**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA E MAGMÁTICA DA FAIXA
RIBEIRA NA REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO
RIO DE JANEIRO**

Miguel Tupinambá

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

Co-orientadora: Profa. Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1999**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTÔNICA E MAGMÁTICA DA FAIXA RIBEIRA NA
REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

MIGUEL ANTONIO TUPINAMBÁ ARAÚJO SOUZA

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Wilson Teixeira

Examinadores: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Prof. Dr. Roberto Dall'Agnoll

Prof. Dr. Rômulo Machado

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTÔNICA E MAGMÁTICA DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Miguel Tupinambá

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

Co-orientadora: Profa. Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005857

SÃO PAULO
1999

à minha família, ascendente e descendente,
eu dedico este trabalho:
mãe, esposa e filha,
todas mulheres...
o que seria de nós sem elas ?
ou melhor...
como sobreviver ao prazo final de entrega de uma tese,
se não fosse por elas ?

AGRADECIMENTOS

A pesquisa científica se faz em equipe, muitos pensando, investigando com diversas ferramentas de modo a buscar a verdade das coisas. Mas a confecção de uma tese é algo que parece extremamente individualista: consta da capa os nomes do autor, do orientador, e, neste caso, da co-orientadora. Mas, a equipe dos bastidores, nestes cinco anos, é grande demais. Se não aparece na capa, irá aparecer por aqui...

Quanto à orientação, poucos tiveram o prazer de ter uma dupla como a que eu tive. O professor Wilson Teixeira, com sua preocupação com a infraestrutura, apoio financeiro e científico, com a parte analítica, e intercâmbios com outros laboratórios e pesquisadores. A professora Monica Heilbron, companheira nos trabalhos de campo, na petrografia, nas discussões dos dados geoquímicos. Com eles aprendi, além do assunto da tese, como se deve orientar bem.

Agradeço aos primeiros que colaboraram com a idéia desta tese: o professor U. G. Cordani, que, gentilmente, forneceu seus apontamentos de campo, cuidadosamente arquivados, juntamente com as descrições petrográficas de J. Delhal. Espero que esta tese esteja à altura da pesquisa que o prof. Cordani realizou em seu doutorado, nos anos 60, na belíssima região da Serra dos Órgãos. Outro pesquisador que me abriu seu acervo de dados, muitos deles inéditos, foi o professor J. H. Grossi Sad, da UFMG. Agradeço a ambos pela colaboração.

Agradeço à duas turmas de alunos de graduação em geologia da UERJ que realizaram seu Estágio de Campo na área de pesquisa da tese: a turma de 1995, em Sumidouro, e a turma de 1996, em Bom Jardim. Muitos dos dados utilizados provêm do esforço desta equipe, muitos dos quais já se tornaram colegas geólogos.

Agradeço aos bolsistas de iniciação científica da UERJ que me acompanharam nestes últimos anos: Flávio Ribeiro Conceição (paulista), Clayton Guia de Almeida e Luciana Tupinambá.

Agradeço aos colegas pós-graduandos (a maioria doutor ou mestre há muito tempo) pelas acaloradas discussões e pela companhia nas frias noites de porão do CPGeo e na sala de alunos: Diana Ragatky, José Paulo Pinneise, Kátia Mellito, Sérgio Citroni, Mauro Geraldese, Ossama Harara e Jeferson Picanço.

Agradeço à equipe de técnicos e pesquisadores do CPGeo/USP: o pessoal da preparação, senhor Décio, Samuel e Vasco; as técnicas Ivone, Ellen, Liliane e Solange; aos técnicos Walter e Artur, e à secretária Valéria.

Agradeço aos colegas professores da UERJ pelos trabalhos conjuntos de campo, pelas discussões, e por ter “segurado a barra” enquanto me afastei para o doutoramento: Júlio Cesar H. de

Almeida, Claudio Valeriano, Beatriz Duarte, Claudia Valladares e, neste final de tese, Luis Guilherme, Webster Mohriak e Neli Palermo.

Agradeço aos professores do IG/USP pelas proveitosas discussões, fora ou dentro das disciplinas ou exame de qualificação, em especial os professores Miguel A. S. Basei, Silvio Vlach, Oswaldo S. Junior, B. Bley e Valdecir Janasi.

