. Plagioclásio se concentra nas bandas félsicas e apresenta hábito sub-tabular e o quartzo é anedral.

Quartzito e Rocha calcissilicática (Npacq)

A noroeste de Duas Barras pode-se individualizar no Grupo Andrelândia uma intercalação quase exclusiva entre quartzitos e rochas calcissilicáticas, em camadas contínuas com espessura decimétrica, numa sequência que pode ser classificada como um metarritmio (Figura 3.2). Bancos de biotita gnaisse ocorrem subordinadamente, intercalados entre os estratos.

A rocha quartzítica é composta essencialmente por quartzo, ocorrendo biotita (4%), muscovita (2%) e diopsídio disseminado na rocha. Apatita detrítica ocorre como mineral acessório. Apresenta arranjo granoblástico e também quartzo em lentes, evidenciando processo de milonitização.

A rocha calcissilicática contém diopsídio, biotita, feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, titanita e minerais opacos. O quartzo é anedral e atinge elevada concentração, entre 85 -88 %. O diopsídio ocorre concentrado em porções, com forma subédrica, contendo como inclusão titanita, zircão e biotita. A biotita ocorre como cristais ripiformes orientados e



Figura 3.2 – Intercalação de bandas de quartzito e rocha calcissilicática na Unidade Arcádia-Areal (Grupo Andrelândia). Leito do Rio do Encanto, cerca de seis quilômetros a leste de Sumidouro

sericitizados. Feldspato potássico, biotita e diopsídio mostram uma associação metamórfica estável, e o feldspato potássico se concentra em bolsões. Plagioclásio ocorre disseminado e apresenta composição cálcica (An₅₂, labradorita). Não foram observados minerais carbonáticos. A formação de epidoto a partir de tremolita e a sericitização da biotita são processos hidrotermais; como o feldspato potássico não se encontra sericitizado, é possível que a formação de bolsões ricos neste mineral seja contemporânea ao hidrotermalismo.

3.2.2.2 - Unidade Granada-biotita gnaisse (Npasgn)

Esta unidade ocorre sobreposta à Unidade Arcádia Areal, no vértice noroeste da Folha Nova Friburgo. O biotita gnaisse predominante na Unidade é pouco bandado, com frequentes porções porfiroblásticas, com teor elevado em granada em porfiroblastos milimétricos a centimétricos, sillimanita e feldspato potássico. Veios e bolsões leucossomáticos com granada e biotita são frequentes.

Quartzito (NPaq1)

Destaca-se no mapa geológico a presença de numerosas camadas de quartzito, dobradas e falhadas. A cartografia destas camadas foi reproduzida de Grossi Sad et al. (1982d). O quartzito apresenta grão grosso, mas ainda é possível observar variações granulométricas primárias. O quartzo se encontra fortemente recristalizado em grãos centimétricos. Biotita, muscovita e sillimanita ocorrem em cristais isolados.

3.2.3 - Grupo São Fidélis (NPsf)

Esta unidade, aqui classificada como “Grupo”, foi definida inicialmente por Silva et al. (1978) nos

arredores de São Fidélis, na margem direita do Rio Paraíba do Sul, e foi estendida a uma grande parte do território fluminense, em especial a região entre a Serra do Mar e o litoral (Batista, 1984, 1986; Reis & Mansur 1995). Regionalmente, é representada por biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita, com lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos (Tupinambá *et al.* 2007). Em geral, os gnaisses estão migmatizados, sendo freqüentes estruturas meta- e diatexíticas, com leucossoma com granada e, subordinadamente, cordierita.

3.2.3.1 - Unidade kinzigito (NPsfkz)

Os kinzigitos desta unidade ocorrem no vértice sudeste da Folha Nova Friburgo, a leste de Cachoeiras de Macacu e da RJ-166, no Macaé de Cima e nos sertões do Rio Bonito. A utilização do termo “kinzigito” neste trabalho se adequa à definição original de Fischer (1861) compilada por Bates & Jackson (1987) – uma rocha metapelítica de grão grosso, metamorfozada na fácies granulito; os minerais essenciais são granada e biotita, com quantidades variáveis de quartzo, feldspato potássico, muscovita, cordierita e sillimanita.

Esta unidade é homogênea do ponto de vista do conteúdo litológico: estão praticamente ausentes camadas de quartzitos ou anfibolitos, e rochas calcissilicáticas são raras. Sua rocha principal é de difícil caracterização, dada as suas diferentes variedades texturais causadas por diferentes graus de fusão parcial e de deformação cisalhante. O tipo mais comum é um granada biotita gnaisse migmatítico mesocrático e de grão fino. Seu bandamento milimétrico a centimétrico é constituído por lentes leucocráticas contendo porfiroclastos milimétricos de feldspato e fitas de quartzo (estas últimas ocorrem quando a rocha é milonítica). A matriz contém quartzo, granada, sillimanita, microclina, plagioclásio (oligoclásio), biotita castanho-avermelhada e biotita passando a muscovita. Em quase todos os afloramentos visitados foram encontradas bandas leucocráticas descontínuas concordantes a discordantes, com espessura milimétrica a decimétrica, contendo quartzo, feldspato e pouca granada (Figura 3.3).

3.2.3.2 - Unidade (sillimanita)-biotita gnaisse (NPsfbgn)

Os gnaisses desta unidade ocorrem a oeste da Unidade Kinzigito, ao longo de uma faixa que se estende da margem esquerda do canal principal do rio Guapiaçú, passando ao alto da Serra do Mar no Morro Queimado e atingindo o alto do São Lourenço



Figura 3.3 - afloramento semi-alterado de kinzigito do Grupo São Fidélis, destacando vênulas quartzo-feldspáticas ao longo da foliação. Leito da antiga Estrada de Ferro Cantagalo, na margem esquerda do Rio Macacu

a oeste do Maciço da Caledônia, para aparecer novamente a leste, na área urbana de Nova Friburgo. Praticamente todo o vale do alto Rio Macacu é ocupado por gnaisse desta unidade.

Predomina na unidade um (muscovita) – granada - sillimanita – biotita gnaisse de composição tonalítica, migmatítico, mesocrático, de grão médio. Apresenta estrutura bandada, com bandas de espessura milimétrica a decimétrica e também arranjos porfiroblásticos, com cristais maiores de feldspato (Figura 3.4). Além da biotita, contém granada, sillimanita e, ocasionalmente, muscovita. Plagioclásio é o único feldspato encontrado, e ocorre na matriz poligonizada e com porfiroblastos. Em variedades miloníticas são observadas fitas de quartzo e porfiroclastos de plagioclásio.

O gnaisse contém níveis xistosos, ricos em biotita e granada, de espessura decimétrica a decamétrica. Na localidade de Muri, em cortes da RJ-166 e na área urbana, o gnaisse assume um aspecto xistoso, com biotita, sillimanita, granada e porfiroclastos rotacionados de feldspato. Em outras localidades, os níveis xistosos estão intercalados com níveis gnáissicos claros ou com quartzito deformado e recristalizado, com muscovita e sillimanita.



Figura 3.4 – Arranjo porfiroblástico (cortado por veio apítico tardio) do Grupo São Fidélis. Extesno corte da rodovia RJ-116, 600 metros a norte da ponte sobre o Rio Macacu

Anfibolito (Npsfan)

Uma camada mais ou menos contínua de anfibólito gnaissoso foi cartografada por Grossi Sad et al. (1982b) e delimita, em grande extensão, o contato entre as duas unidades do Grupo São Fidélis na Folha Nova Friburgo (Kinzigito e sillimanita)-biotita gnaissoso. Este nível, cujo traçado foi mantido neste trabalho, foi classificado como “anfibolito”. A camada, descrita por Grossi Sad et al. (1982b), é caracterizada por um gnaissoso mesocrático milonítico, contendo hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo, com apatita como mineral acessório.

Quartzito (NPsfqz)

O quartzito associado ao biotita gnaissoso que predomina na unidade é pouco recristalizado e ainda apresenta variações granulométricas primárias. Seu contato com o gnaissoso encaixante é gradacional.

O quartzito associado com o gnaissoso xistoso se encontra deformado e mais recristalizado e contém muscovita e sillimanita. Níveis de um gnaissoso fino e cinzento se encontram intercalados com o quartzito.

3.3 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO

3.3.1 - Complexo Rio Negro (NP23γ1rn)

Os ortognaisses do Complexo Rio Negro (CRN) são produtos do metamorfismo das rochas ígneas mais antigas aflorantes na região serrana fluminense, geradas entre 630 e 600 milhões de anos atrás (Tupinambá et al. 2000; Heilbron & Machado, 2004). A Unidade Rio Negro foi proposta inicialmente por Matos et al. (1980) e redefinida por Tupinambá et al. (1996) como um conjunto ortoderivado representante de um arco magmático (Complexo Rio Negro) constituído por ortognaisses e granitoides (diorito, tonalito gnaissoso, leucogranito e gnaissoso porfiróide), fracamente deformados e com diversas feições de injeção entre si, sendo difícil determinar o tipo predominante.

As rochas desta unidade ocupam diversas áreas da Folha Nova Friburgo. A faixa maior e mais constante é aquela que se encontra em contato com o Limite Tectônico Central, e atravessa a Folha no seu segmento Norte, entre São José do Vale do Rio Preto e Duas Barras. A faixa é interrompida somente pela intrusão de Leucogranito Gnaissoso do Domínio Costeiro, a Sul de Sumidouro. No restante da Folha Nova Friburgo rochas do Complexo Rio Negro em regiões de relevo mais arrasado, quase sempre associadas com Leucogranito Gnaissoso do Complexo Costeiro.

Os gnaisses deste complexo são encontrados em dois conjuntos principais, que não foram individualizados na escala do mapeamento: gnaisses de grão grosso, foliação descontínua dada por agregados de biotita e hornblenda (Figuras 3.5 e 3.6), com frequentes enclaves máficos microgranulares e com rochas metadioríticas ou metagabroicas associadas (Figuras 3.7 a 3.8); gnaisses de grão médio a fino com bandas ou lâminas ricas em biotita e pobres em anfibólito (Figura 3.9); gnaisses com bandas anfibolíticas (Figura 3.10). Os dois últimos tipos gnáissicos tem ocorrência restrita, podendo ser encontrados no segmento oeste da faixa maior do Complexo, na margem esquerda do Rio Preto. Este conjunto de gnaisses bandados foi denominado de Unidade Santo Eduardo em trabalhos anteriores (Grossi-Sad et al. 1982a,b,c,d).

O conjunto de gnaisses grosseiros e pouco foliados inclui rochas metatonalíticas (maioria), me-



Figura 3.5 – Gnaissoso de grão grosso, com foliação descontínua dada por agregados de biotita e hornblenda, tipo textural predominante no Complexo Rio Negro. Afloramento em estrada vicinal na margem direita do Rio dos Andradas, um quilômetro a montante da confluência com o Rio Paquequer

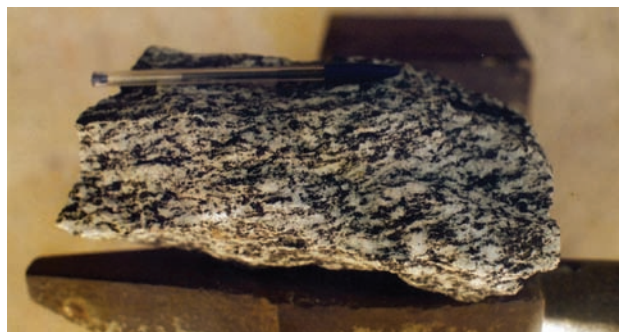


Figura 3.6 – Amostra de gnaissoso tonalítico do Complexo Rio Negro retirada da Pedreira de Duas Barras e utilizada para datação U-Pb em zircão. Agregados lenticulares de 10x2 mm com biotita e hornblenda constituem a foliação do gnaissoso



Figura 3.7 – Associação magmática primária entre diorito (escuro) e tonalito (claro) no Complexo Rio Negro, em domínio com ausência de deformação. Matação em depósito de gravidade na encosta do Córrego Santa Rita, 8 km a sul de Sumidouro



Figura 3.10 - Gnaisse com bandas anfibolíticas do Complexo Rio Negro, na localidade de Paquequer Pequeno, 12 km a norte de Teresópolis



Figura 3.8 – Vênulas e bandas centimétricas dobradas e paralelizadas de composição diorítica (escuras) e tonalítica (claras) resultantes da deformação de associações ígneas primárias do Complexo Rio Negro. Afloramento na encosta esquerda do Rio Paquequer, 8 km a sudeste de Sumidouro

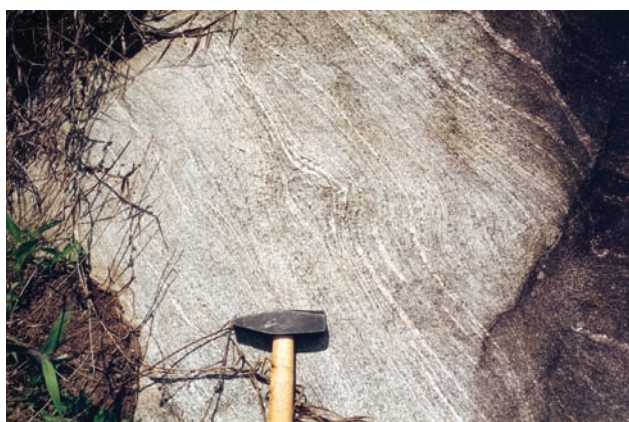


Figura 3.9 – Gnaisse de granulação média a fina, com lâminas milimétricas ricas em biotita, de composição tonalítica, tipo textural do Complexo Rio Negro. Afloramento no vale do Córrego Conceição, 8 km a sudeste de Sumidouro

tagranodioríticas e metagraníticas. Metadioritos e metagabros são subordinados, assim como metatrondhjemitos. As características petrográficas dos tipos predominantes de gnaisse do CRN são encontradas na Tabela 3.1.

Os gnaisses do CRN são equigranulares, com rara ocorrência de porfiroblastos de feldspatos ou megacristais ígneos preservados. A granulação é grossa para os termos félsicos e máficos e fina para os termos intermediários. O índice de côm nos termos félsicos raramente ultrapassa os 10%. Os minerais máficos são a biotita (predominante) e hornblenda, que ocorrem em frequente associação. O quartzo fica entre 20 e 30%, raramente atingindo concentrações maiores. O plagioclásio (An36-48, andesina) predomina entre os feldspatos. Microclina e ortoclásio pertítico em igual proporção perfazem o restante das amostras. Titanita é o principal mineral acessório, chegando a atingir concentrações de até 3% em algumas amostras, e ocorre associada à biotita e hornblenda. Zircão é o outro mineral acessório, predominando sobre apatita e allanita. A série petrográfica de 30 amostras analisadas pode ser definida como uma série expandida à biotita–hornblenda–titanita, variando de gabro a álcali-granito (Figura 3.11).

Em toda a área de ocorrência do CRN os afloramentos apresentam porções de uma rocha gnáissica, mesocrática, de grão médio a grosso, com foliação descontínua, composta por agregados planares de biotita e hornblenda (figura 3.6). As variações petrográficas perfazem uma série tonalítica (figura 3.11) com plagioclásio predominantemente cálcico (figura 3.24). A composição mineralógica do gnaisse (tabela 3.1) varia segundo a faixa de ocorrência: a) RnT-G, em que predomina tonalito a granodiorito gnaisse, com ocorrência subordinada de hornblenda-tonalito gnaisse, diorito, quartzo diorito e hornblenda gabro; b) Rn, com predomínio de hornblenda-tonalito gnaisse.

Tabela 3.1 – Características petrográficas de gnaisses do Complexo Rio Negro (Tupinambá 1999)

	biotita granodiorito gnaisse		hornblenda tonalito
		<i>Texturas</i>	
	Predominância de arranjo granoblástico;		Arranjo granoblástico ocorre raramente;
	biotita e hornblenda ocorrem dissociadas e alinhadas segundo a foliação, assim como cristais tabulares de feldspato;		biotita e hornblenda ocorrem dissociadas e alinhadas segundo a foliação, assim como cristais tabulares de feldspato;
	quartzo anedral ou em trama granoblástica		quartzo anedral ou em trama granoblástica
		<i>Minerais essenciais</i>	
<i>biotita</i>	Marrom clara a escura, grandes palhetas (variedade à biotita) ou em cristais menores (variedade à hornblenda), com inclusão de zircão.		Marrom clara a escura ou marrom a parda avermelhada
<i>hornblenda</i>	Megacristais poiquilíticos de cor verde escuro a claro; cristais verde azulados, subédricos, associados à biotita		Megacristais poiquilíticos de cor verde escuro a claro, com inclusões de opacos
<i>plagioclásio</i>	Plagioclásio An58-66 (labradorita) eudral, tabular (em amostras sem arranjo granoblástico)		Megacristais tabulares a curtos de plagioclásio (anortita a andesina) zonados, com núcleo cálcico. Cristais menores, anedrais, em matriz granoblástica, também zonados.
<i>k-feldspato</i>	Microclina + quartzo em bolsões intersticiais, com mimerquita em contato com plagioclásio		Microclina em megacristais recristalizados ou em pequenos cristais em matriz granoblástica
<i>quartzo</i>	Límpido, anedral, variando de 15 a 25 %; quando em baixa concentração é intersticial;		Quartzo anedral intersticial ou em pequenos bolsões, de acordo com a proporção na rocha
<i>granada</i>			Cristais pequenos, anedrais (apenas em uma lâmina)
		<i>Minerais acessórios</i>	
<i>titanita</i>	Inclusões em megacristais de hornblenda, associada à opacos		Cristais subedrais que ocorrem isolados ou ao longo da clivagem de hornblenda e biotita; ocorre também em agregados anedrais
<i>apatita</i>	Inclusões em megacristais de hornblenda ou em interstícios entre feldspato		Concentração elevada na maioria das lâminas examinadas, associada à hornblenda, plagioclásio e biotita.

Tabela 3.1 – continuação

	biotita granodiorito gnaissé		hornblenda tonalito
Allanita			Em grandes cristais prismáticos
zircão	Grandes cristais subedrais		Cristais subedrais grandes, alguns arredondados
		Minerais de alteração	
clorita	Poucos casos de cloritização de biotita		Reação biotita => clorita + opacos
epidoto			Associado a plagioclásio e hornblenda ou na borda de biotita

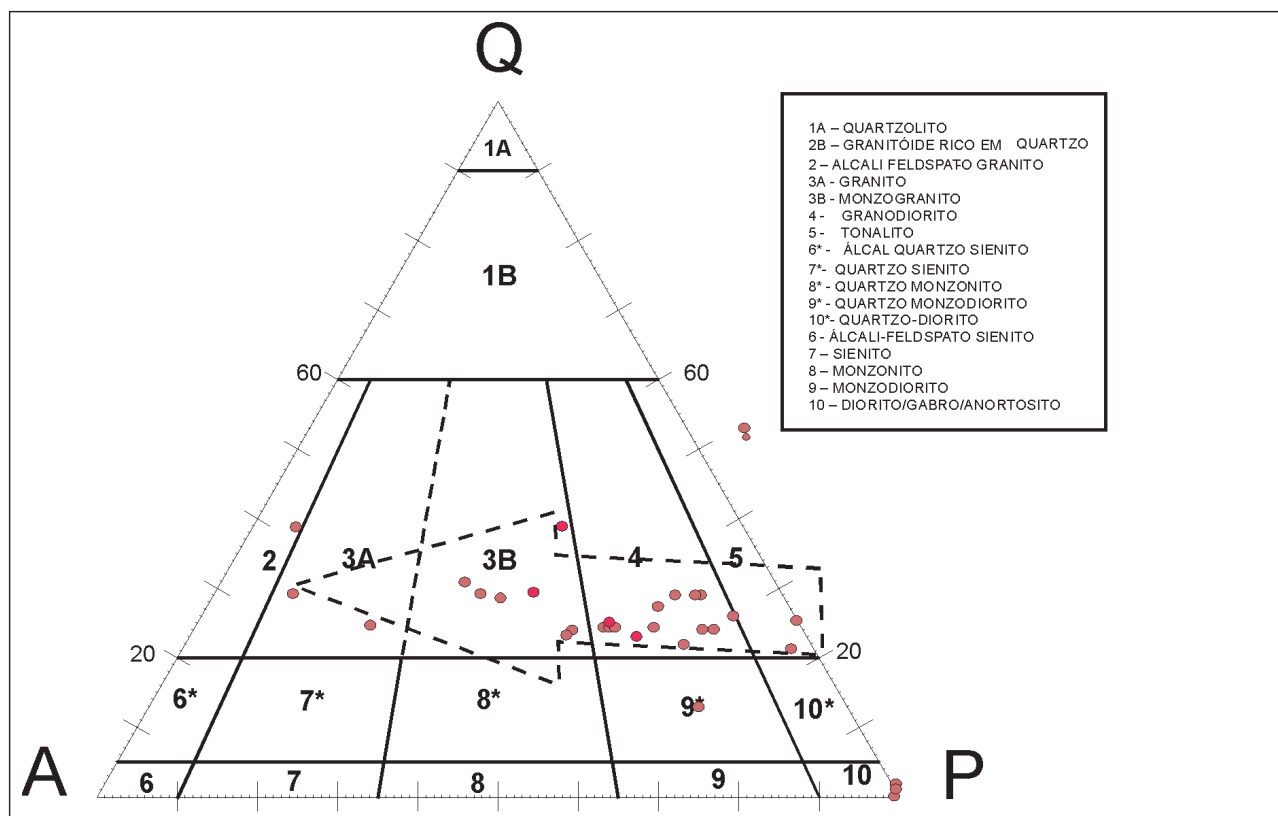


Figura 3.11 – Classificação petrográfica de 30 amostras de gnaisses do Complexo Rio Negro na Folha Nova Friburgo dispostas no diagrama QAP de Streckeisen (1976)

3.3.2 - Corpo Gabro (NP3B1rngb)

Três corpos gabróicos foram cartografados na Folha Nova Friburgo: o Gabro de Riograndina, na área urbana da localidade homônima, a norte de Nova Friburgo; o Gabro do Córrego do Oliveira e um pequeno corpo a sul deste, ambos localizados a sudoeste de Duas Barras.

O Corpo do Córrego do Oliveira foi descrito por Conceição et al. (1997) e Tupinambá (1999). Tem cerca de 1,5 km² e forma uma soleira com suave mergulho para ESE, direção contrária ao mergulho regional. In-

ternamente, apresenta stocks com contatos verticais. A composição das rochas gabróicas varia de hornblenda gabro, piroxênio hornblenda gabro a piroxênio hornblendito à plagioclásio, chegando a hornblenditos ultramáficos (Tabela 3.2). As porções gabróicas podem ser homófonas (Figura 3.12) ou foliadas (Figura 3.13). Gabros foliados estão associados, em seu contato inferior, à uma sequência de trondhjemitos e tonalitos do Complexo Rio Negro. Apesar da ausência de características texturais primárias, a sequência se assemelha a cumulados félsicos. Os gabros foliados tem composição de cumulados hornblendíticos ultramáficos a máficos. Os gabros homófonos, com seus contatos

Tabela 3.2 - Características petrográficas dos tipos gabróicos do Complexo do Córrego do Oliveira (Tupinambá 1999)

Gabros Foliados		Gabros Homófonos
<u>composição predominante: termos ultramáficos</u> (hornblendito);		<u>composição predominante: termos gabróicos</u> (hornblenda gabro, piroxênio hornblendito à plagioclásio);
termos gabróicos (hornblenda gabro, plagioclásio piroxênio hornblendito)		apresenta termos ultramáficos (hornblendito)
	<i>assembléia mineralógica</i>	
hornblenda verde c/exsoluções de apatita e bordas c/titanita + quartzo		hornblenda verde pálida pouco pleocróica, c/ titanita e opacos em fraturas e borda poiquilítica
clinopiroxênio granoblástico envolvido por hornblenda		clinopiroxênio granoblástico envolvido por hornblenda
bolsões de quartzo; plagioclásio An _{66'} (labradorita)-An ₂₀₋₃₀ (andesina)		bolsões de plagioclásio (an ₇₂ , bytownita), quartzo +/- microclina
	<i>textura</i>	
hornblenda em megacristais tabulares orientados		massa anedral de hornblenda
bolsões elípticos de plagioclásio + quartzo c/textura granoblástica		bolsões circulares de quartzo ou plagioclásio + quartzo sem arranjo granoblástico;
quartzo s/extinção ondulante		quartzo em lentes com extinção ondulante
	relações de contato	
contatos c/baixo ângulo de mergulho		contatos verticais, com fraturas de extensão
contatos por assimilação com as encaixantes; contatos abruptos também ocorrem		contatos abruptos com as encaixantes
	<i>Rochas associadas</i>	
		veios centimétricos de álcali-feldspato granito leucocrático c/megacristais de pertita e matriz equigranular à microclina e quartzo; acessórios: apatita, titanita, zircão e allanita

verticais e composição mais básica, não estariam relacionados a cumulados. Apesar da dificuldade, em campo, de reconhecer o contato entre os dois tipos gabróicos, as diferenças texturais indicam que os gabros homófonos são mais jovens que aqueles foliados, e os intrudem.

O Corpo de Riograndina foi descrito nas proximidades da localidade homônima, no leito de um córrego tributário do Rio Grande e em antigo corte de estrada de ferro. Trata-se de um gabro leucocrático, de grão grosso, de tom esverdeado e textura intergranular observada em lupa de mão. Ao microscópio, revela predominância de plagioclásio (60-62%), ausência de quartzo e presença de clinopiroxênio (28-30%), com cristais relictos de ortopiroxênio e minerais opacos, principalmente magnetita. A presença de 2 a 4% de hornblenda primária classificam a rocha com hornblenda leucogabronorito.



Figura 3.12 – Gabro com textura homófona original, intergranular, nas proximidades da confluência do Córrego do Oliveira com o Rio do Encanto, 8,5 km a oeste de Duas Barras



Figura 3.13 – Gabro com textura foliada, classificado com anfíbolito: plagioclásio centimétrico (branco) orientado em massa de hornblenda prismática orientada. Mesmo local da Figura 3.12

3.3.3 - Complexo Trajano de Moraes (NP3y1tm)

O Complexo Trajano de Moraes ocorre na extremidade sudeste da Folha Nova Friburgo, nos contrafortes da Serra dos Pirineus. Este complexo foi originalmente cartografado como Gnaiss Trajano de Moraes (Grossi Sad & Moreira 1978) e posteriormente redefinido como formação (Grossi Sad & Dutra 1988). A descrição desta unidade é fornecida com detalhe por Geraldtes et al. (2009), na Nota Explicativa da Folha Casimiro de Abreu, onde esta unidade aflora em uma grande área. Segue um extrato das informações obtidas por aquela equipe.

O complexo consiste em um conjunto de rochas plutônicas metamorfozadas e migmatizadas, constituído por rochas mesocráticas de grão fino a médio com foliação dada por fino bandamento, cortado por plutons graníticos. Geraldtes (2009) definiu cinco grupos composicionais na Unidade: (i) dioritos e quartzo diorito; (ii) hornblenda granodiorito; (iii) ortognaisses tonalíticos; (iv) allanita sienogranito; e (v) allanita monzogranito.

Na Folha Nova Friburgo, as rochas do Complexo Trajano de Moraes são classificadas com hornblenda granodiorito. Segundo Geraldtes (2009), estas rochas estão intercaladas com anfíbolitos e gnaisses quartzo-dioríticos. Quartzo, plagioclásio, biotita, microclina e hornblenda são os minerais essenciais; pirita, titanita, apatita e zircão são minerais acessórios. Saussurita e a clorita ocorrem como minerais de alteração do plagioclásio e da biotita.

3.3.4 - Suíte Rio Turvo (NP3y12rt)

Corpos alongados de ortognaisses desta unidade ocorrem no quadrante NW da Folha Nova Friburgo, intrudidos em gnaisses do Grupo Andrelândia e em contato com rochas do Complexo Anta.

O gnaiss, de composição constante e granítica, apresenta uma textura grossa, dada por uma foliação descontínua e sinuosa, onde agregados de biotita contornam megacristais ovalados de feldspato potássico. Variações são tipos mais homogêneos, com cristais arredondados de feldspato e matriz fina.

Granada é um mineral característico, e muscovita ocorre ocasionalmente. Zircão e apatita são os minerais acessórios. Enclaves de paragnaisses e até de quartzitos são comuns. O contato com os paragnaisses encaixantes não é abrupto. Nas proximidades do contato, o biotita gnaiss do Grupo Andrelândia apresenta forte blastese de feldspatos caracteristicamente ovalados, até que a massa de porfiroblastos atinge uma concentração semelhante àquela encontrada no gnaiss da Suíte Rio Turvo.

3.3.5 - Suíte Imbé (NPy12im)

O Gnaisse Imbé (Unidade Imbé, Pinto 1980) aflora no quadrante sudeste da Folha Nova Friburgo em dois corpos distintos. O primeiro ocorre na área urbana de Nova Friburgo, com excelentes afloramentos nas proximidades de sua Rodoviária Sul. O outro corpo aflora ao longo do vale do Rio Macacu, e pode ser observado em cortes da RJ-166.

O gnaisse é mesocrático, de grão grosso a médio e se caracteriza, texturalmente, pela presença de megacristais de feldspato subedrais, com faces ígneas preservadas. Texturas equigranulares, de granulação grossa e foliação descontínua são também comuns (Figura 3.14 e Tabela 3.3).

Trata-se de um biotita gnaisse em que coexistem minerais e texturas próprios de rochas granitóides do tipo I- e do tipo S-. Pelo lado da fonte magmática primária (tipo I), são descritos: megacristais isolados de hornblenda verde anedral a subedral; biotita marrom a parda avermelhada em megacristais, em alta concentração, em cristais isolados ou em aglomerados na foliação; megacristais de plagioclásio An_{32-49} (andesina) subedral, ortoclásio e microclina e raros megacristais de plagioclásio An_{54} (labradorita) antipertítico; allanita subedral, apatita, titanita, zircão em cristais euedrais. De fonte metasedimentar, encontra-se: enclaves de granada gnaisse e quartzitos (Figura 3.15); granada em cristais límpidos e sillimanita (fibrolita) em bandas biotíticas localizadas; megacristal subedral de muscovita; cristais isolados e arredondados de zircão.

Tabela 3.3 – Mineralogia e texturas da Suíte Imbé (Tupinambá 1999)

Minerais principais
megacristais isolados de hornblenda verde anedral a subedral
biotita marrom a parda avermelhada em megacristais, em alta concentração, em cristais isolados ou em aglomerados na foliação
granada em cristais límpidos e sillimanita (fibrolita) em bandas biotíticas localizadas
megacristais de plagioclásio An_{32-49} (andesina) subedral, muitas vezes sericitizado
raros megacristais de plagioclásio An_{54} (labradorita) antipertítico coexistindo com megacristais subedrais de muscovita.
ortoclásio e microclina em megacristais, com mirmequita em suas bordas
microclina em pequenos agregados poligonais intersticiais
quartzo em lentes ou na matriz granoblástica
Minerais acessórios
allanita subedral, apatita, titanita, zircão (em biotita) ou em cristais euedrais (ou arredondados) isolados
Minerais de alteração
clorita (a partir de biotita) ou em cristais isolados; epidoto anedral (c/núcleo de allanita) isolado ou em hornblenda; sericita (a partir de plagioclásio)
Texturas
plagioclásio ocorre em megacristais tabulares, subedrais, com geminação mecânica
megacristais de ortoclásio e microclina tem bordas recristalizadas
quartzo ocorre como lentes contínuas e espessas (mais frequente) ou em megacristais anedrais
matriz granoblástica fina onde predominam k-feldspato e quartzo
em amostras miloníticas, os porfiroclastos são de plagioclásio, e fitas de quartzo predominam



Figura 3.14 – Foliação descontínua e granulação grossa em biotita gnaiss da Suíte Imbé. Afloramento em corte da estrada da acesso da vila de São José do Ribeirão, situada na Folha Casemiro de Abreu, imediatamente a leste da Folha Nova Friburgo



Figura 3.15 – Enclave de paragneiss leucocrático com porfiroblastos de granada em gnaiss da Suíte Imbé. Mesmo local da Figura 3.14

A classificação petrográfica de quatro amostras da Suíte Imbé reflete a diversidade composicional deste gnaiss: duas amostras tem composição tonalítica as outras duas tem composição granítica, sem termos intermediários entre elas (Figura 3.16)

3.3.6 - Suíte Cordeiro (NP3y12co)

O gnaiss leucocrático desta unidade foi descrito por Barbosa & Grossi Sad (1985) como Gnaiss Granitóide da Unidade Rio Negro, e Tupinambá et al. (1996) o incluíram no Complexo Rio Negro, passando a individualizá-lo devido às suas relações intrusivas, geoquímicas e geocronológicas (Tupinambá 1999). Silva & Cunha (2001) o designaram de “Leucogranito Serra do Paquequer”, incluindo, na unidade, leucognaisses do Batólito da Serra dos Órgãos. Rochas leucocráticas foram descritas como fácies do Batólito Serra dos Órgãos por Grossi Sad et al. (1982b) e Tupinambá (1999). Neste trabalho preferimos manter os leucognaisses do Batólito da Serra dos Órgãos na Suíte Serra dos Órgãos e os leucogranitos na presente unidade, por uniformidade textural e critérios de campo.

A Suíte Cordeiro ocupa a maior área na Folha Nova Friburgo. Se distribui numa larga faixa de direção NE bordejada quase continuamente pelo Complexo Rio Negro, principalmente no limite NW. O interior da faixa é ocupado por larga intrusão da Suíte Serra dos Órgãos e por grandes corpos de granitos do magmatismo Cambro-Ordoviano.

O gnaiss da Suíte Cordeiro ocorre de maneiras diferentes, de acordo com a rocha encaixante da intrusão (características petrográficas na Tabela 3.4):

- Grandes soleiras ou pequenos diques em meio à rochas do Complexo Rio Negro - estes corpos têm composição de granodiorito à granito, com raros termos tonalíticos. Apresen-

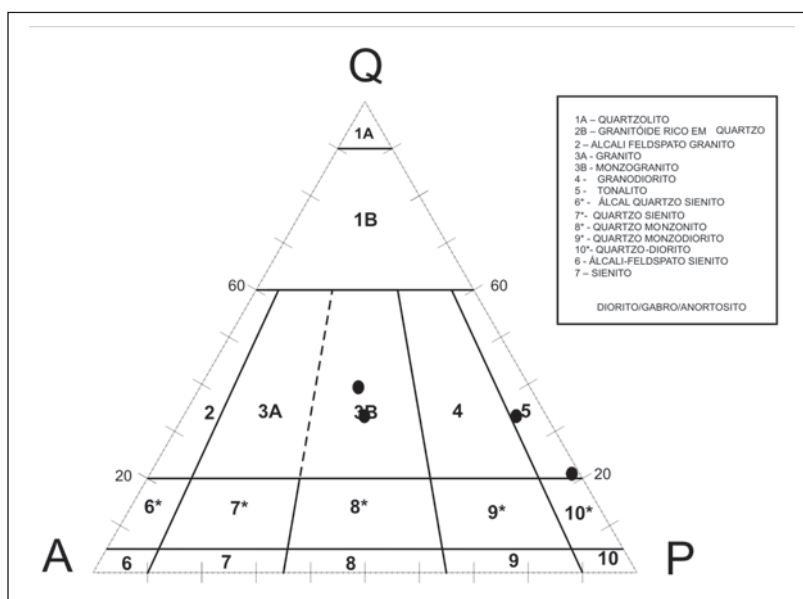


Figura 3.16 – Classificação petrográfica de 4 amostras de gnaisses da Suíte Imbé dispostas no diagrama QAP de Streckeisen (1976)

tam, além do baixo índice de cor, grão médio e textura homófona nas bandas félsicas e no interior dos grandes plútons. A presença de *schlieren*, enclaves microgranulares e enclaves granulares de hornblenda gabro é frequente.

- *Stocks* em meio à metassedimentos – são corpos homogêneos, muito pouco foliados, que ocorrem nos arredores de Sumidouro. Predominam os tipos hololeucocráticos, que variam composicionalmente de granito à álcali-feldspato granito. Transicionam para as encaixantes metassedimentares através de tipos quartzosos, com granada e sillimanita.
- Soleiras em meio à metassedimentos – bandas concordantes pegmatóides (algumas vezes com textura gráfica), de contatos definidos, em meio aos gnaisses do Grupo Andrelândia.

A rocha predominante na Suíte Cordeiro é um gnaisse leucocrático a hololeucocrático de cor esbranquiçada a cinza clara, granulação média a grossa, com a dimensão média dos minerais em torno de 3mm (Figura 3.17). A foliação é fraca a bem desenvolvida, dada pelo alinhamento de cristais milimétricos de biotita e lentes de quartzo (Figura 3.18). Quando a rocha se encontra pouco deformada, se percebe arranjo nebulítico, com presença de numerosos restitos biotíticos (Figura 3.19), denunciando sua origem por avançada anatexia. O gnaisse apresenta alta susceptibilidade à erosão. Apesar da extensa área ocupada pela unidade, poucos afloramentos rochosos, como lajes e paredões, são encontrados. O que mais se observa são espessos mantos eluviais, quartzo-feldspáticos, que pouco preservam a estrutura original da rocha.

Tabela 3.4 - Características petrográficas dos tipos de ocorrência da Suíte Cordeiro (Tupinambá 1999)

	Soleiras ou diques no Complexo Rio Negro	Stocks em metassedimentos	Soleiras em metassedimentos
Características petrográficas semelhantes			
muscovita euédrica	XXX	XXX	XXX
microclina e ortoclásio pertíticos	XXX	XXX	XXX
matriz félsica granoblástica	XXX	XXX	XXX
quartzo anedral tardio	XXX	XXX	XXX
zircão em pequena quantidade	XXX	XXX	XXX
Características petrográficas diferenciadoras			
biotita parda	XXX		
cristais isolados de hornblenda verde	XXX		
plagioclásio subedral, zonado	XXX		
plagioclásio c/ borda de albita no contato com k-feldspato	XXX		
titanita subedral	XXX		
biotita marrom clara		XXX	XXX
granada anedral sem inclusões		XXX	XXX
quartzo anedral até 80 %.		XXX	XXX
sillimanita prismática		XXX	



Figura 3.17 – Cristais milimétricos de biotita em matriz quartzo-feldspática de grão médio no leucognaisse da Suíte Cordeiro. Afloramento na RJ-148, na entrada sul da área urbana de Sumidouro



Figura 3.18 – Alinhamento de cristais milimétricos de biotita e lentes de quartzo ao longo da foliação em leucognaisse da Suíte Cordeiro. Amostra de afloramento na ponte da BR-116 sobre o Rio São Francisco, 7 km a sul de Nossa Senhora de Aparecida



Figura 3.19 – Arranjo nebulítico, com restitos contendo granada e biotita, em leucognaisse da Suíte Cordeiro. Corte de estrada da BR-116 22 km a norte de Teresópolis próximo à entrada da Fazenda Suíça

Para caracterização desta unidade, foram descritas dez amostras distribuídas ao longo das folhas 1:50.000 Nova Friburgo, Duas Barras, Teresópolis e Anta. Esta distribuição foi feita com base na disponibilidade das lamina delgadas e numa distribuição areal ao longo dos corpos de Leucognaises.

O gnaiss é caracterizado pela predominância de feldspato potássico 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 (23% e 38%) ocorre em cristais anedrais bem desenvolvidos. Cristais de feldspato potássico e plagioclásio equidimensionais e subedrais guardam fácies primárias. A proporção relativa de k-feldspato para plagioclásio é bem alta, por volta dos 80%, com exceção algumas amostras que apresentam uma proporção em torno de 50%, 60% e 70%. A microclina e o ortoclásio são os feldspatos potássicos, a primeira preponderando sobre a segunda. Intercrescimento micrográfico e granofírico são observados, além de texturas de exsolução microperítica. 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. Os minerais acessórios apresentam geralmente hábito prismático, como os cristais de zircão e os opacos e estão associados geralmente aos minerais máficos, ou inclusos em agregados de biotita, ou nas bordas da mesma. Sericita e carbonato evidenciam os processos de alteração hidrotermal, sendo a sericitização mais freqüente nestas rochas.

O Índice de cor (M), que é o índice que soma a porcentagem dos minerais máficos e acessórios primários, mostra valores entre 3% e 23%, com maior parte dos valores abaixo dos 10%. Os valores que ficaram acima deste patamar sofreram influência principalmente da concentração de muscovita, como no caso da amostra AN-TUP-101, aonde a proporção de muscovita chega a 15%. Quando se utiliza o Índice de cor M', no qual se exclui valores modais de muscovita primária e minerais acessórios, com exceção dos opacos, verifica-se valores sempre abaixo dos 10%. Com esses índices, classifica-se estas rochas, segundo Shand (1927) e Nockolds (1978), como sendo leucocráticas e algumas até hololeucocráticas, com índice de cor abaixo de 5%.

A proporção de quartzo e a razão entre feldspatos mostram uma composição que varia de sienogranito a granodiorito, com uma maior concentração no sienogranito, seguido pelo monzogranito. A Figura 3.20 mostra as dez amostras plotadas no diagrama QAP (1976, Streikeisen). A presença de biotita e muscovita primárias, e até mesmo de sillimanita, em menor freqüência, em algumas amostras, evidenciam o caráter aluminoso destas rochas, podendo ser classificadas como granada-biotita-muscovita granitos deformados.

3.3.7 - Complexo Anta (NP3y12an)

O Complexo Anta foi descrito inicialmente por Pinto et al. (1980) e Corrêa Neto (1995). Segundo esses autores, é constituído por rochas catacladas com porfiroclastos monocristalinos e matriz granular ou granoblástica com recristalização incipiente ou avançada. Foram descritos no complexo sienogranitos, granitos megaporfiríticos e granodioritos contendo foliação magmática preservada ou totalmente transformados em gnaisses.

O corpo principal (Corpo Sapucaia-Anta) se localiza entre a sede do município de Sapucaia e o Alto do Campo Alegre, a leste da localidade de Anta. Seu eixo maior, alinhado na direção NE/SW, mede 12 Km; o eixo menor apresenta uma largura máxima de 2 Km. O corpo principal é interrompido, nas imediações de Anta, por um falhamento de direção N60W, que o desloca em sentido dextral. A sul deste corpo ainda pode ser encontrada outra faixa com cerca de 5 Km de comprimento e 100 metros de largura.

O Complexo apresenta seis fácies petrográficas: a) melanocrática – diorito, quartzo-diorito e gabronorito; b) mesocrática homogênea – hornblenda granodiorito; c) mesocrática fina, bandada, à biotita-granada monzogranito e titanita granodiorito; d) megaporfirítica I – hornblenda granito a granodiori-

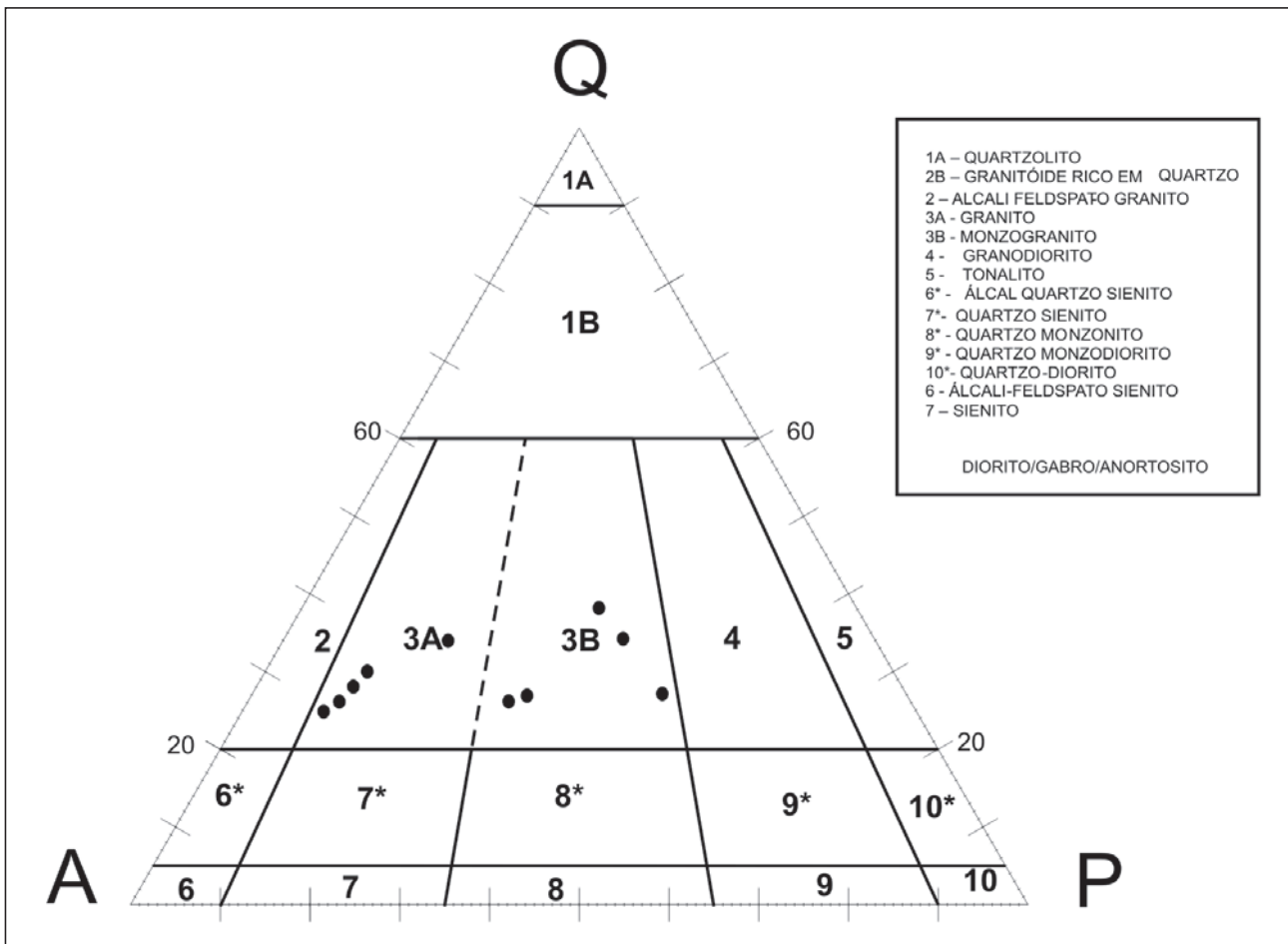


Figura 3.20 – Classificação petrográfica de 10 amostras de gnaisses da Suíte Cordeiro na Folha Nova Friburgo, dispostas no diagrama QAP de Streikeisen (1976)

to (Figura 3.21); e) megaporfirítica II – charnockito a charno – enderbito; f) leucocrática a hololeucocrática – allanita sienogranito.



Figura 3.21 – Hornblenda granodiorito megaporfirítico do Complexo Anta com avançada gnaissificação e foliação dada pelo estiramento de megacristais e alinhamento de cristais de hornblenda. Laje horizontal na cabeceira do Córrego Roncador, 5 km a leste de Anta

As fácies se distribuem ao longo dos corpos do complexo de maneira heterogênea. O Corpo Sapucaia – Anta é aquele que apresenta a maior variação faciológica, estando ausente apenas a fácies melanocrática (a). Nele predominam, em distribuição areal, as fácies (c) e (e). O Corpo Anta-Bemposta é constituído pelas fácies melanocrática (a) e mesocrática (b), com ocorrências pontuais da fácies megaporfirítica II (e). No Corpo Bemposta ocorre somente a fácies mesocrática (b).

3.3.8 - Suíte Serra dos Órgãos (NP3γ3so)

O termo Batólito da Serra dos Órgãos foi introduzido na literatura por Barbosa & Sad (1985). Os autores individualizaram um batólito deformado que corresponde ao domínio dos gnaisses granitóides definidos por Rosier (1957) como integrantes da Nappe da Serra dos Órgãos ou Série Serra dos Órgãos (Rosier, 1965). Ebert (1968) e Rosier (1957, 1965) consideravam os gnaisses do BSO como o resultado da remobilização mais ou menos intensa de gnaisses arqueanos durante o Brasiliano. Delhal et al. (1969) e Cordani et al. (1973) também interpretaram os gnaisses como produto de anatexia e granitogênese sintectônica no

Brasiliano, sem mencionar fontes arqueanas. Machado & Demange (1994), assim como Grossi Sad et al. (1980), consideraram o BSO como um típico batólito Cordilheirano, localizado em margem continental ativa, com subducção de litosfera oceânica.

Na Folha Nova Friburgo, a Suíte Serra dos Órgãos (SSO) ocupa grande parte do bloco oriental, ocorrendo em corpos menores na parte central e centro-leste da folha. Nos mapas de Grossi Sad et al. (1982a,b,c,d), a unidade foi dividida em duas fácies, uma granítica e rica em biotita, e outra granodiorítica, rica em hornblenda. Tupinambá (1999) também dividiu a unidade em faixas de composição diferente. Na escala adotada neste trabalho (1:100.000), adotou-se representar a unidade como indivisa, descrevendo, nesta nota, as variações composicionais possíveis de serem encontradas na SSO.

Os gnaisses da SSO se caracterizam pela granulção grossa, índice de cor de meso a leucocrático, foliação descontínua, dada por aglomerados centimétricos de biotita +/- hornblenda, granada nos termos leucocráticos e quartzo visível a olho nu, em grandes cristais acinzentados, em forma de “gota” (Figura 3.22).

A SSO se apresenta em uma série petrográfica contínua à hornblenda e à titanita, com variações tonalíticas a graníticas, predominando os termos granodioríticos (Figura 3.23, Tabela 3.5).