Agradeço aos pesquisadores que franquearam seus laboratórios ou forneceram amostras que me permitiram realizar esta tese: a professora Maria do Carmo B. Junho, da UFRJ, pela cessão de amostras pulverizadas dos granitos de Nova Friburgo, e o professor Moacir Macambira e sua colaboradora Cleris Sachett, pelas cuidadosas análises Pb/Pb em monocristais de zircão, no Pará-Isso.

Agradeço aos empresários da mineração que facilitaram grandemente a coleta de grandes amostras em suas pedreiras: Pedreira Pedrinco, em Nova Friburgo e as pedreiras de Banquete e Duas Barras.

Agradeço à UERJ pelo afastamento remunerado que me concedeu e pelo apoio de infraestrutura de campo, laboratório e mesmo hospedagem no Instituto Politécnico de Friburgo.

Agradeço à FAPESP pelo auxílio pesquisa concedida ao orientador, que viabilizou as despesas com análises químicas e geocronológicas e trabalhos de campo.

Agradeço ao CNPq pela bolsa de doutorado que tornou possível minha estada em São Paulo, com tranquilidade para desenvolver o doutoramento.

Agradeço à Patricia de Almeida e Carlos Marazzi, minha família paulistana, que me receberam tão bem em sua casa, e a minha equipe carioca de apoio na finalização da tese, Maria Lydia e Carmem de Almeida.

Agradeço à minha esposa, minha querida Liz, pela sua compreensão e amor. Grande parte do nosso casamento passei fazendo tese... ufa ! Helena Tupinambá contribuiu muito com este trabalho, ao dividir o tempo do pai com o computador e as viagens, muitas vezes com desvantagens.

Agradeço à Cicero Araujo Souza e Maria de Jesus Tupinambá G. A. Souza, que saíram há tempos do nordeste para criar, com dificuldades, seus filhos no sul: -- pai, mãe, agora sou doutor !

RESUMO

A região serrana do Estado do Rio de Janeiro, conhecida também como Serra dos Órgãos, é constituída por granitos e gnaisses gerados ou retrabalhados no Ciclo Brasileiro, ao final do Proterozóico e início do Paleozóico. Está situada na região central da Faixa Ribeira, entidade geotectônica que se distribui paralela à margem atlântica e que foi individualizada durante o Ciclo Brasileiro. Nesta região, a Faixa está dividida nos terrenos Ocidental e Oriental pelo Limite Tectônico Central. A área que foi pesquisada se encontra no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, entre as cidades de Nova Friburgo, Sumidouro e Cordeiro.

Os levantamentos de campo, a petrografia, análise litogeoquímica e geocronológica permitiram levantar, na área de pesquisa a história evolutiva de um orógeno Brasileiro. A evolução começa com magmatismo pré-colisional, representado por tonalito e diorito gnaiss do Complexo Rio Negro (CRN) e por corpos de hornblenda gabro. Os produtos do magmatismo pertencem a uma série cálcica tonalito-trondhjemitó gerada em ambiente de arco de ilhas oceânico, com $(\epsilon_{\text{Nd}})_{600 \text{ Ma}}$ de -0.9 e que esteve ativo há cerca de 630 Ma (idade U/Pb em zircão). Há 600 Ma (idades Pb/Pb em zircão), o arco Rio Negro colidiu com uma margem passiva, o Terreno Ocidental da Faixa Ribeira, o que gerou espessamento crustal, migmatização e geração de leucogranitos à muscovita. Após a colisão do Arco Rio Negro com a margem passiva e sua acreção, um novo arco magmático, de características continentais, se desenvolveu há 560 Ma (idade U/Pb em zircão). O melhor representante deste magmatismo é o Batólito da Serra dos Órgãos (BSO), um espesso *sheet* de granodiorito à granada com quimismo de arco magmático e com fácies gerada ainda na fase colisional. O Batólito foi gerado por um novo processo de subducção, com mergulho inverso àquele que gerou o Arco Rio Negro. Após o término do magmatismo do BSO, este plutonito e seus gnaisses encaixantes foram alçados à crosta superior, a uma taxa de soerguimento elevada. Há 500 Ma (idade Rb/Sr) o edifício orogênico sofreu um colapso tectônico, com a geração de falhamentos normais transversais ao orógeno. Estas estruturas controlaram o transporte e a colocação de soleiras e lacólitos de magma granítico pós-colisional.