Figura 3.22 – Aglomerados de biotita e hornblenda ao longo da foliação de gnaiss da Suíte Serra dos Órgãos. Megacristais anedrais de quartzo em tom cinza. Aflorescimento em corte da BR-116 a norte de Teresópolis

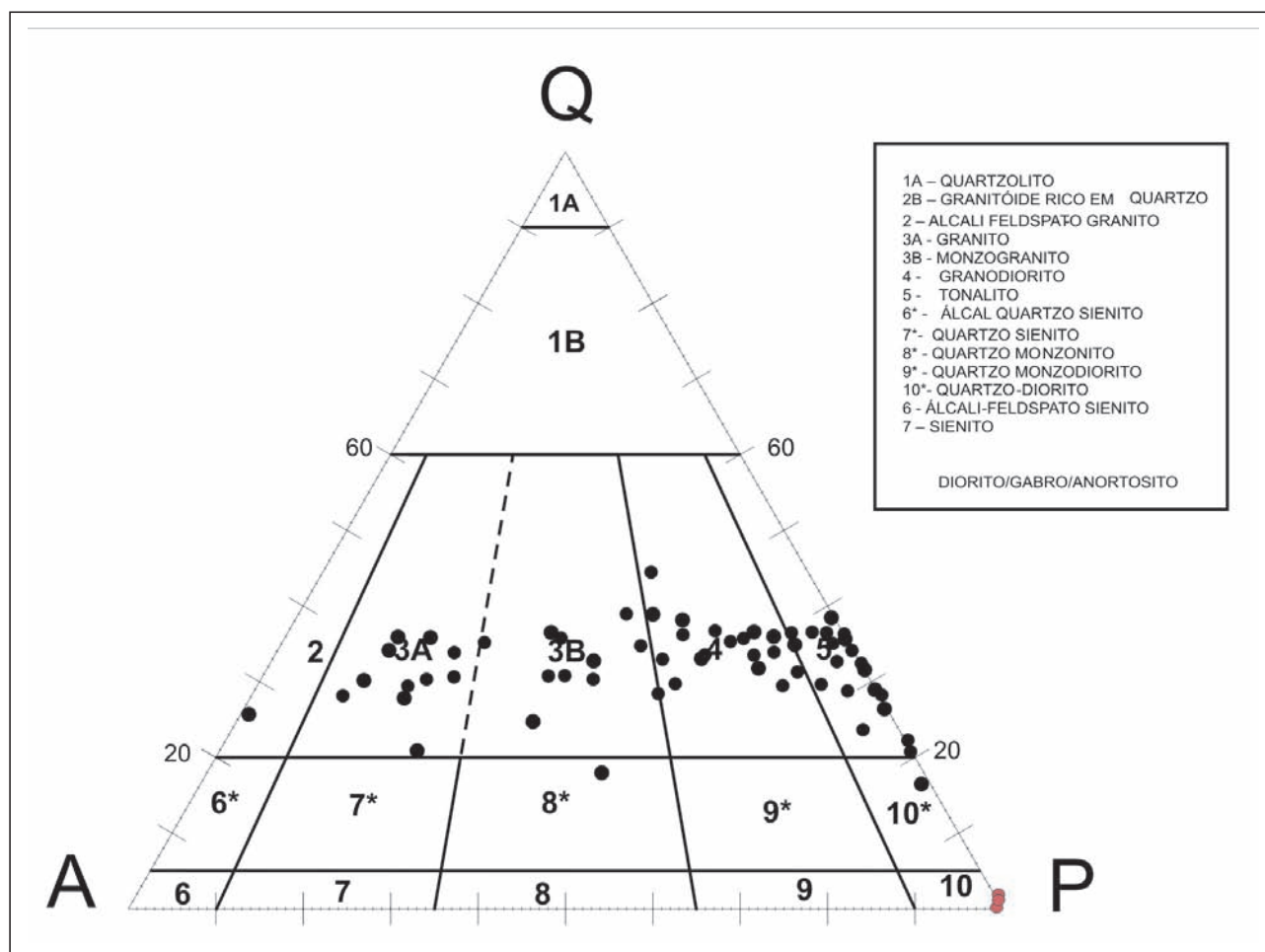


Figura 3.23 - Classificação petrográfica de 38 amostras de gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos dispostas no diagrama QAP de Streckeisen (1976), segundo Tupinambá (1999)

Tabela 3.5 - Características petrográficas dos minerais essenciais, acessórios e de alteração da Suíte Serra dos Órgãos (Tupinambá 1999)

Minerais principais	
<i>biotita</i>	marrom clara e poiquilitica, ocorre isolada ou agregada com hornblenda
<i>hornblenda</i>	esverdeada, está sempre envolvida por palhetas de biotita, o que impede identificação macroscópica do mineral
<i>granada</i>	megacristais anedrais e com inclusões de minerais opacos
<i>quartzo</i>	grandes cristais anedrais com contatos lobados que truncam uma trama poligonal de quartzo + plagioclásio anterior, o que sugere cristalização tardia
<i>plagioclásio</i>	ocorre em trama granoblástica em contato com o quartzo; grande variação composicional: de An ₃₀ (oligoclásio) a An ₆₀ (labradorita), com predominância de andesina.
<i>feldspato potássico</i>	megacristais anedrais de microclina em granitos e granodioritos e cristais intersticiais em tonalitos
Minerais acessórios	
<i>titanita</i>	ocorre como grandes cristais isolados ou como inclusão em biotita ou hornblenda
<i>apatita</i>	cristais isolados ou inclusos em hornblenda; comum em tonalitos, diminuindo sua concentração em direção aos granitos
<i>zircão</i>	grandes cristais euédricos concentrados nos termos graníticos da série
Minerais de alteração	
<i>clorita</i>	Associada à biotita e hornblenda
<i>epidoto</i>	associado à clorita em processo de alteração da hornblenda

Devido às semelhanças texturais (macroscópicas) entre os gnaisses da SSO e do Complexo Rio Negro, a diferenciação entre os dois gnaisses, no campo, é uma difícil tarefa. Um critério petrográfico para diferenciar os dois tipos de gnaiss é a composição do plagioclásio. No SSO o plagioclásio apresenta uma grande variação composicional, de oligoclásio a labradorita, predominando andesina, característica que diferencia os gnaisses do BSO e do Complexo Rio Negro (Figura 3.24). Outras características macroscópicas, em conjunto com os critérios microscópicos, permitem diferenciar os dois conjuntos de gnaiss (Tabela 3.6).

Na Folha Nova Friburgo, a SSO foi estudada na Pedreira Pedrinco, na área urbana de Nova Friburgo. As amostras coletadas nesta pedreira se distribuem ao longo de uma série contínua granitóide tonalito-granodiorito-granito e foram utilizadas por Tupinambá (1999) para análises geocronológicas e geoquímicas.

Foram descritas três amostras da SSO na folha de Teresópolis. São rochas de coloração macroscópica esbranquiçada e granulação grossa a muito grossa. Apresentam estruturas planares bem desenvolvidas, marcadas por uma xistosidade, expressa principalmente pela orientação preferencial dos agregados de biotita. Não se observa feições de deformação, além dessa xistosidade. São compostas essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, podendo ocorrer hornblenda. Os minerais acessórios são apatita, zircão, titanita, allanita e minerais opacos. Ocorre também mica verde e sericita como mineral de alteração.

A biotita ocorre como palhetas agregadas orientadas numa direção preferencial, mostrando sempre hábito placóide. Minerais acessórios ocorrem como inclusão, como a apatita e o zircão. A hornblenda ocorre em grandes cristais eudrais em proporção equivalente à biotita, com inclusões de plagioclásio, biotita e zircão. O plagioclásio ocorre bem desenvolvido, com hábito equidimensional, às vezes subtabular. Já o feldspato alcalino é o mineral mais abundante, sempre bem desenvolvido, com forma subédrica. O quartzo é bem característico nestas rochas, se apresentando como grandes cristais anédricos, bem desenvolvidos. Na amostra TS-TUP-56 ele ocorre supercrescido, com chegando a tamanhos de até 10 mm. Na amostra de mão, este fenótipo do quartzo é bem visualizável, mostrando grandes cristais arredondados transparentes, com brilho vítreo. Outra característica macroscópica visual é a formação dos agregados de biotita orientados, que conferem à rocha um aspecto de “pele de onça”.

Em termos composicionais, a SSO mostra sempre uma proporção maior de feldspato potássico em relação ao plagioclásio, podendo estar numa razão um pouco maior ou até numa razão 2:1. A porcentagem de quartzo está sempre acima dos 20% e chega até 30%, nas rochas com cristais supercrescidos do mesmo. Já o índice de cor varia de leucocrático, nas rochas sem hornblenda, a mesocrático, na rocha com hornblenda.

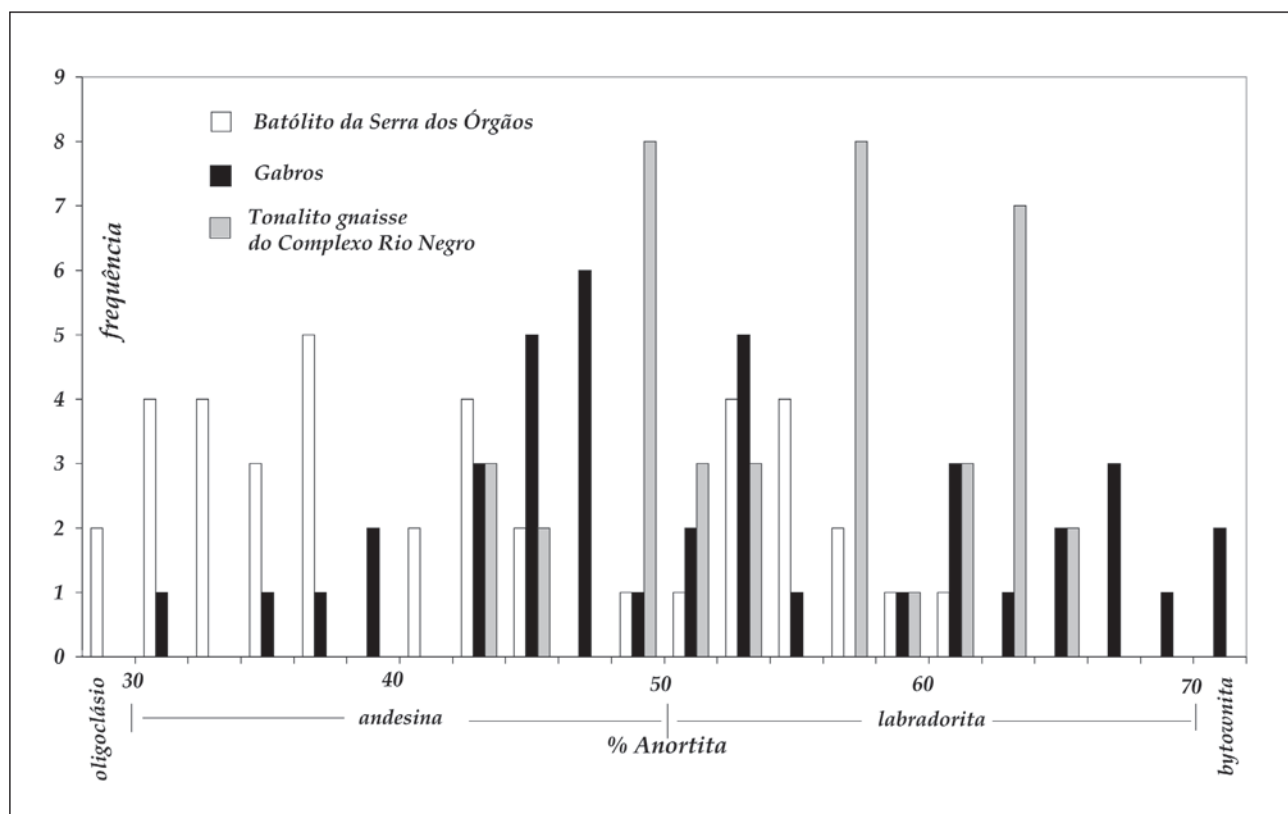


Figura 3.24 - Histograma da composição do plagioclásio em gnaisses da Suite Serra dos Órgãos, do Complexo Rio Negro e gabros (Tupinambá 1999). % anortita determinada pelo método ótico de Michel-Levy

Tabela 3.6 - Critérios que diferenciam gnaiss tonalítico do Complexo Rio Negro de gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos (modificado de Tupinambá 1999)

	Complexo Rio Negro (*)	Suíte Serra dos Órgãos
<i>Feições de afloramento</i>	enclaves de rochas máficas (diorito, hornblenda gabro) de várias dimensões	Raros enclaves; quando existem, são de rochas gnáissicas tonalíticas a quartzo-dioríticas
	Intrusões gabróicas centimétricas a quilométricas	
	gnaisse da Suíte Cordeiro corta somente o tonalito gnaiss do CRN	
<i>Feições macroscópicas</i>	o índice de cor mais elevado (rocha mesocrática)	índice de cor mais baixo (rocha leuco a mesocrática)
	hornblenda visível	“gotas” de quartzo cinzento anedral
	magnetita visível	granada é usualmente observada
<i>Feições microscópicas</i>	faixa restrita de composição, entre tonalito e granodiorito, com raros termos graníticos; a série não mostra enriquecimento elevado de quartzo	vasto espectro composicional, de tonalito a álcali-granito; a série se enriquece em quartzo no intervalo tonalito-granodiorito; variações composicionais ao longo do mergulho da foliação.
	plagioclásio varia de andesina a labradorita, com predomínio de labradorita	plagioclásio tem composição de oligoclásio a labradorita, com clara predominância de andesina
	hornblenda ocorre dissociada da biotita, em megacristais	hornblenda e biotita ocorrem em agregados minerais, o que dificulta o reconhecimento macroscópico da hornblenda
	apatita é um mineral acessório de grande abundância; titanita também é muito frequente	titanita tem alta concentração, em detrimento de apatita
	epidoto e carbonato são os minerais de alteração	clorita é o mineral de alteração mais comum

3.4 - MAGMATISMO CAMBRO-ORDOVICIANO: SUÍTE NOVA FRIBURGO (O1Γ6NF)

O magmatismo cambro-ordoviciano na Folha Nova Friburgo é representado pela Suíte Nova Friburgo em cinco corpos intrusivos de granitos homófonos, sem feições macro ou microscópicas de deformação interna. Além dos corpos maiores, diques subverticais a subhorizontais de granitos deste tipo cortam, em vários locais, ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos, do Complexo Rio Negro e paragnaisses do Grupo São Fidélis. Xenólitos destas rochas encaixantes foram também observados nos corpos maiores de granito.

Segundo Junho (1991), o magmatismo granítico se apresenta em várias fácies: os enclaves dioríticos representam o termo mais básico do conjunto, e também mais antigo; os termos intermediários são classificados como granodiorito, granito porfirítico e granito megaporfirítico. Leucogranito e pegmatito são os termos mais alcalinos e, também, mais novos.

Rosier (1957) diferenciou duas gerações de granitos pós-tectônicos. Os granitos mais antigos

tem granulação média a grossa, com frequente arranjo porfirítico, e formariam “lâminas discordantes gigantes, pouco inclinadas”. Formam paredes arredondadas e com caneluras verticais, e são ricos em xenólitos. Os granitos mais novos tem grão fino a médio, podem ser classificados como microgranitos e formam diques e maciços intrusivos menores. O autor destacou, muito apropriadamente, que a diferença entre os dois tipos de granito só é possível quando ambos ocorrem no mesmo afloramento.

Posteriormente Rosier (1966) destacou a existência de outros tipos graníticos pós-tectônicos não foliados, que representariam o “(...) estágio final de migmatização (ou granitização) de uma série gnáissica”. Descreveu estas granitos relacionados a diferentes gnaisses, reconhecidos na estratigrafia desta nota explicativa como: a) rochas maciças e rosadas (feldspato potássico) em gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos; b) granitos cinza claro com passagem gradacional para biotita-gnaiss até migmatito maciço na região de Petrópolis (Suíte Bingen); c) granitos porfiróides passando a gnaisses facoidais da região de Suruí, a oeste de Magé (Suíte Suruí). Neste mesmo

relatório (Rosier 1966) o autor também sugeriu que o magmatismo pós-tectônico teria se estendido até o Paleozóico Inferior.

3.4.1 - Corpo Teresópolis (O1γ6nf-ts)

Este corpo de granito foi descrito em detalhe por Junho (1982) nos arredores da cidade de Teresópolis, cortando ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos e do Complexo Rio Negro.

Junho (1982) dividiu o Corpo Teresópolis em duas fácies (não representados no presente mapa): fácies de grão médio, porfirítico e fácies de grão fino, porfirítico, mosqueado e/ou orientado, que mostra relações intrusivas com a fácies de grão médio. A composição das fácies é monzogranítica, com poucos termos álcali-graníticos e monzodioríticos; a biotita é o mineral máfico principal, sendo a hornblenda acessória. Uma associação característica deste granito é o par allanita-titanita. A fácies de grão fino apresenta processos de alteração específicos, com formação de clorita, carbonato e sericita.

No mapa geológico da Folha Nova Friburgo, quatro ocorrências foram cartografadas entre o bairro dos Três Córregos (Teresópolis) e a localidade de Paquequer Pequeno (Figura 3.25). As fácies média e fina de Junho (1982) foram observadas (Figura 3.26), além da presença de enclaves microdioríticos centimétricos (Figura 3.27). Os corpos de granito são alongados na direção WNW, por alguns quilômetros. Em escala de afloramento se verifica que se comportam como soleiras com baixo mergulho para noroeste (307/23, 348/32), com espessura de dezenas a centenas de metros.

3.4.2 - Corpo Andorinha (O1γ6nf-an)

Este corpo foi definido Granito Andorinha por Penha et al. (1979) na localidade de Andorinhas, a sul de Petrópolis, como um biotita granito de grão médio

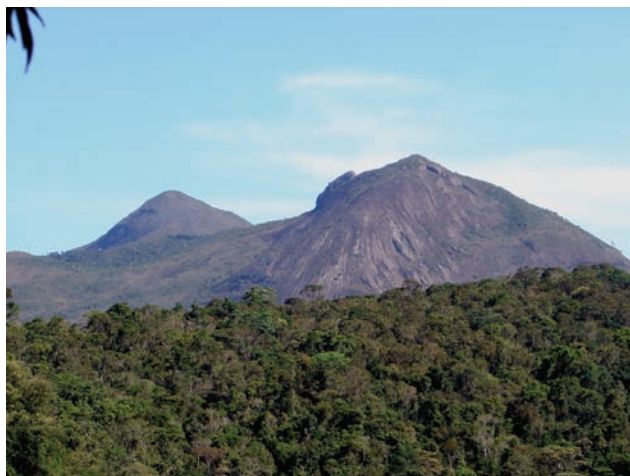


Figura 3.25 – Terminação oeste de soleira de granito do Corpo Teresópolis, dois quilômetros a sul da localidade de Paquequer Pequeno. A grande convexidade na laje exposta é formada por granito; os flancos rebaixados do morro são constituídos por gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos



Figura 3.26 – Aspecto macroscópico de granito do Corpo Teresópolis, com trama quartzo-feldspática hololeucocrática de grão médio. Amostra parcialmente alterada de afloramento em corte da BR-116



Figura 3.27 – Enclave microdiorítico de contatos pouco definidos em fácies fina de granito do Corpo Teresópolis. Diâmetro aproximado do enclave: 15 cm

a fino, com tendência porfirítica, com allanita e apatita como minerais acessórios. Sua textura é homófona no interior dos corpos e fluidal nas proximidades dos contatos com as rochas encaixantes. Na Folha Nova Friburgo somente uma ocorrência foi classificada neste Corpo, aquele que forma a base do Morro do Escalvado, ao longo da BR-116, na subida da Serra do Mar em direção à Teresópolis (Figura 3.28).

3.4.3- Corpo Frades (O1γ6nf-fr)

O Corpo Frades corresponde ao Maciço dos Frades de Batista Filho & Silva (1978) e Junho (1991) e é constituído por granitos de grão grosso, equigranulares e porfiríticos. A cartografia geológica realizada revelou um pluton com 15 km de eixo maior na direção NE-SW e eixo menor de 6 km na direção NW-SE. Foram incluídos no Corpo Frades os morros da Mulher de Pedra (Figura 3.29), Carmo, Buraco do Ouro, Frades, Torres de Bonsucesso ou Pedras do



Figura 3.28 – Aspecto macroscópico de granito do Corpo Andorinhas, em afloramento na base do Pico do Escalavrado, na BR-116

Fonseca, Três Picos (Figura 3.30), Capacete, Cabeça do Dragão, Brandalise e Toledo ou Ronca-Pedra. A continuidade entre os diversos picos graníticos pôde ser verificada ao longo do vale do rio das Antas (onde aflora somente granito entre os morros do Buraco do Ouro, Mulher de Pedra e Frades) na vertente leste dos Três Picos, e entre os morros da Cabeça do Dragão e do Toledo, ao longo do córrego João Brande.

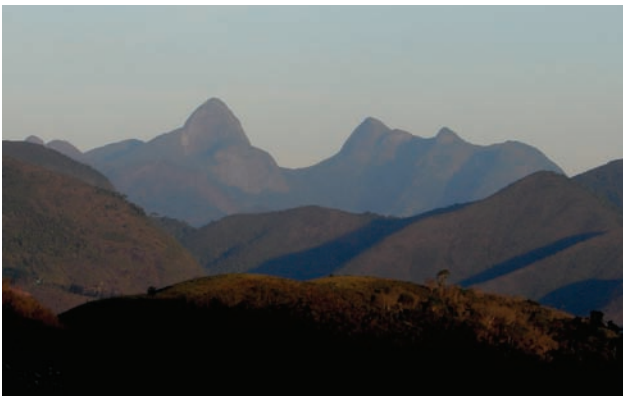


Figura 3.29 – Extremidade oeste do Corpo Frades, com a curiosa formação da “Mulher de Pedra”. Fotografia obtida com teleobjetiva a partir dos arredores de Paquequer Pequeno



Figura 3.30 – Extremidade leste do Corpo Frades, com os Três Picos (esquerda da foto) e o Capacete (direita da foto). Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli

A cartografia deste trabalho difere substancialmente daquela publicada nas cartas geológicas Tereópólis (Grossi Sad *et al.* 1982a) e Nova Friburgo (Grossi Sad *et al.* 1982b). Nestas cartas o Corpo Frades tem dimensões menores, por incluir um núcleo granítico envolto por gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos, com afloramentos isolados de granito nos morros da Mulher de Pedra, Buraco do Ouro e Cabeça do Dragão. Além disso, não foram encontradas evidências que sustentassem a existência de um corpo granítico de forma triangular na confluência entre os córregos do Gato e Guapiaçu. Na sua porção oriental, o Maciço dos Frades é constituído pelos quatro tipos plutônicos, que foram estabelecidos por Ferrassoli (2006), cuja descrição é apresentada a seguir.

Diorito e quartzo diorito em enclaves

Diorito e quartzo diorito estão associados às rochas de fácies mesocrática ou ocorrem como enclaves no granito porfirítico ou no granito equigranular (Figura 3.31). Ao microscópio, apresentam coloração cinza escura, granulometria fina, textura hipidiomórfica equigranular, são melanocráticos e não apresentam orientação de fluxo. São compostos em grande parte por plagioclásio e biotita, ocorrendo hornblenda. Como minerais acessórios foram encontrados titanita, minerais opacos, zircão e quartzo. Nas duas amostras dioríticas e de granulometria mais fina a porcentagem de apatita chega a 5%.



Figura 3.31 – Enclaves dioríticos em granito porfirítico no Morro do Gato, a leste dos Três Picos, Corpo Frades. Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli

Quartzo diorito mesocrático

Quartzo diorito mesocrático, rico em biotita, titanita e ilmenita é encontrado na extremidades oeste e leste do Corpo Frades. As rochas desta fácies apresentam são mesocráticas, de coloração cinza a cinza escura, com uma orientação de fluxo às vezes presente. São compostas essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Entre os máficos, que

ocorrem sempre associados, aparecem aglomerados de biotita, opacos e titanitas euedrais a subedrais, perfazendo quase 20 % dos minerais da rocha. Como acessórios aparecem zircões, apatitas e algum carbonato. Bolsões de mirmequita são encontrados entre cristais de plagioclásio e feldspato alcalino, com traços de zircão. É frequente a sericitização do feldspato.

Esta fácies foi descrita na Cachoeira dos Frades, em contato brusco com o granito porfirítico (Figura 3.32), e logo mais à frente em um corte de estrada apresentando textura agmática, com blocos angulosos da fácies mesocrática e veios de granito porfirítico. Também foi descrita nas extremidades da área oeste, logo após a confluência a montante do Rio dos Frades com o córrego da Caixa de Fósforos, em afloramentos situados nessas duas vertentes, e no final do Vale das Antas, nas proximidades da Fazenda Rosângela (Figura 3.33). O quartzo-diorito mesocrático corta os granitos porfiríticos e os granitos equigranulares, sendo também a rocha que corta o Pico Maior, formando grandes faixas de coloração clara que podem ser vistas de grandes distâncias, devido ao seu tamanho e extensão (Figura 3.30).

Granito porfirítico

O tipo faciológico predominante no Corpo Frades é um granito porfirítico de coloração cinza clara, com orientação de fluxo dada por fenocristais



Figura 3.32- Quartzo diorito mesocrático em contato com granito porfirítico, duas fácies do Corpo Frades na Cachoeira do Rio dos Frades. Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli



Figura 3.33 – Quartzo-diorito mesocrático, rico em megacristais de biotita, em contato com granito porfirítico do Corpo Frades. Afloramento próximo à sede da Fazenda Rosângela, nas cabeceiras do Rio das Antas. Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli

tabulares de feldspato (em sua maior parte formado por microclina), que podem chegar a 5cm. Entre os fenocristais predominam cristais euedrais e subedrais, e podem conter grãos de outros minerais inclusos, como biotita, quartzo e titanita. A matriz apresenta granulacão fina a grossa, sendo formada por biotita, plagioclásio, quartzo, titanita, ilmenita e sulfetos (Figura 3.34).

Essa rocha ocorre em boa parte do Corpo Frades, no interior do Vale dos Frades e do Vale das Antas. Na porção leste do corpo, é encontrado no Pico do Capacete, e nos Pico Maior, Médio e Menor no Morro Cabeça de Dragão, em contato com o granito porfirítico. O cume do Pico Menor (Figura 3.34) foi o ponto mais alto onde ele foi encontrado, e a pouco mais de 20m do cume do Pico Médio, ele faz um contato brusco, aparentemente horizontal, com o granito equigranular, que passa a predominar no topo do pico mencionado. O granito porfirítico não foi encontrado em nenhum ponto abaixo da cota 1700m do setor leste do Maciço dos Frades.

Granito equigranular

O granito equigranular apresenta grão médio a grosso, coloração clara a alaranjada (quando alterado), índice de cor leucocrático a hololeucocrático. Quase sempre apresenta orientação de fluxo magmático (Figura 3.35) dada por cristais de quartzo anedral. Sua textura é hipidiomórfica, sendo composto por quartzo, plagioclásio zonado e feldspato alcalino. Como minerais acessórios ocorrem biotita, minerais opacos e zircão. Os minerais de alteração encontrados a clorita (a partir de biotita) e sericita (a partir de feldspato).

Essa rocha não foi encontrada na porção oeste do Corpo Frades. Na porção leste ocorre intercalada com granito porfirítico no Morro do Capacete, da Cabeça do Dragão (Figura 3.35) e no Pico Maior.



Figura 3.34 – Megacristais de feldspato potássico alinhados segundo o fluxo magmático de direção N40W, em fácies porfírica do Corpo Frades. Cume do Pico Menor, tendo ao fundo o vale do Rio dos Frades. Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli

Com exceção do Pico Menor, é a rocha que forma os cumes dos picos da porção leste do Corpo Frades. Pelas observações em campo foi suposto que a fácies estaria posicionada no topo do corpo intrusivo.

A composição mineralógica das diferentes fácies do Corpo Frades, quando disposta em diagrama QAP de Streckeisen (1976), indica que as fácies equigranular e porfírica perfazem uma série granítica descendente, enquanto o quartzo-diorito mesocrático e os enclaves dioríticos se mantêm associados a um canto do diagrama, sem configurar uma série (Figura 3.36). Esta configuração aponta para a possibilidade de haver processos de mistura magmática durante a colocação do magma ao longo do corpo.



Figura 3.35 – Contato entre fácies porfírica (abaixo da caneta) e equigranular do Corpo Frades. Leito da trilha de subida para a Cabeça do Dragão. Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli

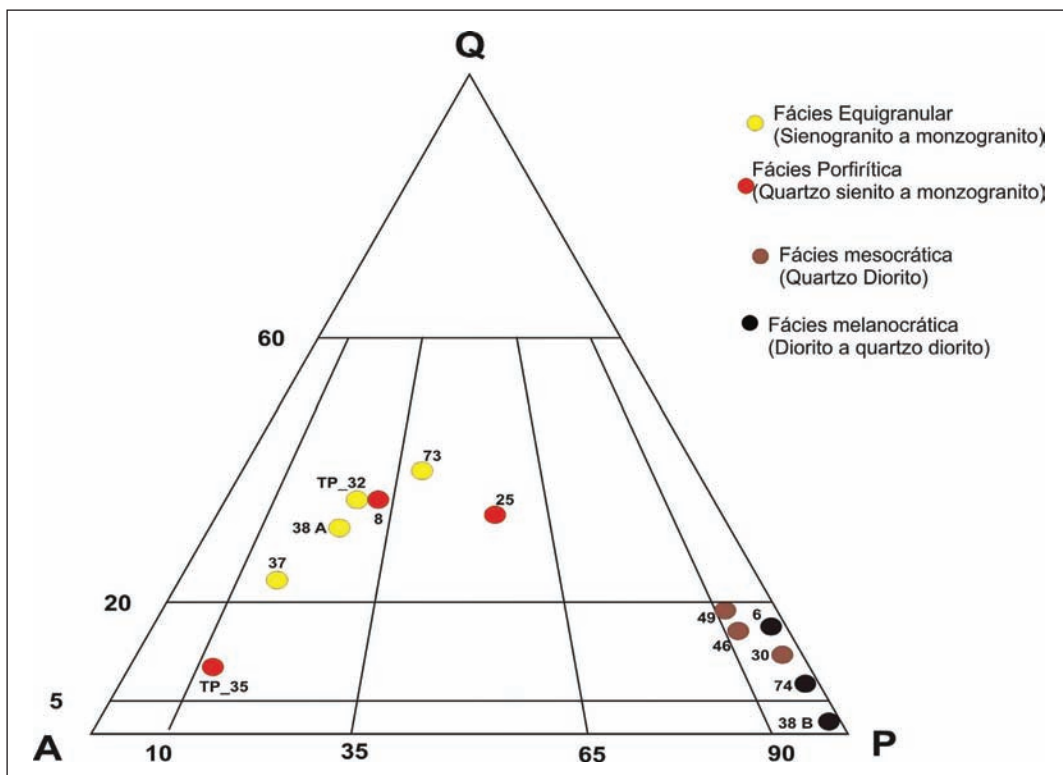


Figura 3.36 – Classificação petrográfica de 13 amostras de diversas fácies do Corpo Frades, dispostas no diagrama QAP de Streckeisen (1976)

3.4.4- Corpo Nova Friburgo (O1γ6nf-nf)

O Corpo Nova Friburgo corresponde ao maciço homônimo descrito por Pinto et al. (1980). É constituído por granito megaporfirítico e granito equigranular a porfirítico, tipos não discriminados no mapa do presente trabalho e também no mapa de Grossi Sad et al. (1982b). Somente Junho (1991) diferenciou o plúton em fácies. Pinto et al. (1980) dividiu o maciço em três corpos maiores: Caledônia, a sul; Salinas, a oeste, e Campo do Coelho, a norte.

Os contatos externos do Corpo da Caledônia, cartografados por Grossi Sad et al. (1982b), foram verificados pela nossa equipe ao longo da estrada que liga a Cascatinha a Salinas e na cabeceira do córrego da Jacutinga, e não tiveram seu traçado alterado. Este corpo domina a zona sul da área urbana de Nova Friburgo, formando uma estrutura aproximadamente circular com cerca de 6 km de diâmetro. Fazem parte desta estrutura a Pedra do Imperador, entre os bairros de Olaria e do Cônego (Figura 3.37), e o Pico da Caledônia.



Figura 3.37 – Pedra do Imperador, flanco norte do Maciço da Caledônia no Corpo Nova Friburgo. Área urbana de Nova Friburgo

Os contatos do Corpo Salinas foram mantidos de acordo com o traçado de Grossi Sad et al. (1982b). Uma seção com excelentes afloramentos de granito equigranular se encontra ao longo da estrada não pavimentada que liga São Lourenço a Salinas.

O Corpo Campo do Coelho é constituído predominantemente por granito equigranular de grão médio a fino (Figura 3.38). Os contatos deste corpo foram modificados, neste trabalho, em relação ao mapa geológico de Grossi Sad et al. (1982b). O corpo foi estendido para sudeste, atravessando o Rio das Bengalas e ocupando a vertente leste deste córrego, com pequena terminação na Folha Casimiro de Abreu. A maior modificação foi a continuidade do corpo por mais de 10 km para noroeste, formando um arco com concavidade voltada para nordeste.

Um corpo isolado, entre Campinas e Soledade, foi cartografado em área onde Grossi Sad et al.



Figura 3.38 – Detalhe de granito do Corpo Nova Friburgo equigranular à biotita em pedra a norte da localidade de Campo do Coelho

(1982b) haviam descrito como gnaisses leucocráticos da Suíte. Outras ocorrências de granito porfirítico ou equigranular foram cartografadas por nossa equipe ou por Grossi Sad et al. (1982a,b). A maior delas tem uma forma fusiforme, eixo maior na direção N40E e segue o curso dos córregos Santo Amaro e Manoel Alexandre, em Guapiaçu. Este corpo granítico não sofreu erosão diferencial, pois seus afloramentos não se encontram a grandes diferenças altimétricas entre suas rochas encaixantes. No alto de São Lourenço há um dique granítico de direção N45W e duas ocorrências cartografadas por Grossi Sad et al. (1982b). Na área da baixada de Guapiaçu e nos contrafortes da Serra do Mar, encontra-se uma ocorrência no médio curso do rio Boa Vista e quatro pequenos corpos imediatamente a leste do grande corpo dos córregos Santo Amaro e Manoel Alexandre. Na área urbana de Cachoeiras de Macacu, acima do local denominado de “rasgo” há uma ocorrência granítica na forma de matacões formados no local. No alto Macaé o cume da Pedra do Faraó e da Pedra Bicuda é constituído por granito, de acordo com a consulta ao mapa de pontos e fichas de afloramento de Pinto et al. (1980) e à Carta Geológica da Folha Nova Friburgo (Grossi Sad et al. 1982). Ainda no Alto Macaé nossa equipe localizou uma ocorrência de granito equigranular na cabeceira do Rio Bonito e um dique de espessura métrica do mesmo tipo de granito foi descrito no leito do rio Macaé.

Ao microscópio, as rochas do Corpo Nova Friburgo apresentam granulação grossa a muito grossa, com texturas equigranular hipidiomórfica a granular hipidiomórfica porfirítica, com algumas amostras com textura megaporfirítica. As texturas encontradas são primárias, sem influência de deformação. As estruturas planares presentes são representadas por uma foliação de fluxo magmático, marcada sutilmente em algumas amostras pela orientação preferencial dos minerais, principalmente dos cristais tabulares de feldspato.

A composição mineralógica é representada essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, além de minerais acessórios, como titanita, apatita, zircão, allanita, muscovita e

minerais opacos. Biotita é o mineral representativo dos máficos e ocorre como cristais dispersos com orientação aleatória, às vezes se dispondo em agregados. A biotita contém inclusões de titanita, zircão e minerais opacos. O quartzo mostra forma anédrica a subédrica e hábito equidimensional, podendo estar às vezes alongado. Apresenta poucas fraturas e extinção lisa. O plagioclásio se apresenta como mineral da matriz, com hábito subédrico ou como fenocristal com hábito tabular e forma euédrica. Mostra-se seri-

citizado, assim como o microclina. A microclina apresenta forma subédrica e hábito equidimensional, às vezes tabular. Se apresenta como megacristais e na matriz, com frequente intercrescimento mirmequítico nas bordas. Também se observa textura de exsolução micropertítica.

As rochas do Corpo Nova Friburgo apresentam composição entre quartzo álcalisienito a monzogranito, perfazendo os estágios finais de cristalização de uma série granítica (Figura 3.39).

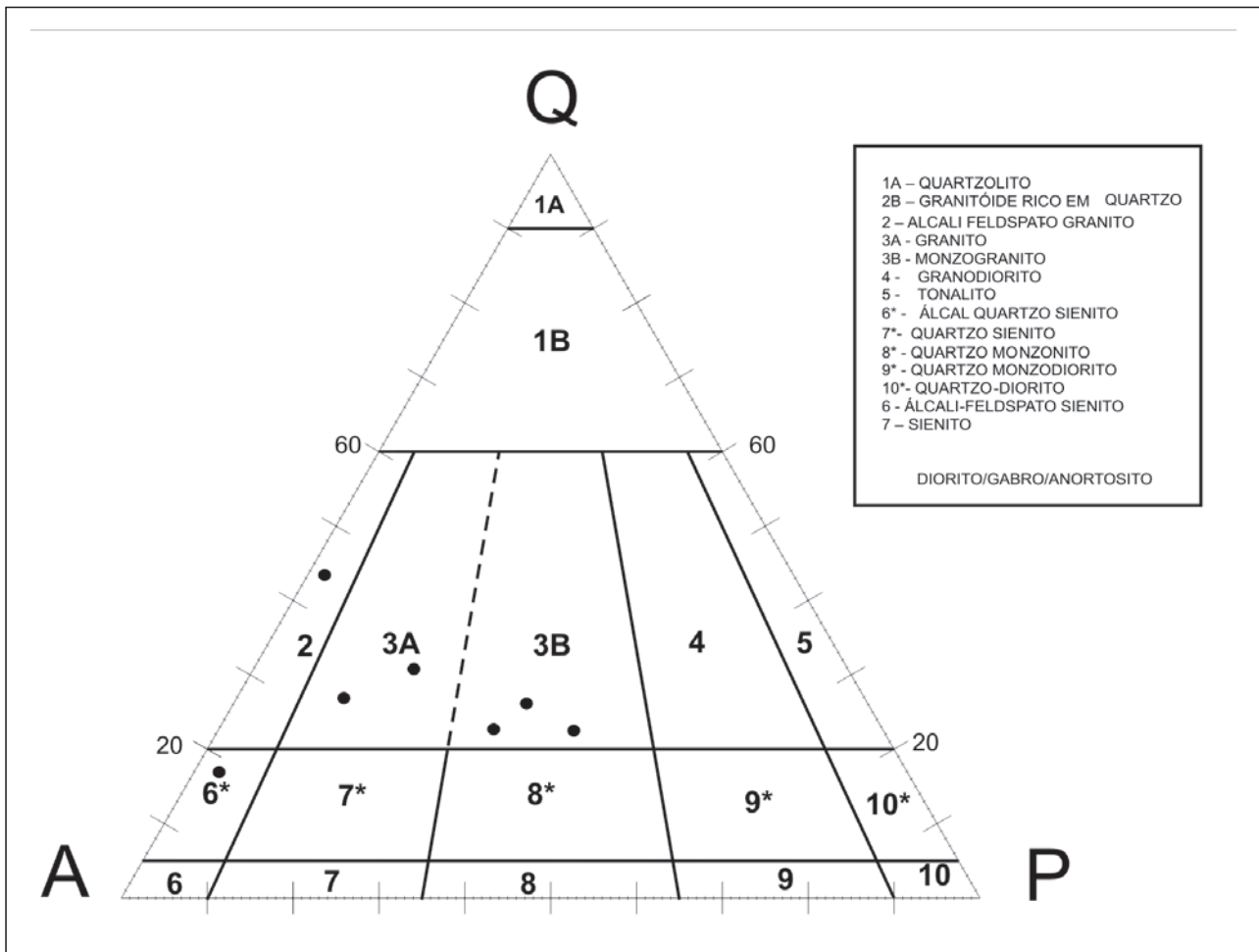


Figura 3.39 - Classificação petrográfica de 7 amostras de granitos do Corpo Nova Friburgo, dispostas no diagrama QAP de Streckeisen (1976)

3.4.5- Corpo Conselheiro Paulino (O1y6nf-cp)

Na Folha Nova Friburgo o Corpo Conselheiro Paulino está situado ao longo do contato NE do Corpo Nova Friburgo, a partir da área urbana da cidade homônima até a região central da folha. A oeste de Riograndina um espesso e extenso dique de microgranito deste corpo intrude diferentes gnaisses encaixantes. A noroeste do Corpo do Frades são encontrados três corpos menores deste granito. A ocorrência mais ocidental tem a forma de estreito dique de direção N30-40E que se alarga em pluton circular em sua extremidade nordeste. Um extenso dique granítico dois quilômetros a nordeste deste

último e com a mesma direção foi cartografado por Grossi Sad et al. (1982a).

O Corpo Conselheiro Paulino, de composição sienogranítica, tem como característica marcante o seu tamanho de grão e a composição bimodal, com texturas e estruturas indicativas de mistura magmática. Nele predomina microgranito equigranular a microporfirítico (Figura 3.40). Nesta rocha os cristais de biotita, feldspato e quartzo são menores que 1,0 mm, exceção feita para cristais eudrais e tabulares (fenocristais) de plagioclásio, que chegam a medir 4,0 mm (Figura 3.41). Subordinadamente encontra-se microdiorito em corpos menores, enclaves de formato irregular, com relações de corte e assimilação com o microgranito que sugerem mistura magmática mecânica (Figura 3.42).



Figura 3.40 – Granulação fina em microgranito do Corpo Conselheiro Paulino. Os pontos escuros são halos em torno de allanita. Amostra de afloramento na área urbana de Nova Friburgo, a leste do Córrego da Bengala, com cerca de 12 cm



Figura 3.41 – Microdiorito microporfirítico do Corpo Conselheiro Paulino com fenocristais tabulares e milimétricos de plagioclásio. Amostra com cerca de 10 cm obtida em afloramento em corte de rua do bairro de Conselheiro Paulino, em Nova Friburgo



Figura 3.42 – Estrutura de mistura magmática entre microdiorito (escuro) e microgranito (claro). Corte da Rodovia RJ-166, na altura da saída para Riograndina

Microgranitos e microdioritos como aqueles encontrados no Corpo Conselheiro Paulino podem ter uma área de ocorrência ainda maior do que aquela proposta no presente mapa geológico. Numerosos diques, stocks e plutons graníticos cartografados por Grossi Sad *et al.* (1982a,b,c,d), Junho (1982) e mencionados por Rosier (1957) foram descritos como microgranitos, e podem ser correlatos ao Granito Conselheiro Paulino.

3.5 - MAGMATISMO CRETÁCICO: ENXAME DE DIQUES DA SERRA DO MAR (K1BSM)

Numerosos segmentos de diques de rochas ígneas básicas são encontrados na Folha Nova Friburgo. A direção predominante é N45E, e a espessura dos diques é de difícil estimativa, devido ao grau de intemperismo que os afeta. A maioria das amostras coletadas apresenta textura gabróica, sendo a textura diabásica subordinada, sugerindo espessuras de dezenas de metros. Dois diques e dois enxames de diques são passíveis de acompanhamento por dezenas de quilômetros e encontram-se descritos a seguir.

Dique Santo Amaro-Duas Pedras

Com cerca de 30 km na direção N45E, é o dique com maior comprimento da Folha Nova Friburgo, atravessa diversas unidades neoproterozóicas e paleozóicas, percorrendo a Planície Costeira, a Escarpa da Serra do Mar e o Planalto Atlântico. Adentra a Folha pela vertente direita do Rio Guapi-Açu, atravessa o divisor deste rio com o Rio Santo Amaro, e sobe pelo curso superior deste último até o Morro Queimado, na quebra da Serra do Mar. Neste trecho Pinto *et al.* (1980) reportam uma espessura de 120 metros e bordas de resfriamento para o dique, registrado em estação nas cabeceiras do córrego Manoel Alexandre. Passa pelo planalto das cabeceiras do Rio São Lourenço, através localidade homônima, sempre na direção N45E. Seu último trecho aflorante corta o maciço granítico de Nova Friburgo em Salinas até o sopé das Duas Pedras, a oeste da área urbana de Nova Friburgo.

Dique da Boca do Mato

Com comprimento de cerca de 16 km e direção N45E, este dique está alojado exclusivamente em gnaisses e quartzitos do Grupo São Fidélis e não chega a vencer a escarpa da Serra do Mar. Seu maior trecho aflorante está situado ao longo do curso principal e retilíneo do Rio Duas Barras, a oeste de Cachoeiras de Macacu. Atravessa o curso médio do Rio Valério, acima da localidade de Castália, onde pode

ser observado em blocos na travessia Castália-Morro Queimado. O último segmento observado se encontra na cabeceira do Rio do Esgoto, a norte da localidade da Boca do Mato.

Enxame de diques Caneca Fina-Estivado

Trata-se de um enxame de diques que percorre a diagonal N45E da Folha Nova Friburgo, com segmentos bem definidos. O segmento SW do enxame, de direção N45E, segue até o paralelo 22° 15' S. O dique mais meridional encontra-se no talvegue e encostas do alto curso do Rio da Caneca Fina, na vertente da Serra do Mar. Os demais 12 diques deste segmento são encontrados no planalto, metade deles encaixados em Leucogranito Gnaiss do Terreno Costeiro e metade em ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos. Neste trecho apenas dois diques em Vargem Grande, a W de Teresópolis, apresentam direção E-W, discordante dos demais. O segmento central do enxame apresenta direção N65E e é encontrado nas proximidades da localidade de Campinas, 15 km a sul de Sumidouro (Figura 3.43). O segmento NE do enxame se caracteriza por uma série de pequenos diques escalonados na direção N30W, cartografados nos arredores de Murinelli, a SW de Duas Barras (Figura 3.44). O enxame deixa a Folha Nova Friburgo através do dique que corre ao longo do Estivado.

Enxame de diques Paquequer Pequeno-Sumidouro

Este enxame contém menos diques e corre paralelamente ao enxame Caneca Fina – Estivado. Adentra a folha a norte de Teresópolis, cortando o Rio Paquequer na localidade de Providência. Alguns pequenos segmentos de diques são encontrados cortando rochas da Suíte Serra dos Órgãos até a segmento NE do enxame, caracterizado por dois diques próximos à cidade de Sumidouro.

As rochas de dique são classificadas como diabásio ou microgabro leucocrático, com o tama-



Figura 3.43 – Bloco de microgabro de dique nas proximidades de Conquista, 15 km a sul de Sumidouro



Figura 3.44 – Fraturamento subhorizontal em diabásio de dique no alto de divisor de águas entre os córregos do Sertão e Conceição, 12 km a sudeste de Sumidouro

nho médio dos minerais em torno de 1mm. Mostram textura equigranular idiomórfica intergranular com cristais de clinopiroxênio rodeados por ripas de plagioclásio. Quartzo e intercrescimentos granofíricos são encontrados em espaços intersticiais. Os minerais acessórios são a apatita, rutilo e minerais opacos magnéticos. O clinopiroxênio altera-se para hornblenda e biotita, e plagioclásio encontra-se parcialmente sericitizado.

3.6 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

3.6.1 - Depósito Colúvio-Aluvionar (Qca)

Mais de uma centena de alvéolos aluvionares, cercados por rampas de colúvio, ocorrem na Folha Nova Friburgo.

As maiores planícies aluvionares estão distribuídas ao longo do curso médio dos rios que descem da Serra do Mar, em direção à Baía de Guanabara. A maior área de ocorrência destes depósitos está situada ao longo do Rio Guapi-Açu, em meio a colinas rebaixadas na transição para a Planície Costeira. Na mesma latitude e situação geomorfológica, os rios Duas Barras e Macacu, a leste, correm em meio aluvião tão largo quanto aquele do Guapi-Açu (Figura 3.45). Para oeste, os rios Iconha e Soberbo passam rapidamente de um alto curso encaixado em fraturas e diques para um baixo curso com extensa planície aluvionar (Figura 3.46). Nestas planícies o papel das rampas de colúvio é restrito, e o aporte sedimentar é proveniente das cabeceiras na vertente da Serra do Mar e também do afogamento eventual das planícies em episódios de grandes cheias e marés altas, gerando áreas alagadas e pantanosas, muitas drenadas e retificadas pelo Departamento Nacional de Obras contra as Secas (DNOS) nos anos 50 do século XX.

O restante dos alvéolos aluvionares se desenvolveu ao longo do curso de drenagens que correm para o reverso da Serra do Mar, no Planalto Atlântico (Figura 3.47). Uma grande bacia ocorre nos arredores



Figura 3.45 – Planície aluvionar do Rio Macacu na altura de Japuiba, tendo ao fundo a frente da Serra do Mar na altura do Corpo granítico Frades



Figura 3.47 – Planície aluvionar do Rio Preto, 7 km a norte da localidade de Nhungaçu



Figura 3.46 – Planície aluvionar do Rio Soberbo nas proximidades de Guapimirim, tendo ao fundo a Serra do Mar na altura de Teresópolis (Serra dos Órgãos)

da área urbana de Teresópolis, entre o Alto do Soberbo e o Rio Paquequer. Para leste, nos bairros do Jacarandá, Albuquerque e Vargem Grande, os flats aluvionares chegam a se conectar em um padrão de treliça, forma residual mantida neste trecho de planalto.

Uma série de depósitos aluvionares está alojado em grandes estruturas de direção N-S, com forte presença no relevo: os lineamentos do Rio Paquequer, do Rio São Lourenço, do Rio Grande e do Rio da Bengala. No Lineamento do Rio Paquequer os depósitos aluvionares estão localizados ao longo do canal do Rio Paquequer. O Lineamento do Rio São Lourenço abriga a planície aluvionar do rio homônimo, que forma o Rio Grande ainda no trecho de planície. Esta grande bacia é limitada por maciços graníticos e pelo reverso da Serra do Mar. Seu divisor atinge cotas de mais de 2.000 metros, mas a declividade longitudinal do Rio São Lourenço é muito baixa: o rio nasce na cota 1100 e, após mais de 15 km de curso, ainda se mantém na cota 1050. Ainda mais para leste, o Rio da Bengala, com direção semelhante, abriga planície aluvionar meandante, retificada para ocupação urbana em Nova Friburgo. Mais a norte, um se

De modo geral, os depósitos das planícies fluviais são constituídos por sedimentos arenosos intercalados por camadas argilosas depositadas durante os eventos de inundação na época das cheias, além de níveis de sedimentos grossos (seixos e blocos) nos canais fluviais. O tipo de sedimento depositado pelos rios depende da capacidade de transporte dos fluxos fluviais, assim quanto maior energia de transporte, maior o tamanho dos grãos dos sedimentos. Neste sentido, os níveis de base (knickpoints) têm papel fundamental, uma vez que quebram a energia de transporte dos rios, gerando a sedimentação das planícies. O conjunto deste material sedimentar, em geral, é bastante explorado pelas populações que os utilizam como fonte de material de construção (areia, argila, cascalho). Importante ressaltar, que devido à sua topografia plana e fertilidade dos solos, as planícies fluviais constituem as áreas preferencialmente ocupadas pela agricultura e construções civis, ou seja, correspondem aos locais de concentração das atividades e habitações humanas.

3.6.2 - Depósitos gravitacionais (talús) (Qt)

Cerca de 20 depósitos de talús, de dimensões suficientes para serem representados na escala de 1:100.000, são encontrados na Folha Nova Friburgo. Os maiores depósitos estão situados na vertente da Serra do Mar, ao longo dos córregos do André e Manoel Alexandre, tributários do Rio Guapi-Açu (Figura 3.48). Numerosos corpos de talús de grande espessura mas com reduzida área ocorrem ao longo de toda a folha, associada às bases de encostas e aos eixos de drenagem nos ambientes de transição das áreas montanhosas para os fundos de vale, sendo muitas vezes, represados por níveis de base locais no alto curso dos canais (Figura 3.49).

Espessos e largos depósitos de talús são encontrados no interior de maciços graníticos, preenchendo anfiteatros nas cabeceiras de drenagem de



Figura 3.48 – Segmento distal de depósito de tálus com matacões de granito proveniente do vale do Rio Manoel Alexandre, formador do Rio Guapi-Açu. Fotografia de Marcelo Motta



Figura 3.50 – Depósito de gravidade, com blocos de granito e matriz argilosa, na encosta da margem esquerda do Rio dos Frades, no interior do Corpo Frades



Figura 3.49 – Leque aluvial com depósito de talus adjacente à paredão rochoso de gnaiss da Suíte Serra dos Órgãos, na margem esquerda do Rio Grande, 3 km a oeste de Rio Grandina

rios como o Frades, Corpo Frades (Figura 3.50) e Caledônia (Corpo Nova Friburgo). Um depósito gravitacional no divisor do Rio Jacutinga, a sul da Pico da Caledônia, contém matacões angulosos a pouco arredondados de Granito Nova Friburgo, com dimensões lineares de mais de 10 metros, envoltos por matriz silto-argilosa.

De modo geral, as bases das rampas encontram-se interdigitadas com os depósitos fluviais nos vales principais (canais tronco) e também conectadas aos altos cursos dos rios tributários (cabeceiras de drenagens), já que a descarga de materiais oriundos dos processos de deslizamentos ou avalanches detríticas atinge, muitas vezes, a rede de drenagem. Tais depósitos abundantes em blocos ou matacões acumulam-se nos eixos de drenagens e são posteriormente trabalhados pelos fluxos do canal. Portanto, as rampas colúvio-aluviais são normalmente depósitos mal selecionados, arenosos com cascalhos e blocos (Figura 3.48). Quando predomina o mate-

rial rudáceo (blocos, matacões) envolto numa matriz areno-argilosa, estes depósitos são denominados de tálus.

3.7 AJUSTE DA AEROGAMAESPECTROMETRIA COM AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Os mapas de valores de radiação gama fornecidos para a Folha Nova Friburgo apresentam resultados para teores de K (em %), U e Th (em ppm). Um ajuste entre a cartografia geológica de unidades favoráveis à aplicação do método e o padrão de anomalias destes elementos é fornecido a seguir.

3.7.1 Suíte Nova Friburgo

Corpo Frades

O ajuste dos canais deste método com o Corpo Frades confirma uma forte correlação entre áreas de exposição rochosa e a intensidade do sinal; áreas com cobertura de tálus emitem sinais intermediários e áreas com cobertura aluvionares sinais fracos. O método é preciso a ponto de detectar variações faciológicas do granito, apontando a existência de rocha quartzo-diorítica no maciço.

Corpo Frades, Potássio: a região centro-sul do corpo não está coberta com dados (ou estão zerados) de K e Th (U disponível). A anomalia apresentada corresponde à faixa de 2 a 3%, valores máximos da escala. A forma da anomalia acompanha, aproximadamente, as áreas aflorantes do granito, conforme se observa na superposição entre o Mapa Geológico e o mapa temático. No curso médio do Rio dos Frades, os valores de K abaixam para 0,6 a 1%, interrompidos por uma faixa transversal com valores intermediários (1,4 a 2,2 %), que correspondem a depósitos de tálus contendo inúmeros matacões de granito. Na cabeceira do Córrego da Caixa de Fósforo há uma faixa

com baixo teor de K (0,6 a 1%), que deve corresponder à ocorrência de fácies mesocrática de composição quartzo-diorítica descrita por Ferrassoli (2007).

Corpo Frades, Tório: Neste canal a correlação entre rocha exposta e intensidade do sinal é ainda mais precisa. O granito fornece sinal equivalente a mais de 22 ppm de Th (valores máximos obtidos). A faixa da fácies mesocrática quartzo-diorítica apresenta teores de 0 a 14 ppm de Th (médios a baixos na escala) e contorna o contato sudeste do Maciço dos Frades.

Corpo Frades, Urânio: O canal destaca o contraste entre áreas preenchidas com cobertura aluvionar e áreas de exposição rochosa. Os depósitos aluviais de granito portanto, não emitem sinal relativo ao U. Os afloramentos atingem valores máximos obtidos (até 5 ppm).

Corpo Nova Friburgo

O canal do Urânio é o que melhor se ajusta à geometria dos contatos geológicos cartografados, excetuando-se a borda sul do corpo. Os canais de K e Th apresentam uma borda de intensidade elevada ao longo dos limites NW, N e NE do Maciço da Caledônia, com cerca de 600 metros. Ao longo deste contato, encontra-se um conjunto de cinco rochas de unidades estratigráficas e composições distintas: Leucogranito Gnaiss, Suíte Serra dos Órgãos, Complexo Rio Negro e Suíte Imbé, todas apresentando intensidades gamaespectrométricas semelhantes. É possível que esta anomalia seja causada por auréola hidrotermal do granito, hipótese corroborada por modificações texturais e mineralógicas observadas em campo nas rochas encaixantes.

O contato sul do Maciço da Caledônia está situado ao longo do divisor da Serra do Mar, que, nesta região, representa um desnível topográfico de cerca de 1000 metros, em uma escarpa íngreme. Todos os três canais apresentam um decréscimo na intensidade do sinal, atingindo valores mínimos nesta borda, que estaria relacionado à dificuldade operacional de manter a altitude de vôo constante.

No Maciço de Salinas, o canal do potássio é aquele que mais se ajusta à sua geometria. Quase todo o corpo está com sinal elevado (2 a 3% de K) com concentrações máximas (acima de 3%) na porção central, e nas bordas sul e norte. Na borda norte há um deslocamento de 400 metros da anomalia positiva para fora do corpo; na borda sul a anomalia continua para fora do corpo por mais 500 metros. No canal do Tório há uma o granito apresenta intensidade correspondente a mais de 22 ppm de Th em quase toda sua área de abrangência. No canal do Urânio a anomalia correspondente a mais de 4 ppm está localizada na porção centro-sul do corpo; na porção norte os teores de urânio tendem a zero.

O Maciço do Campo do Coelho, que tem 16 km na direção NW, apresenta ótima concordância

dos resultados gamaespectrométricos (K, U e Th) em sua parte sudeste. A porção central e norte do corpo não tem boa correlação com potássio e apresenta anomalias isoladas nos canais do Urânio e do Tório.

Corpo Conselheiro Paulino

Este corpo não apresenta boa correlação com os dados gamaespectrométricos, em qualquer dos três canais. Nos corpos isolados na região centro-norte da folha os teores de U, Th e K caem a zero, mas podem refletir uma anomalia regional nesta região, que atinge as demais litologias.

Corpo Teresópolis

Os maciços do Corpo Teresópolis que ocorrem no sudoeste da Folha Nova Friburgo apresentam melhor ajuste com o canal do potássio. O canal do tório revela duas grandes anomalias na região, mas que abrangem uma área bem maior do que aquela cartografada para os granitos. O canal do urânio apresenta um padrão de anomalias que não se ajusta à cartografia dos granitos e dos gnaisses encaixantes.

3.7.2 Unidades metassedimentares

Os valores gamaespectrométricos em rochas metassedimentares sofrem influência dos corpos graníticos anatéticos alojados nos paragnaisses. Muitos destes corpos não são representáveis na escala de 1:100.000 mas respondem por altas concentrações de K, U e Th. A assinatura espectral dos paragnaisses descrita abaixo foi identificada em domínios relativamente isentos de intrusões graníticas.

Grupo São Fidélis

As rochas do Grupo São Fidélis ocorrem na porção sudeste da Folha Nova Friburgo, apresentando anomalias de baixa intensidade para os canais do urânio (0-2 ppm) e do potássio (0-5%). O canal do tório exhibe valores da ordem de 10 a 13 ppm para os domínios gnaissicos e de 15 a 20 ppm para os corpos de quartzito.

Grupo Andrelândia

Os metassedimentos do Grupo Andrelândia são encontrados nas partes norte e noroeste da Folha Nova Friburgo. O canal do tório discrimina bem a faciologia deste grupo, separando a Unidade Arcádia-Areal (cerca de 20 ppm de Th) da Unidade Granada-biotita gnaiss (10 a 13 ppm de Th). Destaca-se uma anomalia de direção NE com altos valores de tório (até 25 ppm) no contato entre as duas unidades, que não parece estar relacionada à presença de granitos.

No canal do urânio, os paragneisses deste grupo apresentam um background de 2 a 3 ppm que se eleva nas cercanias das faixas quartzíticas para 3 a 3.5 ppm. Na extremidade nordeste da faixa de ocorrência do Grupo Andrelândia se observa uma anomalia regional de urânio de direção noroeste que eleva os teores até 5 ppm. O canal do potássio apresenta uma distribuição de anomalias que não corresponde à geometria dos contatos entre as unidades que pode estar relacionada à presença de corpos graníticos anatóticos.

3.8 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA FOLHA NOVA FRIBURGO

A Folha Nova Friburgo está localizada no mapa de Domínios Morfoestruturais de Silva (2002) no domínio morfoestrutural do Planalto Atlântico, mais precisamente na Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos (Figura 2.8), caracterizada por morfologia serrana bastante escarpada com um significativo controle estrutural que está ligado à história evolutiva geológico-geomorfológica da área.

Nesta folha são mais representativas as feições de dissecação como morros, serras locais ou feições de transição entre morfologias distintas e serras elevadas/escarpadas (Figura 3.51). As serras apresentam-se mais contínuas no segmento sul da Folha Nova Friburgo, enquanto as planícies fluviais ocorrem de forma estreita e alongada ao longo dos vales fluviais na região serrana e apresentam maior significado areal na área correspondente à borda norte da baía de Guanabara, no segmento centro-sul da folha.

Pode-se observar ainda na porção centro-sul da Folha Nova Friburgo uma significativa correlação entre estruturas geológicas e a dissecação atual do Planalto Atlântico ao longo da borda interiorana e da borda voltada para o litoral (Figura 3.52). Este aspecto define a feição de superfícies embutidas que podem ser visualizadas no mapa elaborado em trechos de alto curso de algumas bacias de drenagem, como a bacia do Rio Paquequer (Figura 3.53), onde as feições de morros e planícies fluviais estão embutidas nas unidades serranas, mostrando uma superfície embutida nivelada a altitudes que variam de 900 a 1200m. Nas bacias dos rios Bengalas e Frades pode-se observar uma conformação semelhante, permitindo a identificação de embutimentos orientados NNE-SSW.

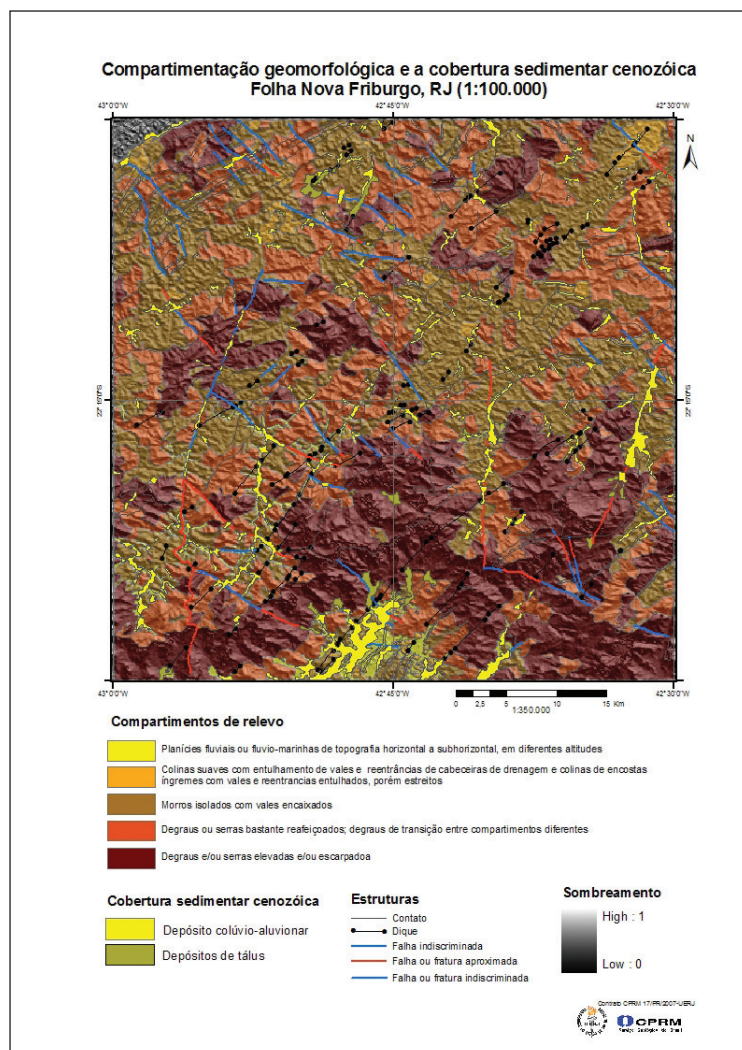


Figura 3.51 – Mapa de compartimentos de relevo associados à cobertura sedimentar cenozóica e às estruturas rúpteis da Folha Nova Friburgo; autoria de Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti e Telma Mendes da Silva.



Figura 3.52 – Fraturas verticais com mais de 200 metros de continuidade vertical. Vertente rochosa do Planalto Atlântico, vista de sudeste a partir do Alto do Soberbo (Teresópolis, BR-116)



Figura 3.53 – Vista aérea das cabeceiras do Rio Paqueta, embutida no Planalto Atlântico em lineamento N15E. Fotografia de Marcelo Motta.

Durante os trabalhos de preparação do Plano Diretor do Parque Estadual dos Três Picos, Eirado Silva et al. (2006) realizaram mapeamento geomorfológico da parte sul-central da Folha Nova Friburgo e de parte da Folha Casimiro de Abreu (Figura 3.54), descrevendo domínios de relevo nesta região e elaborando seções topográficas e geológicas (Figura 3.55). Sete dos domínios descritos pelo autor são representativos de grande parte da área abrangida pela Folha Nova Friburgo e são descritos a seguir.

3.8.1 Escarpa Sul

Compreende a vertente da Serra do Mar drenada pelas bacias que deságuam na Baía de Guanabara (p.ex. bacia dos rios Macacu e Guapiaçú) e a bacia do rio São João. A Escarpa Sul apresenta uma orientação geral ENE-WSW e guarda remanescentes de Mata Atlântica. Caracteriza-se por longas encostas de alta declividade (Figura 3.56) expondo em suas cotas mais altas paredes e picos rochosos, tais como a Agulha de Santo Antônio, Pedra do André, da Mulher de Pedra e do Faraó. Em alguns trechos, a amplitude topográfica da escarpa atinge mais de 1500m (Seções E-F e G-H da Figura 3.55).

As três principais bacias fluviais que drenam a Escarpa Sul são as dos rios Guapiaçú, Macacu e São João (de oeste para leste), cujos canais tronco possuem orientação NE. Os vales dos rios Guapiaçú e Macacu correspondem aos eixos de maior recuo da escarpa pelo trabalho erosivo, drenando paralelamente o alinhamento serrano e constituem as principais vias de penetração para o alto da serra. Por sua vez, os íngremes canais tributários formadores destas bacias possuem orientação preferencial NW. As sub-bacias possuem como característica comum a descida abrupta dos paredões rochosos das serras, conectando-se às planícies sedimentares fluviais dos canais tronco (rios Guapiaçú, Macacu e São João).

As cabeceiras dos rios Guapiaçú e Macacu drenam as rochas graníticas dos Corpos Frades e Nova Friburgo, respectivamente. O Rio Macacu destaca-se pelo intenso escalonamento das cabeceiras por sucessivas cachoeiras (*knickpoints*) até a planície próxima à cidade de Cachoeiras de Macacu. Desta forma, quanto mais a jusante fôr a foz dos afluentes no Rio Macacu, maior a amplitude de relevo dos rios que drenam a escarpa, variando de 800m nos rios à montante (p.ex. Jacutinga, Tombo) para 1100m nos afluentes à jusante, como o Rio Valério. Já o alto curso do rio Guapiaçú apresenta uma menor amplitude de relevo e área de bacia, mostrando uma passagem abrupta do ambiente montanhoso para a planície. Os baixos cursos destes dois rios mostram-se meandantes, cruzando um restrito ambiente transicional de colinas até a planície costeira junto ao recôncavo da Baía de Guanabara.

A orientação NE-SW dos rios Macacu e Guapiaçú é condicionada pelas estruturas geológicas pré-cambrianas (foliação, bandamento composicional) das rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis e ortognaisses do Complexo Rio Negro Suíte Cordeiro, e subordinadamente, pelos diques de diabásio da Suíte Serra do Mar. A direção preferencial NW dos canais tributários é atribuída às falhas e fraturas deste sistema.

O comportamento erosivo da Escarpa Sul é caracterizado pela atuação de movimentos de massa nas encostas. Os tipos e a intensidade dos movimentos de massas são reconhecidos como deslizamen-



Figura 3.56 – Vista geral da Escarpa Sul a partir da cabeceira do Rio Macacu, em Teodoro de Oliveira

tos, quedas de rochas e avalanches de detritos, que ocorrem, principalmente, nos períodos de maior precipitação pluvial. Estes processos erosivos removem porções da vegetação, do solo, de depósitos eluvionares e coluvionares e até mesmo de rocha sã. Deste modo, é comum a presença de inúmeras cicatrizes erosivas ao longo das encostas íngremes, expondo afloramentos rochosos. O material detrítico removido pelos movimentos de massa é transportado para os sopés das encostas ou junto aos eixos das drenagens, formando depósitos de tálus (Figura 3.48).

3.8.2 Colinas do Sopé da Escarpa Sul

Este domínio está restrito às áreas de baixada situadas na base da *Escarpa Sul*, especialmente no baixo-médio vale do Rio Guapiaçú. Trata-se de um relevo de colinas posicionado entre 100-250m de altitude, de encostas predominantemente convexas com formas côncavas embutidas. Este domínio colinoso é bordejado pelas planícies fluviais do Rio Guapiaçú, por vezes, ocorrem “ilhas” de colinas afogadas em meio aos depósitos sedimentares. A formação do relevo de colinas no sopé da Serra do Mar (Órgãos) está relacionada ao contínuo recuo e rebaixamento da *Escarpa Sul*, decorrente da dinâmica erosiva das encostas e da incisão dos canais fluviais.

3.8.3 Domínio Três Picos-Frades-Caledônia - Maciços Graníticos

Este domínio geomorfológico, situado na vertente norte da Serra do Mar, contempla os maciços rochosos e os picos elevados de granitos dos Corpos Nova Friburgo e Frades, cuja resistência litológica sustenta o relevo protuberante (Figuras 3.29 e 3.30). Eventualmente, estes maciços também são constituídos pelos gnaisses do Complexo Rio Negro e das suítes Cordeiro e Serra dos Órgãos. De modo geral, a morfologia dos maciços graníticos varia de

alongada a circular, sendo caracterizados por picos proeminentes formando, normalmente, feições tipo pães de açúcar ou agulhas. Diversos picos elevados destacam-se nestes maciços: os Três Picos (o Pico Maior com 2316m é o ponto culminante da Serra do Mar), Pico da Caledônia (2219m), Capacete, Frades, Dragão, Toledo ou Ronca Pedra, Caixa de Fósforo, Mulher de Pedra, Cônego e Salinas.

O padrão de fraturas das rochas graníticas neste domínio assume um papel fundamental no modelado do relevo dos maciços. Devido à homogeneidade composicional e textural dos granitos, as fraturas constituem planos de fraqueza que permitem a penetração da frente de intemperismo e, conseqüentemente, o trabalho erosivo nos corpos rochosos. Assim, o desenho dos dois maciços representa o reflexo desta condição de fraturamento das rochas, garantindo ao Corpo Frades um recortado maior em relação à contigüidade do Corpo Nova Friburgo. Assim, é comum nos maciços a presença de paredões rochosos geometricamente recortados por planos de fraturas, revelando o entalhe erosivo sobre as rochas. Da mesma forma, blocos de granito podem ser isolados e mantidos suspensos, dando origem a formações exóticas e curiosas, que se tornam grandes atrativos turísticos, como o pico da Caixa de Fósforo, a noroeste dos Três Picos.

Os planos de fratura ocorrem sob diversas orientações e apresentam tanto mergulhos sub-verticais nas direções NE e NW, como sub-horizontais. Estas últimas condicionam topos planos em alguns picos, como no caso do Capacete (Figura 3.57) ou recortam continuamente os paredões, como no caso dos Três Picos (Figura 3.58), ou ainda expressam com frequência no afloramento da famosa Cachoeira dos Frades (Figura 3.59).

O relevo resultante da erosão controlada pelas fraturas das rochas resistentes caracteriza-se por vales encaixados, preenchidos de depósitos de blocos no sopé dos paredões, configurando o Domínio de Dissecação Intermaciços, descrito mais a frente.



Figura 3.57 – Fratura paralela ao topo do maciço granítico no Pico do Capacete, no primeiro plano da imagem. Fotografia de Marcelo A. Ferrassoli



Figura 3.58 – Fratura paralela à superfície granítica do Pico Maior dos Três Picos, Corpo Frades. Foto Marcelo A. Ferrassoli



Figura 3.59 – Fraturas horizontais em granito do Corpo Frades. Cachoeira do Rio dos Frades

3.8.4 Domínio Teresópolis - Maciços Granítico-Gnáissicos

O domínio dos maciços graníticos-gnaissicos está localizado próximo à cidade de Teresópolis, e sua morfologia possui intrínseca relação com ortognaisses das suítes Serra dos Órgãos e o e Cordeiro. As montanhas deste domínio são menores, mais segmentadas mais rebaixadas e arredondadas, com encostas convexas e alongadas, quando comparadas ao Domínio dos Maciços Graníticos. O intemperismo sobre estes gnaisses quartzo-feldspáticos gera um material friável de granulometria grossa (saibro) que é facilmente removido por deslizamentos do tipo Fluxo de Detritos.

Dos picos montanhosos destaca-se a Pedra do Ermitage (1515m), com planos de fratura subverticais de direção NE (Figura 4.11). Associadas ao sistema de fraturas ortogonal, de direção NW, estas fraturas são responsáveis pelo padrão retangular a treliça da rede de drenagem. Neste domínio são comuns os cotovelos de 90º nos cursos fluviais, como no caso do córrego do Albuquerque, Prata e Varginha, ou a própria cabeceira do Rio Bengalas com suas nascentes orientadas pelas fraturas que cortam a Pedra da Ermitage. Além deste padrão de fraturamento, os gnaisses também apresentam a foliação regional de direção NE.

3.8.5 Domínio de Dissecação Intermaciços

Este domínio é caracterizado pelos vales suspensos do reverso da Serra do Mar (Serra dos Órgãos), que contribuem para a bacia do Rio Paraíba do Sul. Os vales dos rios São Lourenço, Frades, Bengalas e Paquequer (de leste para oeste) apresentam-se suspensos por níveis de base locais (knickpoints) que garantem uma amplitude de relevo mais baixa quando comparada aos vales da Escarpa Sul. Pelo fato dos vales serem suspensos, o acúmulo sedimentar é grande no fundo dos mesmos, garantindo uma ampliação das várzeas (alvéolos fluviais) para jusante. No vale do Rio São Lourenço, este domínio geomorfológico limita-se com os maciços graníticos nas laterais leste enquanto a porção sul faz limite com a escarpa da Serra do Mar, cujo divisor apresenta-se mais rebaixado e com poucos picos isolados. Já no vale do Rio da Bengala o domínio de dissecação intermaciços possui limites com o Corpo Frades em sua porção leste e, em seu lado oeste, os paredões mais rebaixados dos maciços graníticos-gnaissicos do domínio Teresópolis. Novamente o limite com a Escarpa Sul é um divisor rebaixado, onde trabalham as cabeceiras do Rio Vargem Grande e do Córrego da Varginha.

Os vales deste domínio são circundados pelos domínios dos Maciços Graníticos e Graníticos-Gnáissicos, que constituem suas cabeceiras de drenagem.

São caracterizados por vastas planícies fluviais e encostas cobertas por rampas de colúvios no sopé dos paredões rochosos e escarpas, enquanto que, rumo às cabeceiras de drenagem, tornam-se encaixados e os depósitos de colúvios derramam-se sobre os leitos fluviais.

Vale ressaltar que os colúvios do sopé dos paredões apresentam uma ruptura de declive em sua porção intermediária, com aumento da declividade em seu perfil para o fundo de vale. Esta marca na paisagem registra um processo de dissecação ocorrido posteriormente a um primeiro ciclo de deposição com nível de base mais elevado. O processo de dissecação promove o entalhamento dos colúvios em sua porção inferior, em contato com o canal, deixando-os suspensos e com suas rampas mais suaves. Esta feição erosiva é observada regionalmente, estando presente em todos os fundos de vale do reverso da Serra do Mar.

3.8.6 Planalto de Macaé de Cima

O planalto do Rio Macaé de Cima é caracterizado como uma região suspensa com altitude entre 1100 e 1600m, com vales de baixa a média amplitude de relevo quando comparados aos rios que descem as vertentes íngremes da serra. O Rio Macaé drena a vertente leste da Serra do Mar, localmente denominada de Serra de Macaé, e possui uma extensa bacia que abrange desde o município de Nova Friburgo, passando por Casimiro de Abreu no sopé da serra, até a cidade de Macaé, onde deságua no Oceano Atlântico.

Este domínio compreende os vales dos rios Macaé e das Flores, subparalelos e quase simétricos em suas vertentes. Estes vales são caracterizados por uma amplitude de relevo em torno de 300 a 500m e, geralmente, são ocupados por alvéolos. Os canais de drenagens principais, possuem orientação NE-SW, condicionados pela foliação das rochas do Grupo São Fidélis, enquanto os canais tributários apresentam direção preferencial NW-SE, relacionada aos planos de fraturas e falhas. O relevo de morros e colinas convexo-concavas apresenta, localmente, encostas de declividade intermediária e nem sempre rochosas. O perfil longitudinal do canal do rio Macaé possui cabeceira da drenagem íngreme, como esperado, enquanto o restante do perfil segue suave sem interrupções sobre um fundo de vale pouco profundo.

Os alvéolos sedimentares depositam-se ao longo de grande extensão dos rios Macaé e das Flores, formando planícies de inundação e pequenas ocorrências de terraços (planícies abandonadas em níveis topográficos relativamente mais elevados). Em poucos trechos os alvéolos são interrompidos por

estrangulamentos ao longo do vale, marcados por pequenas cachoeiras ou corredeiras (*knickpoints*). Os alvéolos também ocorrem no conjunto de vales tributários, sobretudo nos afluentes do Rio Macaé, apresentando-se suspensos por *knickpoints*.

Mais para norte, a cabeceira do Rio Santo Antônio na vertente norte da Serra do Mar, e o vale apresenta amplitude de relevo semelhante aos vales dos rios das Flores e Macaé: divisores com cotas em torno de 1.400m e fundo de vale próximo a 1.100m. Este rio ainda apresenta características de vales suspensos, como os encontrados na bacia do rio Macaé, onde estão presentes alvéolos no fundo de vale, que se apresentam, seqüencialmente, estrangulados e suspensos por *knickpoints*. Estes rios situam-se

O conjunto composto pelos rios Macaé, Flores, cabeceiras dos rios Bonito e Santo Antônio compõem uma porção suspensa acima da cota de 900m, formando um resquício de planalto, livre da intensa dissecação fluvial dos rios que drenam as íngremes vertentes serranas. Estas bacias, suspensas pelos *knickpoints*, compreendem uma vasta região entre a serra de São João (divisor de drenagem para a baixada da Região dos Lagos, a SE) e serra de Macaé de Cima (a NW), com altitudes que atingem 1720m na Pedra do Faraó e com destaques ainda para a Pedra Bicuda (1489m), Pedra de São Caetano (1619m), Morro da Areia (1487m) e Pedra de São João (1637m).

O perfil topográfico A-B (Figura 3.55) que corta esta região demonstra tal configuração planáltica, onde a subida da Serra de São João é marcada pelo relevo abrupto da *Escarpa Sul* que rompe a monotonia da baixada onde drena o Rio São João até atingir um relevo mais suave, com vales pouco profundos (rios das Flores e Macaé) e descendo novamente para o vale do Rio Macacu, com um entalhamento maior, gerando assim vertentes íngremes no reverso da Serra de Macaé de Cima.

3.8.7 Bordas Planálticas Suspensas

Consiste de um domínio de área muito restrita, segmentado em três porções isoladas na borda superior da *Escarpa Sul*. É constituído por pequenos vales suspensos, de relevo aplainado e situados no divisor da Serra do Mar (Figura 3.60), drenados pelas cabeceiras dos rios que fluem para *Escarpa Sul*. Este domínio apresenta colinas com encostas muito suaves e fundos de vales planos e saturados, formando brejos. A morfologia das bordas planálticas é interpretada como paisagens reliquias com baixas taxas de erosão, que encontram-se isoladas nos níveis topográficos suspensos por níveis de base locais (*knickpoints*) que ocorrem a jusante dos rios da *Escarpa Sul*.



Figura 3.60 – Vale suspenso no topo da Pedra das Antas, a oeste dos Três Picos. Vista a partir do Pico Médio dos Três Picos. Foto Marcelo A. Ferrassoli

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1- GEOLOGIA ESTRUTURAL PRECAMBRIANA/CAMBRO-ORDOVICIANA

A deformação dúctil atingiu a maior parte das rochas da Folha Nova Friburgo. Ao longo da coluna estratigráfica, este tipo de deformação se estende do embasamento paleoproterozóico (Complexo Juiz de Fora) aos ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos (560-570 Ma). A partir do Ordoviciano, o magmatismo pós-colisional (Suíte Nova Friburgo) ordoviciano, não apresenta estruturas dúcteis, mas os seus condutos magmáticos foram controlados zonas de cisalhamento rúpteis.

4.1.1-Foliação

A estrutura dúctil mais frequente é a foliação gnáissica. No âmbito da Folha Nova Friburgo, a foliação medida é, invariavelmente, gnáissica: não foram encontrados xistos (com xistosidade) ou ardósias e filitos, com clivagem ardósiana.

Na maioria dos ortognaisses, esta foliação é dada pelo paralelismo de aglomerados milimétricos a centimétricos de biotita ± hornblenda, em matriz quartzo-feldspática granoblástica (Figura 4.1). Este é caso dos tipos granodioríticos e tonalíticos dos complexos Rio Negro e Trajano de Moraes e de quase todos os litotipos do Complexo de Anta. Os ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos, em todas as suas variedades composicionais, apresentam também este tipo de foliação.

Os ortognaisses da Suíte Rio Turvo apresentam uma foliação gnáissica própria e única. Estes gnaisses são caracterizados pela frequência elevada de porfiroblastos amendoados de feldspato potássio.



Figura 4.1 – Foliação de ortognaisses da Folha Nova Friburgo, formada por aglomerados planares de biotita e hornblenda, em matriz de grão grosso, quartzo-feldspática. Face serrada de amostra da estação DB-TUP-58, ortognaisse granodiorito da Suíte Serra dos Órgãos. A barra horizontal preta mede 1 cm

co. As micas do gnaisse (biotita e muscovita) formam domínios micáceos que envolvem os porfiroblastos de feldspato, formando relações angulares do tipo S-C, típica de rochas protomiloníticas grosseiras.

Os leucognaisses da Suíte Cordeiro também apresentam uma típica assinatura textural (Figura 4.2). A concentração de minerais micáceos é baixa (0 a 8%) e, portanto, a foliação não é representada pelo alinhamento deste tipo de mineral. O que marca a foliação é o estiramento dos grãos de quartzo (quartzo em lentes e fitas). Nos domínios menos deformados da Suíte Cordeiro, a falta de orientação do quartzo torna difícil distinguir estas rochas dos granitos pós-colisionais da Suíte Nova Friburgo.

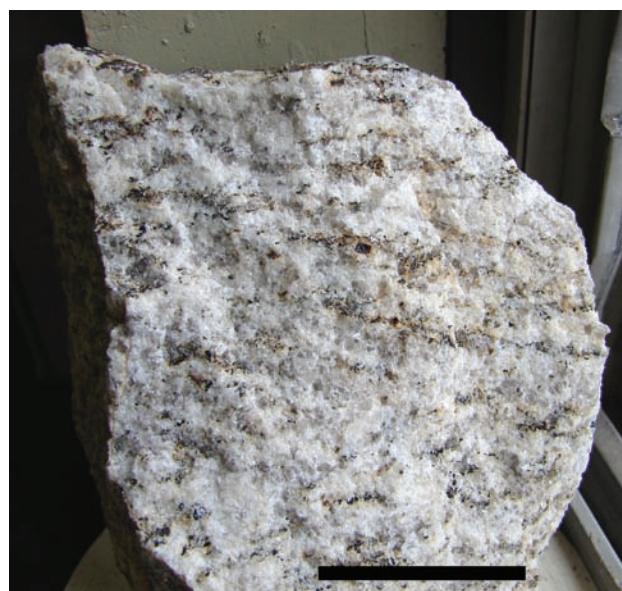


Figura 4.2 – Foliação de leucognaisse da Suíte Cordeiro, originada pelo alinhamento de minerais micáceos e minerais opacos milimétricos e por grãos de quartzo lenticulares. Face serrada de amostra da estação NF-TUP-224. A barra horizontal preta mede 5 cm

Os ortognaisses da Suíte Imbé são muito heterogêneos, e sua foliação varia de acordo com o tipo textural da suíte. O tipo migmatítico apresenta bandas leucossomáticas envolvendo mesossoma; o tipo porfiroblástico tem feldspato alcalino subedral envolvido por matriz biotítica foliada; o tipo homogêneo tem matriz fina, com biotita, pouco orientada.

No corpo gabrótico do Córrego do Oliveira, a sudeste de Duas Barras, ocorre um I-tectonito: trata-se de um hornblendito caracterizado pelo paralelismo do eixo maior dos cristais de hornblenda, formando exclusivamente uma lineação mineral. Os demais tipos gabróticos não apresentam qualquer foliação.

Os litotipos do Complexo Juiz de Fora são caracterizados por uma foliação milonítica marcada

pelo paralelismo de fitas de quartzo e porfiroclastos de feldspato, ortopiroxênio e hornblenda. A matriz é granoblástica, demonstrando recuperação termal pós-milonitização.

Nos paragnaises dos grupos Paraíba do Sul, Andrelândia e São Fidélis, migmatização e blastese metamórfica atuaram intensamente. Como estes fenômenos são pré- a sin-deformacionais, a foliação presente nestas rochas resulta do paralelismo de veios e bolsões leucossomáticos e da orientação da biotita no mesossoma e no melanossoma. Paragnaises e quartzitos do Grupo Andrelândia apresentam foliação milonítica nas proximidades do Limite Tectônico Central (Figura 4.3). A milonitização afeta estruturas migmatíticas e também estruturas primárias, como intercalações sedimentares entre quartzitos e rochas calcissilicáticas (Figura 4.4).

4.1.2 - Dobras

Dobras suaves a apertadas, de comprimento de onda de centenas a milhares de metros, são en-



Figura 4.3 – Foliação milonítica de baixo ângulo de mergulho (atitude 339/14) em paragnaisse do Grupo Andrelândia nas proximidades do Limite Tectônico Central. Corte da rodovia BR-116, 6 km a sul da localidade de Nossa Senhora Aparecida



Figura 4.4 – Foliação milonítica impressa em intercalação entre quartzito e rocha calcissilicática do Grupo Andrelândia ao longo do Limite Tectônico Central. Afloramento 5 km a leste de Sumidouro

contradas na Folha Nova Friburgo. Um grupo de dobras ocorre a noroeste do Limite Tectônico Central, afetando rochas dos domínios tectônicos Juiz de Fora e Paraíba do Sul. No domínio tectônico do Arco Magmático Rio Negro, dobras existem mas são de difícil cartografia e caracterização. No Domínio Costeiro, voltam a ocorrer dobras apertadas e abertas.

No canto noroeste da Folha Nova Friburgo, a noroeste do Limite Tectônico Central (LTC), há uma sequência de dobramentos espacialmente relacionada à Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul. No eixo desta zona de cisalhamento, rochas granulíticas e paragnaises miloníticos do Domínio Tectônico Paraíba do Sul afloram no núcleo de um antiformal vertical e apertado, numa estrutura do tipo “pop-up”, típica de deformação transpressiva. O antiformal, de direção N40E e eixo subhorizontal, é ladeado por dois sinformais assimétricos (de mesma direção) contendo rochas do Domínio Tectônico Paraíba do Sul. Os sinformais têm flancos verticais e milonitizados nas adjacências do pop-up; para sudeste e nordeste, os mergulhos da foliação diminuem até valores entre 40-50°, formando sinclinório com envoltória subhorizontal. Seguindo para sudeste, até atingir o Limite Tectônico Central, no Domínio Tectônico Juiz de Fora, dobras verticais (com plano-axial N40E e eixo com baixo mergulho para N40E) são denunciadas no mapa através da repetição de camadas de quartzito do Grupo Andrelândia. Estas dobras ficam mais apertadas e diminuem seu comprimento de onda em direção ao LTC, quando são substituídas por uma foliação milonítica com raras dobras intrafoliais.

Outro conjunto de dobras que afetam rochas do Grupo Andrelândia (Domínio Tectônico Juiz de Fora) está localizado no canto nordeste da Folha Nova Friburgo, imediatamente a norte de Duas Barras, com um mínimo de 15 km de comprimento de onda. O dobramento é um sinclinório limitado a nordeste por zona de cisalhamento subvertical de direção N48W e que desloca o Limite Tectônico Central 15 km para sudeste.

Na região central da Folha Nova Friburgo, no domínio tectônico do Arco Magmático Rio Negro, o reconhecimento de grandes dobramentos é dificultado pela ausência de camadas-guia tabulares e concordantes. As relações entre os gnaisses do Complexo Rio Negro e das suítes Cordeiro e Serra dos Órgãos são intrusivas e geram contatos acunhados, pontos tríplexes e formas lenticulares. O dobramento de tais formas irregulares, se isoclinal ou reclinado (flancos que mergulham para o mesmo setor) não gera repetição de camadas, como ocorreria em corpos estratiformes. Somente dobramentos com flancos de mergulhos opostos é que são facilmente determinados, mas estes são de rara ocorrência.

Um sinformal aberto de grande amplitude foi cartografado a oeste de Rio Grandina, com plano axial ao longo do Córrego da Canjiquinha, com eixo mergulhando para ENE. Em seu núcleo estão situados ortognaises da Suíte Serra dos Órgãos, circun-

dados por ortognaisses do Complexo Rio Negro. Cinco quilômetros a norte desta estrutura, outro sinformal pode ser observado, desta vez envolvendo rochas da Suíte Cordeiro e do Complexo Rio Negro. A geometria desta estrutura é complexa devido aos contatos intrusivos e discordantes, mas a forma sinformal se repete com direção de plano axial e eixo semelhante, com leucogranito gnaisses da Suíte Cordeiro no núcleo do sinforme.

Ao longo do curso médio do Rio Paquequer, a norte de Teresópolis, há uma grande área de ocorrência de rochas encaixantes em meio aos ortognaisses da Suíte Serra dos Órgãos. A área, em forma de cunha, tem eixo maior com cerca de 20 km na direção N30E e eixo menor com cerca de 8 km. Neste local afloram gnaisses do Complexo Rio Negro intrudido por leucogranito gnaisses da Suíte Cordeiro, envolvidos por gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos. Esta forma foi descrita por Barbosa & Grossi Sad (1985) como uma dobra interna (“invaginação”) nos gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos, gerando uma teto pendente (“roof pendant”) de rochas encaixantes. A concordância de atitudes entre todas as unidades estratigráficas envolvidas e a falta de dados estruturais a favor de uma dobra interna nos levam a interpretar a forma como um região dominada por rochas encaixantes e envolvida por metagranitóides intrusivos da Suíte Serra dos Órgãos, que se acunha na direção nordeste. Os acunhamentos internos verificados no interior da estrutura são devidos às relações intrusivas entre os metaleucogranitos da Suíte Cordeiro e os ortognaisses do Complexo Rio Negro.

No Domínio Costeiro, voltam a ocorrer dobras fechadas e abertas. A oeste de Cachoeiras de Macacu, na margem esquerda do Rio Guapi-Açu, dobras fechadas e reclinadas em camadas de quartzito, com plano axial 130/65 e eixo 150/50, são o testemunho que este domínio esteve sujeito a um forte episódio de dobramento. Dobras intrafoliais encontradas em meio à foliação migmatítica apontam para a possibilidade de transposição de foliação anterior (Figura 4.5). Um antiformal e um sinformal aberto, com comprimentos de onda de 6 km, foram cartografados no canto sudeste da Folha Nova Friburgo, a leste de Cachoeiras de Macacu. Paragnaisses migmatíticos do Grupo São Fidélis mergulham suavemente para noroeste e sudeste, ou para norte na região de charneira do sinformal.

4.1.3 - Zonas de Cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis

Na Folha Nova Friburgo há zonas de cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis e rúpteis. As últimas serão tratadas no item a seguir, uma vez que é assumido que tenham ocorrido durante o Mesozóico ou no Cenozóico. Duas zonas de cisalhamento dúcteis com extensão de dezenas de quilômetros figuram no mapa da Folha Nova Friburgo: a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e o Limite Tectônico Central.



Figura 4.5 – Dobras intrafoliais em paragnaisse migmatítico do Grupo São Fidélis. As charneiras e flancos são evidenciados pelo contraste de tonalidade e cor entre leucossoma e mesossoma. Um fino veio pegmatítico corta a estrutura. Vista em planta. Eixo do dobramento 030/15, plano axial 330/45

A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul tem um pequeno trecho aflorante no canto noroeste da Folha Nova Friburgo. É uma estrutura subvertical, transpressiva, com movimentação destal, e atitude da foliação milonítica de 150/80 e lineação subhorizontal. Rochas miloníticas e protomiloníticas podem ser seguidas ao longo da rodovia BR-393, margeando o Rio Paraíba do Sul por 8 km, a partir da localidade de Anta. O paragnaisse do Grupo Paraíba do Sul que aflora no local apresenta alta concentração em porfiroblastos de feldspato potássico, e apresenta vários graus de milonitização, de protomilonito a milonito. Com o aumento da milonitização, os porfiroblastos de feldspato se transformam em porfiroclastos. Não foram encontrados ultramilonitos e nem cataclastos.

O Limite Tectônico Central (LTC) atravessa a Folha Nova Friburgo em um traçado de direção NE, dividindo os terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira. Esta estrutura é encontrada na porção norte da Folha Nova Friburgo, entre as cidades de São José do Vale do Rio Preto e Duas Barras. Sua convenção (única no mapa) é de “Falha ou zona de cisalhamento compressional invertida”, e coincide com o contato entre o Complexo Rio Negro e o Grupo Andrelândia (Unidade Areal).

A atitude das rochas miloníticas na base do LTC é, quase sempre, 315/30. O segmento maior da zona de cisalhamento tem 30 km e direção N60E, e acompanha, por 10 km, o curso do Rio Preto. Na altura da passagem da BR-116, o LTC é deslocado, por dobramento e falhas tardias, para sudeste. As rochas miloníticas do LTC estão restritas aos paragnaisses (Figura 4.3), quartzitos e rochas calcissilicáticas (Figura 4.4) do Grupo Andrelândia (Terreno Ocidental). Os ortognaisses do Complexo Rio Negro, no Terreno Oriental, apresentam uma foliação bem desenvolvida, encontrada ao longo de toda a sua área de ocorrência, e que não parece estar relacionada à proximidade com o LTC.

Três quilômetros a sul de Sumidouro, o LTC é truncado por uma soleira de leucogranito gnaisse da Suíte Cordeiro, que intrude paragneisses migmatíticos e rochas calcissilicáticas do Grupo Andrelândia, e que tem origem em um espesso corpo situado no Terreno Oriental. Esta relação de intersecção demonstra que o LTC teve sua implantação em estágio precoce do processo colisional.

Também em Sumidouro há uma janela erosiva onde afloram rochas do Complexo Rio Negro. Esta janela ocorre no interflúvio entre os rios Paquequer e São Lourenço e está nivelada abaixo da altitude de 300 metros, enquanto que a frente erosiva do LTC atinge mais de 800 metros de altitude. Como o mergulho da base do LTC é baixo, no interflúvio o nível de erosão atingiu as rochas abaixo da zona de cisalhamento.

Zonas de cisalhamento com propriedades transicionais entre o comportamento mecânico dúctil e rúptil aparentemente controlam a intrusão dos granitos pós-colisionais da Suíte Nova Friburgo, de idade ordoviciana. O corpo da Caledônia, na zona urbana de Nova Friburgo, tem seus flancos ladeados por duas estruturas deste tipo. A nordeste, a crista do Morro da Pedra e a foliação de fluxo no granito equigranular seguem a mesma direção (N60W) de uma zona de cisalhamento transicional. Esta zona causa um arrasto dúctil da foliação dos gnaisses da Suíte Cordeiro e Serra dos Órgãos na região urbana de Nova Friburgo. A sudoeste, o limite do corpo é controlado por outro conjunto de zonas de cisalhamento de direção N13-20E e movimentação normal. Neste local, a foliação dos gnaisses do Complexo Rio Negro e da Suíte Cordeiro sofre uma inflexão pronunciada nas proximidades da zona de cisalhamento.

4.2- EVENTOS METAMÓRFICOS DO PRECAMBRIANO/CAMBRO-ORDOVICIANO

4.2.1 - Metamorfismo das rochas do Complexo Rio Negro

Os ortognaisses do Complexo Rio Negro (CRN) são produtos do metamorfismo sin-colisional de rochas plutônicas gerados em estágio pré-colisional. Na busca por evidências de associações minerais e texturas ígneas reliquias e texturas metamórficas e deformacionais, foram realizadas 30 análises petrográficas em amostras do Complexo Rio Negro.

A distribuição, no Mapa Geológico da Folha Nova Friburgo, das faixas de ocorrência do CRN, reflete o caráter precoce do magmatismo deste complexo em relação aos demais ortognaisses e granitos. Faixas de ortognaisses do CRN e de gnaisses leucograníticos sin-colisionais encaixam, a sudeste e nordeste, gnaisses granodioríticos e graníticos da Suíte Serra dos Órgãos, e também são encontrados como megainclusões nesta mesma unidade. A faixa com maior proveniência de amostras encontra-se imediatamente a sul do Limite

Tectônico Central, importante sutura entre terrenos no setor central da Faixa Ribeira.

Os gnaisses do CRN são equigranulares, com rara ocorrência de porfiroblastos de feldspatos ou megacristais ígneos preservados. A granulação é grossa para os termos félsicos e máficos e fina para os termos intermediários. O índice de côm nos termos félsicos raramente ultrapassa os 10%. Os minerais máficos são a biotita (predominante) e hornblenda, que ocorrem em frequente associação. O quartzo fica entre 20 e 30%, raramente atingindo concentrações maiores. O plagioclásio (An36-48, andesina) predomina entre os feldspatos. Microclina e ortoclásio peritítico em igual proporção perfazem o restante das amostras. Titanita é o principal mineral acessório, chegando a atingir concentrações de até 3% em algumas amostras, e ocorre associada à biotita e hornblenda. Zircão é o outro mineral acessório, predominando sobre apatita e apenas uma amostra apresentou allanita.

Clinopiroxênio (augita ou diopsídio) é o mineral reliquiar encontrado apenas em poucas amostras, em pseudomorfo instáveis rodeados de cristais de hornblenda e biotita. Plagioclásio zonado e antipertítico é outro mineral possivelmente gerado ainda no estágio magmático. Zircão, apatita e minerais opacos não estão associados a nenhuma paragênese metamórfica.

As texturas predominantes nos gnaisses estão relacionadas a metamorfismo dinâmico. Hornblenda, biotita e titanita são, pelo menos em parte, metamórficas, e ocorrem em clara associação ao longo dos planos de foliação gnáissica. Os contatos de cristais maiores e menores de feldspato são frequentemente irregulares, formando associações granoblásticas mais ou menos deformadas. O quartzo é sempre anedral e, muitas vezes, lenticular.

Texturas retrometamórficas em fácies xisto verde são encontradas na forma de sericitização de feldspatos, além de cloritização de biotita e hornblenda. Em poucas amostras processos hidrotermais geraram carbonato e epidoto.

4.2.2 - Migmatização e formação de S-Granitóides

Todas as unidades gnáissicas que ocorrem na Folha Nova Friburgo foram atingidas por processos anatéticos.

No Terreno Oriental, a migmatização antecede a deformação principal, muitas vezes milonítica. Nos paragneisses do Grupo Andrelândia, bandas leucossomáticas encontram-se milonitizadas, bem como seu produto de anatexia, os S-Granitóides gnáissificados da Suíte Rio Turvo. Bandas leucossomáticas e melanossomáticas tardias em relação à deformação foram observadas, contrastando com restos de leucossoma rompidos e rotacionados na foliação protomilonítica do gnaisse (Figura 4.6). Nos ortognaisses

do Complexo Juiz de Fora, o metamorfismo granulítico precede à formação da foliação milonítica, com formação de porfiroclastos de ortopiroxênio, muitas vezes com passagem sin-cinemática para hornblenda e biotita.

No Terreno Ocidental, os paragneisses do Grupo São Fidélis atingiram estágios finais de migmatização, formando estruturas nebulíticas. Nos kinzigitos a concentração de leucossoma é tão intensa que é difícil, em afloramento, a separação entre os gnaisses e leucogranitos resultantes de sua fusão parcial (Figura 3.3).

Os ortogneisses do Complexo Rio Negro, em seus tipos bandados, apresentam frequentes bandas leucossomáticas (Figura 4.7), mas não registram formação de diatexitos. Nos tipos homogêneos, por



Figura 4.7 – Bolsão de leucossoma envolvido por melanosoma rico em biotita em gnaisse bandado do Complexo Rio Negro. Corte de estrada 9 km a noroeste de Riograndina



Figura 4.6 – Banda de espessura centimétrica e bolsões irregulares de leucossoma granítico em biotita gnaisse da Unidade Arcádia Areal, na faixa de afloramentos a sul de Sumidouro

outro lado, feições de migmatização parcial (metatexitos) não são encontradas, mas porções diatexiticas são encontradas com certa frequência, como na Pedreira 2,0 km a norte da área urbana de Duas Barras (RJ), descrita por Tupinambá (1999). Neste local predomina um gnaisse cinzento com vênulas claras e dobradas e fraco bandamento. O gnaisse é cortado por bolsões irregulares de leucogranito gnaisse fino a grosseiro, localmente com granada (figura 4.8). O gnaisse tonalítico ocorre como bolsões irregulares em meio ao gnaisse cinzento que predomina na pedreira. Esta configuração implica que o Complexo Rio Negro teria sido afetado por dois episódios de anatexia e formação de granitos, com diferentes estágios de deformação.

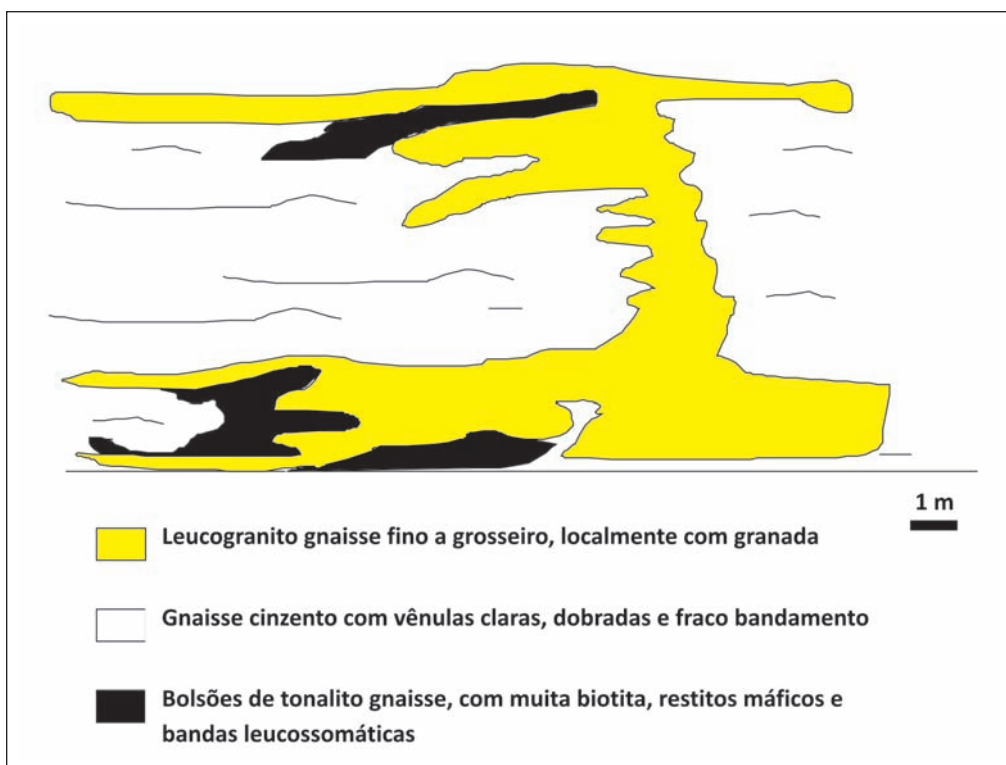


Figura 4.8 – Croqui com as relações de contato entre diferentes tipos de gnaisse do Complexo Rio Negro na Pedreira situada 2 km a norte da área urbana de Duas Barras



Figura 4.9 – Faixa irregular de gnaíse leucocrático com granada em meio a gnaíse cinzento no Complexo Rio Negro na Pedreira de Duas Barras

4.3- GEOLOGIA ESTRUTURAL MESO-CENOZÓICA

4.3.1 - Zonas de cisalhamento rúpteis

Este tipo de estrutura apresenta propriedades geométricas e cinemáticas que variam de acordo com os terrenos tectono-metamórficos que ocorrem na Folha Nova Friburgo. No Terreno Ocidental ocorrem somente zonas de cisalhamento rúpteis de direção NW e no Terreno Oriental é possível identificar este mesmo tipo de estrutura, mas com direção NE.