ABSTRACT

The highlands of the Rio de Janeiro State, Brazil, known as Serra dos Órgãos, is constituted by granites and gneisses generated or reworked during the Brasiliano Cycle, at the transition between Neoproterozoic and Cambrian. It is located at the Central segment of the Ribeira Belt, which runs along the South Atlantic Coast and was formed at Brasiliano event. The Ribeira Belt is divided by the Central Tectonic Boundary into two terranes: the Occidental and the Oriental. The studied area is located in the latter terrane, near the cities of Nova Friburgo, Sumidouro e Cordeiro. Field and petrographic studies as well as geochemical and isotopic analyses from selected samples allowed to propose a whole historical evolution of a Brasiliano Orogen.

A pre-collisional magmatism represented by tonalitic and dioritic gneisses from the Rio Negro Complex and by hornblende gabbro small stocks is the earliest recognizable geological process. The calcic magma series tonalite-trondhjemite with $(\epsilon_{\text{Nd}})_{600 \text{ Ma}}$ of $-0,9$ suggest that its tectonic environment was as an oceanic island arc, active since 630 Ma (U/Pb zircon age).

At 600 Ma ago (Pb/Pb zircon age) the Rio Negro collided with a passive margin (the Occidental Terrane) resulting in crustal thickening, partial melting of metasediments and muscovite leucogranite generation.

After the arc/continent collision a new magmatic arc, this time with continental setting, is represented by the Serra dos Órgãos batholith. The calcic series tonalite-granodiorite-granite has crystallized at 560 Ma and a slightly older leucocratic peraluminous BSO facies suggest crustal contamination.

The cessation of the BSO magmatism was accompanied by a thermal relaxation and tectonic extrusion of the Oriental Terrane to the upper crust. The uplift was so geologically fast that crystalline rocks from this Terrane had experienced distensional collapse, and broke into twelve NW trending ductile-ruptile shear zones. These large structures had controlled the magma transport of the post-collisional granite laccoliths and sills from the Nova Friburgo Massif. The Rb/Sr isochronic analyses from the granites yielded ages between 500 and 480 Ma, which are the last orogenic ages ever found in Ribeira belt.

ÍNDICE

I – Introdução

- I.1 -- Contexto geológico, 1
- I.2 – Objetivo e estruturação da tese, 5
- I.3 – Características da área de estudo, 6

II - Material e métodos

- II.1 – Fontes de consulta bibliográfica e cartográfica, 8
- II.2 – Mapeamento geológico, amostragem e preparação de amostras, 8
- II.3 – Petrografia e litogeoquímica, 10
- II.4 – Análises isotópicas, 13

III - Revisão dos trabalhos anteriores

- III.1 – Modelos de evolução tectônica para o Setor Central da Faixa Ribeira, 15
- III.2 – Unidades litológicas do Terreno Oriental da Faixa Ribeira, 20
- III.3 – Acervo geocronológico, 28
- III.4 – Discussões, 36

IV – Geologia da área de estudo

- IV.1 – Unidades litológicas, 43
- IV.2 – Relações temporais entre as unidades litológicas, 48
- IV.3 – Estruturas e texturas, 64
- IV.4 – Forma dos corpos plutônicos, 69

V – As rochas encaixantes do magmatismo Brasileiro

- V.1 – Paragneisses e outros metassedimentos, 72
- V.2 – Gnaiss Imbé e Turvo, 77
- V.3 – Outras unidades metassedimentares do Terreno Costeiro, 79