No Terreno Ocidental, rochas do Grupo Andrelândia, do Complexo Anta e da Suíte Rio Turvo são deformadas por um conjunto de zonas de cisalhamento rúpteis verticais de direção N45W. Em uma área de cerca de 500 km² foram cartografadas por Grossi Sad *et al.* (1982d) e pela equipe deste projeto oito zonas de cisalhamento transtracionais, distribuídas em conjuntos com espaçamento interno de 1 a 3 km. A movimentação observada em planta é normal ou normal-destal (oblíqua). Esta estruturas atenuam para sudeste, gerando pequenos deslocamentos no traço do Limite Tectônico Central. Não foram observadas rochas cataclásticas ou veios ao longo destas zonas de cisalhamento.

No Terreno Oriental foram cartografadas seis zonas de cisalhamento rúpteis transtracionais ou normais. A maioria delas tem direção N40-60E, mas algumas se aproximam da direção E-W. Os maiores segmentos cartografados tem de 10 a 12 km de extensão, mas o ajuste direcional entre segmentos sugere extensões maiores, na ordem de 20 km.

A zona de cisalhamento de direção NE mais expressiva está situada 6 km a sul de Sumidouro, e é percorrida, em grande parte, pelo Córrego Santa Rita (Figura 4.10). Com 13 km de extensão e direção N40E, a estrutura revela um complexa história geológica: a) a zona de cisalhamento é interrompida pelo Limite Tectônico Central, o que pode indicar um desenvolvimento pré-colisional desta estrutura, obliterado por deformações posteriores; b) o granito da

Suíte Nova Friburgo é truncado pela zona de cisalhamento, evidenciando atividade pós-siluriana; c) mantém proximidade e forte paralelismo com diques de diabásio cretáceos (Suíte Serra do Mar), sugerindo que, pelo menos, representava um meio fraturado e não selado à época do magmatismo fissural.



Figura 4.10 – Trecho retilíneo do Córrego Santa Rita controlado por zona de cisalhamento rúptil. Fotografia com visada para jusante (nordeste)

4.3.2 - Falhas ou Fraturas

Na escala do mapa são reconhecidos sistemas de fraturamento com espaçamento e extensão quilométricas. A interpretação das estruturas lineares foi obtida a partir de imagem de relevo sombreado obtida do Modelo Digital do Terreno, baseado em dados de posicionamento do SRTM (NASA). O sombreado do relevo foi desenhado a partir de uma fonte luminosa de baixo ângulo e possivelmente posicionada a NNE.

As estruturas lineares de longa extensão foram divididas em famílias conforme com intervalo de direção bem definido, uma vez que ocorrem em toda a Folha sem áreas bem determinadas. Vale a pena destacar que alguns conjuntos aparentam ter um controle litológico, sendo mais marcantes em determinadas unidades. As relações de intersecção entre os sistemas e o seu material de preenchimento indicam uma cronologia relativa entre os sistemas: o sistema mais antigo tem direção NE, é seguido pelo sistema de direção NW, depois pelos lineamentos NNE e, por último, são encontrados os lineamentos E-W, discutidos no tópico seguinte (Estruturas interpretadas por aeromagnetometria).

Sistema NE

Os lineamentos marcados nesta direção estão concentrados no quadrante sudoeste da Folha e se diferenciam da foliação regional, que tem a mesma direção mas mergulhos bem mais baixos. É possível que este tipo de lineamento apresente maior distribuição espacial, e que seu traço tenha sido preterido

na fotointerpretação, em detrimento da cartografia de contatos litológicos e da foliação dos gnaisses.

As fraturas e falhas de direção N45-50E são cortadas pelos demais sistemas de fraturas e são preenchidas, em parte, por diques de diabásio da Suíte Serra do Mar. Apesar da concordância entre a direção deste sistema de fraturas com a direção da foliação regional, o mergulho subvertical das fraturas nada tem a ver com o baixos valores de mergulho da foliação (20-30°) para NW. Além disso, os contatos entre as unidades estratigráficas são irregulares e não estão dispostos na mesma direção.

A melhor área de exposição deste sistema de fraturas se encontra próximo a Teresópolis, no canto SW da Folha Nova Friburgo, da nascente do Rio Iconha até o Córrego do Jacarandá. A rocha que expõe o fraturamento é o gnaiss da Suíte Serra dos Órgãos. Na Pedra do Ermitage, na área urbana de Teresópolis, estas fraturas mostram um espaçamento regular de 500 metros e formam talwegues retilíneos e interflúvios convexos (Figura 4.11). Na extensão para nordeste das fraturas, diques de diabásio da Suíte Serra do Mar são encontrados, na mesma direção, nas proximidades de Bonsucesso.



Figura 4.11 – Fraturas verticais de direção N45E e espaçamento de 500 metros na Pedra do Ermitage, em Teresópolis. Fotografia com visada NE a partir da pista da BR-116.

Sistema NW

Este é o conjunto de lineamentos com maior distribuição e regularidade em toda a folha. Distribui-se por toda a área do mapa, inclusive nos domínios morfológicos da Escarpa da Serra do Mar e da Planície Costeira. Seu espaçamento é menor e a frequência é maior em uma faixa NE que corta toda a Folha, mas que não se correlaciona com um tipo litológico único. De uma forma geral, a direção NW sofre uma inflexão na forma de Sigma, indicando, possivelmente, uma componente sinistral do stress regional.

No canto sudeste da Folha Nova Friburgo são encontradas dez grandes fraturas com segmentos

verticais de 2 a 6 km de direção N50W e espaçamento de 1 a 2 km. Nesta área, as fraturas afetam gnaisses das suítes Cordeiro e Serra dos Órgãos e do Grupo São Fidélis. A vertente da Serra do Mar entre Teresópolis (cabeceiras do Rio Iconha) e a Serra do Morro Queimado (Cabeceira do Rio Santo Amaro) tem sua dissecação controlada por este sistema de fraturas, com talwegues e interflúvios estreitos e alinhados na direção N40-50W. Uma zona de cisalhamento transtracional, possivelmente controladora da ascensão de granitos do Corpo Frades da Suíte Nova Friburgo, é paralela a este sistema de fraturas, mas não há relação de corte que determine a idade relativa entre ela e o sistema de fraturas NW.

Numa extensa área aflorante da Suíte Serra dos Órgãos a leste de São José do Rio Preto, foram cartografados nove segmentos de fratura com 2 a 5 km e direção variando entre N45W a N70W. Somando-se este conjunto de fraturas com o conjunto do canto sudeste da Folha Nova Friburgo, verifica-se que os gnaisses da Serra dos Órgãos e seus depósitos residuais registram, com maior frequência que as demais unidades estratigráficas, o sistema de fraturas NW.

O sistema de fraturas NW está particularmente registrado em um maciço granítico do Corpo Nova Friburgo, da suíte homônima. O maciço, de direção NW, está situado na parte norte da área urbana de Nova Friburgo, de onde se estende por quase 20 km. Dois segmentos de fratura de direção N40W, com cerca de 7 km cada um, estão registrados no mapa geológico da Folha Nova Friburgo. Segmentos menores, apesar de não representados como estruturas no mapa, estão presentes na forma de numerosos vales fluviais retilíneos. Fraturas abertas e com persistência vertical de mais de 400 metros ocorrem nos picos rochosos, como as Duas Pedras, na área urbana de Nova Friburgo.

Sistema de lineamentos NNE

Este sistema aparenta ser o mais novo dos sistemas de falhamento e fraturamento e tem a maior expressão morfológica no relevo. Os lineamentos mais expressivos no relevo e que não são dissecados por estruturas lineares em outras direções são apenas três, e possuem aproximadamente o mesmo comportamento: extensão maior que 20 km, direção N15E que inflete para NS no segmento meridional, e depressão marcante ao longo de toda a estrutura. Foram cartografados somente no reverso da Serra dos Órgãos, não se estendendo para sul, nas escarpas serranas e nem na planície costeira.

No lineamento mais a oeste da Folha está localizado o Rio Paquequer e a área urbana de Teresópolis; no lineamento mais a leste se encontra o Rio das Bengalas e a cidade de Nova Friburgo. Os maiores centros urbanos da Folha, portanto, tem o formato linear e acompanham o traço destes lineamentos. O terceiro lineamento está situado na parte central da Folha, entre os meridianos de 42° 45' e 42° 50'.

O Lineamento do Rio da Bengala se estende por 25 km na direção N30-20E na área urbana de Nova Friburgo, das cabeceiras do Rio Jacutinga, nos contrafortes do Pico da Caledônia, até a localidade de Rio Grandina. Sua representação no mapa da Folha Nova Friburgo não é contínua, devido à cobertura constante de sedimentos aluvionares e de tálus. Ao longo de todo o seu traçado não parece haver deslocamento horizontal entre os blocos adjacentes, com exceção do seu extremo NE, a partir de 3 km de Rio Grandina. Também não foram observados diques de rochas básicas ou qualquer tipo de preenchimento.

Apesar de não se notar deslocamento horizontal importante dos contatos e estruturas, há feições de relevo que evidenciam controle importante no nível de erosão nos blocos adjacentes à estrutura, com rebaixamento do bloco leste em relação ao bloco oeste. Na extremidade SE da fratura, no Maciço da Caledônia, no bloco oeste há um estreito platô de 200 metros de largura no qual a altitude se mantém acima de 2000 metros, chegando a atingir 2255 metros no Pico da Caledônia. No divisor de águas onde passa a estrutura a altitude cai para 1500 metros, e torna a subir somente a 1700 metros no bloco de leste nas proximidades da fratura. Este desnível pode ser acompanhado ao longo de quase toda o lineamento: no bloco oeste estão situados os maciços rochosos das Três Catarinas, do Morro do Cruzeiro e das Duas Pedras, contendo rochas das suítes Serra dos Órgãos e Nova Friburgo. Nas rochas graníticas do Corpo Nova Friburgo o desnível é mais evidente: granitos porfiríticos e equigranulares afloram em maciços rochosos que atingem altitudes de 1400 metros no bloco oeste; no bloco leste, a altitude se nivela em 900 metros, não ultrapassando 1000 metros, nos mesmos tipos litológicos.

O Lineamento do Rio Grande é assim denominado por ser acompanhado, em grande parte de sua extensão, pelo curso superior do Rio Grande entre os corpos do Frades e Nova Friburgo, da Suíte Nova Friburgo. Com cerca de 20 km de extensão e direção N5E, é a mais meridiana das três estruturas deste sistema. Ao longo do seu traçado, várias estruturas e contatos são truncados: a) no extremo sul, trunca uma zona de cisalhamento transtraccional de direção N80W; b) uma faixa de gnaiss da Suíte Órgãos, localizada a sul do Córrego do Buracão, no bloco oeste, não tem continuidade no bloco leste; c) uma faixa, em forma de cunha, do Complexo Rio Negro, aflora no bloco leste na altura de Campo do Coelho e não continua para no bloco oeste; d) na terminação norte da estrutura, na Serra do Paquequer, um pequeno deslocamento sinistral está registrado no contato entre o Complexo Rio Negro e a Suíte Serra dos Órgãos.

O registro no relevo de deslocamentos verticais no Lineamento do Rio Grande é de difícil caracterização, uma vez que a bacia hidrográfica do entorno da falha, de cerca 90 km², encontra-se intensamente aplainada. O perfil longitudinal do Rio Grande evidencia a baixa amplitude de relevo: do en-

contro entre os córregos do Campestre e do Gato até a confluência do Córrego dos Mendes, o Rio Grande percorre 12,5 km ao longo do lineamento com uma variação de altitude de apenas 30 metros (0,15° de inclinação). Considerando-se que as pretéritas escarpas de falha recuaram de 6 a 13 km durante o processo de aplainamento, na escarpa granítica atual no bloco oeste está situado o Pico Maior dos Três Picos, com 2366 metros de altitude; no bloco oeste, a escarpa granítica semelhante no Maciço da Caledônia atinge altitude máxima de 2219 metros. A diferença nas altitudes máximas resultaria de um abatimento do bloco leste.

O Lineamento do Rio Paquequer, de direção N20E e extensão de 22 km, tem sua expressão no relevo através do talvegue do Rio Paquequer (Figura 4.12) e, mais a norte, do curso médio do Rio Preto. Levantamentos detalhados de campo ao longo do lineamento foram realizados pela equipe de mapeamento da Folha Nova Friburgo. Não foram encontrados diques de rochas básicas ao longo da estrutura e tampouco rochas cataclásticas. As características dos sistemas de fraturas em escalas de afloramento nas adjacências do lineamento não demonstram, em relação a afloramentos mais distantes: a) aumento no número de fraturas; b) diminuição do espaçamento interfraturas; c) variação na abertura; d) maior frequência de fraturas N20E.



Figura 4.12 – Curso retilíneo do Rio Paquequer, visada para NNE a partir do ponto mais meridional da estrutura, 8 km a norte do centro de Teresópolis

Apesar da ausência de características reveladoras de sua mecânica de ruptura, o Lineamento do Rio Paquequer interrompe, ao longo de seu traçado, diversos contatos geológicos e estruturas. O lineamento atravessa a área em forma de cunha de gnaisses encaixantes da Suíte Serra dos Órgãos a norte de Teresópolis. Nesta área, a geometria dos contatos entre o Complexo Rio Negro e a Suíte Cordeiro não apresenta continuidade entre os blocos separados pelo lineamento. O lineamento também trunca zona de cisalhamento transtraccional de direção N45W que desloca o contato entre o Complexo Rio Negro e

a Suíte Serra dos Órgãos de forma sinistral. A falha é bem caracterizada no bloco leste do lineamento, mas desaparece por completo no bloco oeste. Ao longo do Rio Preto, o bloco de leste se mostra deslocado do bloco oeste, como evidenciado, em mapa, pelos contatos sul e norte da Suíte Serra dos Órgãos.

4.4 - ESTRUTURAS INTERPRETADAS POR AEROMAGNETOMETRIA

4.4.1 - Estruturas aeromagnéticas lineares produzidas por diques de diabásio

A interpretação da imagem de Intensidade do Campo Magnético Total apontou para a existência de expressivos dipolos magnéticos na direção N40-50E que correspondem à diques de diabásio aflorantes ou semi-aflorantes do Enxame de Diques da Serra do Mar ($K1 \beta$ sm). O enxame melhor representado na mapa magnetométrico é o da Caneca Fina-Estivado, e será detalhado a seguir. Os demais diques distribuídos na folha, apesar de sua expressiva extensão e espessura, não apresentam anomalias magnéticas significativas.

O enxame de diques básicos da Caneca Fina-Estivado

Duas anomalias magnéticas lineares com cerca de 18 km de comprimento cada uma e direções ligeiramente oblíquas entre si adentram a Folha Nova Friburgo a norte de Duas Barras. A maior delas tem direção N50E, 18 km de comprimento e corresponde ao traço do Dique de diabásio do Estivado, localizado na terminação NE do enxame da Caneca Fina-Estivado. Este dique produz uma anomalia magnética dipolar, com intensidades variando de 14 a 224 nT. Apresenta bom nível de exposição ao longo do terreno, nos trechos não aflorantes o traço da anomalia magnética foi de grande utilidade na cartografia da continuidade do mesmo. A segunda anomalia tem direção N45E, comprimento de 17 km e está localizada a sudeste da anomalia maior. Sua intensidade é menor (150 a 100 nT), e também corresponde a um dique de diabásio que aflora em corte da rodovia RJ-144 na altura da Fazenda São Bernardo, a Norte de Duas Barras. No trecho restante da anomalia não foram encontrados afloramentos de diabásio, o que explica a menor intensidade do dipolo magnético associado. É notório o fato do decréscimo de amplitude do sinal magnético com o aumento do afastamento fonte-receptor. No referido trecho o dique deve, muito provavelmente estar sotoposto à cobertura elúvio-coluvionar. Esta anomalia pode ser seguida para sudoeste por 17 km até a Fazenda Coqueiral,

onde são encontrados numerosos diques de direção NW. Neste local parece ocorrer uma ligação este dique e o Dique do Estivado através de pontes com diques de direção NW. Da Fazenda Coqueiral para SW, o Dique do Estivado continua por cerca de 7,5km. A partir deste ponto se inicia o Dique de diabásio da Fazenda Campinas, com cerca de 11 km, paralelo ao dique do Estivado mas deslocado cerca de 1,5 km para sudeste. Na altura da localidade de Vieira, 7 segmentos de diques de diabásio são encontrados. As anomalias magnéticas lineares equivalentes a estes diques não são observadas por estarem na área de influência da anomalia magnética de Bom Sucesso. Na extremidade SW do enxame os diques mapeados em superfície não apresentam anomalias magnéticas significativas.

4.4.2 - Anomalia magnética de Bom Sucesso

Esta anomalia ocorre em uma área aproximada de 190km² na localidade de Bom Sucesso, porção central da Folha Nova Friburgo, com intensidade magnética variando de 224 a 154nT. Possui uma maior expressão na direção WNW em uma faixa de 25 km de comprimento e 5 km de largura, limitada a SW por um falhamento vertical (interpretado somente por magnetometria) e com contato normal de suave mergulho em sua borda NW. O segmento NE, com orientação coincidente ao enxame de diques Caneca Fina-Estivado, corresponde, provavelmente, à superimposição de anomalias geradas pela presença destes diques.

4.4.3 - Expressão aeromagnética do Limite Tectônico Central

O Limite Tectônico Central (LTC) representa o contato entre paragneisses e quartzitos do Grupo Andrelândia intrudidos por corpos de Granitóides Tipo-S (Suíte Rio Turvo) e Granitos do Tipo-I (Suíte Anta) e ortogneisses do Complexo Rio Negro. O pacote metassedimentar apresenta baixa intensidade magnética (80 a 90 nT), enquanto as rochas do Complexo Rio Negro registram intensidades magnéticas elevadas (em torno de 200 nT) a intermediárias (até 120 nT). O LTC, portanto, está situado no contato entre duas unidades litológicas com bom contraste magnético. Os primeiros seis quilômetros ao longo do LTC em sua terminação SW na Folha Nova Friburgo expressam bem a presença de rochas do Complexo Rio Negro por baixo dos gnaisses do Grupo Andrelândia, criando um incremento no sinal magnético. A atitude das camadas no contato (330/30-40) condiz com esta situação: os gnaisses do Complexo Rio Negro mergulham para NW por baixo dos paragneisses do Grupo Andrelândia (perfil A-A' do Mapa Geológico da Folha Nova Friburgo).

4.4.4 - Falhas interpretadas pela Aeromagnetometria

Na Folha Nova Friburgo foram identificadas cinco grandes estruturas magnéticas lineares interpretadas como falhamentos, todas com direção aproximada WNW-ESE, sendo a maior delas com aproximadamente 45km. Na região centro-norte da folha, estas estruturas formam um feixe com pelo menos três terminações. O mapeamento geológico verificou, em pelo menos dois locais, que os falhamentos apresentam forte componente vertical, com blocos rebaixados cobertos por depósitos elúvio-coluvionar e blocos soerguidos com grandes exposições rocho-

sas. É importante notar que, na maioria dos casos, estas estruturas não estão devidamente registradas no relevo, apesar de sua aparente modernidade.

Na região centro-sul da folha ainda ocorrem duas estruturas magnéticas lineares com direção aproximada WNW-ESE, também interpretadas como falhas. Estas truncam a Anomalia Magnética de Bom Sucesso em sua parte sul e outros domínios magnéticos de direção nordeste.

A sudeste da Anomalia Magnética de Bom Sucesso, na área correspondente ao seu forte pólo negativo, encontra-se um corpo magnético linear de direção E-W e 17km de extensão, interpretado como um dique.

5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

5.1 - LITOGEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas em amostras de rochas da Folha Nova Friburgo e áreas limítrofes. Em face da impossibilidade de amostrar todo o conjunto de rochas das diferentes unidades estratigráficas encontradas na folha, foram selecionados duas unidades para o tratamento geoquímico: o Complexo Rio Negro e a Suíte Nova Friburgo.

5.1.1 Complexo Rio Negro

Para este complexo foram analisadas 16 amostras (Tabelas 5.1, 5.2, 5.3) de gnaisses homogêneos, gnaisses bandados, enclaves máficos, e porções migmatizadas, provenientes da porção sudoeste da Folha Nova Friburgo, nos arredores de Guapimirim. A coleta de amostras e a interpretação dos resultados foram executados por Dias (2008).

As rochas do Complexo Rio Negro não tem qualquer afinidade alcalina (Figura 5.1), e se dispõem ao longo de um trend calci-alcalino no diagrama AFM (Figura 5.2). De acordo com os valores de saturação em alumina, as rochas são metaluminosas a fracamente peraluminosas (Figura 5.3).

Em gráficos que discriminam ambiente tectônico de formação magmática as rochas do Complexo Rio Negro se posicionam em ambiente pré-colisional (Figura 5.4) do tipo arco vulcânico (Figura 5.5).

A análise do padrão de distribuição de terras raras de gnaisses do Complexo Rio Negro (Figura 5.6) indica que resultaram da cristalização de líquidos

com baixo teor de elementos de terras raras pesados. A fonte mantélica do magmatismo deve conter, portanto, resíduos sólidos enriquecidos em terras raras pesadas, provavelmente granada lherzolitos.

Os enclaves máficos do Complexo Rio Negro são classificados pelo gráfico da Figura 5.7 como produtos do metamorfismo de basalto, andesito e dacito/riolito, todos de natureza calci-alcalina.

5.1.2 Suíte Nova Friburgo

Treze amostras de granitos homófonos desta suíte foram obtidas em dois corpos: Nova Friburgo e Conselheiro Paulino (Tabelas 5.4 e 5.5). No Corpo Nova Friburgo (3 amostras) o granito apresenta grão grosso, tanto em arranjo equigranular quanto porfírico. No Corpo Conselheiro Paulino o grão é fino, com grãos milimétricos a submilimétricos, em duas distintas composições: granito (5 amostras) e microdiorito (5 amostras).

As rochas da Suíte Nova Friburgo não tem qualquer afinidade alcalina (Figura 5.8), e se dispõem ao longo de um trend calci-alcalino no diagrama AFM (Figura 5.9) e no diagrama de Peacock (1931), Figura 5.10.

Microgranitos e microdioritos do Corpo Conselheiro Paulino apresentam um padrão de distribuição de terras raras (normalizados segundo Sun 1982) semelhante (Figura 5.11) em relação ao fracionamento entre terras raras leves e pesadas $(La/Lu)_N$. Por outro lado, apresentam diferenças significativas na anomalia de Európio. Os microgranitos mostram anomalia negativa deste elemento, indicando fracionamento de plagioclásio na fonte, enquanto os microdioritos não apresentam tal anomalia.

Tabela 5.1 – Concentração (%) de óxidos de elementos maiores em amostras do Complexo Rio Negro na Folha Nova Friburgo

Homogêneo	Homogêneo	Matriz	Enclave	Homogêneo	Matriz	Homogêneo	Leucognaisse	Homogêneo	Migmatito	Matriz
PT-DD-35-A	PT-DD-06-A	PT-DD-36-C	PT-DD-05-A	PT-DD-04-D	PT-DD-18-C	PT-DD-05-B	PT-DD-16-A	PT-DD-01-C	PT-DD-02-B	PT-DD-05-A
58,8	69,56	70,4	71,22	73,39	73,76	74,86	75,32	75,62	80,79	71,22
16,89	14,85	15,23	14,9	14,07	14,63	13,55	13,42	10,99	9,55	14,9
7,96	3,8	2,46	2,87	1,83	1,35	1,07	1,14	2,6	1,98	2,87
0,143	0,106	0,051	0,044	0,037	0,028	0,018	0,018	0,027	0,032	0,044
1,83	0,84	0,69	0,88	0,54	0,47	0,3	0,21	0,96	0,86	0,88
5,26	2,63	2,58	3,74	2,28	3,12	1,93	1,41	1,02	1,99	3,74
3,47	3,92	3,71	3,71	2,82	3,78	2,74	2,78	1,31	1,93	3,71
2,71	2,89	3,65	1,51	4,5	1,78	4,5	5,18	5,56	1,94	1,51
1,029	0,367	0,321	0,368	0,227	0,136	0,145	0,127	0,38	0,261	0,368
0,29	0,16	0,14	0,06	0,09	0,06	0,06	0,05	0,09	0,02	0,06
0,7	0,83	0,37	0,72	0,49	0,7	0,54	0,53	0,65	0,65	0,72
99,08	99,95	99,6	100	100,3	99,81	99,7	100,2	99,21	100	100

Tabela 5.2 – Concentração em ppm de elementos menores e traços em amostras do Complexo Rio Negro na Falha Nova Friburgo

Enclave	Matriz	Bandado	Homogêneo	Bandado	Homogêneo	Homogêneo	Enclave	Homogêneo	Matriz	Homogêneo	Leucognaisse	Homogêneo	Migmatito
PT-DD-18-A	PT-DD-36-A	PT-DD-10-H	PT-DD-35-A	PT-DD-06-B	PT-DD-06-A	PT-DD-36-C	PT-DD-05-A	PT-DD-04-D	PT-DD-18-C	PT-DD-05-B	PT-DD-16-A	PT-DD-01-C	PT-DD-02-B
39	21	13	20	12	32	5	7	3	5	3	3	5	6
<1	2	2	2	4	2	3	3	1	3	2	1	<1	3
239	150	73	89	49	37	29	33	25	23	15	8	29	26
90	459	892	3758	727	857	738	370	1696	415	1794	702	1266	325
313	306	431	365	322	187	262	260	261	259	263	153	177	133
19	23	30	29	27	20	15	9	9	14	10	14	13	3
61	122	451	775	150	230	130	78	94	78	108	74	246	204
100	30	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	30	30
37	24	21	26	11	27	15	31	16	30	23	22	16	21
30	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
60	<10	10	10	10	90	<10	<10	20	10	<10	<10	20	130
70	90	100	110	70	90	60	60	50	<30	<30	30	60	60
15	18	19	20	21	17	20	18	14	16	13	16	13	13
1	2	1	2	2	1	1	1	1	1	<1	1	1	1
<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
8	164	60	88	73	98	158	70	106	59	111	148	143	77
2	9	13	15	13	10	16	10	5	5	4	7	9	9
<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	<2	<2	<2	<2
0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	32,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
2	4	1	1	2	2	6	2	1	2	<1	1	2	1
<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	2,4	<0,5	<0,5
0,5	8	2,8	2,1	2,6	3	3,8	2,9	1,2	2,1	1,6	1,4	2,7	3
39	21	13	20	12	32	5	7	3	5	3	3	5	6
<1	2	2	2	4	2	3	3	1	3	2	1	<1	3
239	150	73	89	49	37	29	33	25	23	15	8	29	26

Tabela 5.2 – continuação

Enclave	Matriz	Bandado	Homogêneo	Bandado	Homogêneo	Homogêneo	Enclave	Homogêneo	Matriz	Homogêneo	Leucognaisse	Homogêneo	Migmatito
PT-DD-18-A	PT-DD-36-A	PT-DD-10-H	PT-DD-35-A	PT-DD-06-B	PT-DD-06-A	PT-DD-36-C	PT-DD-05-A	PT-DD-04-D	PT-DD-18-C	PT-DD-05-B	PT-DD-16-A	PT-DD-01-C	PT-DD-02-B
90	459	892	3758	727	857	738	370	1696	415	1794	702	1266	325
313	306	431	365	322	187	262	260	261	259	263	153	177	133
19	23	30	29	27	20	15	9	9	14	10	14	13	3
61	122	451	775	150	230	130	78	94	78	108	74	246	204
100	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30	30
37	24	21	26	11	27	15	31	16	30	23	22	16	21
30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
60	< 10	10	10	10	90	< 10	< 10	20	10	< 10	< 10	20	130
70	90	100	110	70	90	60	60	50	< 30	< 30	30	60	60
15	18	19	20	21	17	20	18	14	16	13	16	13	13
1	2	1	2	2	1	1	1	1	1	< 1	1	1	1
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
8	164	60	88	73	98	158	70	106	59	111	148	143	77
2	9	13	15	13	10	16	10	5	5	4	7	9	9
< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	4	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
0,5	< 0,5	1,2	< 0,5	< 0,5	32,7	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
2	4	1	1	2	2	6	2	1	2	< 1	1	2	1
< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,7	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2,4	< 0,5	< 0,5
0,5	8	2,8	2,1	2,6	3	3,8	2,9	1,2	2,1	1,6	1,4	2,7	3

Tabela 5.3– Concentração em ppm de elementos de terras raras em amostras do Complexo Rio Negro na Folha Nova Friburgo

Enclave	Matriz	Bandado	Homogêneo	Bandado	Homogêneo	Homogêneo	Homogêneo	Enclave	Homogêneo	Matriz	Homogêneo	Leucognaisse	Homogêneo	Migmatito
PT-DD-18-A	PT-DD-36-A	PT-DD-10-H	PT-DD-35-A	PT-DD-06-B	PT-DD-06-A	PT-DD-36-C	PT-DD-05-A	PT-DD-04-D	PT-DD-18-C	PT-DD-05-B	PT-DD-16-A	PT-DD-01-C	PT-DD-02-B	
La	7	5,3	16,8	85,8	34,5	45	18,4	24,7	17,8	38,1	23,9	60,8	10	
Ce	3	12,2	34,8	158	69,2	93,3	32,5	47,9	35,4	97,4	51,4	121	18,7	
Pr	33	1,68	4,22	17,4	8,1	11	3,42	5,21	4	7,68	5,77	14	2,05	
Nd	370	7,9	16,6	53,9	29,1	38,5	11,1	17	14,1	22,9	21,6	46,1	6,9	
Sm	260	2,3	3,8	9,9	6,5	8,3	2,2	3,4	3,1	4,1	4,8	9,2	1,4	
Eu	9	0,87	1,17	3,42	1,4	1,38	1,15	0,93	0,95	1,12	0,86	1,44	0,85	
Gd	78	2,8	4,1	7,8	5,9	6,5	1,8	2,8	2,6	2,8	4,2	6,4	1,1	
Tb	<20	0,5	0,7	1	0,9	0,8	0,3	0,3	0,4	0,4	0,6	0,7	0,1	
Dy	31	3,1	3,9	5,2	5,1	4,2	1,4	1,7	2,3	2	2,9	3,1	0,7	
Ho	<20	0,7	0,8	1,1	1	0,8	0,3	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5	0,1	
Er	<10	2,1	2,5	3,4	2,8	2,2	0,9	0,9	1,4	1	1,3	1,1	0,4	
Tm	60	0,3	0,38	0,46	0,39	0,3	0,13	0,12	0,21	0,13	0,17	0,12	0,06	
Yb	18	1,9	2,4	2,9	2,1	1,8	0,8	0,7	1,3	0,8	1	0,6	0,4	
Lu	1	0,29	0,33	0,46	0,28	0,26	0,12	0,11	0,19	0,1	0,15	0,08	0,06	
Hf	<5	1,8	3,5	16,5	3,9	6	2,2	3	2,4	3,1	2,5	6,8	5,5	
Ta	70	0,2	0,8	1	1,4	0,7	1,1	0,3	0,8	0,6	0,6	0,5	0,7	
W	10	36	77	151	62	259	333	149	308	250	240	120	194	
Tl	<2	<0,1	1,1	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,3	0,5	0,6	0,7	0,4	
Pb	<0,5	7	7	14	21	16	22	24	17	16	28	41	13	
Bi	<0,2	0,7	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	1	<0,4	<0,4	<0,4	
Th	2	0,7	2,5	8	9,7	7,6	3,7	7,8	9,7	13,8	14,1	16,9	3,5	
U	0,7	0,9	1,3	1,4	26,1	1	1,1	0,7	11	1,2	3,5	2,2	1	

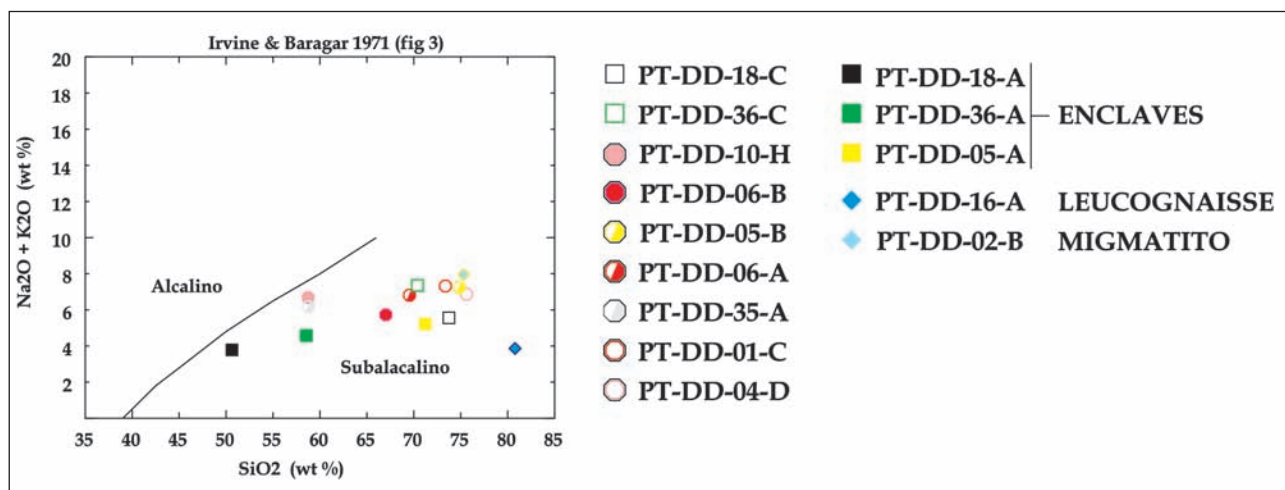


Figura 5.1- Baixo índice de alcalinidade de amostras do Complexo Rio Negro, segundo diagrama de Irvine & Baragar (1971). A legenda das amostras nesta figura será a mesma das figuras seguintes

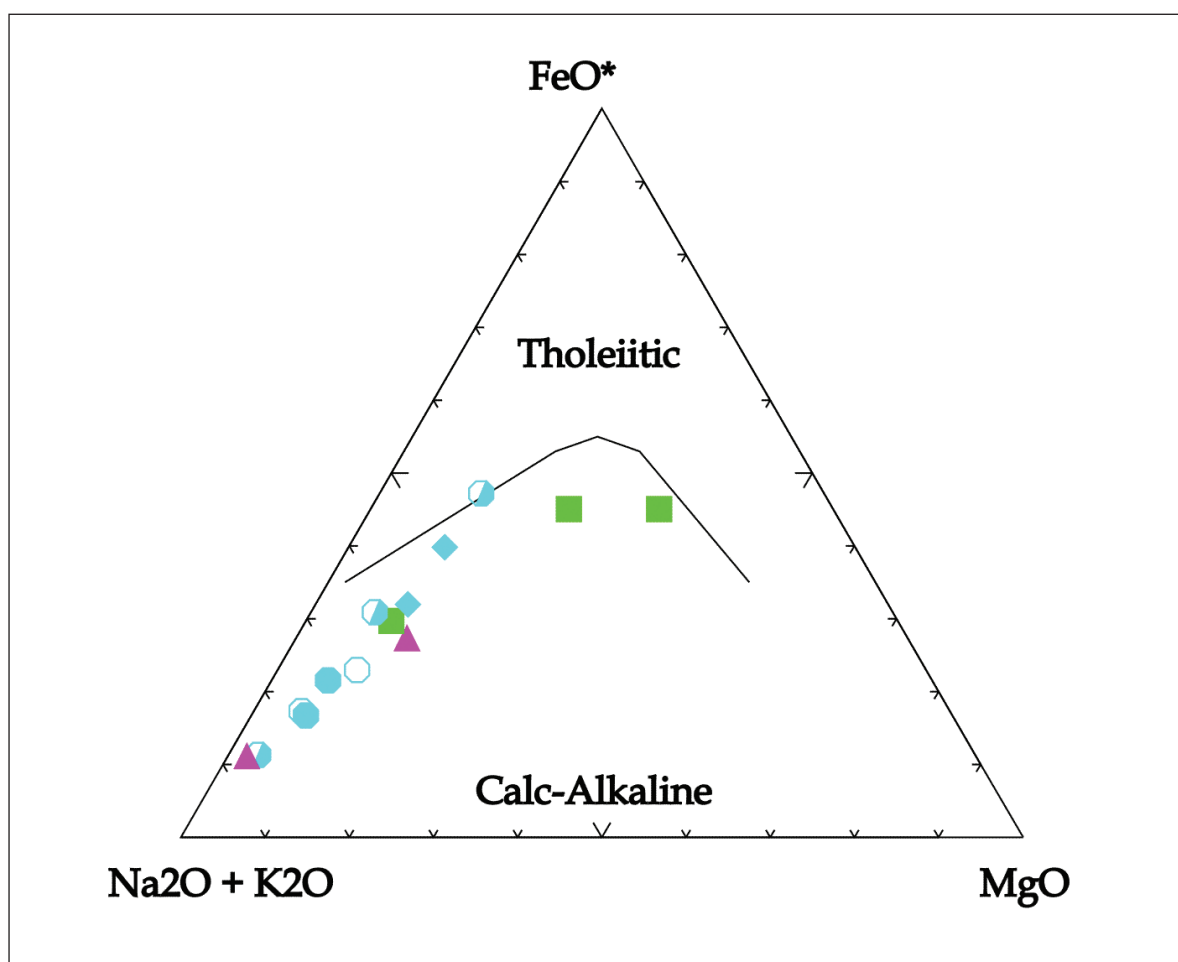


Figura 5.2- Tendência calci-alcalina de rochas do Complexo Rio Negro, segundo diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Legenda das amostras na figura 5.1

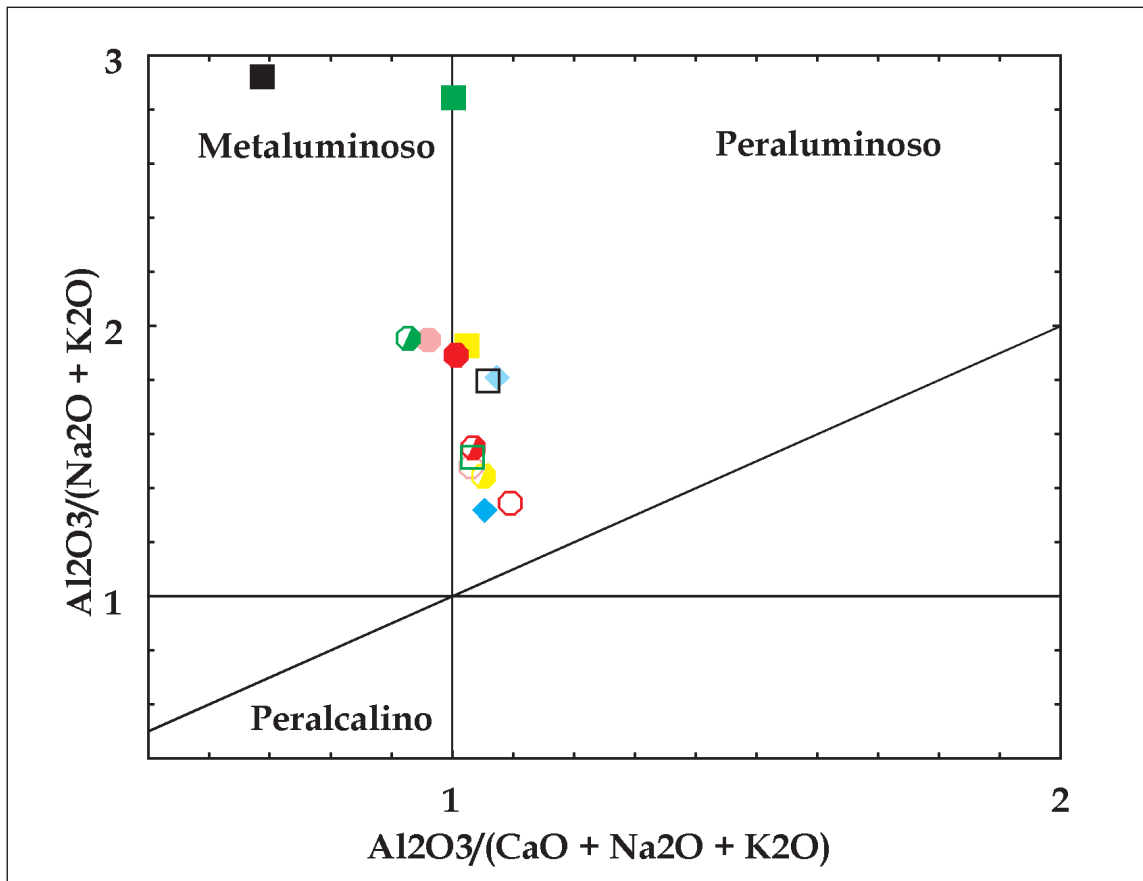


Figura 5.3 - Caráter peraluminoso das rochas do Complexo Rio Negro segundo o índice saturação de alumina no diagrama de Maniar & Picolli (1989). Observa-se que as amostras não ultrapassam o valor de 1.1 para o parâmetro $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$

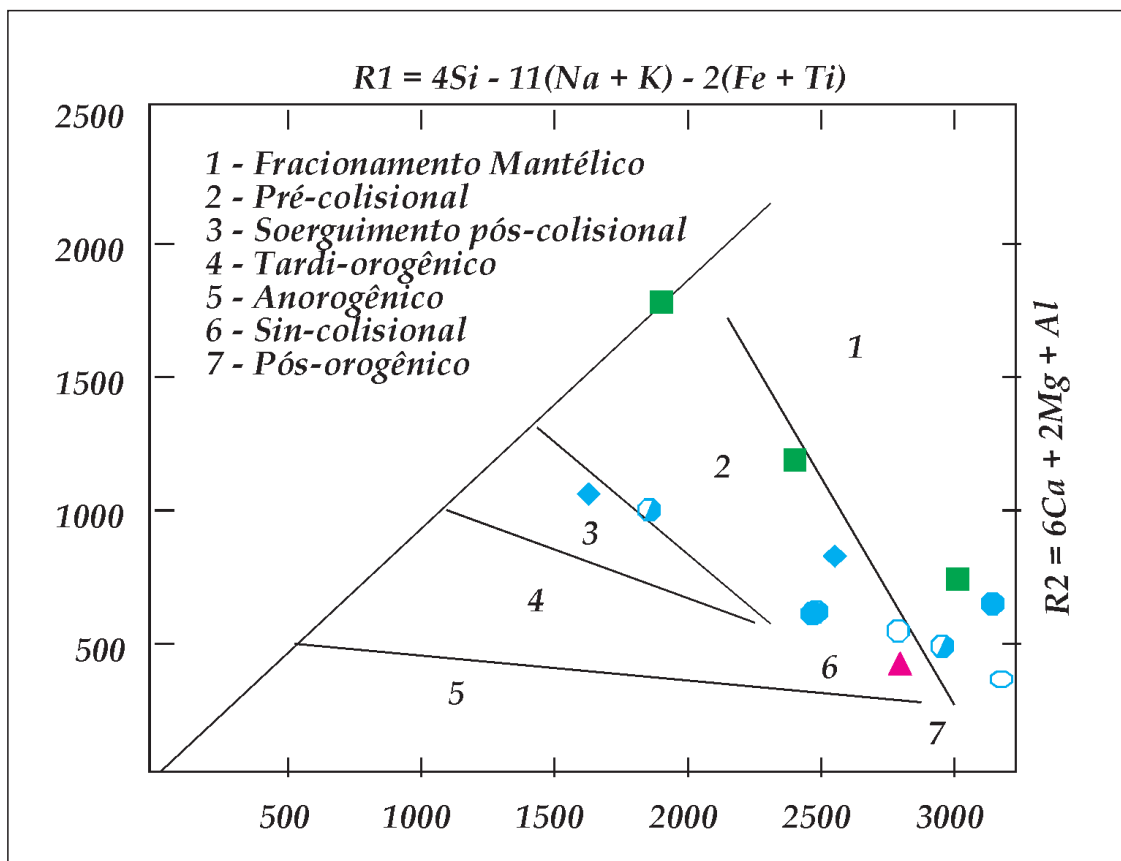


Figura 5.4 – Ambiente tectônico pré-colisional das rochas do Complexo Rio Negro, segundo diagrama R1xR2 de Batchelor & Bowden (1985)

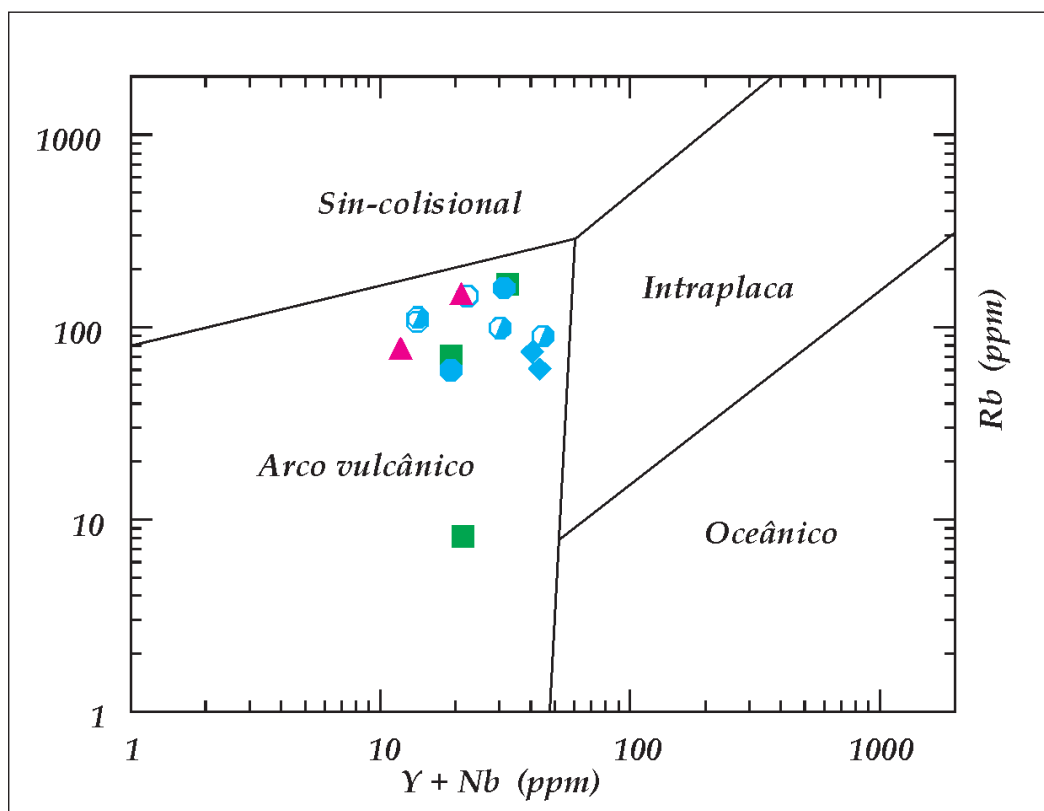


Figura 5.5 – Características de arco vulcânico das rochas do Complexo Rio Negro, segundo diagrama discriminativo de Pearce et al. 1984

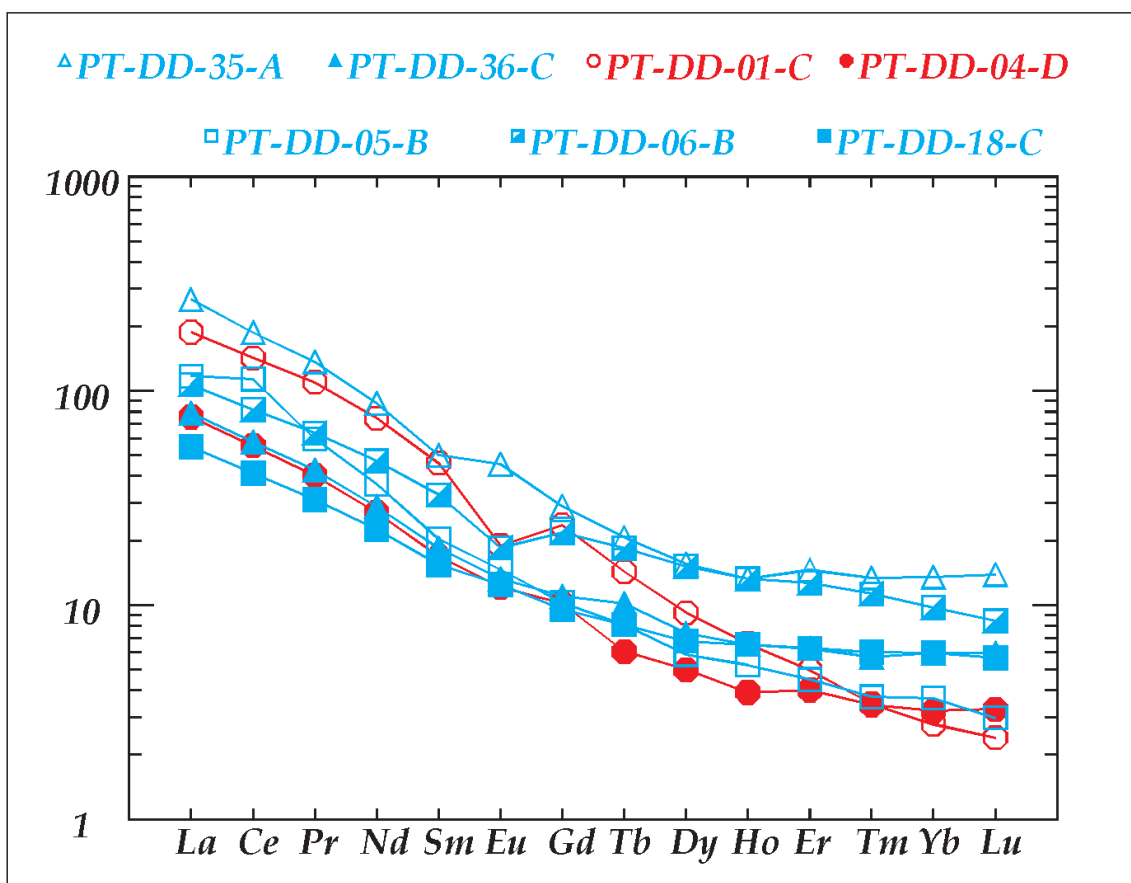


Figura 5.6 - Distribuição de elementos de terras raras normalizados pelo manto primitivo (Sun, 1982) de gnaisses do Complexo Rio Negro

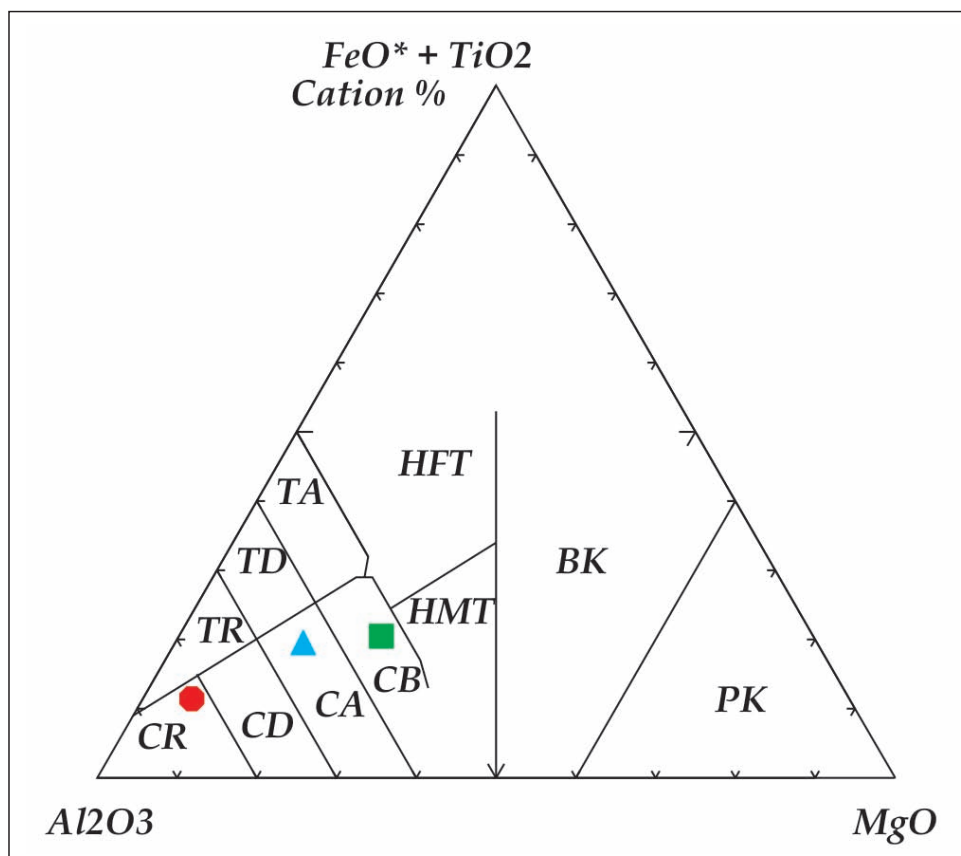


Figura 5.7 – Classificação do protólito dos enclaves máficos do Complexo Rio Negro, segundo diagrama de Jensen (1976). Legenda dos campos próximos aos valores das amostras: TR, riolito toleítico; TD, dacito toleítico; TA, andesito toleítico; CR, riolito calci-alcalino; CD, dacito calci-alcalino; CA, andesito calci-alcalino; CR, riolito calci-alcalino

Tabela 5.4 - Concentração (%) de óxidos de elementos maiores em amostras da Suíte Nova Friburgo na Folha Nova Friburgo. GrNF: Granito do Corpo Nova Friburgo; GrCP: microgranito do Corpo Conselheiro Paulino; mDrCP: microdiorito do Corpo Conselheiro Paulino

GrCP	mDrCP	mDrCP	mDrCP	mDrCP	mDrCP
NF-TUP-208C	DB-TUP-14N	DB-TUP-53A	DB-TUP-67A	DB-TUP-69A	DB-TUP-70
56,53	55,18	53,76	54,63	52,96	56,92
2,222	2,623	2,55	2,606	2,609	2,164
13,88	14,13	14,44	13,86	14,16	14,09
9,22	9,81	9,84	9,7	9,8	9,06
0,128	0,135	0,141	0,143	0,156	0,136
2,53	2,94	2,93	3,2	2,9	2,31
5,28	5,76	4,64	5,85	5,47	5,18
2,78	2,91	2,35	2,75	2,04	2,89
3,32	3,38	3,55	3,37	4,1	3,77
1,03	1,51	1,4	1,46	1,48	1,07
1,19	0,97	2,41	0,68	2,15	1,31
98,11	99,35	98,02	98,25	97,84	98,9

Tabela 5.5 – Concentração em ppm de elementos menores e traços em amostras da Suíte Nova Friburgo na Folha Nova Friburgo. GrNF: Granito do Corpo Nova Friburgo; GrCP: microgranito do Corpo Conselheiro Paulino; mDrCP: microdiorito do Corpo Conselheiro Paulino

GrCP	GrCP	GrCP	GrCP	mDrCP	mDrCP	mDrCP	mDrCP	mDrCP
DB-TUP-71	DB-TUP-74	DB-TUP-76B	NF-TUP-208C	DB-TUP-14N	DB-TUP-53A	DB-TUP-67A	DB-TUP-69A	DB-TUP-70
< 20	< 20	< 20	< 20	30	20	40	30	< 20
< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	40	40	< 20
17	16	21	27	25	33	22	20	29
8	7	7	17	15	16	14	15	15
37	40	35	155	167	175	172	170	136
10	< 10	10	20	20	20	30	30	20
8	10	9	17	18	21	< 5	< 5	26
60	40	40	150	200	170	70	120	190
< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
208	190	264	119	94	120	84	88	135
< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3
2	2	1	2	2	2	2	1	2
1	1,2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,5	< 0.5	< 0.5
230	191	200	108	108	101	80	214	109
1,8	2	1,8	1	1,8	1,3	1	5,6	1,3
1486	1857	1901	2528	2596	3204	2884	2795	3175
300	355	352	1028	1182	1103	1267	894	1089
21	17	19	24	26	24	20	22	26
3,4	2,2	2,3	1,7	1,9	1,9	1,8	1,9	2
40	27	27	29	32	31	26	32	35
16,7	13	12,7	13,6	11,6	8,1	5,9	12,2	14,5
593	464	437	552	479	335	353	534	600
50	39	33	31	39	37	35	36	39
56,1	28,2	32,5	20,3	15,1	15,2	10,5	14,9	18,4
4,5	3,2	4	2,5	2,7	2,6	2	2,6	2,9
259	160	179	199	202	181	202	212	216
495	315	345	380	388	355	398	436	435
48,8	32,7	35,1	38,6	42,3	38,3	45,1	49,2	44,1
130	95,3	100	121	141	126	134	142	145
21,2	16,3	16,4	22,7	26,9	24,5	23,6	25,3	27,3
2,9	2,87	2,85	4,61	6,14	5,76	5,49	5,88	6,05
12,9	10,6	10,3	14	17,5	16,3	14,9	15,7	17,5
2,1	1,7	1,6	1,5	1,8	1,7	1,9	2	1,9
11,2	8,7	8,1	7	8,5	8	8,8	9,7	8,8
1,9	1,5	1,4	1,2	1,5	1,4	1,4	1,5	1,5
5,2	4	3,6	3,1	3,7	3,5	3,3	3,7	3,8
0,75	0,56	0,51	0,41	0,48	0,46	0,44	0,47	0,5
4,4	3,3	3	2,3	2,6	2,5	2,5	2,6	2,8
0,6	0,45	0,42	0,32	0,35	0,34	0,32	0,35	0,37
4	4	4	4	4	4	4	4	4
7	6	5	28	8	8	7	6	8
1	0,6	0,8	0,9	4,7	0,6	< 0.5	1	1,1
< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
5	3	3	2	2	2	1	3	2
1	0,9	1,2	0,7	1,1	1,6	0,4	1,7	1

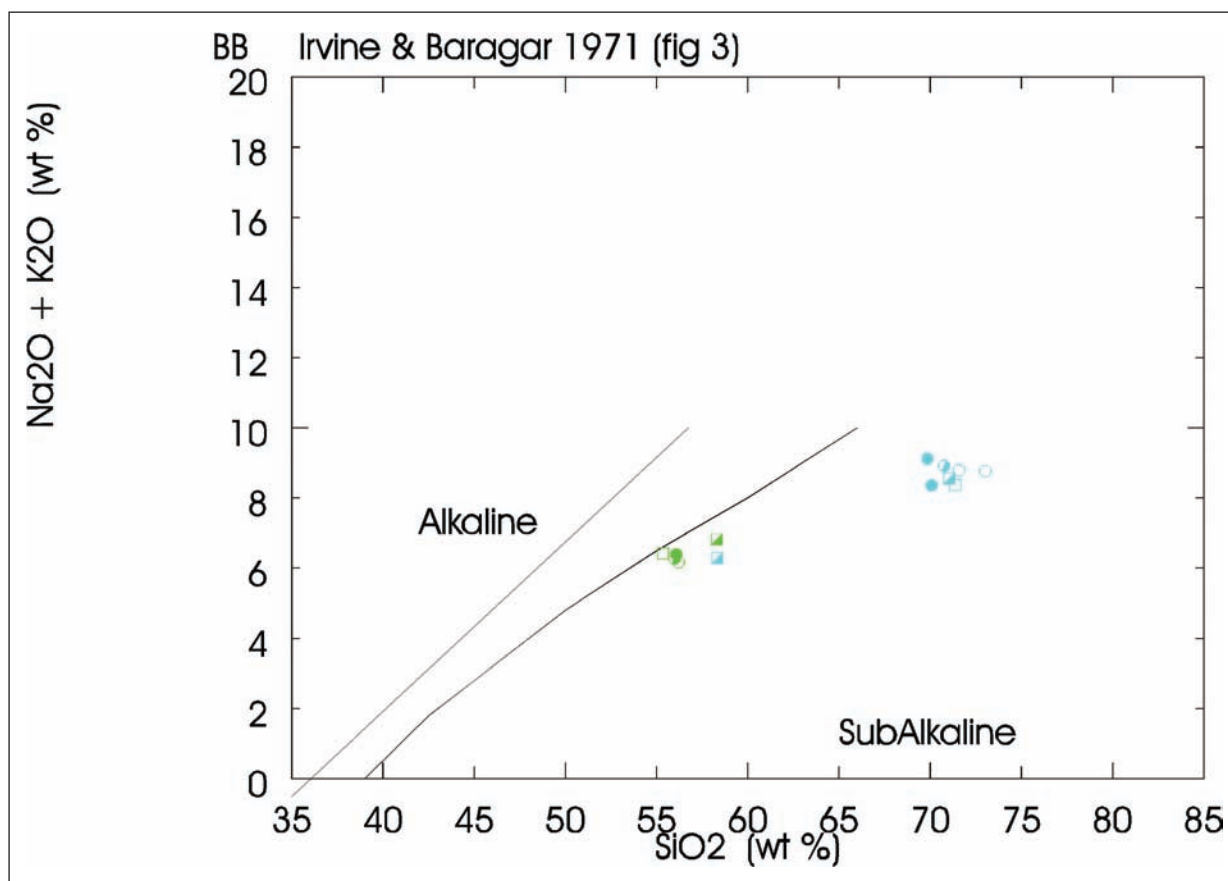


Figura 5.8 – Baixo índice de alcalinidade de amostras da Suíte Nova Friburgo, segundo diagrama de Irvine & Baragar (1971). Legenda dos símbolos das amostras: branco, Corpo Nova Friburgo, granito porfirítico; vermelho, microgranito do Corpo Conselheiro Paulino; verde, microdiorito do Corpo Conselheiro Paulino

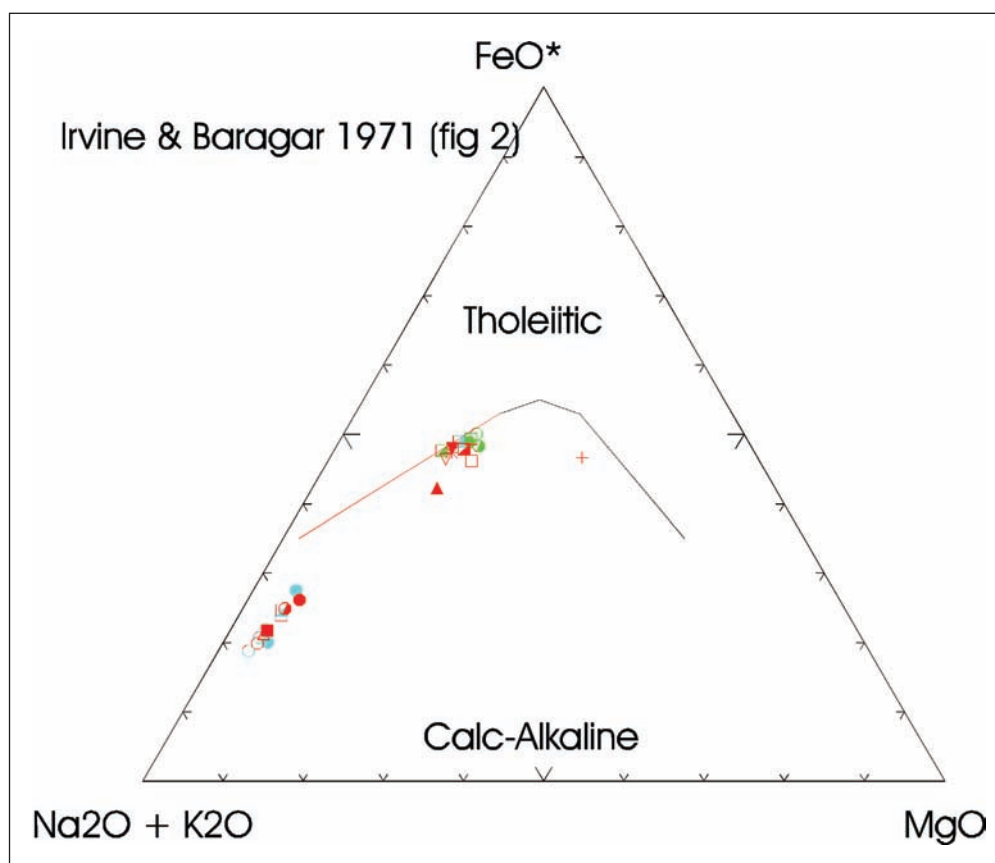


Figura 5.9 – Tendência calci-alcalina de rochas da Suíte Nova Friburgo, segundo diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Legenda das amostras na figura 5.8

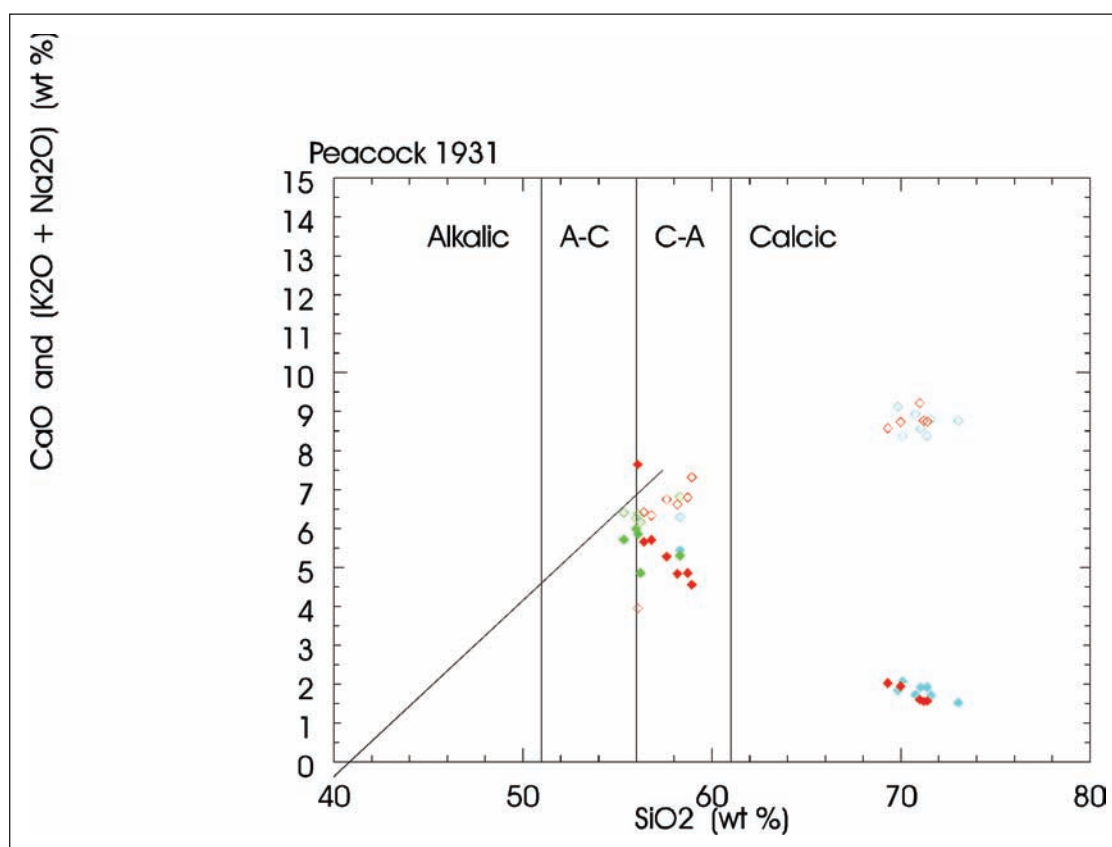


Figura 5.10 – Série calci-alcálica a álcali-cálcica da Suíte Nova Friburgo segundo Peacock (1931). Legenda das amostras na figura 5.8

5.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

5.2.1 - Geoquímica isotópica de Rb e Sr como registro de metamorfismo e hidrotermalismo

Idades isocrônicas Rb/Sr obtidas em afloramento correspondem à idade em que a rocha tenha passado pela isoterma de 600 °C (fácies anfibolito) ou por temperaturas menores, se houver circulação de fluidos em regime hidrotermal (Faure 1976). Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, quando calculadas para a idade de cristalização ou sedimentação do protólito, fornecem informações petrogenéticas sobre ambiente tectônico do magmatismo ou proveniência sedimentar.

Complexo Rio Negro

Os gnaisses do Complexo Rio Negro sofreram pelo menos dois episódios intrusivos com capacidade para desequilibrar o sistema isotópico Rb/Sr: o posicionamento do Batólito da Serra dos Örgãos e do Maciço de Nova Friburgo. Afora isso, a foliação encontrada nos ortognaisses do Complexo Rio Negro tem uma componente metamórfica e deformacional associada, com uma possível interferência no sistema Rb/Sr.

Para este complexo, tem-se um conjunto de resultados em Rubídio e Estrôncio (Tabela 5.6) em afloramento (DB-TUP- 8a,i,f e o-r). Além das amos-

tras de afloramento, foram analisadas amostras coletadas entre Bom Jardim e Nova Friburgo (CO-TUP-2D, CO-TUP-30A e DB-TUP-7B).

O afloramento DB-TUP-8 é um corte da estrada Nova Friburgo - Sumidouro, um quilômetro a nordeste da localidade de Barão de Aquino. Tem cerca de 100 metros de comprimento, com altura média de 20 metros. A rocha que predomina é um biotita gnaisse com agregados descontínuos de biotita e hornblenda, de grão médio e mesocrática. Numerosos enclaves de rocha máfica, decimétricos a métricos, estão presentes, e veios de leucogranito ocorrem cortando discordantemente o conjunto. Na direção de Barão de Aquino, a concentração de rocha máfica aumenta, até serem encontrados corpos homogêneos, não mapeáveis na escala de 1:50.000. Na direção de Sumidouro, e na vertente norte do morro onde se localiza o afloramento, está o Limite Tectônico Central. Na isócrona do afloramento DB-TUP-8 (Figura 5.12), a amostra desalinhada é a dbtup8a, que não foi incluída no cálculo da isócrona, por estar extremamente enriquecida em ^{87}Sr . A idade relativamente jovem (474 +/- 51 Ma, RI= 0.707625, MSWD = 2,08) reflete episódio de rehomogeneização isotópica do sistema após a cristalização. A proximidade (200 metros) de uma grande estrutura, o Limite Tectônico Central, poderia significar reativação tardia do cisalhamento.

No diagrama da Figura 5.13 estão dispostos os resultados da regressão de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as

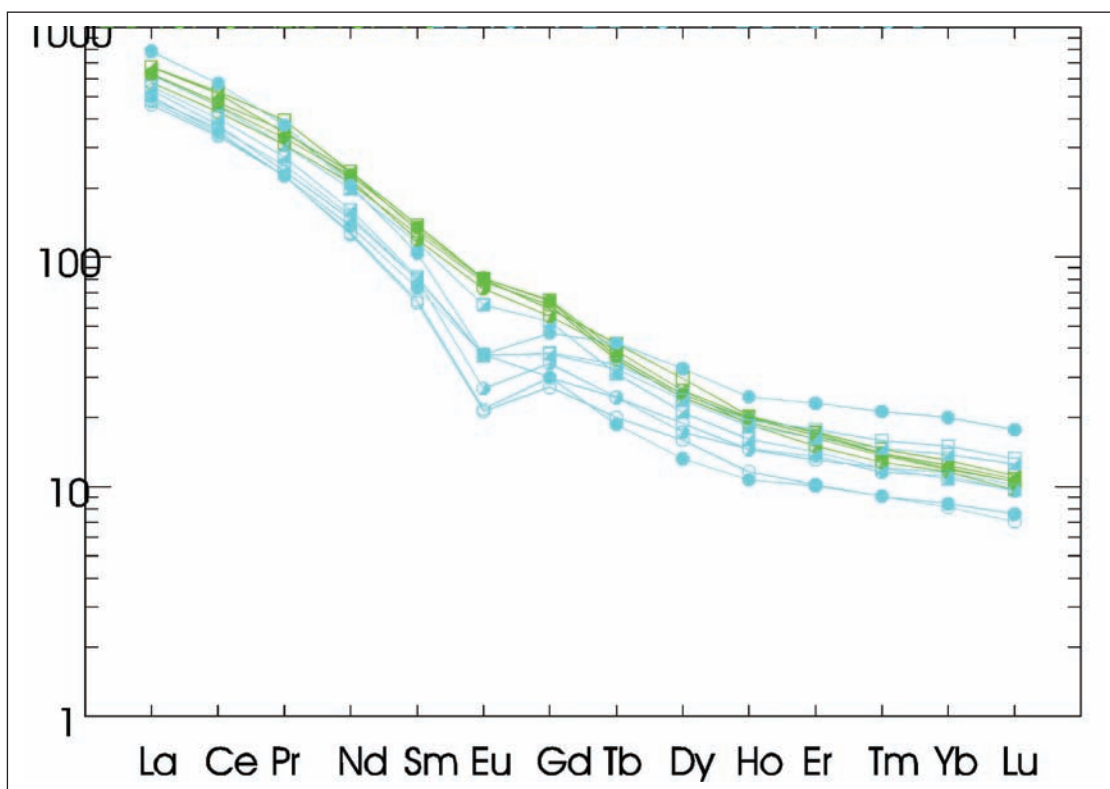


Figura 5.11 – Distribuição de elementos de terras raras normalizados pelo manto primitivo (Sun, 1982) de microgranitos (símbolos azuis) e microdioritos (símbolos verdes) do Corpo Conselheiro Paulino

Tabela 5.6 - Resultados analíticos no método Rb/Sr obtidos nos laboratórios do CPGeo, do Instituto de Geociências, USP (Tupinambá 1999) Material: qz dior gn – quartzo diorito gnaïsse; CRN: Complexo Rio Negro; BSO: Suite Serra dos Ôrgãos; MNF: Suite Nova Friburgo. SPR: Número de laboratório

No de campo	No lab. (SPR)	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
DB-TUP-8I	13348	qz dior. gnaïsse CRN	65.10	467.90	0.4030	0.0110	0.710470	0.000150
DB-TUP-8F	13349	qz dior. gnaïsse CRN	56.90	535.50	0.3080	0.0090	0.709520	0.000140
DB-TUP-8A	13390	qz dior. gnaïsse CRN	52.48	735.69	0.2054	0.0017	0.712590	0.000090
DB-TUP-8o,r	13391	ton gn CRN	43.43	736.08	0.1708	0.0023	0.708800	0.000080
CO-TUP-4	13350	Gt - Granodiorito SSO	51.90	321.40	0.4680	0.0130	0.713520	0.000080
CO-TUP-2D	13351	Gt - Granodiorito SSO	95.90	151.20	18.380	0.0520	0.720970	0.000070
CO-TUP-2F	13352	tonalito gnaïsse CRN	57.00	274.00	0.6020	0.0170	0.713460	0.000080
NF-TUP-2A	13396	SSO Pedreira Pedrinco	97.50	159.80	17.690	0.0500	0.724900	0.000140
NF-TUP-2B	13397	SSO Pedreira Pedrinco	112.80	163.50	20.000	0.0560	0.726410	0.000090
NF-TUP-2E	13398	SSO Pedreira Pedrinco	146.10	172.50	24.560	0.0690	0.754480	0.000070
NF-TUP-2J	13340	SSO Pedreira Pedrinco	147.10	146.40	29.150	0.0820	0.733250	0.000100

Tabela 5.6 - continuação

No de campo	No lab. (SPR)	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
NF-TUP-2H	13353	SSO Pedreira Pedrinco	174.10	94.30	53.670	0.1510	0.752260	0.000080
NF-TUP-2I	13399	SSO Pedreira Pedrinco	229.10	115.00	58.000	0.1630	0.754480	0.000070
nf110b	13476	leucogranito MNF	259.20	421.60	17.810	0.0500	0.719640	0.000070
nf39d	13477	leucogranito MNF	321.00	93.20	100.320	0.2820	0.772630	0.000070
nf18a	13480	leucogranito MNF	196.50	165.00	34.550	0.0970	0.731740	0.000070
nf53a	13481	leucogranito MNF	281.30	213.00	38.330	0.1080	0.735960	0.000080
nf9c	13479	leucogranito MNF	328.60	87.20	109.870	0.3080	0.782989	0.000080
nf70c2	13478	leucogranito MNF	57.59	665.45	0.2504	0.0021	0.706170	0.000070
nf94	13640	granito MNF	217.00	350.00	17.970	0.0510	0.719720	0.000070
nf94b	13641	granito MNF	226.00	411.00	15.930	0.0450	0.718670	0.000110
nf60	13644	granito MNF	285.00	256.00	32.300	0.0910	0.731970	0.000090
nf59	13645	granito MNF	254.00	334.00	22.050	0.0620	0.725600	0.000080
nf55	13646	granito MNF	276.00	193.00	41.510	0.1170	0.736750	0.000070
DB-TUP-30A	1035	Leucogranito gn	427	68,2	18,125	0,512	0,71033	0,00007
NF-TUP-3	1036	Leucogranito gn	148	130,6	3,287	0,093	0,72965	0,00007
CO-TUP-25	1039	SSO, Fx. S. Teresa	230,9	54,1	12,361	0,349	0,71496	0,00008
DB-FR-34A	13934	Hornblenda gabro	11,2	423,62	0,0765	0,0007	0,70848	0,00001
DB-TUP-30D	13933	Ton gn CRN	48,61	347,86	0,4045	0,004	0,70927	0,00001
CO-TUP-7B	13932	Dior Gn CRN	54,53	244,15	0,6468	0,0055	0,71438	0,00001

amostras analisadas por Tupinambá (1999), considerando-se como 630 Ma a idade do magmatismo do Complexo Rio Negro. As amostras com baixas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ estão proporcionalmente mais enriquecidas em ^{87}Sr . Este enriquecimento tem a tendência em diminuir, até a amostra CO-TUP-2d, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630\text{ Ma})}$ de 0,7045, o mínimo valor encontrado, que estaria mais próximo à razão inicial dos gnaisses do Complexo Rio Negro à época de sua cristalização. Quanto às rochas gabróicas do Complexo Rio Negro, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630\text{ Ma})}$ de 0,7078 da amostra DB-FR-34a (gabro do corpo Córrego do Oliveira) é muito elevada para rochas juvenis. Razões semelhantes também foram obtidas para diorito gnaisses do Complexo Rio Negro e em corpos gabróicos na Faixa Ribeira Setentrional (Wiedemann 1993).

Suíte Serra dos Órgãos

Uma isócrona de afloramento foi obtida por Tupinambá (1999) na Pedreira Pedrinco, na área urbana de Nova Friburgo. A isócrona forneceu idade de 525 ± 16 Ma, com MSWD = 0,2 e razão inicial de 0,7116 (Figura 5.14). Trata-se de uma idade mais jovem do que aquela obtida pelo sistema U/Pb e a razão inicial é relativamente elevada para rochas ígneas granodioríticas. É possível que o fenômeno esteja relacionado à passagem de soluções hidrotermais após a cristalização magmática, reconhecida através do crescimento generalizado de quartzo anedral tardio. O episódio se restringiu à escala de afloramento, porque uma isócrona de referên-

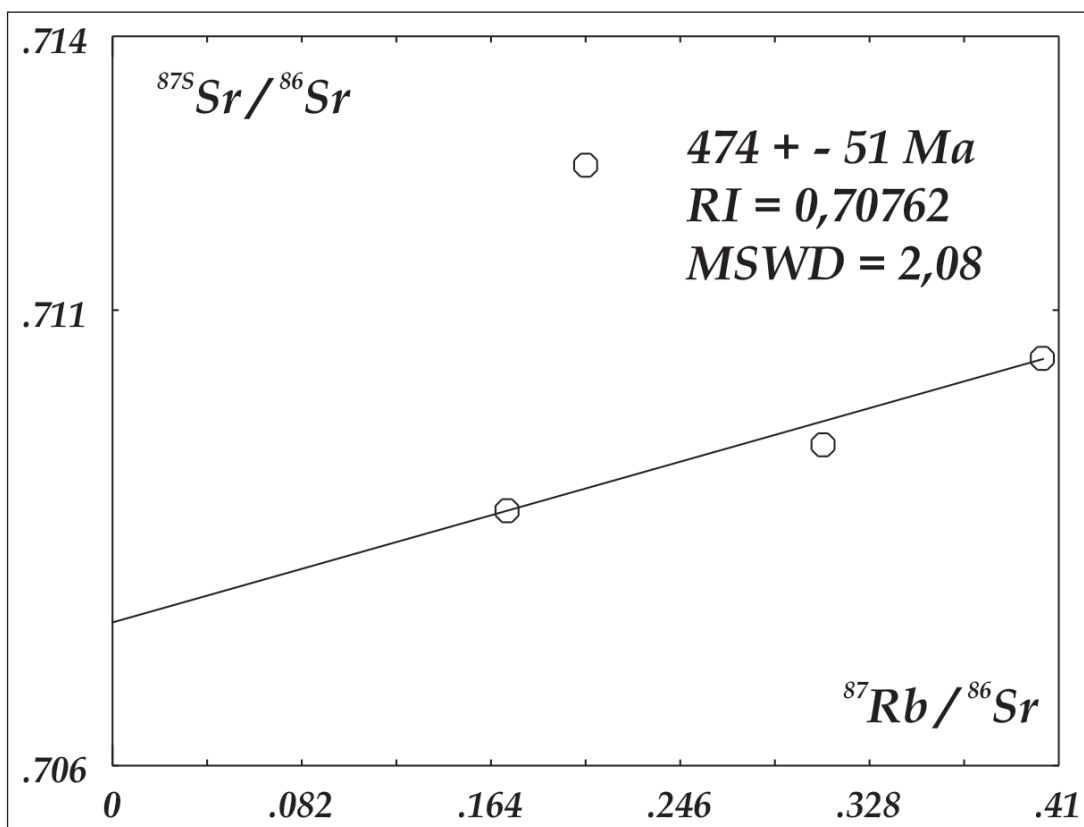


Figura 5.12 – Isócrona Rb/Sr do afloramento DB-TUP-8 de gnaisses do Complexo Rio Negro, Folha Nova Friburgo, a sul de Sumidouro (Tupinambá 1999)

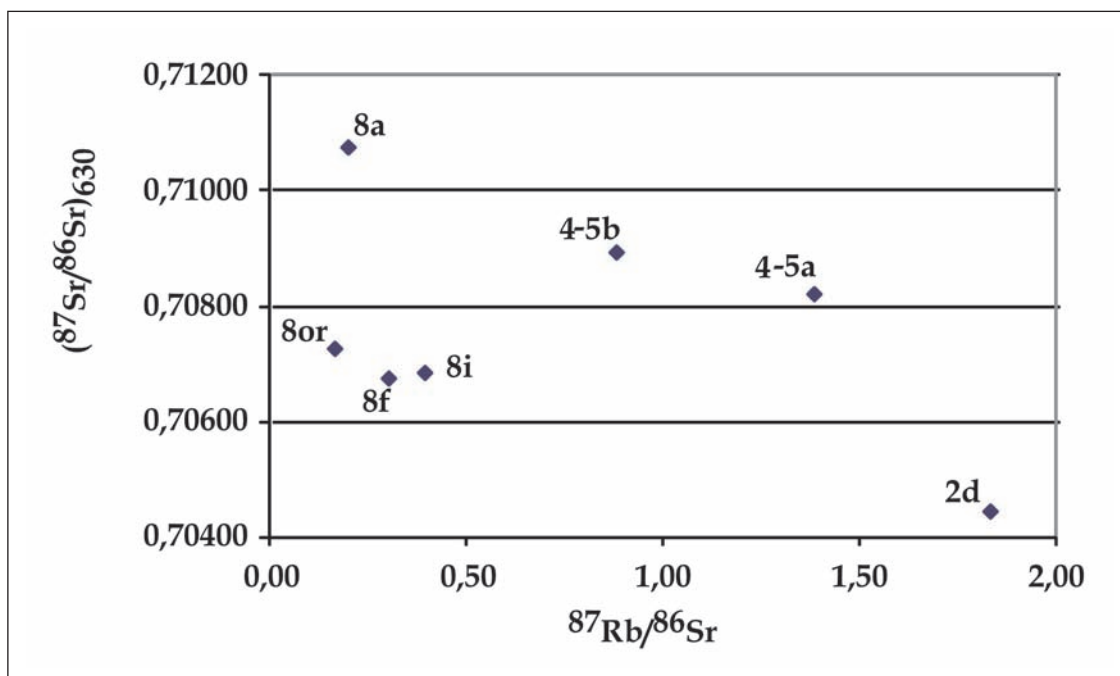


Figura 5.13 – Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para 630 Ma para ortognaisses e gabro do Complexo Rio Negro (Tupinambá 1999)

cia dos gnaisses da unidade entre Nova Friburgo e Bom Jardim forneceu uma idade de 579 +/- 10 Ma com razão inicial de 0,70925 (Figura 5.15), e coincide, no intervalo de erro, com idade U/Pb destes mesmos gnaisses (Tupinambá 1999).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ regredidas para a idade de 560 Ma estão ilustradas no diagrama da figura 5.16. De um modo geral, as menores razões isotópicas iniciais ainda são elevadas, em torno de 0,708, e devem estar relacionadas à contaminação crustal por metassedimentos, registrada também em dados de campo e pelos resultados U/Pb.

Suíte Nova Friburgo

As rochas desta suíte não exibem processos metamórficos ou deformacionais posteriores à cristalização. Neste caso, é possível presumir que as razões isotópicas de Sr iniciais tenham se mantido preservadas.

Tupinambá (1999) apresentou resultados isotópicos de Rb e Sr em amostras provenientes do Corpo Nova Friburgo. Na tabela 5.6 e no gráfico da figura 5.17 encontram-se as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para 500 Ma (média de idades U/Pb de granitos pós-collisionais em Heilbron & Machado 2003). Observa-se que as razões se concentram em 0,706 e 0,707, com grupos de amostras com valores menores ($\leq 0,704$) e maiores ($\geq 0,708$). Existe, portanto, conjuntos diferenciados de amostras, que cristalizaram a partir de líquidos com diferentes razões isotópicas, ou então sofreram processos hidrotermais não associados à deformação.

As amostras com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})}$ entre 0,707 e 0,708 tem distribuição litológica (granitos porfiríticos e equigranulares) e espacial (maciços do Campo do Coelho, Salinas e Caldeônia) abrangente e melhor representam o magmatismo. A idade deste conjunto de amostras é de 501 +/- 19 Ma, calculada através de uma isócrona (MSWD = 0,2797) com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70706 (figura 5.18). As três amostras com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})}$ ($\leq 0,704$) se alinham em uma isócrona com $T = 490 +/- 10$ Ma, RI de 0,7044 e MSWD = 1,61 (figura 5.19).

A idade dos dois conjuntos de amostras se superpõem dentro do erro e indicam que o líquido magmático inicial teve dois componentes, um com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})} \leq 0,704$ e outro com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})}$ entre 0,707 e 0,708. Ambos evoluíram isotopicamente a partir da cristalização, há cerca de 500 Ma. Este resultado é corroborado por dados petrogenéticos (Junho 1993) que indicam processos de mistura de magma básico e ácido no maciço de Nova Friburgo. A componente com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})} \leq 0,704$ está preservada nos granitos equigranulares dos três maciços do Corpo Nova Friburgo mas não foi encontrada nos granitos porfiríticos.

As amostras com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})}$ elevadas ($\geq 0,708$) estão localizadas no Maciço do Campo do Coelho, independente do tipo litológico. Estão alinhadas em uma isócrona de 444 +/- 32 Ma, com RI = 0,711638 e MSWD = 0,0425. A alta razão inicial indica enriquecimento isotópico nesta idade, o que também ocorreu, em idade próxima, em rochas do Complexo Rio Negro (figura 5.12).

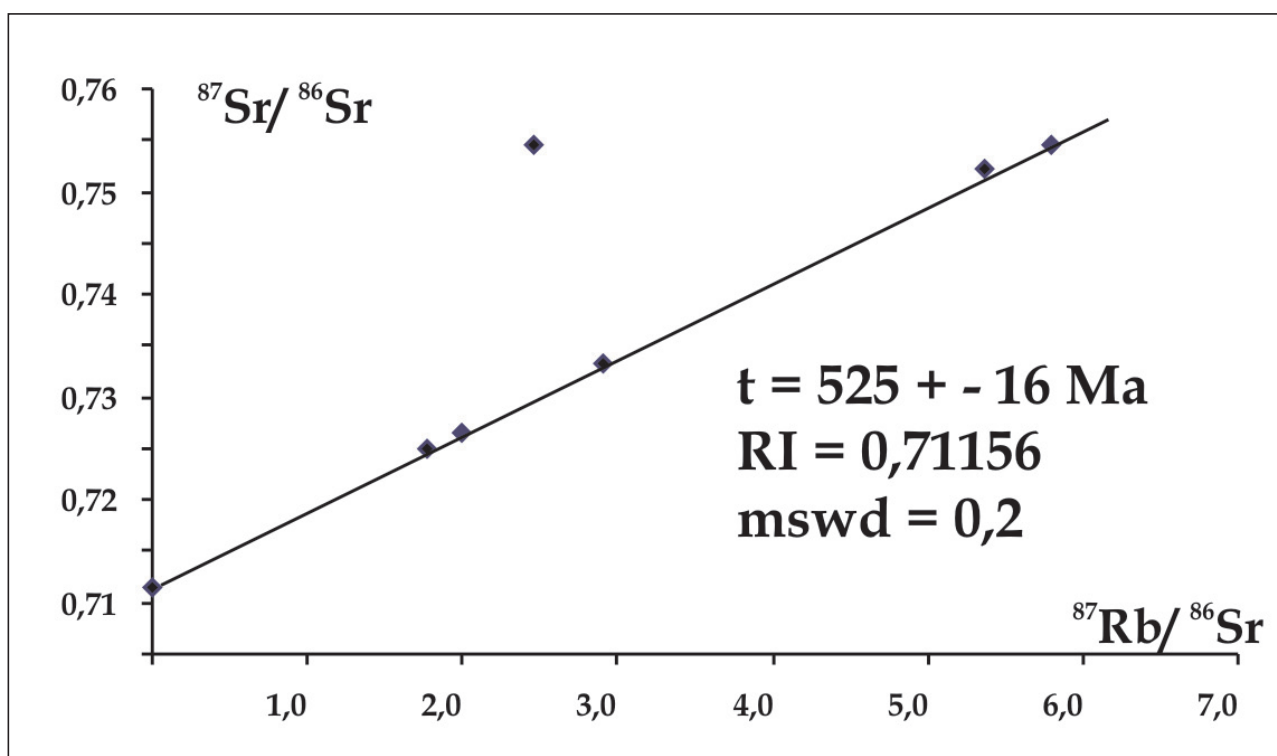


Figura 5.14 – Isócrona Rb/Sr de afloramento de gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos obtida por Tupinambá (1999) na Pedreira Pedrinco, área urbana de Nova Friburgo

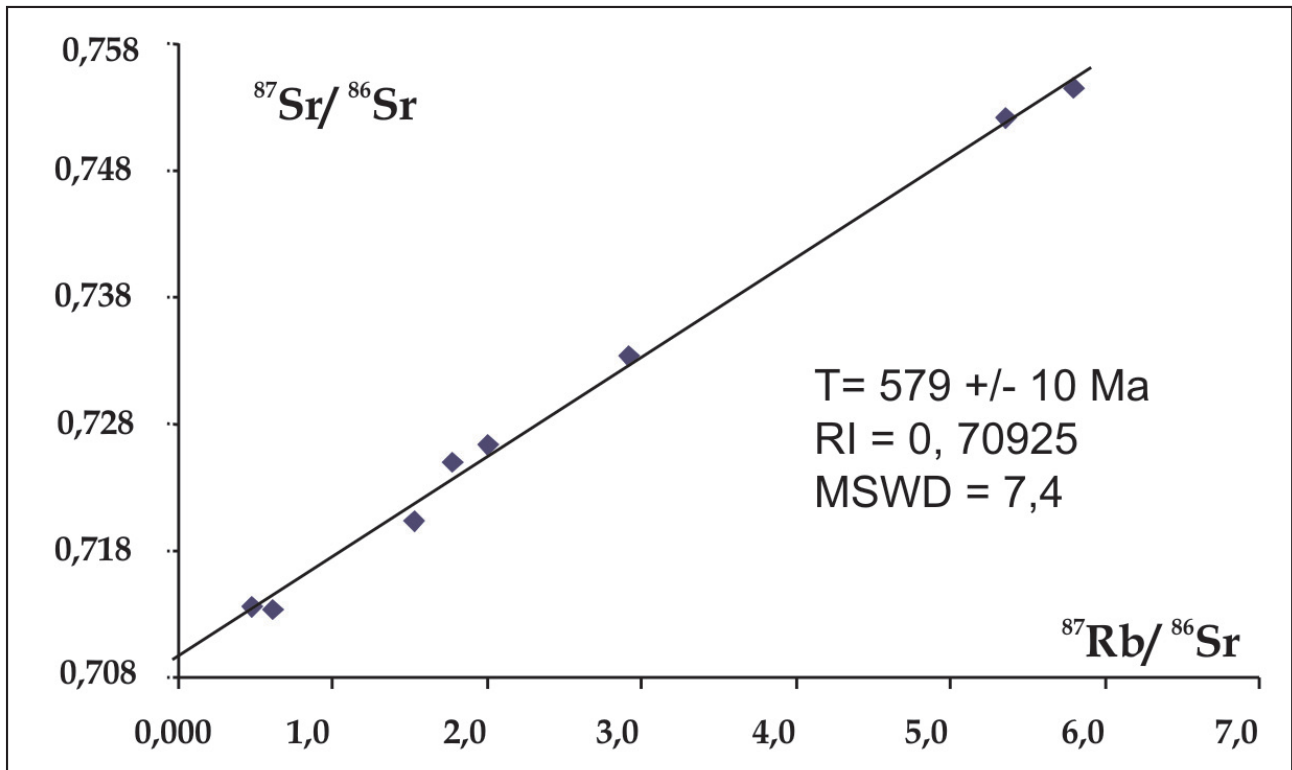


Figura 5.15 – Isócrona de referência dos gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos entre Nova Friburgo e Bom Jardim (Tupinambá 1999)

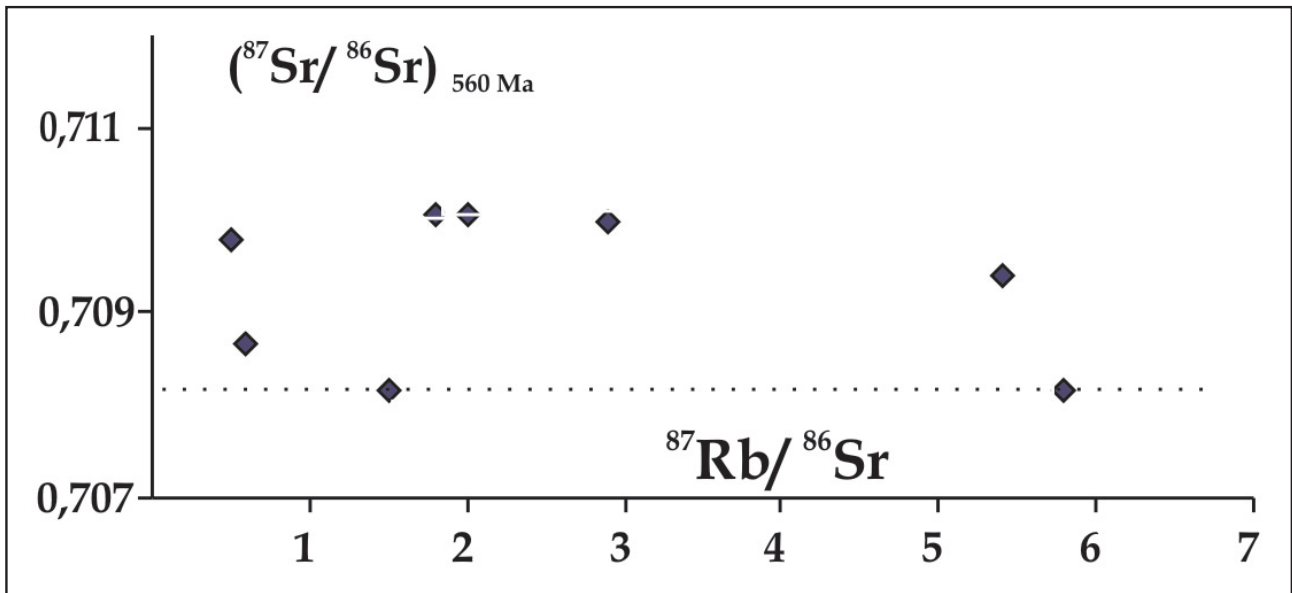


Figura 5.16 – Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para 560 Ma, idade de cristalização dos gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos (Tupinambá 1999)

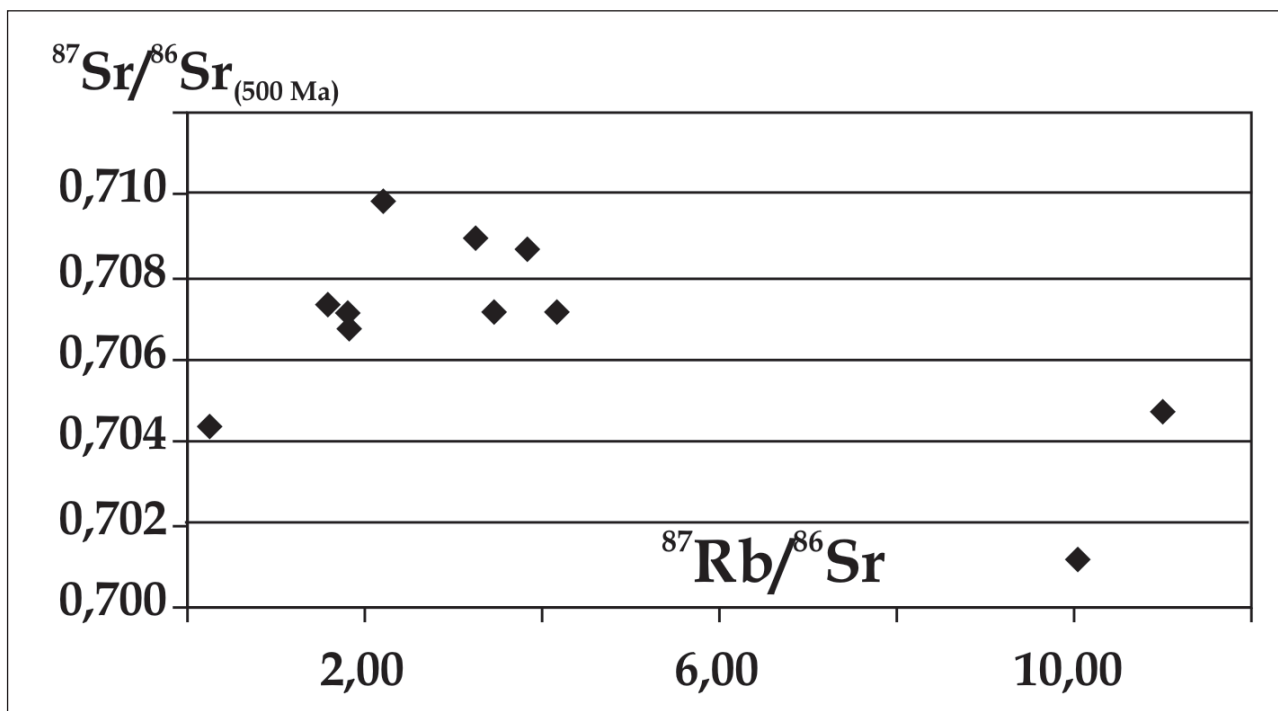


Figura 5.17– Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rochas da Suíte Nova Friburgo para 500 Ma (média de idades U/Pb de granitos pós-colisionais em Heilbron & Machado 2003)

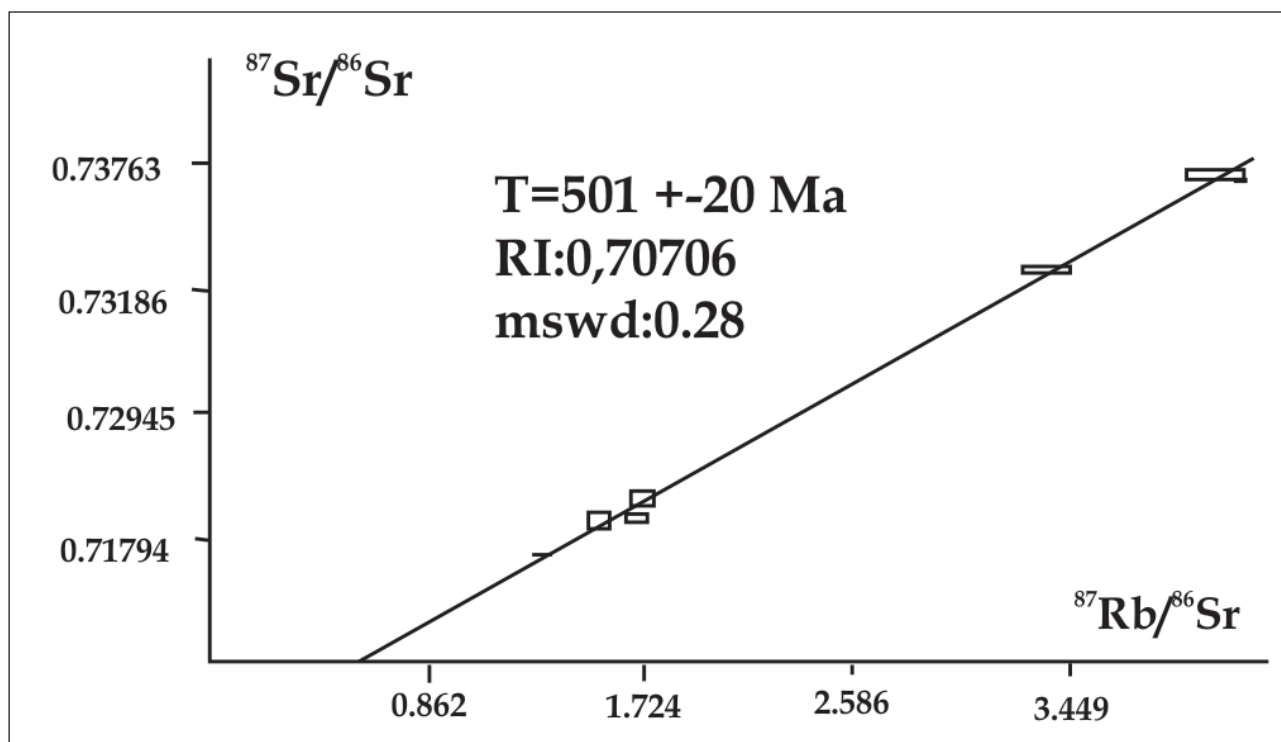


Figura 5.18 – Isócrona Rb/Sr de amostras da Suíte Nova Friburgo com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})}$ entre 0,707 e 0,708 (granitos porfíricos e equigranulares) do Corpo Nova Friburgo (Tupinambá 1999)

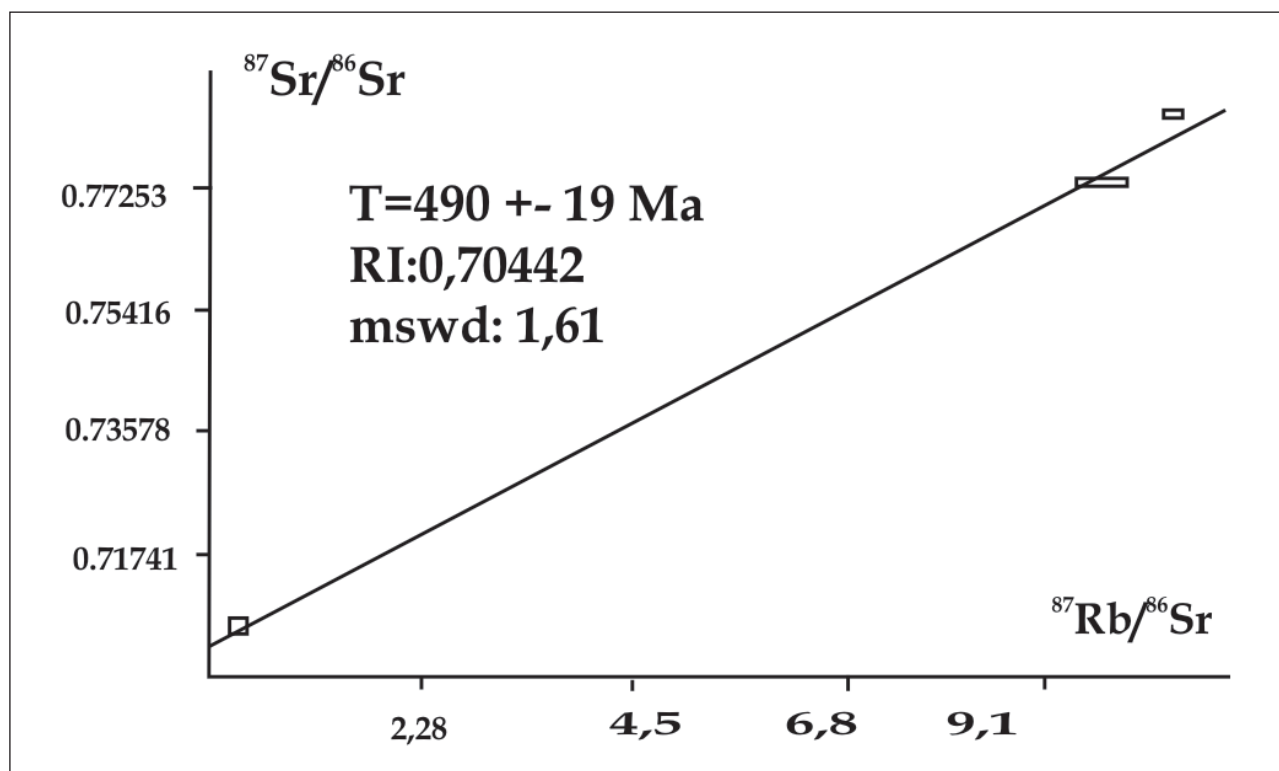


Figura 5.19 – Isócrona Rb/Sr de amostras da Suíte Nova Friburgo com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})} \leq 0,704$ (Tupinambá 1999)

5.2.2 - Reservatórios mantélicos e crustais e tempo de residência crustal estimados através da geoquímica isotópica do Sm e Nd

Análises Sm/Nd realizadas por Tupinambá (1999) em gnaisses e granitos da Folha Nova Friburgo (Tabela 5.7) fornecem informações sobre os tipos de reservatórios magmáticos, mantélicos ou crustais, e sobre o tempo de residência crustal das rochas ígneas e dos protólitos magmáticos de gnaisses.