VI – O Complexo Rio Negro e os corpos gabróicos

VI.1 – Complexo Rio Negro, 80

VI.1.1 – Aspectos de campo e petrografia, 80

VI.1.2 -- Litogeoquímica, 86

VI.1.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica, 92

VI.2 – Corpos Gabróicos, 98

VI.2.1 – Aspectos de campo e petrografia do Corpo Córrego do Oliveira, 98

VI.2.2 – Aspectos de campo e petrografia do Corpo da Fazenda Fortaleza, 102

VI.2.3 – Aspectos de campo e petrografia do Corpo do Córrego da Prata, 105

VI.2.4 – Litogeoquímica dos corpos gabróicos, 106

VI.2.5 -- Geocronologia e geoquímica isotópica, 112

VII – O Leucogranito Gnaiss

VII.1 – Aspectos de campo e petrografia, 113

VII.2 – Litogeoquímica, 115

VII.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica, 122

VIII – O Batólito da Serra dos Órgãos

VIII.1 – Aspectos de campo e petrografia , 131

VIII.2 – Litogeoquímica, 139

VIII.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica, 145

IX – Os maciços graníticos de Nova Friburgo e São José do Ribeirão

IX.1 – Aspectos de campo e petrografia, 155

IX.2 – Litogeoquímica, 161

IX.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica, 164

X – Evolução tectono-magmática

X.1 – Integração dos resultados litogeoquímicos e isotópicos, 172

X.2 – O arco magmático do Complexo Rio Negro e os corpos gabróicos, 179

X.3 – A geração do Leucogranito Gnaiss durante a colisão do arco Rio Negro, 182

X.4 – O magmatismo calci-alcalino após a colisão: o Batólito da Serra dos Órgãos, 184

X.5 -- O colapso final do orógeno e a intrusão dos granitos pós-colisionais, 185

Referências bibliográficas, 186

APÊNDICE I – Resultados analíticos em litogeoquímica, 197

APÊNDICE II - Resultados analíticos em geocronologia

Método Rb/Sr, 210

Método Sm/Nd, 213

Método U/Pb, 214

Método Pb/Pb, 217

APÊNDICE III – Mapa geológico da região entre Nova Friburgo, Duas Barras e Cordeiro (RJ), com localização dos pontos amostrados para análises geocronológicas e litogeoquímicas

LISTA DE FIGURAS

figura I.1: Contexto geotectônico, 3

figura I.2: Contexto geológico da Região da Serra dos Órgãos, 4

figura I.3: Localização e acesso à área de estudo, 7

figura III.1: Evolução geológica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira, 39

figura III.2: Idades radiométricas no Terreno Ocidental e parte do Terreno Oriental, 40

figura III.3: Curva de resfriamento pós-Brasiliano no Terreno Oriental, 43

figura IV.1: Feições intrusivas do Complexo Rio Negro em paragneisses, 50

figura IV.2: arranjo migmatítico e milonítico em paragneisse, 51

figura IV.3: croquis de afloramento com arranjo entre diorito e tonalito gnaiss, 52

figura IV.4: contrastes texturais entre diorito e tonalito gnaiss, 53

figura IV.5: diferentes relações de contato de gabros homófonos e foliados, 54

figura IV.6: bandas máficas em paragneisse, 91

figura IV.7: Corpos tabulares de Leucogranito Gnaiss intrusivos em gnaiss do CRN, 58

figura IV.8: Restitos de metassedimentos no Leucogranito Gnaiss, 59

figura IV.9: Contato entre o BSO e tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro, 61

figura IV.10: Assimilação de rochas encaixantes no Batólito da Serra dos Órgãos, 62