Complexo Rio Negro

No Complexo Rio Negro foram analisadas duas amostras de gnaisses: a) gnaisse tonalítico DB-TUP-30d datado pelo método U/Pb em zircão na Pedreira de Duas Barras; b) gnaisse quartzo diorítico CO-TUP-7a, proveniente de Bom Jardim, imediatamente a leste do limite entre as Folhas Nova Friburgo e Casimiro de Abreu. O diagrama ϵ_{Nd} versus idade da figura 5.20 revela que o magma que gerou o tonalito gnaisse tem uma característica eminentemente juvenil $\epsilon_{(0,6\text{ Ga})} = -0,9$, e idade modelo TDM em torno de 1,3 Ga. O magma diorítico tem $\epsilon_{(0,6\text{ Ga})} = -5$ e idade modelo TDM = 1,8 Ga, valores semelhantes aos do gabro ($\epsilon_{(0,6\text{ Ga})} = -4$; TDM = 1,8 Ga), e ambos são distintos do tonalito gnaisse.

Para uma rocha gabróica deste complexo (Corpo Córrego do Oliveira), o valor de $\epsilon_{(0,6\text{ Ga})} (-4,0)$ é coerente com o $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630\text{ Ma})}$ elevado. A idade modelo e a reta de evolução isotópica do gabro são equiva-

lentes à idade $T_{\text{DM}(1,82\text{ Ga})}$ e à reta do diorito gnaisse do Complexo Rio Negro. Portanto, os magmas gabróicos e dioríticos revelam fontes com história isotópica anterior ao Ciclo Brasileiro, de forma diferente do magma tonalítico do Complexo Rio Negro, que tem comportamento juvenil para o Ciclo Brasileiro.

Suíte Cordeiro

Foram realizadas por Tupinambá (1999) duas análises de rochas desta suíte, nas amostras NF-TUP-3 e DB-TUP-30a, datadas pelo método Pb/Pb em monocristal de zircão. O que se destaca nos resultados analíticos é o alto valor de fracionamento ($f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$) da amostra DB-TUP-30a, de $-0,64$. A idade modelo T_{DM} calculada para a amostra (1,1 Ga) não apresenta significado petrogenético, por ser mais jovem que aquela do Tonalito Gnaisse do Complexo Rio Negro (1,3 Ga). Da mesma maneira, a amostra NF-TUP-3, apesar do menor valor de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ ($-0,45$) deve ter sido submetida ao processo de fracionamento. Nestes casos, aplica-se o conceito de Duplo Estágio na evolução isotópica do sistema Sm/Nd (Sato 1997). Com a aplicação desta correção (Figura 5.21), as idades T_{DM} passam a 1,64 Ga (DB-TUP-30a) e 1,7 Ga (NF-TUP-3). Os valores de $\epsilon_{(0,6\text{ Ga})}$ das amostras são de $-3,0$ (NF-TUP-3) e $-4,0$ (DB-TUP-30a), concordantes com a faixa de diorito gnaisse ($-5,0$) e gabro ($-4,0$), revelando sua associação genética com as rochas do Complexo Rio Negro, a partir de fracionamento magmático.

Tabela 5.7 - Resultados analíticos no método Sm/Nd obtidos nos laboratórios do CPGeo, do Instituto de Geociências, USP (Tupinambá 1999) Material: qz dior gn – quartzo diorito gnaiss; CRN: Complexo Rio Negro; BSO: Suite Serra dos Órgãos; MNF: Suite Nova Friburgo. SPS: Número de laboratório

SPS	No. Campo	Rocha	Sm ppm	Erro	Nd		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		f	T	Er-ro	e
					ppm	Erro	Erro	Erro	Erro					
1033	CO-TUP-7B	Diorito	7,791	0,02	33,347	0,07	0,1413	0,0005	0,512178	0,000044	-0,28	1816,9	84	-8,97
1034	DB-TUP-31	Tona-lito	4,224	0,011	19,335	0,04	0,1321	0,0004	0,512337	0,000037	-0,33	1316,5	63,2	-5,87
1035	DB-TUP-30A	leuco gr. gn	5,278	0,013	44,689	0,094	0,0714	0,0002	0,511992	0,000041	-0,64	1128,1	41,7	-12,6
1036	NF-TUP-3	Granito	5,175	0,013	28,785	0,06	0,1087	0,0004	0,512089	0,000042	-0,45	1383,8	56,9	-10,71
1037	DB-FR-34A	Hbl gabro	6,43	0,017	26,955	0,056	0,1443	0,0005	0,512229	0,00004	-0,27	1781,9	79,4	-7,98
1038	NF-TUP-2J	Gn.	13,849	0,041	68,676	0,144	0,1219	0,0004	0,512128	0,000036	-0,38	1517,2	55,4	-9,95
		Granito												
1039	CO-TUP-25	Gn.	6,455	0,017	30,579	0,064	0,1277	0,0004	0,512065	0,00003	-0,35	1729,5	49,2	-11,18
		Granod.												
1040	nf94	Granito	14,578	0,065	99,989	0,209	0,0882	0,0004	0,511686	0,000036	-0,55	1646,8	41,5	-18,57

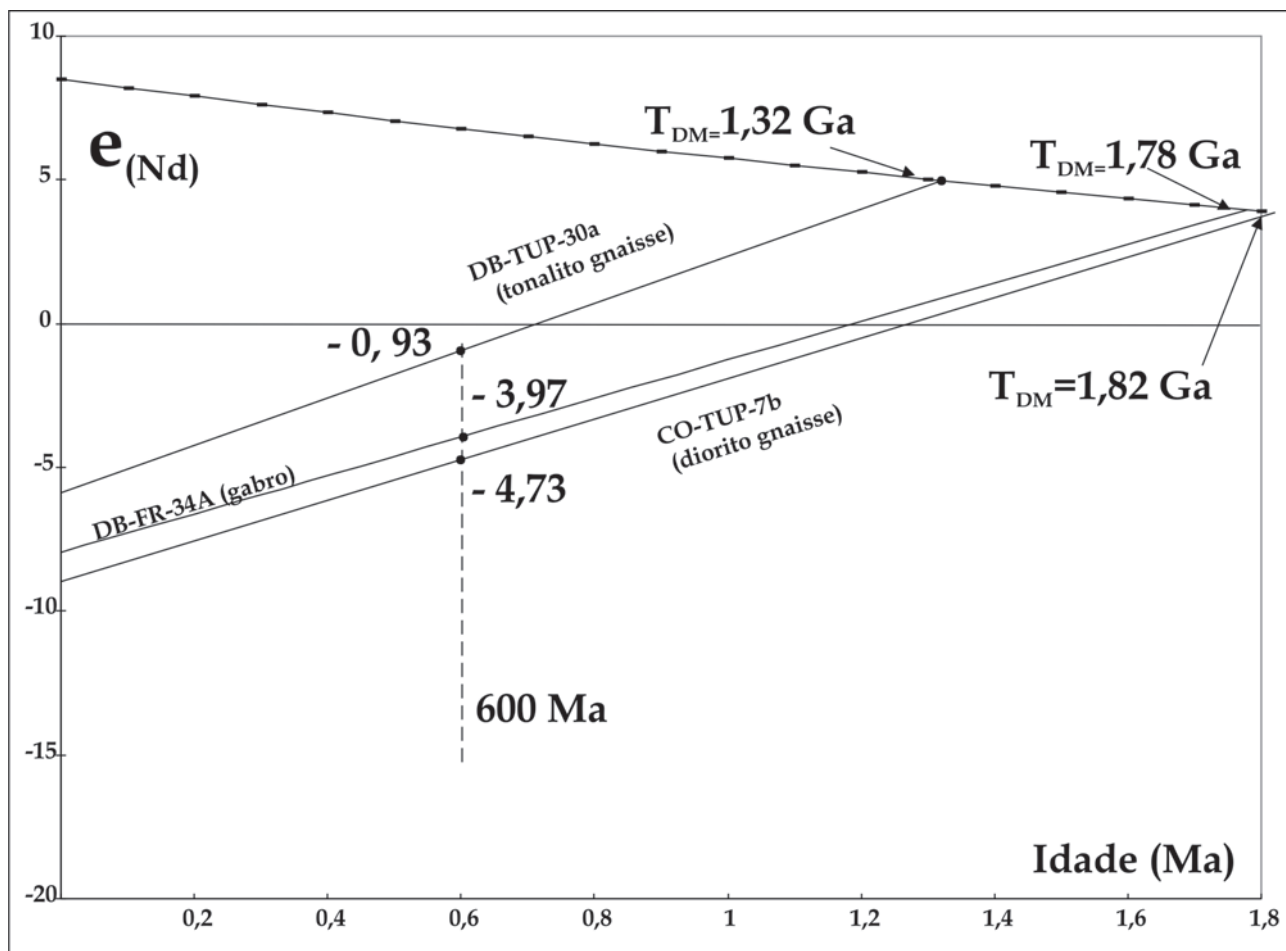


Figura 5.20 – Evolução isotópica do sistema Sm/Nd em gnaisses do Complexo Rio Negro e em gabro associado (Tupinambá 1999)

Suíte Serra dos Órgãos (SSO)

Nesta suíte foram analisadas para Sm/Nd por duas amostras de gnaisses por Tupinambá (1999). A primeira delas é proveniente da Pedra da Santa Teresa, na extremidade leste da Folha Casimiro de Abreu, próximo ao limite com a Folha Nova Friburgo (CO-TUP-25) e a segunda foi coletada na Pedreira Pedrinco, na área urbana de Nova Friburgo (NF-TUP-2j). Os resultados Sm/Nd são apresentados na figura 5.22.

A amostra CO-TUP-25 se distancia da faixa de evolução do Complexo Rio Negro e dos corpos gabríticos, com um $\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})} = -5,9$. A sua idade modelo (1,73 Ga) pode ser incluída na faixa das idades modelo da Suíte Cordeiro (1,7 a 1,64 Ga, duplo estágio) e do Complexo Rio Negro (1,82 – 1,78 Ga, com exceção do tonalito gnaisse).

A amostra NF-TUP-2j tem $\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})} = -4,2$, compatível com o diorito gnaisse do Complexo Rio Negro (-5,0) e o gabro do Corpo Córrego do Oliveira (-4,0). A idade modelo (1,53 Ga) se distancia destes valores, e se aproxima daquela do tonalito gnaisse do Complexo Rio Negro (1,3 Ga). Na Pedreira Pedrinco ocorre uma série magmática mais expandida (Figura 5.23), sendo que a amostra NF-TUP-2j se encontra no ter-

mo granítico da série, com forte anomalia negativa de európio e alta razão $(\text{La/Lu})_N$ (Tupinambá 1999). A ausência de zircões herdados e a proximidade da composição isotópica do tonalito gnaisse nos termos mais evoluídos da série apontam para um processo de fusão parcial de rochas do Complexo Rio Negro para o magmatismo do SSO, em que, quanto maior a taxa de fusão parcial, maior a participação do valor isotópico da fonte. Variação semelhante pode ser observada no sistema Rb/Sr (Figura 5.16), onde há uma redução nas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(5060\text{Ma})}$ nos termos graníticos da Pedreira Pedrinco.

De acordo com os resultados isotópicos, propõe-se que o magma da Suíte Serra dos Órgãos compartilha do registro do episódio de acreção crustal das rochas do Complexo Rio Negro e dos corpos gabríticos (à exceção do tonalito gnaisse). A composição tonalítica de muitas amostras da suíte, o caráter metaluminoso e a presença de hornblenda primária (Tupinambá 1999) também apontam para a participação de ortognaisses na fonte do magmatismo. O valor negativo do $\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})}$ deve ser explicado, portanto, por contaminação crustal posterior à geração do magma, conforme se observa na herança apontada pelo sistema U/Pb (Tupinambá 1999). Na ausência de ortognaisses mais velhos do que o Complexo Rio

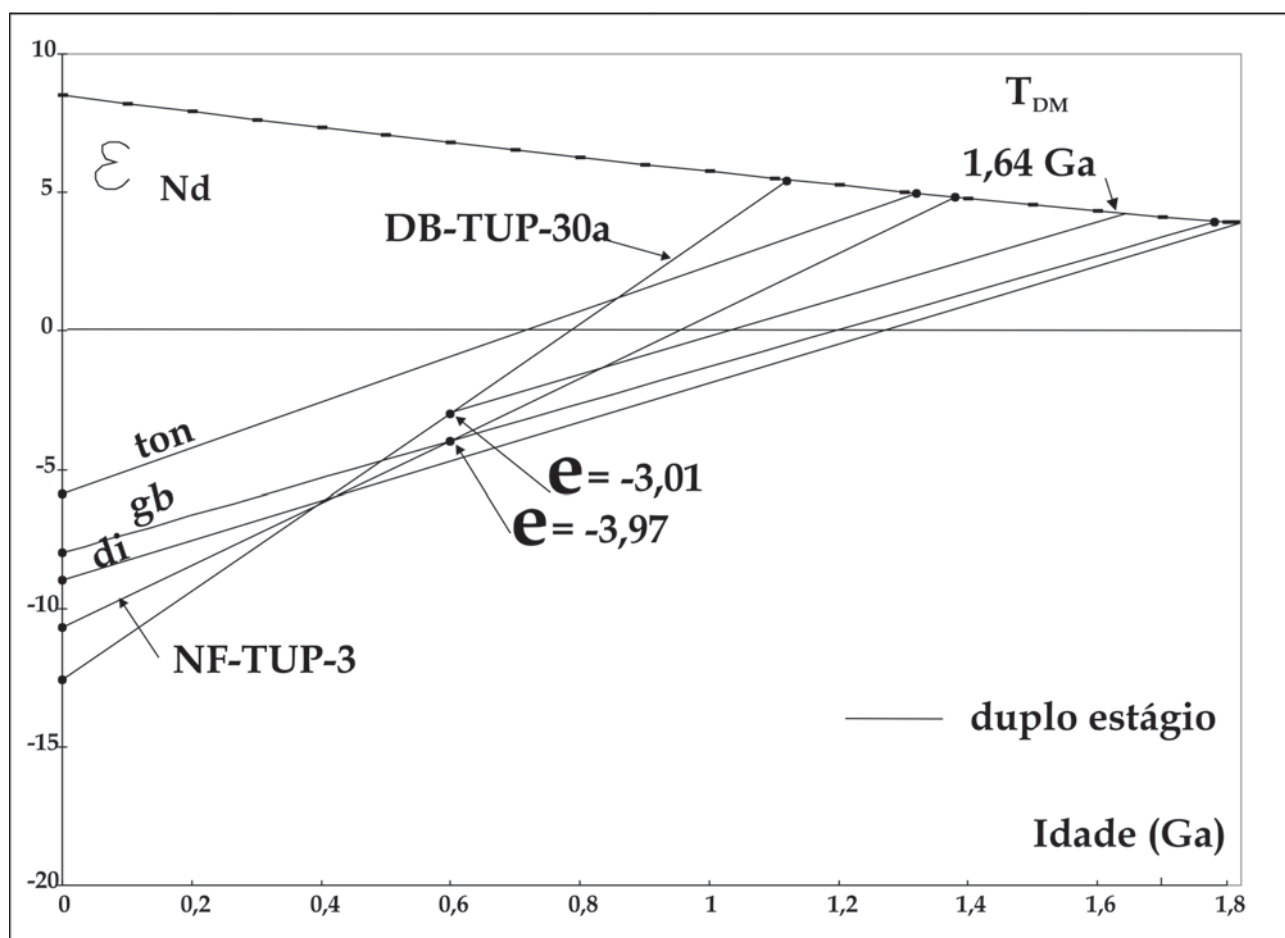


Figura 5.21 – Evolução isotópica do sistema Sm/Nd em gnaisses da Suíte Cordeiro, comparada a rochas do Complexo Rio Negro. (ton - tonalito gnaisse; di - diorito gnaisse e gb - gabro). A reta da amostra DB-TUP-30a foi redeseenhada em duplo estágio (Sato 1997)

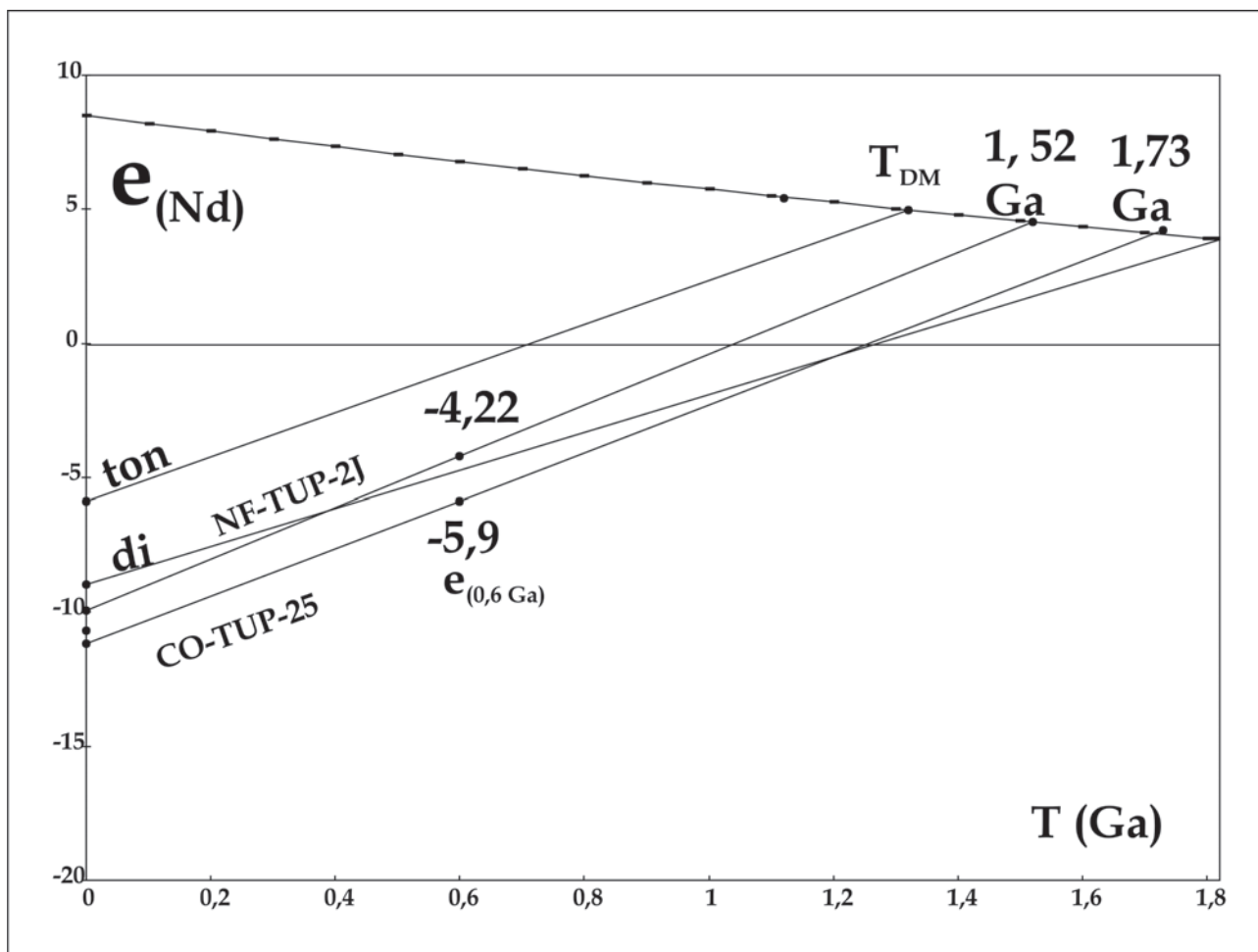


Figura 5.22 – Diagrama de evolução do sistema Sm/Nd para rochas da Suíte Serra dos Órgãos (Tupinambá 1999). Retas de evolução de tonalito gnaiss (ton) e diorito gnaiss (di) do Complexo Rio Negro também estão figuradas

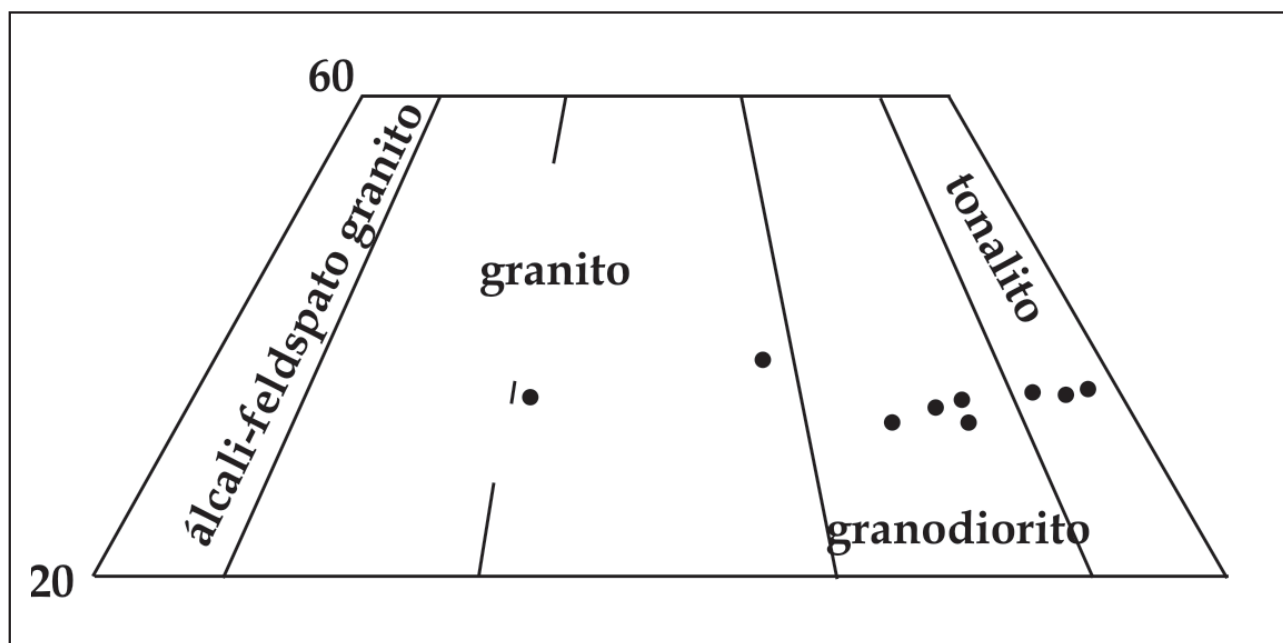


Figura 5.23 – Classificação petrográfica de rochas da Suíte Serra dos Órgãos na Pedreira Pedrinco, área urbana de Nova Friburgo (Tupinambá 1999). O diagrama QAP de Streckeisen (1976) foi modificado para mostrar apenas amostras entre 20 e 60% do componente Q

Negro no Terreno Oriental, o candidato a contaminante são os paragneisses do Grupo São Fidélis.

Suíte Nova Friburgo

Para os granitos desta suíte há com uma análise Sm/Nd realizada por Tupinambá (1999) em granito porfirítico de afloramento isolado do Corpo Nova Friburgo (amostra nf94), que possui $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{Ma})}$ entre 0,707 e 0,708. Os valores isotópicos desta amostra não são correlacionáveis àqueles obtidos para o Complexo Rio Negro e para o Batólito da Serra dos Órgãos: o $\epsilon_{(0,6\text{Ga})}$ de -10,27 o distancia do aspecto juvenil dos gnaisses do CRN e mesmo do SSO. A idade modelo (1,65 Ga) está na faixa das idades de dioritos e gabros do Complexo Rio Negro (Figura 5.24).

Os valores de T_{DM} e $\epsilon_{(0,6\text{Ga})}$ do granito desta suíte poderiam sugerir um processo semelhante ao que ocorreu na SSO. Para que houvesse uma contaminação crustal por metassedimentos ou por ortogneisses paleoproterozóicos, seria de se prever ocorrência

maior de enclaves metassedimentares ou de ortogneisses e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas, o que não ocorre. A maioria dos enclaves são de diorito (Junho 1990), e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são, em algumas amostras da Suíte Nova Friburgo ainda menores (< 0,704) que aquelas encontradas para as rochas do Complexo Rio Negro.

O valor de $f_{\text{Sm/Nd}}$ da amostra (-0,55) é suficientemente alto para se considerar que tenha havido fracionamento do sistema, possivelmente há 600 Ma. Na figura 5.24, a idade modelo com o Duplo Estágio (Sato 1997) passa a ser de 2,1 Ga, fora da faixa das demais rochas do Terreno Oriental analisadas nesta tese (1,3 a 1,8 Ga). Neste caso, o elevado $\epsilon_{(0,6\text{Ga})}$ poderia corresponder a uma residência crustal bem maior para as rochas da Suíte Nova Friburgo em relação ao CRN, SSO e Suíte Cordeiro, sem que haja necessidade de ocorrer assimilação de rochas encaixantes. Portanto, o magmatismo da Suíte Nova Friburgo, ao apresentar uma idade modelo Sm/Nd (em duplo estágio) relativa ao ciclo Transamazônico, não é comparável às demais rochas do Terreno Oriental, em relação à idade da fonte e tempo de residência crustal.

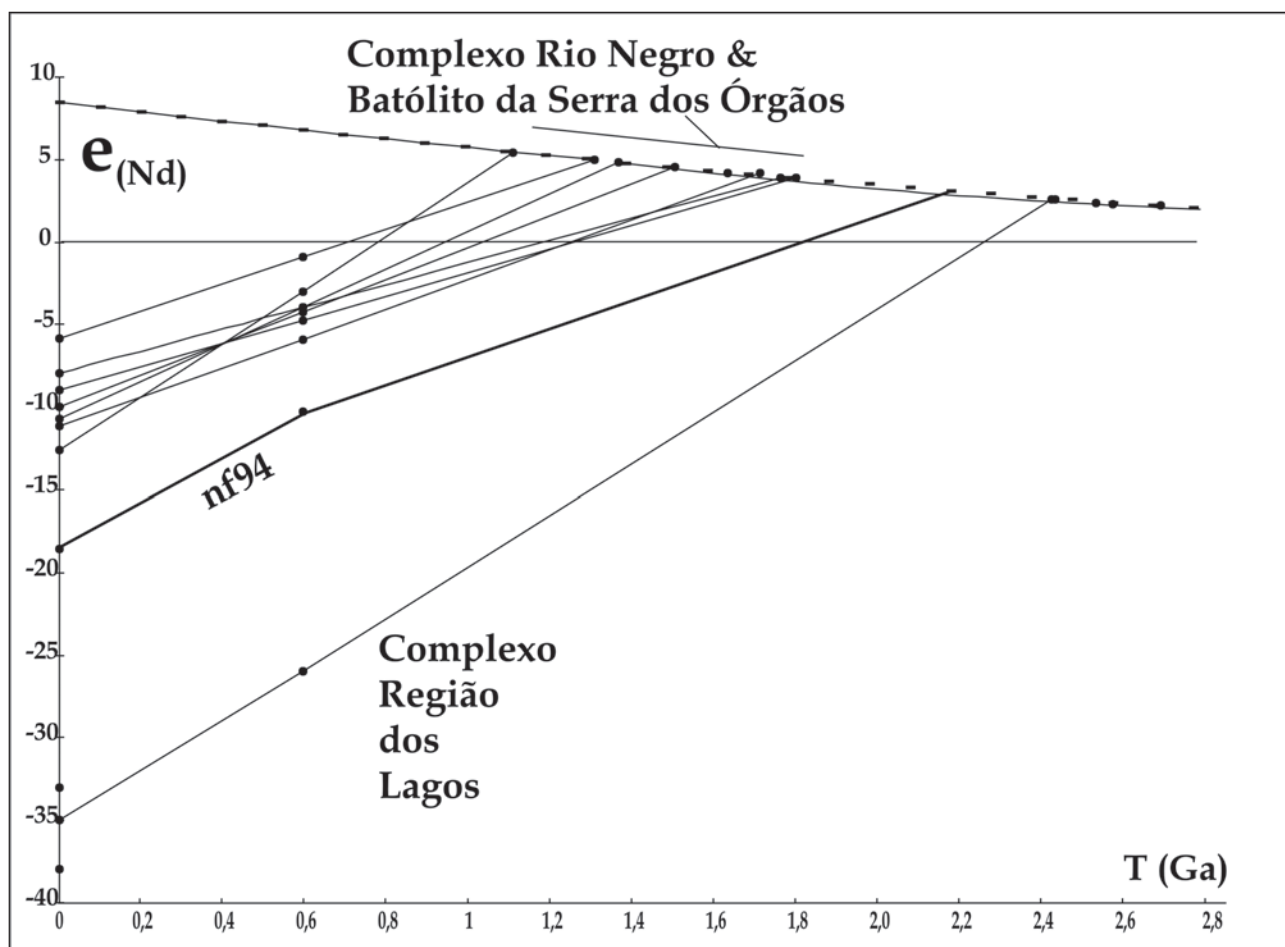


Figura 5.24 – Diagrama de evolução do sistema Sm/Nd para granito da Suíte Nova Friburgo, segundo Tupinambá (1999). Dados isotópicos do Complexo Região dos Lagos de Fonseca (1994). A reta da amostra NF94 foi desenhada em duplo estágio (Sato 1997)

5.3 - Geocronologia U-Pb e Pb-Pb em zircão

Idades U-Pb e Pb-Pb em zircão de rochas da Folha Nova Friburgo foram obtidas por Tupinambá (1999), através de TIMS e de evaporação de zircão, respectivamente (tabelas 5.8 e 5.9).

Complexo Rio Negro

Um gnaisse tonalítico deste complexo foi amostrado e analisado por Tupinambá (1999) na Pedreira do Sr. José Araujo (amostra DB-TUP-30a), 2,0 km a norte da área urbana de Duas Barras (RJ), que estava ativa na época da coleta, em julho de 1996. O gnaisse ocorre como bolsões irregulares em meio a dois tipos de gnaisses graníticos que predominam na pedreira (Figura 4.8).

O Diagrama Concórdia elaborado para quatro frações de zircão da amostra tem um intercepto superior em 634 ± 10 Ma (Figura 5.25). A posição do intercepto superior demonstra que os gnaisses do Complexo Rio Negro se cristalizaram durante o Ciclo Brasileiro. A ausência de zircões herdados também elimina, pelo menos nesta amostra, processos de re-fusão de crosta mais antiga na geração do ortogneisse.

Suíte Cordeiro - Geocronologia Pb-Pb em monocristais de zircão

Duas amostras de leucognaisses desta suíte foram analisadas no Pará-Iso, laboratório do Instituto de Geociências da Universidade do Pará, pelo método Pb-Pb por evaporação de monocristal de zircão (Tupinambá 1999).

Amostra DB-TUP-30A – Amostra proveniente da Pedreira do Sr. José Araujo, 2,0 km a norte da área urbana de Duas Barras. O gnaisse predomina na pedreira, é cortado por gnaisse granítico com granada e contém bolsões de gnaisse tonalítico (Figuras 4.8 e 4.9). Foram utilizados, no cálculo da idade, os dados de 6 cristais de zircão (Figura 5.26). O cristal 2 foi eliminado devido ao elevado erro analítico e por apresentar idades menores que as atingidas pelos outros cristais. O cristal 1 forneceu 2 etapas de evaporação, a 1450°C e a 1500°C com um e dois blocos, respectivamente. O cristal 3 forneceu uma etapa de evaporação a 1500°C . Nessa etapa aproveitou-se somente um bloco, os demais foram eliminados por apresentarem razão $204\text{Pb}/206\text{Pb} > 0,0004$ ou idades inferiores a média. O cristal 4 forneceu 3 etapas de evaporação sendo que somente a etapa a 1450°C foi aproveitada para o cálculo da idade. As demais apresentavam idades inferiores a média calculada sendo eliminadas manualmente. Os cristais 5 e 6 forneceram apenas uma etapa de evaporação cada um, a uma temperatura de 1530°C e 1450°C , respectivamente. O cristal 7 forneceu 2 etapas de evaporação sendo a primeira a 1480°C , com um bloco, e a segunda, a 1550°C , com 5 blocos com idades próximas (597 ± 12 Ma e 583 ± 4 Ma). Esses zircões forneceram uma idade média de 599 ± 5 Ma, com erro em 2σ .

Amostra NF-TUP-3 – Amostra obtida em corte da estrada RJ-130 a oeste de Nova Friburgo, em gnaisse leucocrático diatexitico contendo restitos biotíticos. Para esta amostra foram analisados 10 cristais da fração A e 5 cristais da fração B (Figura 5.27). Para a fração A foram utilizados no cálculo da idade apenas três dos cristais analisados. Os cristais 1, 2, 3, 9 e 10 apresentaram uma baixa emissão de Pb, não sendo possível a sua análise. Os cristais 4 e 5 emitiram Pb suficiente para a análise, entretanto, forneceram idades inferiores às dos demais zircões. O cristal 6 forneceu duas etapas de evaporação, ambas com dois blocos, uma a 1450°C e outra 1500°C , sendo a primeira etapa eliminada do cálculo. O cristal 7 forneceu um bloco de idade a 1450°C . O cristal 8 forneceu duas etapas de evaporação, uma a 1480°C e outra a 1550°C , com idades próximas (590 ± 6 Ma e 591 ± 10 Ma, respectivamente). Esses 3 cristais de zircões forneceram uma idade média de 592 ± 5 Ma (2σ). Para a fração B foram analisados 5 cristais de zircão, sendo que todos foram utilizados no cálculo da idade. Esses zircões forneceram três etapas de evaporação, com excessão do zircão 3, que forneceu 4 etapas. No zircão 1 aproveitou-se apenas a etapa a 1500°C . O zircão 2 forneceu etapas de evaporação com poucos blocos, mas com idades próximas a média calculada. Do zircão 3 aproveitou-se apenas a etapa em 1480°C . O zircão 4 foi o que apresentou melhor resultado analítico, podendo ser aproveitadas as três etapas de evaporação. Finalmente têm-se o zircão 5, do qual foi aproveitada somente a primeira etapa de evaporação, a 1450°C . Esses 5 cristais forneceram uma idade de 588 ± 9 Ma (2σ). Como as idades obtidas para cada uma das frações superpõem-se dentro do intervalo de erro, optou-se por tratar os dados conjuntamente. Obteve-se, assim, uma idade de 589 ± 6 Ma (2σ), considerada como o tempo de cristalização dos zircões analisados da amostra NF-TUP-3.

Suíte Serra dos Órgãos - Geocronologia U-Pb TIMS em zircão

Tupinambá (1999) apresentou o resultado de análises U-Pb TIMS em 8 frações de zircão de duas amostras, realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.

A amostra NF-TUP-2 foi concentrada a partir de um bloco de rocha com mais de 30 kg retirado da frente da Pedreira Pedrinco, na zona urbana de Nova Friburgo. A amostra CO-TUP-25 é proveniente de uma depósitos de tálus imediatamente abaixo do paredão principal da Pedra da Santa Teresa, município de Bom Jardim, na borda oeste da Folha Casimiro de Abreu, adjacente à esta folha.

Os resultados obtidos se encontram nas figuras 5.28 e 5.29, em diagramas Concórdia elaborados a partir dos dados analíticos. As frações de zircão foram separadas pela diferença de susceptibilidade

Tabela 5.8 - Resultados analíticos no método U-Pb em zircão obtidos nos laboratórios do CPGeo, do Instituto de Geociências, USP (Tupinambá 1999)

FRACTION	SAMPLE WEIGHT (g)	CONCENTRATION U (ppm)	Pb (ppm)	OBSERVED $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	ATOMIC RATIOS $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	ATOMIC RATIOS $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	ATOMIC RATIOS $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	AGES $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	AGES $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	AGES $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$
Gnaise do Complexo Rio Negro - Pedreira Duas Barras										
M (- 1) B	0.00047	171.44	17.83	1092.3	0.0963941	0.807178	0.060732	593	601	630
M (- 2) B	0.00210	35.64	3.87	1068.9	0.099918	0.837848	0.0608164	614	618	633
M (- 3) B	0.00054	292.88	27.82	1912.4	0.0897047	0.750674	0.0606925	554	569	629
M (- 4) B	0.00279	58.02	6.10	1863.6	0.0987445	0.831593	0.0610797	607	615	642
Batólito da Serra dos Órgãos – Pedreira Pedrinco										
M (- 2) B	0.00139	638.13	53.42	1269.20	0.078832	0.649029	0.0597118	489	508	593
M (- 3) B	0.00080	870.03	74.19	1834.19	0.0824872	0.676249	0.0594592	511	525	584
M (- 4) CS	0.00102	113.46	10.85	679.26	0.0888782	0.721919	0.589104	549	552	564
M (- 4) C	0.00101	149.51	23.47	134.65	0.1044776	0.86876	0.0603088	641	635	615

1: M - magnetic fractions, numbers in parentheses indicated the tilt used on Frantz separator at 1.5 amp. current; AA - air abraded; B- brown zircon, C-clear transparent prismatic zircon

2: Total U and Pb concentrations corrected for analytical blank

3: Not corrected for blank or non-radiogenic Pb

4: Radiogenic Pb corrected for blank and initial Pb; U corrected for blank;

5: Ages given in Ma using Ludwig isoplot program (1993), decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977).

Tabela 5.9 - Resultados analíticos no método Pb-Pb por evaporação em zircão obtidos nos laboratórios do Pará-Iso, do Instituto de Geociências da Universidade do Pará (Tupinambá 1999)

DB-TUP-30a										
Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	²⁰⁴ Pb/	2s	²⁰⁸ Pb/	1s	(²⁰⁷ Pb/	2s	Idades	2s
			²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb) c			
GG1/1	1	18	0,000087	18	0,0995	8	0,0597	8	594	28
	2	36	0,00025	72	0,1716	236	0,0599	8	600	28
GG1/2	*1	18	0,000313	30	0,057	6	0,0572	6	500	15
	*2	36	0,000327	48	0,1313	4	0,0585	13	547	49
GG1/3	1	90	0,00015	18	0,107	16	0,0596	6	588	22
GG1/4	1	90	0,000046	6	0,0628	2	0,0599	2	600	4
	*2	90	0,000042	6	0,1021	16	0,0576	6	516	22
	*3	90	0,000149	6	0,1527	124	0,0546	20	396	86
GG1/5	1	90	0,000034	4	0,1371	4	0,0602	2	611	8
GG1/6	1	54	0,000036	20	0,0729	14	0,0599	0	600	4
GG1/7	1	18	0,000144	18	0,0358	2	0,0598	6	597	24
	2	90	0,00007	6	0,0914	4	0,0594	2	583	8
Razões Utilizadas:		378					Média Final:		599	5
NF-TUP-3 fração A										
Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	²⁰⁴ Pb/	2s	²⁰⁸ Pb/	2s	(²⁰⁷ Pb/	2s	Idade (Ma)	2s
			²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb) c			
TUP3/A4	*1500	90	0,000042	6	0,129	12	0,051	2	241	6
TUP3/A5	*1450	90	0,00005	6	0,0575	8	0,0555	8	433	30
	*1480	18	0,000068	4	0,1223	6	0,0524	4	302	18
	*1550	90	0,00006	4	0,1269	36	0,0536	14	356	46
TUP3/A6	*1450	36	0,000099	10	0,0795	8	0,0587	2	555	8
	1500	36	0,000123	18	0,1689	4	0,0597	4	591	14
TUP3/A7	1450	18	0,000053	42	0,1042	16	0,0599	8	601	28
TUP3/A8	1480	90	0,000017	6	0,0803	4	0,0596	2	590	8
	1550	54	0,000032	12	0,1191	20	0,0597	2	594	8
Razões Utilizadas:		198					Idade Média:		592	5
NF-TUP-3 fração B										
Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	²⁰⁴ Pb/	2s	²⁰⁸ Pb/	2s	(²⁰⁷ Pb/	2s	Idade (Ma)	2s
			²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb) c			
TUP3B/1	*1450	90	0,00023	8	0,0834	10	0,0506	10	222	46
	1530	90	0,000094	6	0,1393	2	0,0592	2	574	8
	*1550	90	0,000248	26	0,1638	14	0,0566	6	478	20
TUP3B/2	*1480	18	0,000059	84	0,0403	18	0,0512	56	252	124
	1500	36	0,000047	6	0,0853	6	0,0591	6	570	24
	1550	36	0,000081	16	0,1404	8	0,0595	4	584	14

Tabela 5.9 - continuação

NF-TUP-3 fração B										
Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/$	2s	$^{208}\text{Pb}/$	2s	$(^{207}\text{Pb}/$	2s	Idade (Ma)	2s
			^{206}Pb		^{206}Pb		$^{206}\text{Pb})$ c			
TUP3B/3	*1450	72	0,000016	6	0,0885	50	0,0557	10	440	12
	1480	100	0,000006	6	0,124	4	0,06	2	603	4
	*1520	90	0,00001	6	0,1193	40	0,056	12	453	14
	*1550	90	0,000005	4	0,12	42	0,0541	14	375	14
TUP3B/4	1450	90	0,000097	4	0,0764	6	0,0595	2	587	8
	1500	90	0,000066	8	0,1163	4	0,0593	2	580	6
	1550	90	0,000056	6	0,1136	2	0,0594	2	581	6
TUP3B/5	1450	90	0,000085	4	0,1137	6	0,0593	2	577	6
	*1500	90	0,000081	6	0,1109	4	0,0586	2	553	12
	*1550	90	0,000078	8	0,1344	16	0,0572	2	498	12
Razões Utilizadas:		450					Idade Média:		588	9
CO-TUP-13										
Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/$	2s	$^{208}\text{Pb}/$	2s	$(^{207}\text{Pb}/$	2s	Idade (Ma)	2s
			^{206}Pb		^{206}Pb		$^{206}\text{Pb})$ c			
TUPI3/3	1450	18	0,000202	68	0,1589	8	0,0586	10	552	40
TUPI3/4	1450	72	0,000118	18	0,0987	24	0,0594	4	582	12
TUPI3/5	*1450	18	0,00039	44	0,0832	15	0,0611	3	429	28
	#1500	18	0,000411	28	0,1988	12	0,0512	6	251	26
Razões Utilizadas:		72					Idade Média:		580	17

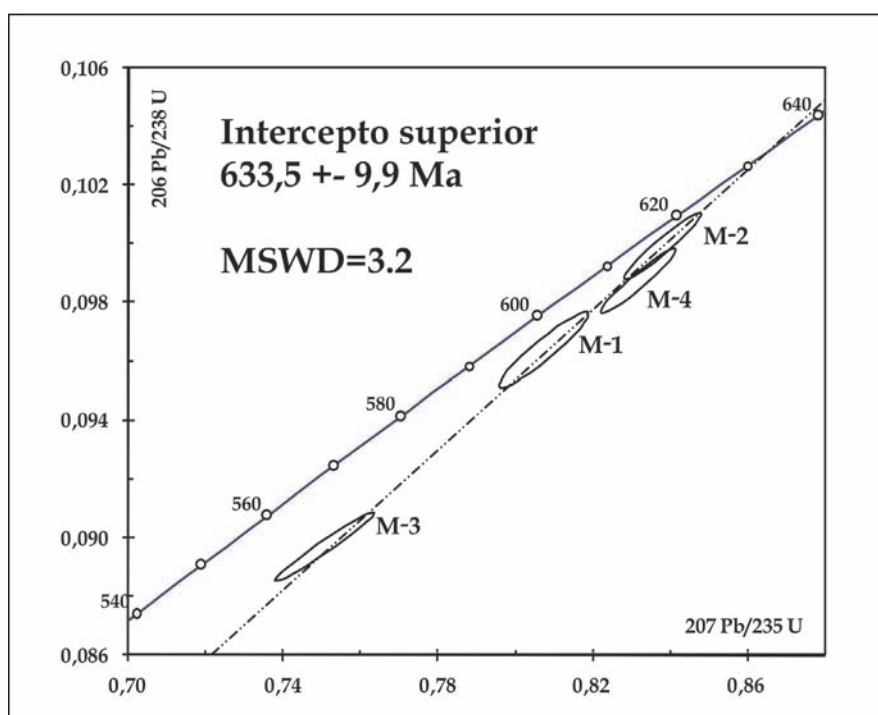


Figura 5.25– Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra DB-TUP-30A, de tonalito gnaisse do Complexo Rio Negro (Tupinambá 1999)

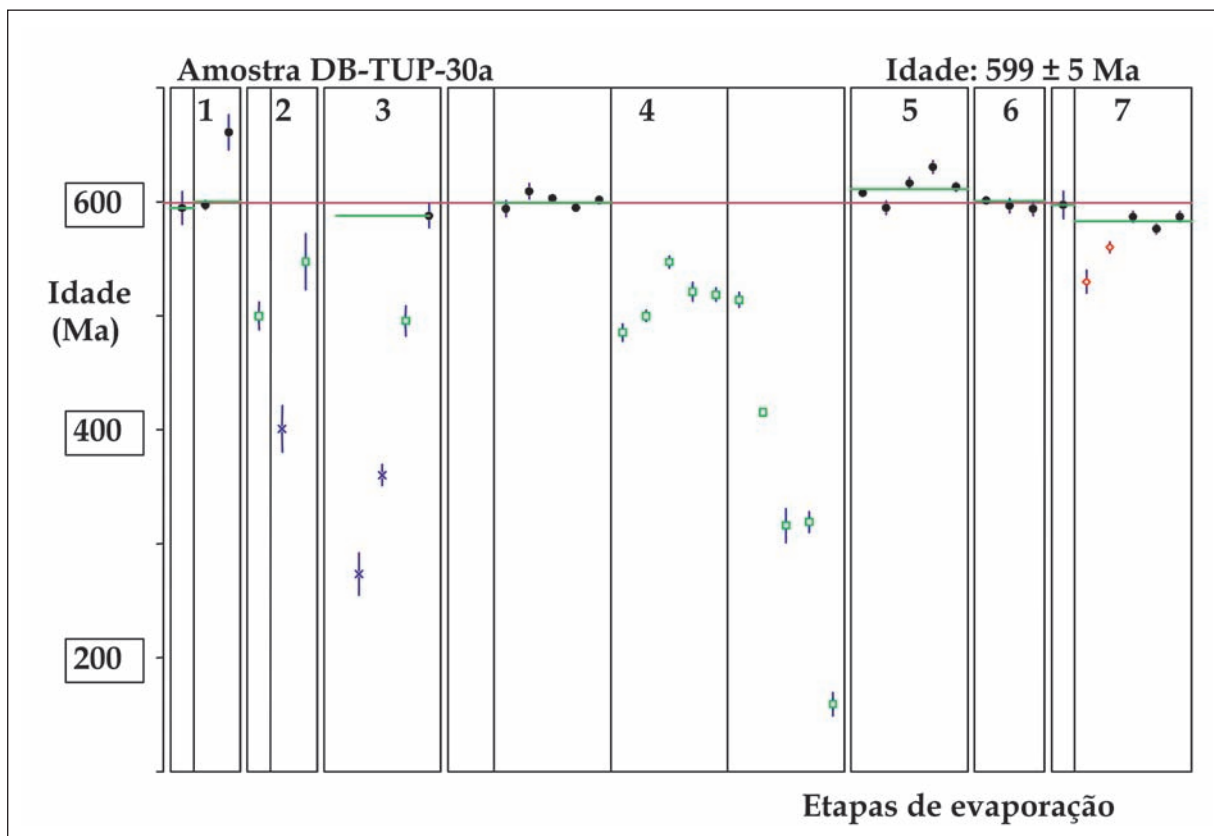


Figura 5.26 – Idade versus Etapas de evaporação de 7 cristais de zircão da amostra da Suíte Cordeiro (DB-TUP-30a) (Tupinambá 1999). Círculo cheio - bloco válido de razões isotópicas; Barra vertical - desvio analítico a 2,5 σ ; "X" - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Losango - bloco eliminado por apresentar desvio superior a 2,5 σ

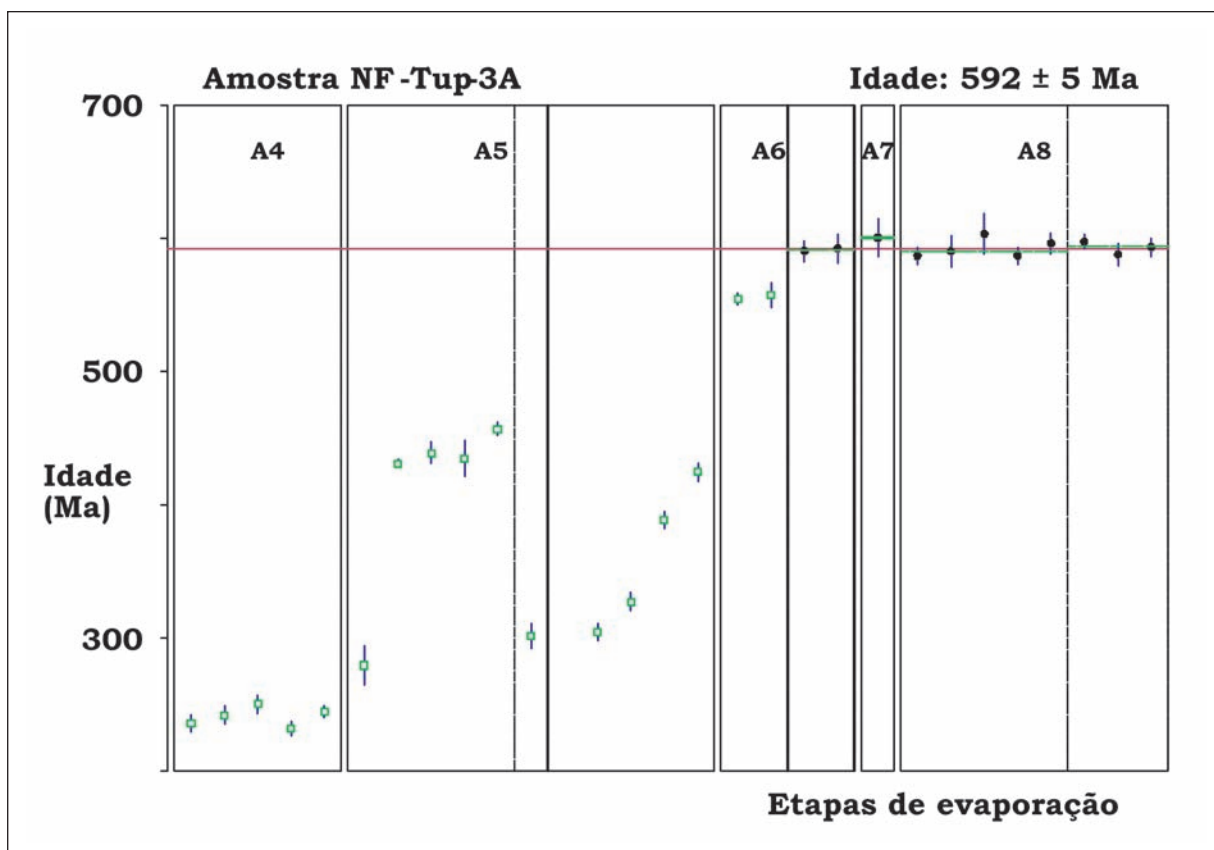


Figura 5.27 – Idade versus Etapas de evaporação de 5 cristais de zircão da amostra da Suíte Cordeiro (NF-TUP-3) (Tupinambá 1999). Legenda na figura anterior

de magnética. Na amostra NF-TUP-2 a fração M-4 é composta por tipos diferentes de zircão neoformado, assim como a fração M-5 da amostra CO-TUP-25. Nas demais frações, procurou-se separar o tipo comum de zircão encontrado: tamanho grande (até 3:1), amarelado, com inclusões de rutilo (?) e opacos.

A idade obtida por este método nas duas amostras está situada no intervalo entre 546 e 560 Ma. Na Pedreira Pedrinco a idade é obtida no intercepto superior da Discórdia, não havendo sinais de herança em zircão. Na amostra da Pedra da Santa Teresa a situação é inversa – a idade é calculada pelo intercepto inferior, e o intercepto superior da Discórdia fornece a idade de 1.378 Ma, com erro elevado. Neste caso, a herança é evidente. Delhal et al (1969) observaram este fato, ao analisar zircões de afloramento em Bom Jardim, em sua amostra 47.

A ocorrência de zircão herdado é mais um argumento para caracterizar a contribuição crustal na formação do magma da SSO, assim como a presença de diatexitos com enclaves metassedimentares no contato e a dispersão dos dados geoquímicos (Tupinambá 1999). A idade do intercepto superior revela que a fonte crustal do magmatismo estaria representada por: a) rochas ígneas ou metamórficas do Ciclo

Transamazônico; b) sedimentos resultantes da erosão destas rochas, depositados entre 1,8 Ga e 0,6 Ga.

Suíte Serra dos Órgãos - Geocronologia Pb-Pb em monocristal de zircão

A amostra CO-TUP-13 foi coletada na Pedreira de Banquete, município de Bom Jardim, na borda oeste da Folha Casimiro de Abreu, adjacente à esta folha. A amostra foi analisada no laboratório Pará-Isso, da UFPA, pelo método Pb/Pb em monocristal de zircão (Tupinambá 1999).

Foram analisados nove cristais de zircão, sendo que somente três emitiram suficiente chumbo para análise, o que resultou em alguns blocos que definiram uma idade (Figura 5.30). O cristal que apresentou melhores resultados foi o de no 4, que forneceu 4 blocos de razões isotópicas. O cristal 3 forneceu somente um bloco de razões. Esses cristais forneceram uma idade média de 580 ± 17 Ma (2σ). O elevado erro analítico deve-se principalmente ao reduzido número de blocos e também a baixa intensidade do sinal de Pb durante as análises.

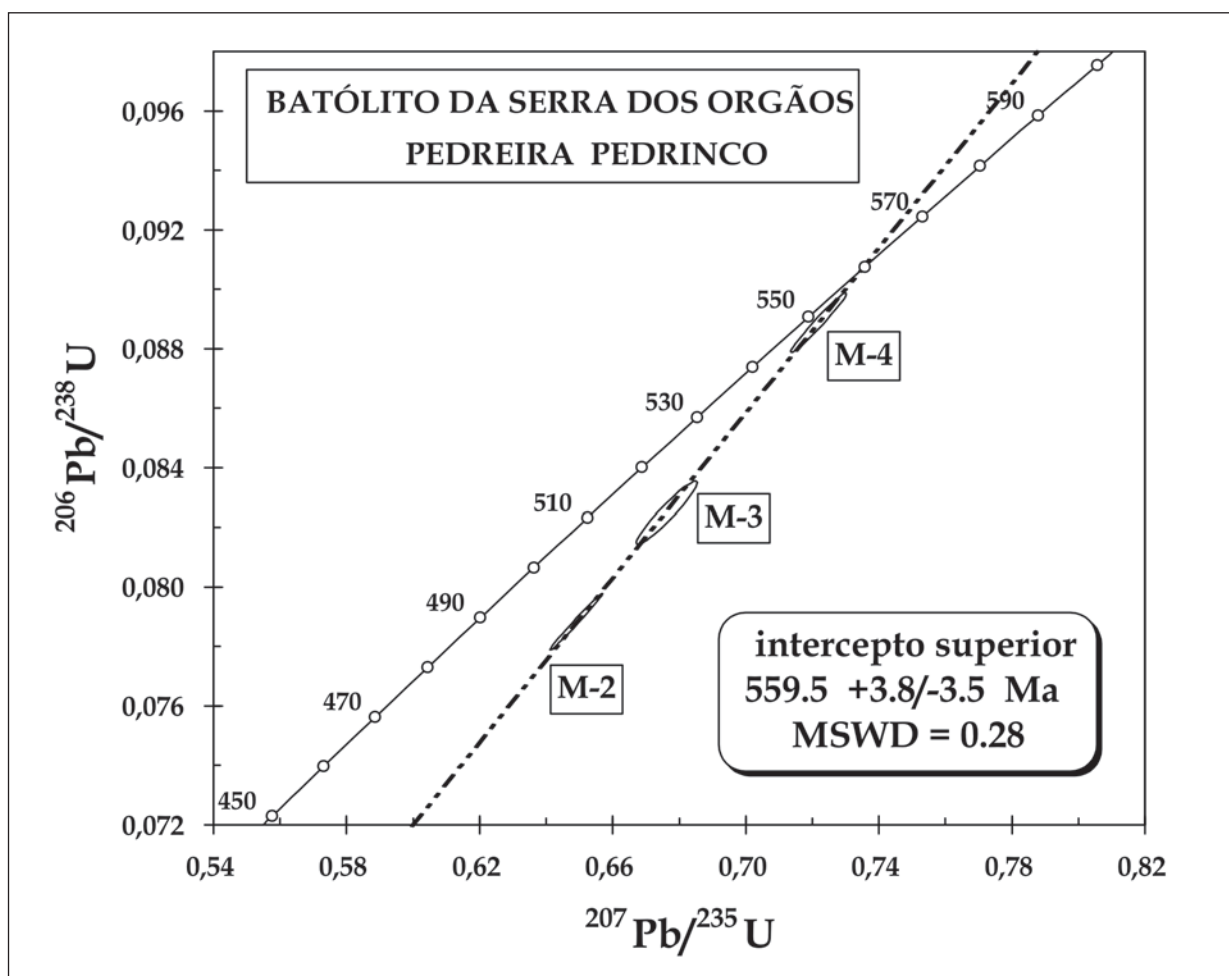


Figura 5.28 – Diagrama Concórdia de amostra da Suíte Serra dos Órgãos (NF-TUP-2) coletada na Pedreira Pedrinco, em Nova Friburgo (Tupinambá 1999)

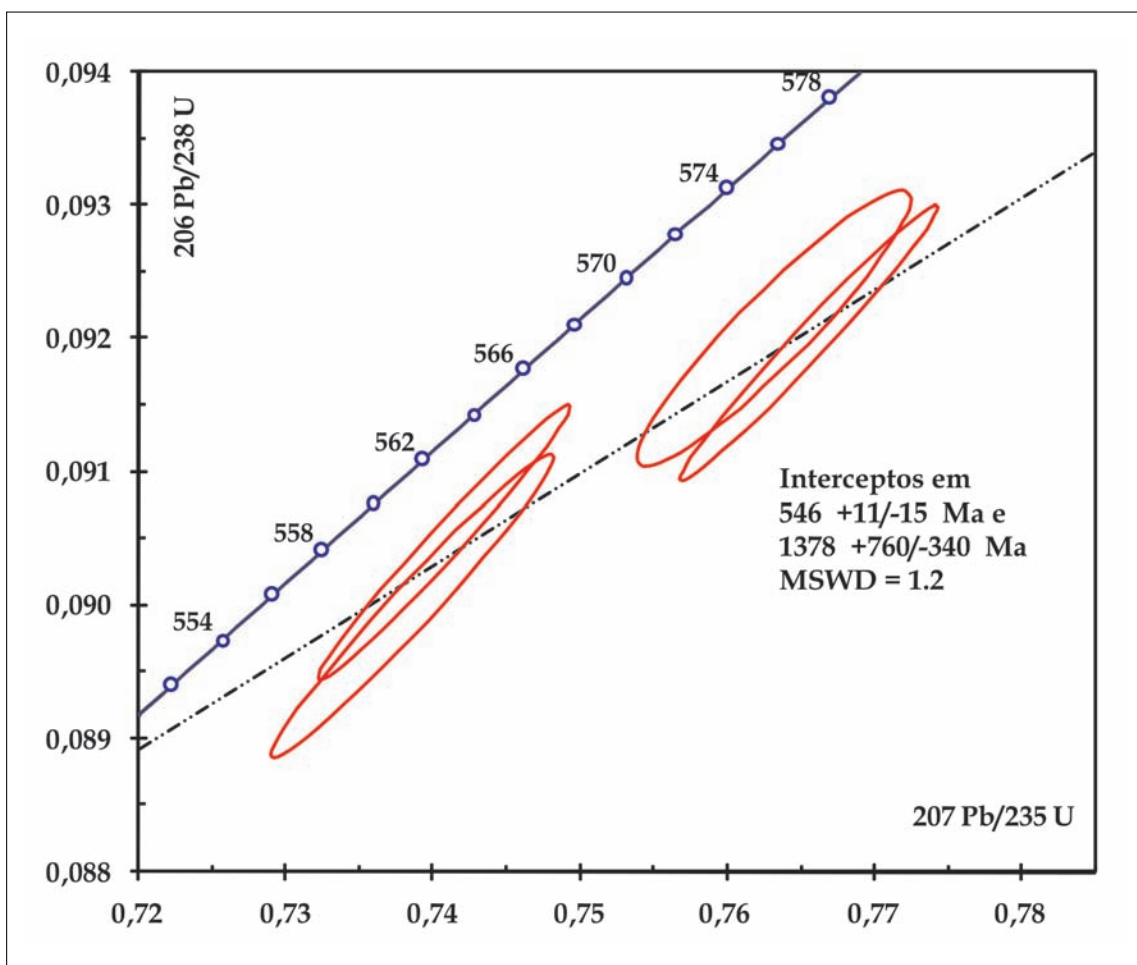


Figura 5.29 - Diagrama Concórdia de amostra da Suíte Serra dos Órgãos (CO-TUP-25), da Pedra da Santa Teresa, em Bom Jardim (Tupinambá 1999)

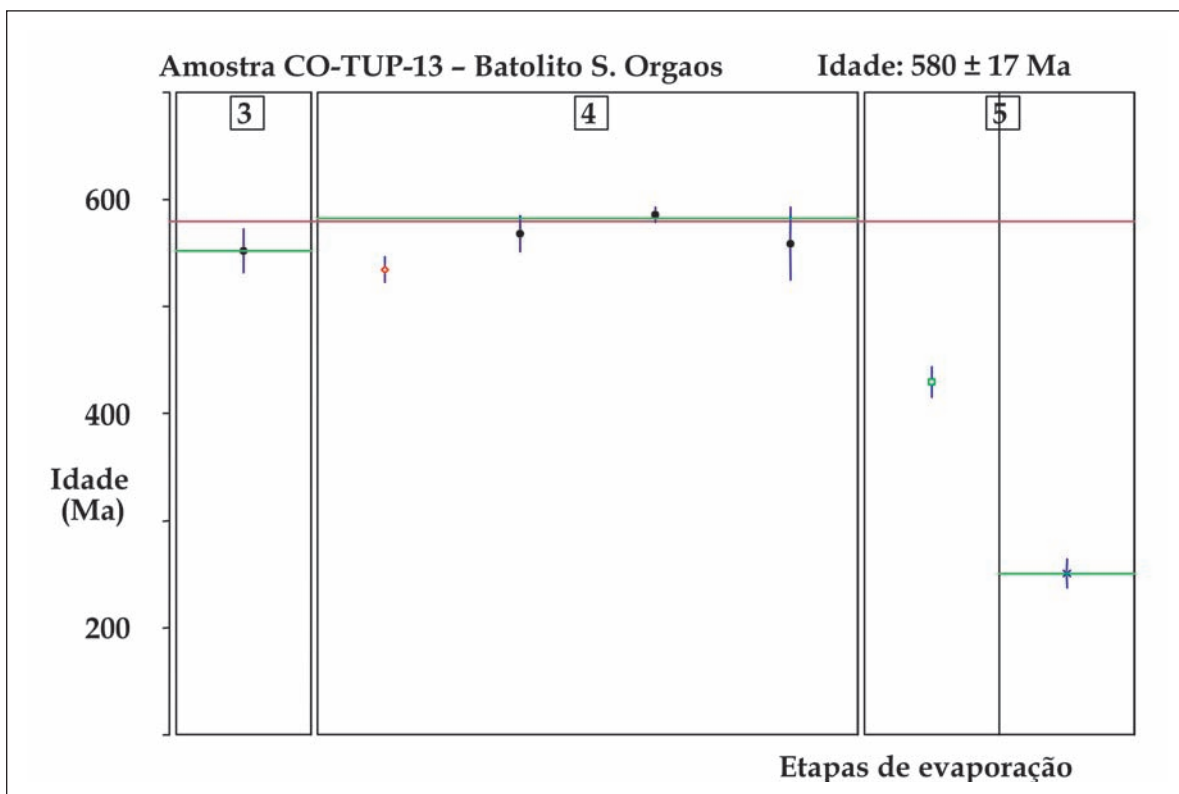


Figura 5.30 - Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) de 3 cristais de zircão da amostra CO-TUP-13, da Suíte Serra dos Órgãos (Tupinambá 1999). Círculo cheio - bloco válido de razões isotópicas; Barra vertical - desvio analítico a 2,5 σ ; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Losango - bloco eliminado por apresentar desvio superior a 2,5 σ

6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Nos capítulos anteriores foram fornecidas características petrográficas e de campo, a litogeoquímica, a geocronologia e a geoquímica isotópica das rochas da Folha Nova Friburgo. Esta folha é ocupada, em sua maior parte, pelo Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Neste capítulo os resultados apresentados são integrados de forma a consolidar um modelo evolutivo para o Terreno Oriental que contemple etapas de formação de um orógeno. Grande parte deste texto está baseada nas conclusões de Tupinambá (1999). As etapas evolutivas do Terreno Ocidental e de suas unidades estratigráficas são descritas nas notas explicativas das folhas adjacentes, como Santo Antônio de Pádua e Itaperuna.

Para a reconstituição evolutiva para a Folha Nova Friburgo é preciso levar em conta a cronologia relativa entre as rochas nela contidas, baseada em relações intrusivas, presença de xenólitos (Figuras 6.1, 6.2 e 6.3), processos de assimilação e grau relativo de deformação macro e microscópica:

- os paragneisses do Grupo São Fidélis são intrudidos por todos os tipos magmáticos encontrados no Terreno Oriental; no Terreno Ocidental, os paragneisses do Grupo Andrelândia são intrudidos por ortogneisses da Suíte Rio Turvo e tem contatos tectônicos com ortogneisses da Suíte Anta e paragneisses do Complexo Paraíba do Sul.
- os gnaisses dos complexos Rio Negro e Trajano de Moraes representam o magmatismo mais velho $\gamma 1$, porque são intrudidos por todos os ortogneisses das demais suítes.
- os gnaisses das suítes $\gamma 1-2$ (Imbé) e $\gamma 2$ (Cordeiro) mostram relações intrusivas com rochas do Complexo Rio Negro e com metassedimentos do Grupo São Fidélis; mantém contatos abruptos e discordantes, mas não tectônicos, com gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos.



Figura 6.1 – Enclave mesocrático de gnaisse à biotita e horblenda (Complexo Rio Negro), de contornos irregulares, incluso em gnaisse da Suíte Serra dos Órgãos. Representa do Rio Grande em Riograndina

- as rochas da Suíte $\gamma 3$ Serra dos Órgãos contém xenólitos de gnaisses do Complexo Rio Negro e são intrudidas por granitos $\gamma 6$ da Suíte Nova Friburgo.
- os granitos $\gamma 6$ da Suíte Nova Friburgo não apresentam deformação interna e contém xenólitos de paragneisses e de gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos.

A geocronologia das rochas da Folha Nova Friburgo fornece uma base de dados compatível com as idades de eventos tectônicos e magmáticos ao longo da Faixa Ribeira (figura 6.4). Os resultados cronológicos para a folha, com intervalo de erro e método de análise estão dispostos na Figura 6.5. O conjunto de idades permite reconstituir a seguinte história geológica:

- uma fase de magmatismo pré-colisional com idades maiores que 600 Ma, podendo atingir até 660 Ma, denominado de Arco Magmático Rio Negro (Heilbron et al. 2004);



Figura 6.2 – Enclaves retangulares, de contatos bem definidos, de paragneisse laminado (Grupo São Fidélis?) em meio a granito porfirítico do Corpo Nova Friburgo, na base do Maciço da Caledônia. Leito de rio adjacente à antigo traçado da RJ-116 em Teodoro de Oliveira

- um período de migmatização generalizada e formação de leucogranitos em torno de 600 Ma; no Terreno Ocidental este período foi o palco de um forte metamorfismo sin-colisional M1, que atingiu até a fácies granulito; na Faixa Ribeira Setentrional ocorreu magmatismo enderbítico a tonalítico nesta mesma idade, conhecido como Arco Rio Doce;
- uma retomada do magmatismo de arco entre 580 e 550 Ma, cujo maior representante é a Suíte Serra dos Órgãos;
- um longo período de plutonismo pós-colisional, entre 540 e 480 Ma.

O ambiente tectônico dos estágios de evolução magmática determinados pela geocronologia são bem discriminados através da litogeoquímica (Tupinambá 1999). No diagrama R1x R2 (figura 6.6a), as amostras do Complexo Rio Negro se distribuem em quase todo o campo dos granitos pré-colisionais, dos mais primitivos ao mais evoluídos. O Suíte Serra dos Órgãos se alinha neste campo somente no trecho mais evoluído. Um subgrupo de amostras desta suite parte do campo tardi-colisional e vai se superpôr à Suite Cordeiro na posição de granitos sin-colisionais (figura 6.6a). Os granitos da Suíte Nova Friburgo se distribuem no campo dos granitos pós-orogênicos, juntamente com algumas amostras da Suíte Serra dos Órgãos (figura 6.6b). Nos diagramas elaborados a partir dos critérios compilados por Arvin & Rosta-

mizadeh (1997), verifica-se marcante separação entre os gnaisses do Complexo Rio Negro CRN e Suíte Serra dos Órgãos, em diferentes tipos de arco magmático (figura 6.6c,d).

O diagrama de evolução do Sr da figura 6.7 evidencia que os gnaisses do Complexo Rio Negro e os granitos da Suíte Nova Friburgo não receberam influência isotópica de crosta paleoproterozóica (ao menos neste sistema isotópico) em sua gênese e evolução. As rochas da Suíte Serra dos Órgãos teriam sido influenciadas por um embasamento de composição análoga ao Complexo Quirino. De uma forma geral, o diagrama confirma que o magmatismo no Terreno Oriental da Faixa Ribeira recebeu pouca influência de uma crosta paleoproterozóica. Esta hipótese é reforçada pelos resultados Sm/Nd. As retas de evolução das rochas da Folha Nova Friburgo (figura 6.8) se distanciam da reta do embasamento Paleoproterozóico. Os valores de ϵ_{Nd} da época de cristalização dos tipos magmáticos chega a $-0,9$, demonstrando o caráter juvenil do magmatismo.

Com a reconstituição do arco magmático, a seção geológica do Cráton de São Francisco à região serrana do Rio de Janeiro, apresenta, de noroeste para sudeste:

- sedimentos autóctones de uma margem continental passiva, com a bacia marginal Andrelândia (Paciullo et al 1988) e um embasamento granito gnáissico da crosta atenuada do Cráton do São Francisco (Figura 6.9);



Figura 6.3 – Enclave de gnaisse da Suíte Serra dos Órgãos em granito equigranular de grão médio do Corpo Nova Friburgo, em pedra na localidade de Campo do Coelho

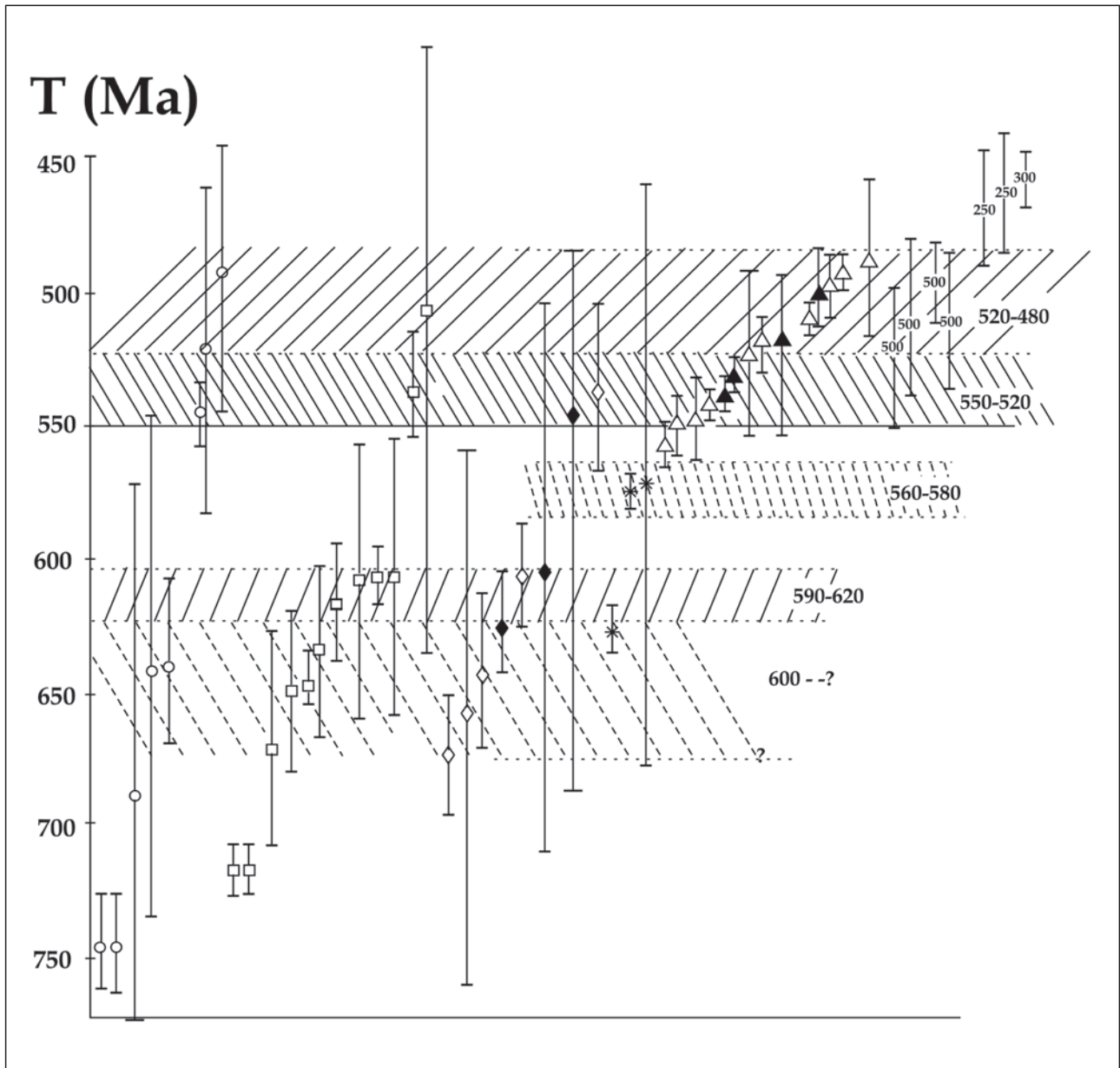


Figura 6.4- evolução geológica do Terreno Costeiro da Faixa Ribeira, com base em idades U/Pb e Rb/Sr disponíveis na literatura (Tupinambá 1999); círculos: paragneisses e migmatitos com paleossoma metassedimentar; quadrados: ortogneisses ou migmatitos com paleossoma diorítico e mesossoma tonalítico; losangos: migmatitos graníticos e leucogranitos; asterisco: Suite Serra dos Órgãos; triângulos: granitos pós-tectônicos; 500 -- idade K/Ar em hornblenda; 250 -- idade K/Ar em biotita; 300 -- isócrona mineral Rb/Sr. símbolos em negro: idade U/Pb; símbolos vazados: idades Rb/Sr

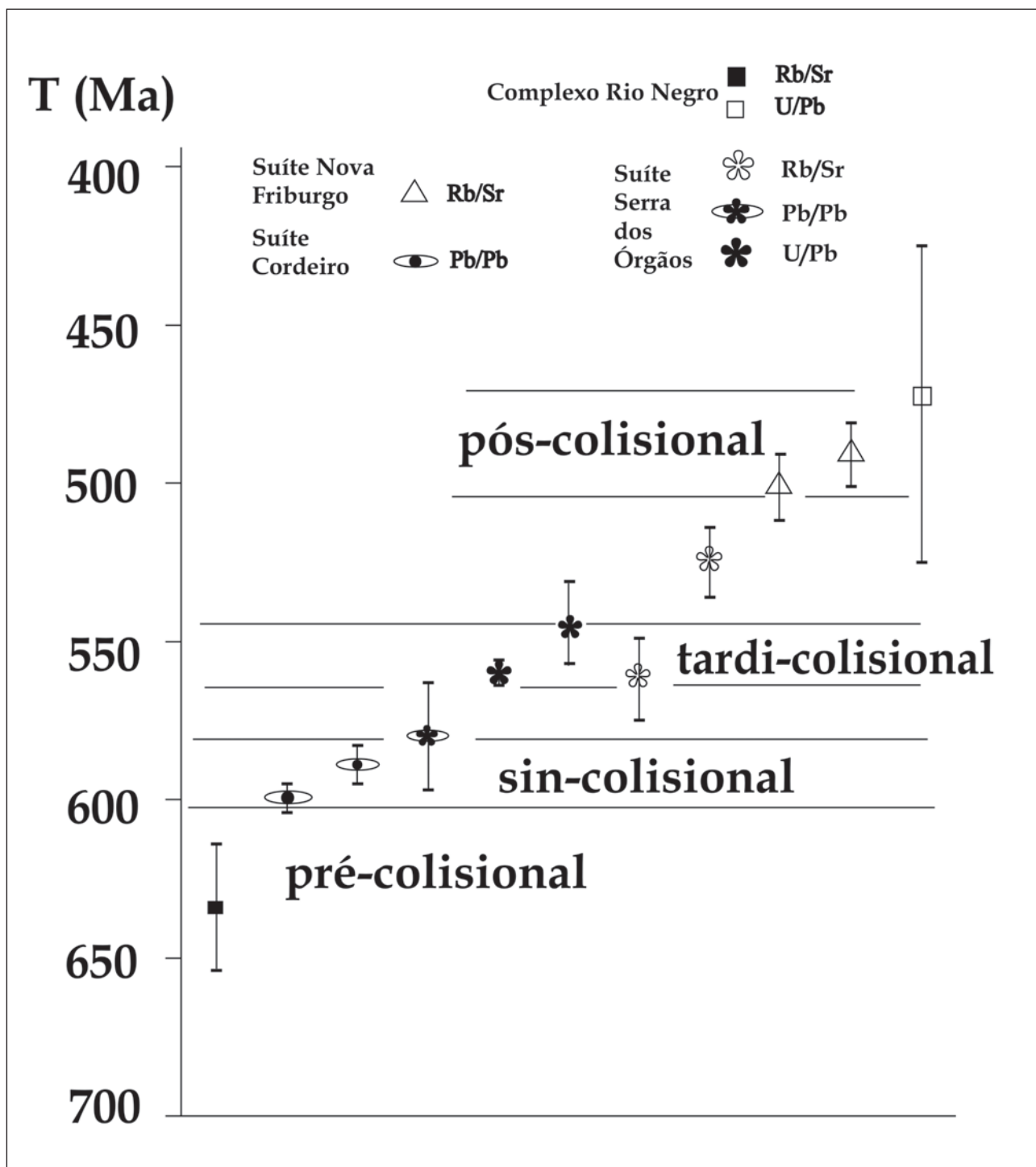


Figura 6.5 - Distribuição das idades radiométricas da Folha Nova Friburgo (Tupinambá 1999). As fases evolutivas do orógeno estão também figuradas

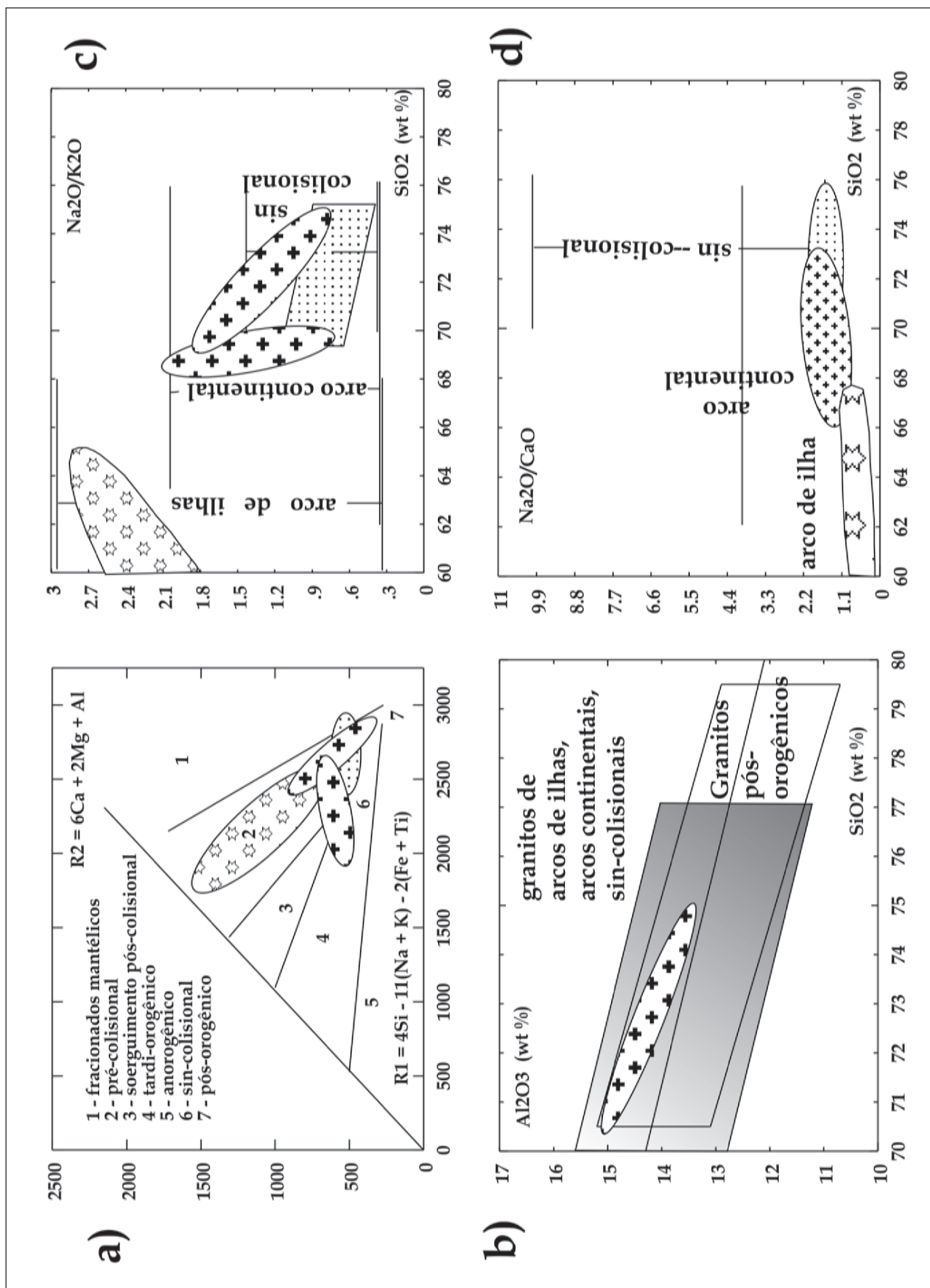


Figura 6.6 - diagramas de discriminação tectônica para as rochas analisadas por Tupinambá (1999): a) $R1 \times R2$, de Batckelor & Bowden (1982); b) Maniar & Picolli (1989); c) parâmetros de Arvin & Rostamizadeh (1997). Estrelas: Complexo Rio Negro; Cruzes: Suíte Serra dos Órgãos; Pontos: Suíte Cordeiro; Sombreado: Suíte Nova Friburgo

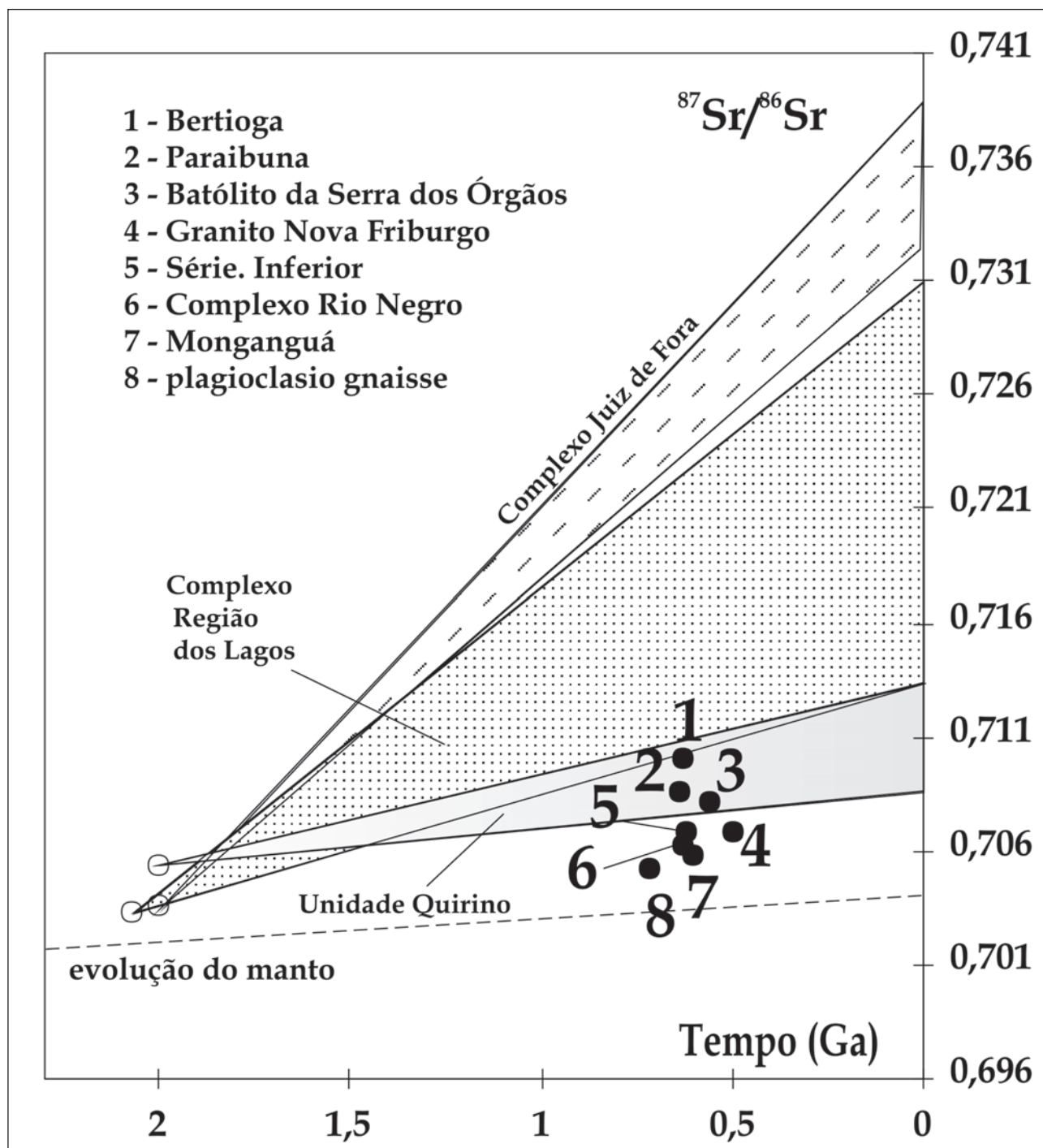


Figura 6.7 – Diagrama de evolução do Sr (Tupinambá 1999) evidenciando caráter juvenil dos ortognaisses do Complexo Rio Negro (6) e dos granitos da Suíte Nova Friburgo (4); os demais gnaisses podem ter recebido a contribuição de um embasamento Paleoproterozóico como o Complexo Quirino, que ocorre no Domínio Paraíba do Sul. 1,2 e 7, gnaisses do litoral Norte de São Paulo (Tassinari 1988); 5 e 8: ortognaisses da cidade do Rio de Janeiro (Fonseca 1986)

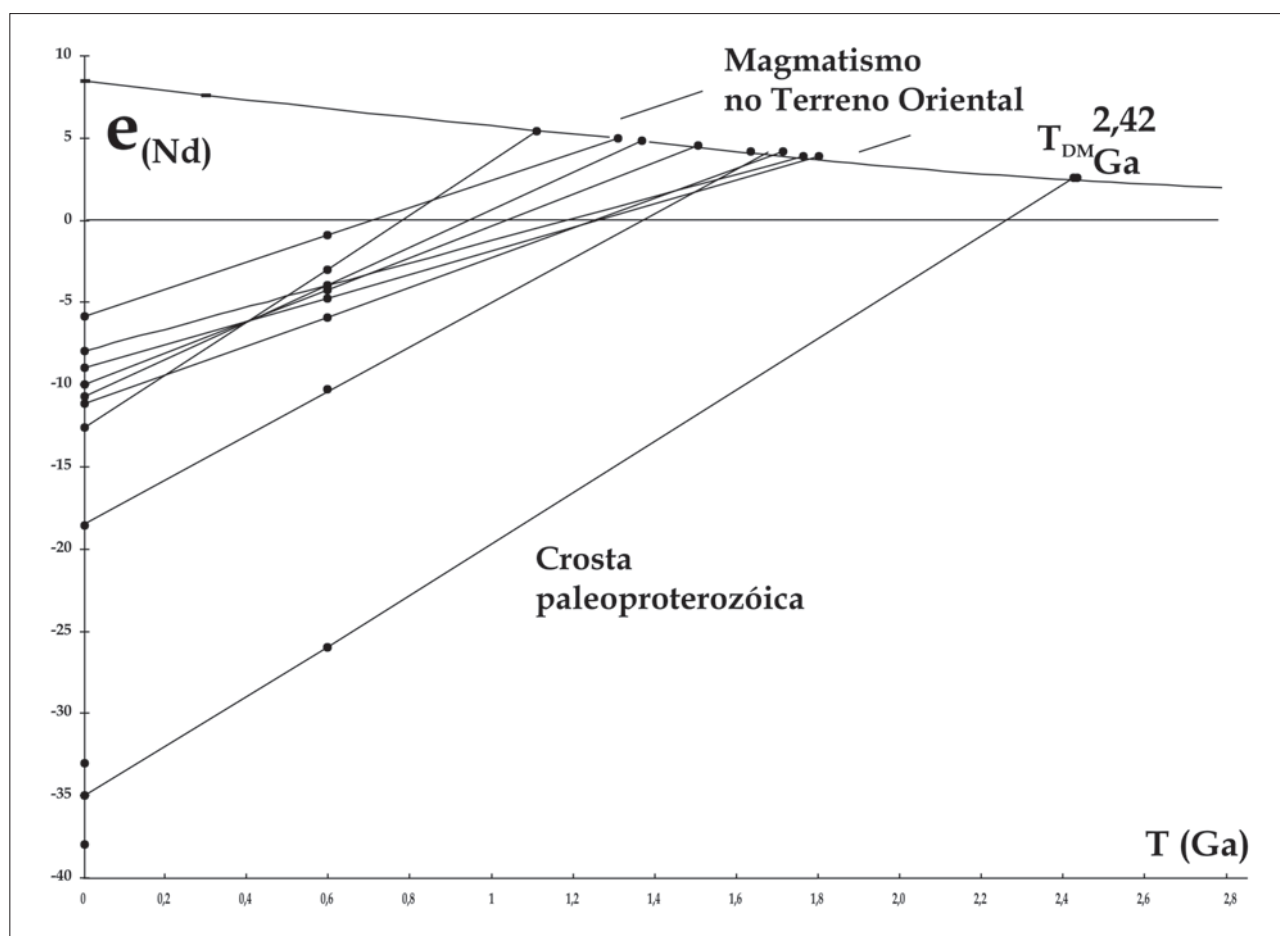


Figura 6.8 - Diagrama de evolução do sistema Sm/Nd para as rochas da Folha Nova Friburgo (Tupinambá 1999). Dados isotópicos do embasamento paleoproterozóico (Complexo Região dos Lagos) de Fonseca (1999)

- um domínio tectônico onde a cobertura sedimentar se dobra juntamente com seu embasamento, com vergência para o cráton (Domínio Anckelândia, Heilbron et al 1995);
- um domínio tectônico onde a cobertura se destaca do embasamento e os dois se imbricam tectonicamente (Domínio Juiz de Fora, Heilbron et al 1995);
- um domínio tectônico recobrendo o Domínio Juiz de fora, cuja raiz ainda não foi reconhecida (a -Klippe Paraíba do Sul, Heilbron et al 1999);
- o Terreno Oriental, com sedimentos de forearc e magmatismo pré-, sin-, tardi- e pós- colisional (os domínios b-d correspondem ao Terreno Ocidental da Faixa Ribeira, e estão intrudidos por intenso magmatismo sin- a tardi-colisional).

A disposição dos ambientes tectônicos ao longo da seção aponta para uma margem ativa no sítio onde hoje se encontra o Terreno Oriental (Figura 6.10). Esta margem teria se aproximado das bacias marginais do continente sanfranciscano, trazendo consigo o Arco Rio Negro e seu forearc.

A colisão se produziu pela chegada, na zona de subducção, da crosta atenuada da margem con-

tinental do paleocontinente do São Francisco. Devido à sua alta fluatibilidade, a margem resistiria ao afundamento, diminuindo a velocidade do processo e modificando de distensional para compressional o regime de stress da região de forearc (Charlton 1997). O intervalo entre a fossa e o arco iria encurtando até que o embasamento do arco aportasse na margem passiva do Terreno Ocidental, gerando complicadas estruturas com pelo menos duas fases de dobramento e geração de zonas de cisalhamento transpressionais (Figura 6.11).

A Folha Nova Friburgo encontra-se cortada por mais de uma dezena de zonas de cisalhamento dúcteis-rupteis transtracionais de direção noroeste. Os blocos gerados por estas estruturas formam um conjunto de graben e horsts típicos de ambiente distensional. Os corpos graníticos da Suíte Nova Friburgo, com sua forma de lacólitos e sills, tem seus condutos localizados ao longo destas estruturas e se cristalizaram entre 500 e 490 Ma na forma de lacólitos e soleiras, formas próprias de crosta superior. A geração deste granitos ocorreu durante o colapso tectônico do orógeno. Associada a este colapso, a sobrelevação das isothermas da astenosfera e da própria litosfera propiciou a ascensão de líquidos magmáticos com fonte mantélica (Figura 6.12).

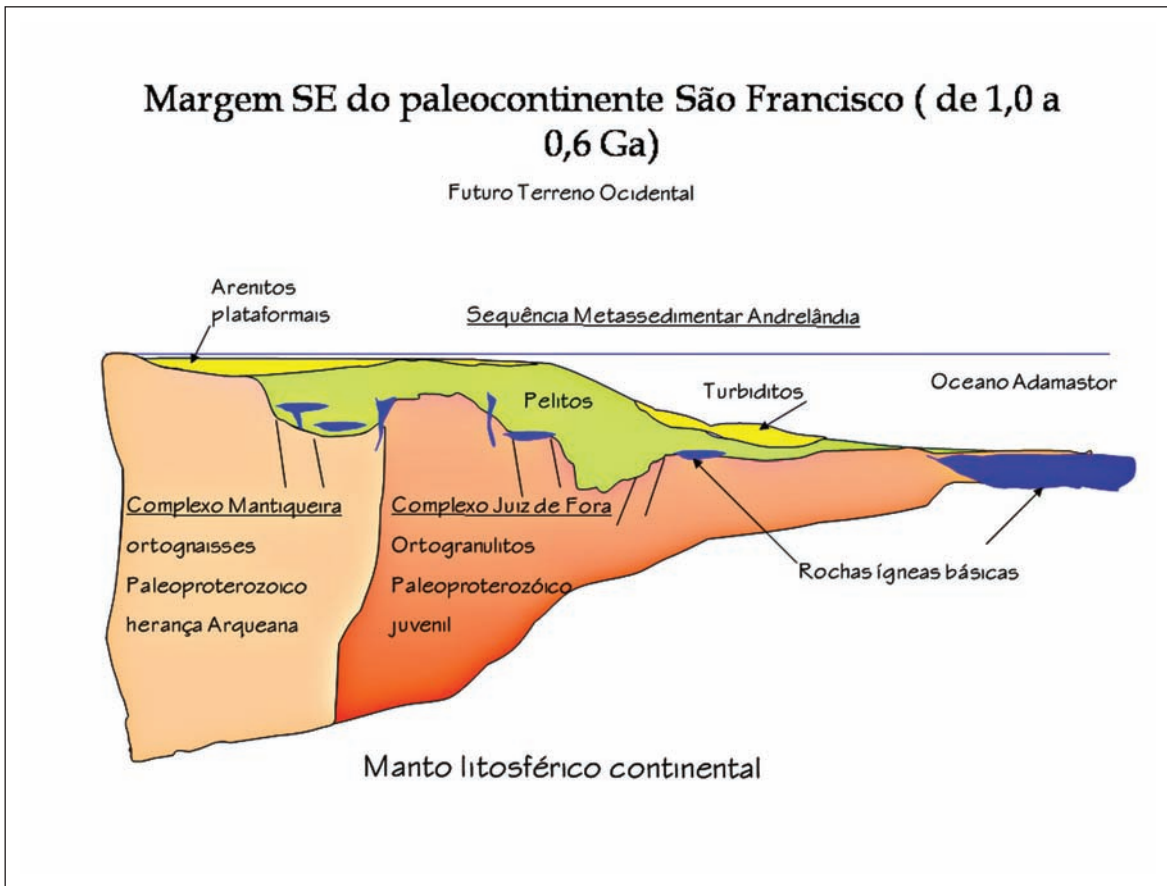


Figura 6.9 – Reconstituição de uma seção geológica do Terreno Ocidental anterior à colisão Neoproterozóica, representando a margem passiva do Paleocoincidente São Francisco

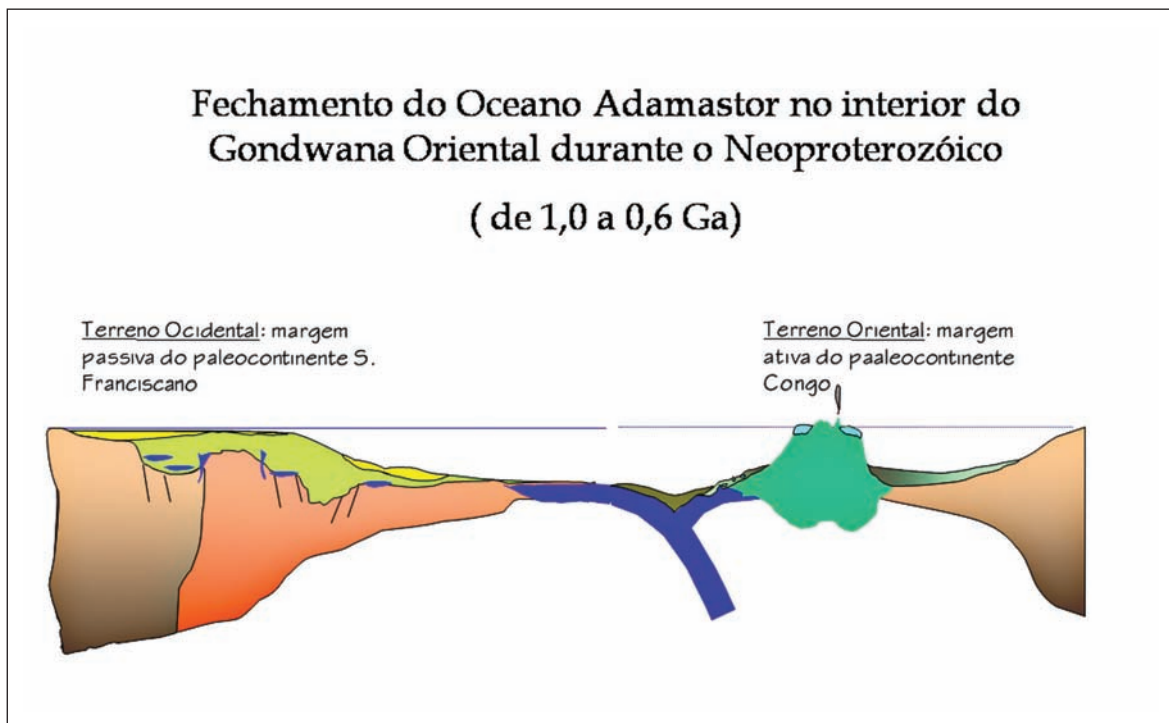


Figura 6.10 – Fechamento oceânico e formação do arco magmático Rio Negro na placa superior

7 – RECURSOS MINERAIS

7.1 INTRODUÇÃO

Os recursos minerais localizados na Folha Nova Friburgo relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil, assumindo um papel significativo na economia mineral da região, há a produção de águas minerais. 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.