figura IV.11: Características texturais e intrusivas do Maciço de Nova Friburgo, 63
 figura IV.12: Enclaves de rochas encaixantes nos granitos Nova Friburgo, 64
 figura IV.13: Feições macro e microscópicas em ortognaisses, 68
 figura V.1: formas de afloramento de metassedimentos associados aos paragneisses, 74
 figura V.2: Forma de afloramento do Gnaiss Imbé, 78
 figura VI.1: Aspectos de afloramento de gnaisses do Complexo Rio Negro, 82
 figura VI.2: características petrográficas do tonalito gnaiss do complexo Rio Negro, 85
 figura VI.3: Diagramas de Harker para tonalitos e dioritos do Complexo Rio Negro, 87
 figura VI.4: Distribuição de terras raras em gnaisses do Complexo Rio Negro, 88
 figura VI.5: Características litogeoquímicas de gnaisses do Complexo Rio Negro, 89
 figura VI.6: Características tectônicas de gnaisses do Complexo Rio Negro, 91
 figura VI.7: Relações de campo entre tonalito gnaiss e leucogranito gnaiss, 92
 figura VI.8: Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra DB-TUP-30^A, 93
 figura VI.9: resultados Rb/Sr em rochas do Complexo Rio Negro, 95
 figura VI.10: diagrama ϵ_{Sr} versus idade para gnaisses do CRN e hornblenda gabro, 97
 figura VI.11: Mapa e perfil geológico do Corpo Gabróico do Córrego do Oliveira, 99
 figura VI.12: Modelo da estrutura do Corpo Gabróico do Córrego do Oliveira, 101
 figura VI.13: Mapa geológico e ocorrência de minerais-índice do Corpo Fazenda Fortaleza, 103
 figura VI.14: Modelo da estrutura do Corpo Gabróico da Fazenda Fortaleza, 104
 figura VI.15: Diagramas de variação para as rochas gabróicas, 107
 figura VI.16: Diagramas de classificação geoquímica para as rochas gabróicas, 108
 figura VI.17: Comportamento geoquímico de terras raras nas rochas gabróicas, 110
 figura VI.18: Diagramas tectônicos para as rochas gabróicas, 111
 figura VII.1: diagramas de Harker para leucogranito gnaiss, 116
 figura VII.2: diagramas de distribuição de terras raras..., 117
 figura VII.3: características da série magmática ..., 119
 figura VII. 4: diagramas tectonicos..., 120
 figura VII.5: Diagramas de Arvin & Rostamizadeh (1977), 121
 Figura VII.6 - Idade versus Etapas de evaporação amostra DB-TUP-30G, 124
 Figura VII.7 - Idade versus Etapas de evaporação da amostra NF-TUP-3, fração A, 125
 Figura VII.8 - Idade versus Etapas de evaporação da amostra NF-TUP-3, fração B, 126
 Figura VII.9 - Idade versus Etapas de evaporação da amostra NF-TUP-3, 127
 figura VII.10 – diagrama de Nd para Leucogranito gnaiss, 130

- figura VIII.1: Composição mineralógica de gnaisses do BSO, 133
- figura VIII.2: Histogramas da composição de plagioclásio, 134
- figura VIII.3: Classificação dos faixas do BSO pelo diagrama QAP, 138
- figura VIII.4: Mapa de isoteores do valor A/P, 137
- figura VIII.5: Diagramas de Harker para amostras do BSO, 140
- figura VIII.6: Padrões de distribuição de terras raras em rochas do BSO, 141
- figura VIII.7: Características geoquímicas da série magmática do BSO, 142
- figura VIII.8: Diagramas de ambientação tectônica para rochas do BSO, 143
- figura VIII.9: Diagramas de Arvin & Rostamizadeh (1997), 144
- figura VIII.10: Diagrama Concórdia da amostra NF-TUP-2, da Pedreira Pedrinco, 146
- figura VIII.11: Diagrama Concórdia da amostra CO-TUP-25, da Pedra da Santa Teresa, 147
- figura VIII.12: Diagrama Concórdia de Delhal et al (1969) da Faixa Bom Jardim, 148
- figura VIII.13: idade x etapa de evaporação para amostra COTUP13, 149
- figura VIII.14: resultados Rb/Sr para o BSO, 152
- figura VIII.13: evolução do Nd , BSO, 154
- figura IX.1: diagrama QAP para os maciços NF e SJR, 157
- figura IX.2: petrografia comparativa entre BSO e, 160
- figura IX.3: Diagramas de Harker para amostras dos maciços NF e SJR, 162
- figura IX.4: Características geoquímicas da série magmática maciços NF e SJR , 163
- figura IX.5: Resultados Rb/Sr dos maciços NF e SJR, 165
- figura IX.6: mapa de razões isotópica, 167
- figura X.1: séries magmáticas, 173
- figura X.2: discriminação tectônica, 174
- figura X.3: acervo de idades, 176
- figura X.3: evolução do Sr, 177
- figura X.4: evolução do Nd, 178
- figura X.5: evolução do Nd nos maciços NF e SJR, 170

LISTA DE TABELAS

- tabela II.1: Campanhas de campo na área da tese e adjacências, 9
- tabela II. 2: Lista das amostras das remessas 1 e 2 enviadas ao ACTLABS, 11
- tabela II.3: Lista das amostras das remessas 3, 4, e 5 enviadas ao ACTLABS, 12
- tabela III.1: Unidades tectônicas e estratigráficas na parte costeira da Faixa Ribeira, 15