7.2 - PANORAMA MINERAL

Friburgo é um importante pólo de desenvolvimentos industrial e de serviços do Estado. Entretanto, a vocação econômica da maior parte dos municípios que integram a área da folha encontra-se, principalmente, calcada na agricultura e no turismo.

Há na região um contínuo crescimento da construção civil em função da expansão urbanística das cidades, mormente Nova Friburgo. Dessa forma, a produção dos insumos básicos empregados nessa atividade contribui para as economias locais.

Na área delimitada pela Folha Nova Friburgo há registros de uma série de bens minerais onde despontam a exploração de água mineral além daqueles de uso direto na construção civil (areia, brita e rocha para cantaria). Extrações paralisadas de argila e saibro foram cadastradas.

Nesse trabalho foram cadastrados 123 pontos de recursos minerais, estando 27 minas em atividade, 3 ocorrências e o restante são minas paralisadas.

Os processos protocolados no DNPM até dezembro de 2008 correspondem a 67 autorizações de pesquisa, 13 concessões de lavra, 23 licenciamentos, 14 requerimentos de lavra, 9 requerimentos de licenciamento e 22 requerimentos de pesquisa, totalizando 148 processos ativos (excluindo 7 áreas em disponibilidade). É importante salientar que as substâncias solicitadas nos processos para pesquisa não necessariamente correspondem ao produto a ser pesquisado.

A seguir, a descrição dos recursos minerais da região que abrange a Folha Nova Friburgo, listados por ordem alfabética.

7.2.1 - Água Mineral

O Estado do Rio de Janeiro, apesar de ser o quarto maior produtor nacional de águas minerais,

somente tem parte da demanda anual de 400 milhões de litros coberta pela produção interna que gira em torno de 250 milhões de litros. 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.

Dados do Martins *et al.* (2007) revelam que o parque produtor do estado é constituído por 27 empresas em plena atividade, destacando-se alguns pólos produtores como Nova Friburgo, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua e Magé.

Na região que recobre a Folha Nova Friburgo existem atualmente oito explorações em atividade e um depósito não explorado num total de 16 registros.

As empresas encontram-se distribuídas principalmente no município de Cachoeira de Macacu (9), além de Teresópolis (4), Friburgo (1) e Sumidouro (1). No município de Nova Friburgo existem várias fontes em atividade, porém, não serão aqui descritas pois, essa porção do município não está contida na área que recobre a folha em questão.

Em Cachoeira de Macacu, as marcas comercializadas mais conhecidas são: Cascataí (fonte de mesmo nome) classificada como fluoretada e radiativa na fonte, Serra de Santo Amaro (fluoretada e hipotermal), Millenium e Recanto (fonte São Lázaro) classificada como fluoretada e radiativa na fonte, Gualumar (fluoretada) dentre outras.

No município de Teresópolis, duas estações de captações estão em atividade: fonte Mata Atlântica cuja marca é Teresópolis, com vazão de 48 mil l/dia, classificada como fluoretada e fracamente radiativa na fonte, e fonte Itatiba marca Itatiba dos Frades, com vazão de 360 mil l/dia, classificada como fluoretada e radiativa na fonte.

Em Sumidouro, uma nova fonte entrou em operação em 2008 (Cascata de Campinas), classificada como fluoretada fracamente radioativa com vazão de prevista de 31 milhões de litros por ano (Rocha, 2008)

De um modo geral e na escala desse trabalho, os locais com fontes de água mineral estão localizados em áreas de rochas pertencentes ao Complexo Rio Negro e Grupo São Fidelis e Suíte Serra dos Órgãos e corpos graníticos sin á pós-tectônicos. Em escala de maior detalhe, como por exemplo em Sumidouro, é possível verificar um controle estrutural e litoestratigráfico. Nesse caso, o contato litológico é uma zona de maior permeabilidade servindo de barreira e conduto. Prova disto é a presença de várias surgências na superfície ao longo do contato entre rochas graníticas fraturadas e rochas gabróicas não fraturadas e menos permeáveis.



Figura 7.1 – Poço de captação de água mineral, município de Sumidouro

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 esta bem definida em mapa devido à escala (regional) de trabalho.

7.2.2 - Areia

As áreas de extração de areia na região se dão em geral sob regime de licenciamento. No entanto, é comum a extração ilegal de areais devido à variação da disponibilidade de material no leito dos rios. Os areais exploram nas margens e nos leitos ativos de rios e nas planícies aluvionares.

Essa atividade depende diretamente dos períodos de chuva que pode intensificar a capacidade de transporte de sedimento nos leitos dos rios, além dos atributos físicos das drenagens como largura, profundidade em outros. Por esse motivo, essa atividade tem um caráter intermitente e raramente deixa vestígios ao final do processo.

Na região existem 32 locais de extração de areia, estando 10 em atividade e o restante inativo.

As áreas de extração de areias distribuem-se principalmente no município de Teresópolis (4 ativos), além de São Jose do Vale do Rio Preto (3 ativos), e Cachoeira de Macacu (3 ativos). Outros locais anteriormente explorados são no município de Sapucaia, Nova Friburgo e Sumidouro.

Em geral são explorações de pequeno porte extraíndo areia de depósitos fluviais cenozóicos. Estão diretamente subordinados aos períodos de cheia, já que as drenagens são de pequeno porte. Extraem o material com auxílio de balsa e bomba de sucção de forma artesanal e destina-se ao consumo local. Por vezes, utilizam silos de madeira para o armazenamento do material extraído.

As principais drenagens com depósitos de areia são Rio Preto, Paraíba do Sul, Paquequer, Guapi-açu, Formiga e Bengalas. De uma maneira geral, os sedimentos são originados de rochas pertencentes



Figura 7.2: Silo de madeira para o armazenamento de areia extraída do Rio Preto, município de São José do Vale do Rio Preto



Figura 7.3 – Extração de areia no Rio Paquequer, município de Sumidouro

principalmente à Suíte Serra dos Órgãos, além das rochas do Grupo Andrelandia, Complexo Rio Negro e leucognaisses do Domínio Costeiro.

7.2.3 - Argila

Nessa região existem catalogadas apenas três ocorrências não explotadas na região de Sapucaia e Teresópolis. Provavelmente trata-se da extensão do Pólo de argila do Vale do Médio Paraíba, porém sem expressão na região em questão.

Segundo dados históricos, as argilas estão presentes em aluviões recentes. Trata-se de material de coloração esbranquiçada e amarelada contendo porções mais arenosas. Em alguns casos, ocorre a presença de argila preta recobrimdo as de coloração mais clara. Foi identificado um volume de até poucas centenas de metros cúbicos (Pinto et al., 1980).

7.2.4 - Rocha para Brita

Segundo Mello e Calaes (2006), a competitividade da produção de brita encontra-se condicionada ao acesso a propriedades minerais de rocha dura com

características compatíveis com as especificações de demanda, além de localização que assegure o seu aproveitamento econômico. Os fatores condicionantes para a localização dessas jazidas são: a facilidade de acesso, a proximidade de centro consumidor, a disponibilidade de infra-estrutura e de mão-de-obra.

Na região da Folha Nova Friburgo, ocorrem 5 pedreiras de extração de brita atualmente em atividade de um total de 12 cadastradas. As pedreiras em atividade localizam-se na região de Teresópolis (1), Nova Friburgo (2), Sumidouro (1) e Sapucaia (1). As paralizadas estão principalmente no município de Teresópolis (3) Nova Friburgo (1), Sapucaia (1), Duas Barras (1) e Cachoeira de Macacu (1).



Figura 7.4 – Pedreira de brita, paralizada, Teresópolis



Figura 7.5 – Pedreira de brita, município de Nova Friburgo. Imagem de satélite do Google Earth, dezembro 2008

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região. Na área de Teresópolis e Sapucaia, as rochas exploradas são ortognaisses graníticos a granodioríticos da Suíte Serra dos Órgãos. Na área de Nova Friburgo, as pedreiras estão localizadas em granitos porfíricos (Suíte Nova Friburgo) e rochas da Suíte Serra dos Órgãos. Em Sumidouro, a lavra extrai rochas da Suíte Cordeiro.

Em geral, trata-se de empresas de pequeno a médio porte que atendem ao mercado consumidor

local. A empresa Pedrinco de Nova Friburgo começa a se desenvolver (figura 7.5).

É importante salientar que o mercado para brita é dependente da demanda em centros urbanos e construção de rodovias, podendo ser utilizados vários litotipos independente das especificações geológicas.

7.2.5 - Rocha Ornamental

Nesse relatório adotou-se a denominação rochas ornamentais para as pedras para cantaria (paralelepípedo, lajotas e blocos para a alvenaria) além das rochas ornamentais propriamente ditas. Essa utilização segue as normas do banco de dados Aflora fornecido pela CPRM e também pelas informações obtidas através dos processos do Cadastro Mineiro do DNPM que nem sempre especificam com exatidão a classe utilitária do material extraído. A verificação em campo constatou que inúmeros locais indicados como extrações para rochas ornamentais tratavam-se de rochas para cantaria.

Importante salientar que em geral, as extrações de rocha para cantaria atendem a um mercado local e em geral a textura das rochas condiciona o uso, além dos fatores de mercado. No caso de paralelepípedos a utilização de rochas graníticas é mais comum, para as lajotas as rochas miloníticas são as de maior uso facilitando o corte manual.

De um total de 27 pontos identificados, apenas duas minas estão em atividade localizadas nos municípios de Teresópolis e Nova Friburgo. Exploram principalmente pedra para cantaria. As paralizadas encontram-se também nos municípios de Nova Friburgo (13) (figura 7.6) e Teresópolis (6), além dos municípios de Cachoeira de Macacu (2), São Jose do Vale do Rio Preto (1), Guapimirim (1) e Sapucaia (1). Um depósito não explotado esta cadastrado no município de São Jose do Vale do Rio Preto.

Essas pedreiras são de pequeno porte e funcionaram para atender a demanda de mercado local produzindo paralelepípedos e lajotas a partir de principalmente de matacões (figura 7.7) ou da encosta de morros (figura 7.8) .

As pedreiras exploram ou exploraram rochas diversas como ortogranulitos, granitos, gnaisses per-



Figura 7.6 - Extração de rocha para cantaria em encosta de morro, município de Nova Friburgo

tencentas as unidades litoestratigráficas Complexos Rio Negro e Andrelandia, Suíte Serra dos Órgãos, Suíte Leucogranito, Suíte Nova Friburgo etc.



Figura 7.7 – Exploração de matacões para cantaria, município de Teresópolis



Figura 7.8 – Extração de rocha para cantaria, município de Teresópolis

7.2.6 - Saibro

As extrações de saibro estão atualmente paralisadas. Anteriormente esse material foi retirado principalmente no município de Teresópolis onde foram identificadas 21 minas paralisadas, além de Cachoeira de Macacu (3), São José do Rio Preto (3), Nova Friburgo (2), Duas Barras (2) e Sumidouro (1).

A exploração desse material atendeu a necessidade das prefeituras para obras de estradas locais e em geral foram extraídos de barrancos, sem deixar vestígios. A maioria está localizado na porção sudoeste da região, atendendo principalmente a cidade de Teresópolis e arredores.

Segundo análise em mapa, esse material deriva-se do desmantelamento de rochas da Suíte Serra dos Órgãos. Essa unidade é composta principalmente de leucogranitos grosseiros, que quando afetados pelo intemperismo, geram depósitos ricos em quartzos grosseiros tipo sacaroidal com pouca argila, excelentes para utilização como saibro.

Existe um pedido de pesquisa do DNPM em 2003 com registro no Cadastro Mineral do DRM (2008) para exploração de caulim em pegmatito no município de Teresópolis.

7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

Com relação aos materiais de construção não há grandes perspectivas para o incremento da sua produção. As pedreiras e os depósitos de areia que estão em atividade atendem perfeitamente, a demanda do mercado local. O emprego desses insumos é imediato, abastecendo a construção civil, atividade que, entretanto, não apresenta grande expressão, considerando que as cidades da região (com exceção de Friburgo) são pouco populosas. Do exposto, projeta-se uma situação bastante estável com relação à produção e fornecimento dos atuais insumos produzidos na região.

A constante perda de qualidade da água fornecida pelas empresas de saneamento /abastecimento em geral, faz com que haja cada vez mais uma demanda acentuada por água mineral de mesa engarrafada. Desse modo as indústrias de envasamento ficam sobre uma forte pressão e o afã de atender - ou de não perder posição - no mercado faz com que os estoques hídricos possam vir a ser comprometidos. Particularmente, as águas envasadas em Friburgo atendem um mercado em constante expansão representado pela região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro. Dessa forma, seria interessante o desenvolvimento de estudos de modo a estabelecer o potencial hidrogeológico da região com o fito de determinar a real capacidade de produção e a sua possível ampliação através de novas áreas produtoras.

7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS.

A atividade extrativa de blocos e de pedra de cantaria que se processou por décadas na região, deixou uma série de cavas abandonadas e zonas de rejeitos espalhados em diversos locais. Como boa parte da região onde se localizam essas antigas zonas de extração são hoje APAs, essas máculas vão sendo paulatinamente encobertas pela mata que vem, naturalmente, se desenvolvendo nas encostas.

Por sua vez, a retirada de areia por dragas de sucção provoca, momentaneamente, a turbidez das águas dos rios e córregos, impactando diretamente o leito ativo dessas correntes, em função de comprometerem o equilíbrio das populações faunísticas que os habitam. Como são localizadas, e o volume extraído não é muito grande, e por ser processado em curtos segmentos do leito ativo, os impactos decorrentes são naturalmente minimizados pela dinâmica fluvial e pela natural recomposição biológica.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 - CONCLUSÕES

Os gnaisses e granitos da Folha Nova Friburgo pertencem, em sua maior parte, ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira, representado pelo domínio tectônico Costeiro. Na porção noroeste da folha uma zona de cisalhamento dúctil mergulhante para noroeste (Limite Tectônico Centra) limita o Terreno Oriental com o domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental. No extremo noroeste da folha se encontra o domínio Paraíba do Sul, sobreposto tectonicamente ao domínio Juiz de Fora. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro e os ortognaisses das suítes Cordeiro e Serra dos Órgãos ocupam o restante da folha e formam seus conjuntos montanhosos mais importantes. Os picos mais elevados estão localizados nos maciços graníticos da Suíte Nova Friburgo.

O Complexo Juiz de Fora representa, na folha, o magmatismo paleoproterozóico (2,1 a 2,2 Ga) gerado durante o Ciclo Transamazônico. Sequências sedimentares, com predominância de termos pelíticos e poucas intercalações anfíbolíticas (grupos Andrelândia e São Fidélis e o Complexo Paraíba do Sul), representam a sedimentação plataformal distal meso a neoproterozóica.

A história geológica neoproterozóica se iniciou com a instalação do magmatismo γ_1 dos complexos Rio Negro e Trajano de Moraes há 630 Ma, que representam a raiz plutônica de arcos magmáticos gerados durante processo de subducção. Durante a colisão deste arco com uma margem passiva a oeste teria ocorrido duplicação crustal, metamorfismo e geração do magmatismo sin-colisional γ_1 -2 e γ_2 (590-570 Ma), representado pelas suítes Rio Turvo, Imbé, Cordeiro e o Complexo Anta. Nas etapas finais da colisão foi gerado o magmatismo calci-alcalino γ_3 (570-560 Ma) da Suíte Serra dos Órgãos. Metamorfismo na fácies anfíbolito superior a granulito e deformação plástica cisalhante provocou intensa gnaissificação durante a etapa colisional e seus efeitos térmicos se estenderam até 500 Ma. Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis transtracionais foram criadas ao final do processo orogênico (500-480 Ma), durante colapso tectônico, que serviram de conduto para os granitos pós-colisionais γ_6 da Suíte Nova Friburgo.

Magmatismo básico fissural no Cretáceo gerou o enxame de diques da Serra do Mar, de direção predominante N60E. Zonas de cisalhamento rúpteis de direção NW e N15E, com forte influência na configuração do relevo, estão relacionadas ao tectonismo cenozóico.

Os recursos minerais da Folha Nova Friburgo relacionam-se principalmente com rochas e minerais industriais empregados na construção civil. Assumindo um papel significativo na economia mineral da região há a produção de águas minerais.

8.2 - RECOMENDAÇÕES

Os recursos naturais da Folha Nova Friburgo estão destinados, na sua parte meridional, à preservação e ao turismo geológico. Nesta área está situada a escarpa da Serra do Mar, preservada pelo Parque Estadual dos Três Picos e unidades de conservação adjacentes. Recomenda-se o levantamento das potencialidades geocoturísticas nesta região.

No reverso da escarpa patamares escalonados em direção ao vale do Rio Paraíba do Sul abrigam o cinturão agrícola que abastece em grande parte a região metropolitana do Rio de Janeiro, e as cidades de Nova Friburgo e Teresópolis concentram um forte polo turístico e industrial. No restante da folha, recomenda-se, portanto, a realização de levantamentos do meio físico, apoiados na componente geológica, que possam embasar decisões governamentais na gestão do espaço urbano e rural.

Os recursos minerais da Folha Nova Friburgo estão concentrados em insumos para a construção civil. A pesquisa geológica de novos materiais e de novas minas deve ter como objetivo apoiar a expansão planejada dos centros urbanos situados na Folha Nova Friburgo: Teresópolis, Duas Barras, Nova Friburgo e Sumidouro.

A exploração de água mineral é outra vocação da Folha Nova Friburgo. Uma vez que sua exploração é permitida na área de entorno de unidades de conservação, recomenda-se levantamento hidrogeológico ao longo das grandes estruturas descritas no mapa e neste Nota Explicativa, para aproveitamento em jazimentos associados a meios fraturados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, Aziz Nacib. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 6, p. 839-48, 1957.
- _____. Províncias geológicas e domínios morfo-climáticos no Brasil. **Boletim de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, 1970.
- AGUIAR, J. A. **Geologia, Petrografia e Possibilidades metalogenéticas do corpo básico da Fazenda Fortaleza, Bom Jardim/Duas Barras**. Rio de Janeiro, 2004. Monografia (Graduação)- Faculdade de Geologia, UERJ, 2004.
- 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. 94 f. Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de et al. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: NAIRS, A. E. M.; STEHLI, F.G. (Ed.). **The ocean basins and margins**. New York: Plenum Publishing Corporation, 1973. p. 411-446.
- _____. **Os Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista.**: Boletim DGM.DNPM, Rio de Janeiro, n. 41. p. 169-263,1964.
- _____. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 15-26, 1976.
- _____. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, p. 325 - 349. 1986
- _____. et al. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n. 1/2, p. 1-29, 1981.
- _____. et al. As províncias estruturais do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Boletim Especial**. Campina Grande: SBG, 1977. 12p.
- ALMEIDA, Julio Cesar Horta de et al. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Minas Gerais: SBG, Núcleo Minas Gerais, 1998.
- _____. **Zonas de Cizalhamento Dúctil de Alto Grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. Rio Claro, SP, 2000. 168 f. Tese (Doutorado)- UNESP, Rio Claro, SP, 2000.
- AMADOR, Elmo da Silva; ANTUNES, Rogério Loureiro; PAIXÃO, Ricardo Antonio da. Notas complementares sobre a estratigrafia dos depósitos cenozóicos da bacia de Resende. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 50, n.1, p. 122-123, 1978.
- ANDRADE, Nilza Torres de et al. **Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro - Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo**: Relatório Final. Rio de Janeiro, 1980. v. 1 (Geosol- Geologia e Sondagens Ltda).
- ANJOS, Ivan L. Spindola dos; MOURÃO, Luis Marcelo Fontoura. **Projeto São Paulo/Rio de Janeiro**: Relatório Final. Levantamento Aerogeofísico. Rio de Janeiro: CPRM, 1988. v. 6.
- _____.; MOURÃO, Luis Marcelo Fontoura. **Projeto São Paulo/Rio de Janeiro**: Relatório Final. Levantamento Aerogeofísico. Rio de Janeiro: CPRM, 1988. v. 7.
- ANJOS, Ivan L. Spindola dos; MOURÃO, Luis Marcelo Fontoura. **Projeto São Paulo/Rio de Janeiro**: Relatório Final. Levantamento Aerogeofísico. Rio de Janeiro: CPRM, 1988. v. 8.
- _____.; _____. **Projeto São Paulo/Rio de Janeiro**: Relatório Final. Levantamento Aerogeofísico. Rio de Janeiro: CPRM, 1988. v. 9.
- _____.; _____. **Projeto São Paulo/Rio de Janeiro**: Relatório Final. Levantamento Aerogeofísico. Rio de Janeiro: CPRM, 1988. v. 10.
- ASMUS, Haroldo Erwin; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. **Petrobrás**. In: **Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: Petrobrás; CENPES; DINTEP, 1987. p. 75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- _____.; 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: **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: Petrobrás; CENPES; DINTEP, 1981. p. 187-269 (Série Projeto REMAC, 9).
- AVALIACAO regional do setor mineral. **B. Departamento Nacional da Produção Mineral**, Brasília, n. 43, 1977. 196p
- BARBOSA, Aluizio Licínio de M.; GROSSI SAD, João Henrique. **Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins ao Longo da Divisa Minas Gerais – Rio de Janeiro**

- ro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983, Belo Horizonte. **Anais**, Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 63-74.
- _____; GROSSI SAD, João Henrique. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 75-84.
- BATES, Robert L.; JACKSON, Julia A. (ed.) **Glossary of Geology**. Alexandria: American Geological Institute, 1987. 788 p.
- BATISTA, Job Jesus. **Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1984. 123 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, 1984.
- _____. **Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. 6v., v.2., p. 722-729.
- _____. et al. **Folha Cambuci**: Relatório Final. Niterói, RJ: DRM, 1977. 3v., (Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro).
- BENNIO, L. et al. The tholeiitic dyke swarm of the Araraial do cabo peninsula (SE Brazil): $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages, petrogenesis and regional significance. **Journal of South American Earth Science**, v. 16, p. 163-176, 2003.
- BIGARELLA, João José; ANDRADE, Gilberto Osório. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **Geological Society of America, International Studies on the Quaternary**, v. 84, p. 333-451, 1965. (Special Publication).
- BISTRICHI, Carlos Alberto; ALMEIDA, Marcos Alves de; STEIN, Dirceu Pagotto. **Geologia das Folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-X-F-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo: IPT; Pró-Minério, 1985. 3v.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Cadastro Mineiro**. Brasília: DNPM, 2008. Disponível em: <<https://sistemas.dnpm.gov.br/SCM/extra/site/admin/Default.aspx>>. Acesso em dez.2008.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória**. Rio de Janeiro, 1983. v. 32. 775 p. (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, 2004.
- BULL, William. B.; WALLACE, R. E. **Tectonic geomorphology**. Geology, Penrose conference report, 13., 1985. p. 216.
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. Tectonic geomorphology at late Cenozoic time scales. In: _____. **Tectonic Geomorphology**. Massachusetts: Blackwell, 2001. Cap. 10, p. 201-230.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, Webster Ueipass. **Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins**. In: AAPG International Conference & Exhibition Short Course: Brazilian Geology Part II. Rio de Janeiro, 1998. 67 p.
- CARMO, Isabela Oliveira; VASCONCELOS, Paulo Marcos. Geochronological Evidence for Pervasive Miocene Weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Processes And Landforms**, New York, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- _____; VASCONCELOS, Paulo Marcos. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology Constraints on Late Miocene Weathering Rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 241, n. 1/2, p. 80-94, 2006.
- COBBOLD, Peter R.; MEISLING, Kristian E.; MOUNT, Van S. 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**, Stuttgart, v. 146, p. 133 – 150, 1983.
- CONCEIÇÃO, F. R. et al. Proterozoic and Cretaceous gabbroic rocks from Serra dos Órgãos region, southeastern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997, Campos do Jordão. **Extended Abstracts...** Campos do Jordão: CPGE/IG/USP, 1997. p. 82-84.
- CONDET. **Estudo setorial de rochas ornamentais do estado do Rio de Janeiro**: sumário executivo. Rio de Janeiro: FIRJAN, 1999. 27p.
- CORDANI, Umberto G; TEIXEIRA, Wilson. Apêndice I. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Brasília: DNPM, 1979. p. 157-207.
- CORDEIRO, Pedro Aurélio C. et al. Mineral Resource Database of Rio de Janeiro State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, SBG, 2000.
- CORRÊA NETO, Atlas Vasconcelos et al. **Geologia e Estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios, RJ e Sapucaia, RJ**. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 194-200.
- CORVAL, Artur V. **Petrogênese das suítes basálticas de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar**. Rio de Janeiro, 2004. 145 f. Dissertação (Mestrado)- UERJ, Rio de Janeiro, 2004.

- _____. Plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in The Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007., Natal. **Anais...** Natal: SBG, 2007. v. 1, p. 280-281.
- COSTA, Luiz Alfredo Moutinho da et al. **Folha São Joao Do Paraíso**: Relatório Final. Rio de Janeiro: DRM, 1978a. 2v. (Projeto Carta Geologica do Estado do Rio de Janeiro)
- _____. et al. **Folha Italva**: Relatório Final. Rio de Janeiro: DRM, 1978. 3v. (Projeto Carta Geologica do Estado do Rio de Janeiro)
- COTTON, C. A. **Geomorphology**. 7. ed., London: Witcombe & Tombs Limited, 1968. p. 154-187.
- COX, R. T. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, London, v. 342, n. 6252, p. 873-76, Dec. 1989.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SF.24 Vitoria. [Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale: geographic information system-GIS]. Brasília: CPRM, 2004.
- _____. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SF.23 Rio de Janeiro e SG.23 Iguape. [Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale: geographic information system-GIS]. Brasília: CPRM, 2004.
- _____. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SG.21 Asunción e SG.22 Curitiba. [Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale: geographic information system-GIS]. Brasília: CPRM, 2004.
- _____. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SF.22 Paranapanema. [Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale: geographic information system-GIS]. Brasília: CPRM, 2004.
- _____. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo: Escala 1:750.000**. São Paulo: CPRM, 2005.
- DANTAS, Marcelo Eduardo. **Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2001. 63 f, 2 mapas.
- DECKART, K. et al. New time constraints on dyke swarms related to the Parana-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal Volcanology Geotherm. Research**, New York, v. 80, p. 67-83, 1998.
- DEFFONTAINES, B. Contribution of the drainage network analysis to neotectonic: method and application in France. **Bulletin INQUA Neotectonic Commission**, v. 14, p. 16-17, 1992.
- _____.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 194, p. 237-263, 1991.
- DEMANGE, Michel; MACHADO, Rômulo. Granitogênese Brasileira no Estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. v.1, p. 379.
- DIAS, D. A. **Características de campo, petrografia e litogeoquímica da Unidade Santo Aleixo em sua localidade-tipo**. Rio de Janeiro, 2008. 120 f. Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2008.
- DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of Neotectonics. **Journal of the Geological Society of London**, v. 143, p. 335-342, 1986.
- DUARTE, B. P.; VALENTE, S. C.; CAMPOS NETO, M. C. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central ribeira Belt, SE Brazil: an Archean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African orogeny. **Gondwana Research**, v.7, p. 437-450, 2004.
- DUTRA, T. **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.
- _____. et al. Processos petrogenéticos evolutivos para os basaltos de Búzios no Enxame de Diques da Serra do Mar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4.,; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 13., 2005, Niterói. **Boletim dos resumos...** Niterói: SBG, 2005. v. 1, p. 36.
- DUTRA, T. et al. Geochemical Modeling for the Low-TiO2 Basalts (The Costa Azul Suíte) 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, 4., 2006, Punta del Este/Uruguay. **Bulletin of Short Papers...** Punta del Este/Uruguay: SAAGI, 2006. p.355-357.
- EBERT, Heinz. 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 Paraíbides entre São João del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbiades e Araiaídes**. São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1984. p. 72-103. (Publicação, 12).
- _____. Seção de Petrografia. **Relatório Anual do Diretor**, Rio de Janeiro: DNPM, 1955. p. 61-68.
- _____. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. **Relatório Anual do Diretor**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1957. p. 97-107.

- EIRADO SILVA, Luiz Guilherme do et al. Relatório Final: Geologia e Geomorfologia. In: **Plano Diretor do Parque Estadual dos Três Picos, RJ**. Rio de Janeiro: IEF/FBCN, 2006. 45 p.
- ERTHAL, Flavio et al. **Diretrizes Públicas Para uma Mineração Sustentável no Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2008. 1 CD-ROM.
- _____ et al. **Catálogo de Rochas Ornamentais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2003.
- FERRARI, André Luiz. **Evolução tectônica do graben da Guanabara**. São Paulo, SP, 2001. 412 f. Tese (Doutorado)- Departamento Geologia, USP, São Paulo, SP, 2001.
- _____; SILVA, Maria Augusta Martins da. Bacia do Macacú, RJ: proposta de uma nova bacia de Rift continental do sudeste do Brasil. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo, RJ. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG; ABGE, 1997. p. 32-34.
- FERRASSOLI, M. A. **Geologia do Maciço dos Frades**. Rio de Janeiro, 2006. 57 f. Monografia (Graduação)- Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- FISCHER, L. H. Uber den Kinzigit. **Neues Jahrbuch fuer Mineralogie**, Stuttgart, p. 641-654, 1861.
- FONSECA, Ariadne do Carmo. **Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1994. 186 f. Tese (Doutorado)- Departamento de Geologia, USP, São Paulo, SP, 1994.
- FONSECA, Mário Jorge Gesteira. **Mapa geológico do estado do Rio de Janeiro: escala 1:400.000**. Rio de Janeiro: DNPM, 1998. 141 p.
- _____ et al. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Rio de Janeiro SF.23, folha Vitória SF.24 e Iguape SG.23: Texto explicativo**. Brasília: DNPM, 1979. 240p.
- FREITAS, R. O. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 171-220, 1951.
- FRÓES ABREU, Sylvio. **Recursos Minerais do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1973. 324p.
- GARDA, Gianna Maria. **Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo**. São Paulo, SP 1995. 156 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1995.
- GERALDES, Mauro César. (coord). **Nota Explicativa da Folha Casimiro de Abreu**. Rio de Janeiro: CPRM; UERJ, 2009.
- GONTIJO-PASCUTTI, Ambrosina Helena Ferreira. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Rio Claro, SP, 1999. 259 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 1999.
- GONTIJO-PASCUTTI, Ambrosina Helena Ferreira et al. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana graben, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. Oxford, 2009.
- GOOGLE Earth, version 4.0 (beta): free satellite's image software. 2008. Disponível em: <http://earth.google.com/intl/pt/>. Acesso em: 02 jun. 2008; 14 dez. 2008.
- GROSSI SAD, João Henrique; DUTRA, C. V. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 143-174, 1988.
- GROSSI SAD, João Henrique; MOREIRA, M. D. **Geologia e petrologia da Folha Trajano de Moraes, Estado do Rio de Janeiro., Brasil**. Belo Horizonte: GEOSOL, 1978. 288p.
- GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA; CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS; PATTERSON GRANT WATSON LIMITED. **Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP): technical Report and survey Atlas**. Ottawa, Canada, 1997.
- GUEDES, E. **O Enxame de Diques da Serra do Mar na Região entre Resende e Baía da Ilha Grande**. Rio de Janeiro, 2007. 200 f. Tese (Doutorado)- UERJ, Rio de Janeiro, 2007.
- GUEDES, E. et al. K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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**, Oxford, v. 18, p. 371-382, 2005.
- HASUI, Yociteru et al. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1977, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1977. p. 369-380.
- _____ et al. Evolução Morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais: Geologia e Desenvolvimento**. Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, 1998. 529p. p.78
- _____ et al. **Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse as usinas nucleares da praia de Itaorna**. São Paulo: IPT/Divisãode Minas e Geologia Aplicada, 1982. 149 p. (Monografia IPT, 7).
- _____; HARALYI, Nicolau L. E.; COSTA, J. B.S. Megaestruturação pré-cambrianas do território brasileiro: baseado em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 315-322, 1993.
- _____; PONÇANO, Waldir Lopes. Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté. In: CON-

- GRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 368-381.
- HAWKESWORTH, C. J. et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (Ed.). Magmatism and the causes of continental break-up. **Special Publication of the Geological Society of London**, v. 68, p. 221-240, 1992.
- _____ et al. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná-Etendeka Province. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 179, p. 335-349, 2000.
- HEILBRON, Mônica. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ)**: Setor central da Faixa Ribeira. São Paulo, 1993. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1993.
- _____ 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. **Anais....** São Paulo: SBG, 1991. p. 519-526.
- _____ et al. A Orogenese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 32-50, 1995.
- HEILBRON, Mônica; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 125, n. 1/2, p. 87-112, 2003.
- _____ et al. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgílio et al. (Ed.). **O desvendado de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004. v. 1, p. 203-234.
- _____ et al. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: TALWANI, Manik; MOHRIAK, Webster Ueipass (Ed.) **Atlantic Rifts and Continental Margins**. 354 p. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, V 115:1-34, 2000
- _____ 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. (Ed.). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. **The Geological Society of London, Special Publication**, Londres, v. 294, p. 211-237, 2008.
- HEILBRON, Mônica et al. The Ribeira orogen: neoproterozoic/cambrian tectonic evolution and open questions. In: SIMPOSIO SOBRE O CRATON DO SAO FRANCISCO, 3, 2005, Salvador. **Anais...** Salvador, 2005. p. 231-234.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Canada, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JUNHO, Maria do Carmo Bustamante. **Geologia, petrologia e geoquímica preliminar do granito Teresópolis, RJ**. Rio de Janeiro, RJ, 1982. 86 f. Dissertação(Mestrado em Geologia)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.
- _____. **Contribuição à petrologia maciços graníticos de Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades, RJ**. Rio de Janeiro, 1990. 172 f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1990.
- KELLER, E. A.; PINTER, N. (Ed.) **Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.
- KING, Lester C. A geomorfologia do Brasil Oriental. Separata de: **Revista Brasileira de Geologia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, abr/jun. 1956. 121 p.
- LAMEGO, Alberto Ribeiro. **Mármore Do Muriaé Mármore** Brancos de São Joaquim, Monção, Estado do Rio: Jazidas de Mármore. **Boletim SGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n.97, p. 1-47, 1940.
- _____. O maciço do Itatiaia e regiões circundantes. **Boletim SGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 88, 1937. 93 p.
- LIU, Chan Chiang. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagem de satélites MSS landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1987. p. 164-188.
- LOBO, J. T. et al. Distribuição do magmatismo do Eocretáceo na porção sul e sudeste da placa Sul-americana e tipos de fontes mantélicas associadas. **Geologia USP**, São Paulo, 2007.
- LOHMANN M. C. M. **Aplicação de levantamentos aerogeofísicos ao mapeamento geológico no Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 1993. Monografia (Graduação)- Instituto de Geociências, UERJ, Rio de Janeiro, 1993.
- LUZ, Adão Benvindo da; LINS, Fernando Antonio Freitas (Ed.). **Rochas e minerais industriais: usos e especificações**. Rio de Janeiro: CETEM; MCT, 2005. 720 p.
- MACHADO FILHO, Luiz et al. Geologia. In: **PROJETO RADAMBRASIL. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória**. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. v. 32, p. 27-304.
- MACHADO, N. et al. U/Pb Geochronology of Central Ribeira Belt: Implications For The Evolution Of Brasileiro Orogeny. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 79, n. 3, p. 347-361, 1996.

- MACHADO, Rômulo 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, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio De Janeiro; São Paulo: SBG, 1989. p. 151-152.
- MACKENZIE, W. S., DONALDSON, C. H., GUILFORD, C. **Atlas of igneous rocks and their textures**. London: Longman, 1982.
- MARQUES, Leila S. et al. O Enxame de Diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Boletim de resumos expandidos**. Brasília: SBGq, 1993. p.3-4.
- _____ 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, 1992. v. 1, p. 511-512.
- MARTINS, Anderson Marques et al. **Águas minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói: DRM, 2006. 185 p.
- MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-50, 1943.
- MATOS, Gerson Manoel Muniz de; FERRARI, Pedro Gervasio; CAVALCANTE, José Carvalho. **Projeto Faixa Calcária Cordeiro / Cantagalo: Relatório Final**. Belo Horizonte: CPRM, 1980.
- _____; FERRARI, Pedro Gervasio; CAVALCANTE, José Carvalho. **Projeto Faixa Calcária Cordeiro / Cantagalo: Relatório Final**. Belo Horizonte: CPRM, 1980 5 v. v.1
- MAYER, L. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: **Active tectonics: Impact on Society**. Washington: National Academy press, 1986. cap. 7, p. 125-135
- MEIS, Maria Regina Mousinho. Os "Complexos de Rampa" e a evolução das encostas no Planalto Sudeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 53, n. 3, p. 605-615, set. 1981
- MELLO, Edson Farias; CALAES, Gilberto Dias. **A indústria de brita na região metropolitana do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 193 p.
- MELO, M. S. et al. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.
- MENEZES, Sebastião de Oliveira. As rochas carbornáticas de Cantagalo, Rio de Janeiro. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 369, p. 26-29, 1975.
- _____. **Catálogo dos Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói: DRM, 1982. 134p. (Boletim Técnico do DRM-Rj, 2).
- MENEZES, Sebastião de Oliveira. **Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro: Principais Depósitos Minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CPRM. 1997. p. 405-414. (Boletim Técnico do DRM-Rj, 4).
- _____; CORDANI, Umberto Giuseppe; TEIXEIRA, Wilson. Determinações geocronológicas em pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1., 1988, Rio de Janeiro. **Anais....** Rio de Janeiro: SBG, 1988. p. 147-163.
- _____. **Contribuição à geologia de Cantagalo, Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 1973. 45 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1973.
- _____; SANTOS, Moisés Soares dos. **Principais recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 1977. 35 p.
- MILANI, Edison José et al. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2001.
- MOHRIAK, Webster Ueipass. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **O Desvendar de um Continente: a Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 293-318.
- _____; BARROS, Ana Zélia Nunes de; FUJITA, Adhemar. Magmatismo e tectonismo cenozóico na região de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2873-885.
- _____; BARROS, Ana Zélia Nunes de. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o graben de Barra de São João na Plataforma de Cabo Frio, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, p. 187-196, mar./dez. 1990.
- MOURA, Josilda Rodrigues da Silva de; MEIS, Maria Regina Mousinho de. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal, SP. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, n. 1, p. 89-102, mar. 1986.
- NOGUEIRA, C. E. C. **Os Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro: Dados Históricos e Explorações Recentes**. 2004. 28 f. Monografia (Graduação)- Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2004.
- NOCKOLDS, Stephen Robert; KNOX, Robert William O'Brien; CHINNER, G. A. **Petrology for students**. Cambridge: Cambridge University Press, 1978. 435 p.
- PALERMO, Nely et al. Industrial Mineral Mining Activity at Rio de Janeiro State, Brazil. In: SYMPOSIUM ISTANBUL TURQUIA, 2003, Istambul. Proceedings. Istambul: IMBS, 2003.

- _____ et al. **Cadastro dos Recursos Minerais da Área Continental do Estado do Rio de Janeiro**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006. 1 CD-ROM.
- PALERMO, Nely et al. Distribuição da exploração de minerais industriais no Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., 2001, **Resumos...** Rio de Janeiro: SBG-RJ, 2001. 1 CD-ROM.
- PENHA, Helio Monteiro et al. **Folha Petrópolis: Relatório Final**. Rio de Janeiro: UFRJ, 1979. 194 p. (Texto, Parte I).
- _____. Geologia da **Folha Petrópolis**. In: SEMANA DE GEOLOGIA, 5., 1979, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: UFRJ, 1980. 171p. p.163-165.
- PHILPOTTS, Anthony R. **Petrography of igneous and metamorphic rocks**. Long Grove: Waveland Press, 1989. 178 p
- RAGATKY, Diana et al. Chemical characterization of metabasites from the Italva Group at the central Ribeira Belt and its tectonic implications. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS SNET, 9, 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro e Espírito Santo, 2003. p. 99-101
- RAMOS, R. R. C. **Estratigrafia da sucessão sedimentar terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes**. 1997. 187 f. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1997.
- REGO, Ines Terezinha Soares Fernandes. **Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidelis, RJ**. 1989. 348 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.
- REIS, A. P.; MANSUR, Kátia L. **Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro: Mapa Geológico 1:400.000**. Niterói: DRM, 1995. 60 p.
- RICCOMINI, Cláudio. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 256 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.
- _____; FRANCISCO, Benedicto Humberto. 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. **Resumos Expandidos**. São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 469-470.
- _____; SANT'ANNA, Lucy Gomes; FERRARI, André Luiz. 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. p. 383-405.
- _____; VELÁZQUEZ, Victor Fernandez; GOMES, Celso de Barros. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-south-eastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P; GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: EDUSP; FAPESP, 2004. 750p., p. 1-26.
- RIO DE JANEIRO (Estado) Departamento de Recursos Minerais. **Banco de dados do Registro Mineral**. Niterói, RJ: DNPM, 2007. Disponível em: <http://www.drm.rj.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=82&Itemid=88> Acesso em: 15 maio 2008.
- ROCHA, D. S. **Prospecção para água mineral: estudo de caso na região serrana do estado do Rio de Janeiro**. 2008. 57 f. Monografia (Graduação)- Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2008.
- ROIG, Henrique Llacer et al. Geophysical and Image processing techniques applied to regional geological correlation: the case of Central Ribeira Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 390.
- ROSIER, Georges F. **A geologia da Serra do Mar, entre os picos Maria Comprida e Desengano: estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: DNPM; DGM, 1957. 58 p. (Boletim do DNPM/DGM, 166)
- _____. **Pesquisas Geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais, Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM; DGM, 1965. 41 p. (Boletim do DNPM/DGM, 222)
- RUELLAN, Francis. Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 4, p. 445-508, 1944.
- SAADI, Allaoua. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: Tensoes intraplaca, descontinuidades crustais e morfologese**. 1991. 285 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 1991.
- _____. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SADOWSKI, Georg Robert. Estado da Arte do Tema: Geologia Estrutural de Grandes Falhamentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 1767-93.
- _____. A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 143, n. 1-3, p. 43-57, 1987.
- SADOWSKI, Georg Robert. A Megafalha de Cubatão. **Boletim IG-USP, Série Científica**, São Paulo, v. 22, p. 15-28, nov. 1991
- SANTOS, R. A. A. **Avaliação do Potencial Mineral (Onshore) do Estado do Rio de Janeiro a partir da utilização de geotecnologias**. 2007. 191 f. Dissertação

- tação (Mestrado)- Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2007.
- SATO, K. The double stage Sm/Nd model age and applications to Brazilian platform rocks. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY- SSAGI, 1997, Campos do Jordão. **Extended Abstracts**. Campos de Jordão, SP: IG-USP/CPGeo, 1997. p. 286-288.
- SHAND, Samuel James. **Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits, with a chapter on meteorites**. London: Thomas Murby; 1947.
- SCHMITT, Renata da Silva et al. 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. **Brazil Special Volume of Short Papers**, Bahia: CBPM, 2003. p. 294-297.
- _____ et al. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, p. 29-61, 2004.
- SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil: rochas e minerais industriais**. Brasília: DNPM, 1997. v. 4 parte B. 627 p. Co-edição DNPM/CPRM
- SHINTAKU, Isao; CORDEIRO, Pedro Aurélio Cerveira; ARANTES, José Luiz Gonçalves. **Os recursos minerais e a economia mineral do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2000. 21 f.
- SILVA, Luiz Carlos da; SILVA, Hélio Canejo da (Orgs.). **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).
- _____ 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**, Amsterdam, v. 136, n. 3-4, p. 203-240, 2005.
- _____ 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, v. 32, n. 4, p. 513-528, 2002.
- _____ 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 et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG**. Brasília: CPRM, 2002a. 4 CD-ROM. Escala 1:2.500.000.
- SILVA, T. M. **A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. 2002. 264 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- SOUZA, F. M. **Levantamento geológico detalhado do domínio Arcádia-Areal da porção central do Orógeno Ribeira na região de Areal, RJ**. 2005. Monografia (Graduação)- UFRRJ, Rio de Janeiro, 2005.
- SOUZA, Sergio Luiz Abreu de. **Geologia da Região de Itaipava-Araras, RJ**. 1983. 137 f. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1983.
- STEWART, I. S.; HANCOCK, Paul L. Neotectonics. In: HANCOCK, Paul L (Ed.). **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. 421 p.
- STRECKEISEN, Albert. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 12, n. 1, p. 1-33, Mar. 1976.
- SUMMERFIELD, M. A. Global tectonics and landform development. **Progress in Physical Geology**, New York, v. 12, p. 388-404, 1988.
- _____. Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geology**, New York, v. 11, p. 384-397, 1987.
- SUN, S. S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 46, p. 179-192, 1982.
- SZATMARI, P.; MOHRIAK, Webster Ueipass. Plate model of postbreakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Resumos expandidos...** Porto Alegre: SBG, 1995. p. 213-214.
- TROUW, Rudolph Allard Johannes et al. The Central Segment of the Ribeira belt. In: U.G. Cordani *et al.* (Eds.), , pp. 287-300. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: U. G. Cordani, 2000.
- _____ ; RIBEIRO, André; PACIULLO, Fábio Vito Pentagna. 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, mar. 1983.
- _____.; HEILBRON, Mônica. (Org.). **Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro: relatório final**. Belo Horizonte: COMIG, 2003. v. 2, p. 320-404. (Projeto Sul de Minas-Etapa I)
- TUPINAMBÁ, Miguel. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro**. 1999. 221 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica)-, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1999.

_____. **Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do precambriano entre Itaperuna e Italva, Rio de Janeiro**. 1993. 146 f. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1993.

_____. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do grupo Paraíba do Sul na parte setentrional da faixa Ribeira. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas**. Rio de Janeiro: UERJ; CPRM, 1993. p. 187-191.

TUPINAMBÁ, Miguel et al. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba. MG. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 12., 2003, Ouro Preto. **Anais**. Belo Horizonte: SBG-MG, 2003b. p. 105.

_____ et al. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapetinga. In: PEDROSA-SOARES, A.C. et al. (coord.). **Projeto Sul de Minas**. Belo Horizonte: COMIG/SEME, 2003a. v. 2, p. 320-404.

_____ et al. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithogeochemical data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS ASSOCIATION - UFOP 14, 1998, Ouro Preto. **Abstracts...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 12-17.

_____ ; HEILBRON, Mônica. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 7-11, mar. 2000.

TUPINAMBÁ, Miguel; HEILBRON, Mônica. Reconstituição da fase pré-colisional neoproterozóica da Faixa Ribeira: O arco magmático e as bacias de ante-arco e retro-arco do Terreno Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa, **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 345.

_____ ; HEILBRON, Monica; TEIXEIRA, Wilson. **O batólito da Serra dos Órgãos**, estado do Rio de Janeiro, Brasil - considerações acerca da origem de sua foliação e sobre a forma estratóide de corpos plutônicos na crosta média. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS SNET, 9., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG, 2003. p. 235-237.

TURNER, S. P. et al. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in Western Uruguai: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, 1999.

_____ et al. Magmatism and continental breakup in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p.333-348, 1994.

_____ et al. Mantle plumes, flood basalts and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Paraná. **Journal of Geophysi-**

cal Research, Washington, v. 101, p. 11503-18, 1996.

_____ . et al. Petrogenesis of an 800 metre lava sequence in Eastern Uruguai: insights into magma chamber process beneath the Paraná flood basalt province. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 471-487, 1999a.

VALADÃO, Roberto Célio. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental**: desnudação, superfícies de aplainamento e soerguimento crustais. 1998. 243 f. Tese (Doutorado em Sedimentologia)- UFBA, Instituto de Geociências, Salvador, 1998.

WIEDEMANN, Cristina Maria. The Evolution of the Early Paleozoic, Late- to Post-Collisional Magmatic Arc of the Coastal Mobile Belt in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 65, suplement. 1, p. 163 – 182, 1993.

WIEDEMANN, Cristina Maria.; Penha, Hélio Monteiro. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. São Paulo: SBG, 1984. v. 12.

ZÁLAN, Pedro Victor. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, Virgínio et al (Org.). **Geologia do continente Sul Americano**. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 23, p. 595-613.

_____ et al. The Paraná basin, Brazil. In: LEIGHTON, et al. (eds). **Interior cratonic basins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 51, p. 681-708, 1990.

_____ ; 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.

Referências Cartográficas:

HEILBRON, Mônica et al. Tectonic Map of the Central Ribeira Belt. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **...with abstracts**. Rio de Janeiro, SBG, 2000. 1 CD ROM

RIO DE JANEIRO (Estado). Departamento de Recursos Minerais. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Duas Barras**: folha SF.23-Z-B-II-2. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro S.A, 1982. Escala 1:50.000 Impresso.

_____. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Nova Friburgo**: folha SF.23-Z-B-II-4. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro S.A, 1982. Escala 1:50.000 Impresso.

_____. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Teresópolis**: folha SF.23-Z-B-II-3. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro S.A, 1982c. Escala 1:50.000 Impresso.

_____. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Anta:** folha SF.23-Z-B-II-1. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro S.A, 1982. Escala 1:50.000 Impresso.

SILVA, Luiz Carlos da et al. (coord.). **Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro.** Brasília: CPRM, 2000. Escala 1:400.000. 1 CD-ROM.