tabela III.2: Variações nas características do modelo transpressivo para a Faixa Ribeira,	19
tabela III.3: Subdivisão estratigráfica dos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul,	22
tabela III.4: Idades U/Pb em zircão em paragneisses do Terreno Oriental da Faixa Ribeira,	28
tabela III.5: Idades isocrônicas Rb/Sr de paragneisses do Terreno Oriental da Faixa Ribeira,	30
tabela III.6: Idades U/Pb e Rb/Sr de ortogneisses do Terreno Oriental da Faixa Ribeira,	31
tabela III.7: Idades isocrônicas Rb/Sr em rocha total e U/Pb em zircão em leucogranitos,	32
tabela III.8: Idades isocrônicas Rb/Sr em rocha total do Batólito da Serra dos Órgãos,	33
tabela III.9: Intervalos de idade do magmatismo pós-deformacional na Faixa Ribeira,	34
tabela III.10: Idades K/Ar e isócrona mineral Rb/Sr na região da Serra dos Órgãos,	35
tabela IV.1 : Proporção entre as medidas do Batólito da S. dos Órgãos,	70
tabela V.1 : Principais aspectos macro e microscópicos das faixas,	73
tabela V.2: Características petrográficas de gnaisses da Faixa Bom Jardim-,	75
tabela V.3: Características petrográficas de metassedimentos da Faixa Bom Jardim-,	76
tabela V.4: Assembléia mineralógica e textura do Gnaiss Imbé,	77
tabela VI.1: Características petrográficas de gnaisses do Complexo Rio Negro,	84
tabela VI.2: Características petrográficas dos gabros do Comp. Córrego do Oliveira,	100
tabela VI.3: Características petrográficas do Gabro da Fazenda Fortaleza,	102
tabela VI.4: Diferenças geoquímicas entre os corpos gabróicos,	109
tabela VII.1: Características petrográficas dos tipos de Leucogranito Gnaiss,	114
tabela VII.2: razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (600 Ma) para leucogranito gnaiss,	128
tabela VIII.1: Características petrográficas do Batólito da Serra dos Órgãos,	132
tabela VIII.2: Critérios que diferenciam Tonalito Gn do CRN e gn do BSO,	135
tabela IX.1: Formas de ocorrência das intrusões graníticas,	156
tabela IX.2: Características petrográficas das fácies do Maciço de Nova Friburgo,	158
tabela IX.3: Características petrográficas das fácies do Maciço de São José do Ribeirão,	159
tabela IX.4: Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 500 Ma de granitos do Maciço de Nova Friburgo,	166

Capítulo I - Introdução

I.1 - Contexto Geológico

A região da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, é constituída por maciços graníticos e gnáissicos que fazem parte da Faixa Ribeira, definida por Almeida *et al.* (1973) e Hasui *et al.* (1975) como uma faixa de dobramentos, com granitogênese e metamorfismo brasileiros que afetam sedimentos meso a neoproterozóicos e um embasamento paleoproterozóico (figura I.1). Esta faixa representa a raiz de um orógeno colisional que se desenvolveu durante o Ciclo Brasileiro, na margem do Cráton do São Francisco (Heilbron 1995).

A região serrana do Estado do Rio de Janeiro, escopo desta tese, inclui-se no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.* 1998a; 1999), sendo constituída por gnaisses granitóides, paragneisses e granitos (figura I.2).

O conjunto de paragneisses e outros metassedimentos de alto grau é conhecido como Grupo Paraíba do Sul (Sad & Dutra 1988) ou Grupo Itaiua (Machado Filho *et al.* 1983; Heilbron *et al.* 1999).

Ortogneisses (Tassinari 1988; Dias Neto *et al.* 1995) e migmatitos com leucossoma granodiorítico a tonalítico (Rosier 1957, 1965; Tassinari 1988; Picanço 1994) foram integrados por Tupinambá *et al.* (1996) no Complexo Rio Negro -- gnaisses granitóides de composição tonalítica a diorítica.

Nesta tese foram separados do Complexo Rio Negro extensos corpos de Leucogranito Gnaiss e corpos menores de hornblenda gabro.

O Leucogranito Gnaiss foi descrito como Gnaiss Granítico (Barbosa & Sad 1985), Granitóide (Matos *et al.* 1980), Batólito da Serra das Araras (Machado & Demange 1994b), granito pós-tectônico (Ledent & Pasteel 1968) ou migmatito com leucossoma granítico (Delhal *et al.* 1969; Tassinari 1988).

Corpos gabróicos foram identificados na Serra dos Órgãos por Matos *et al.* (1980), Pinto *et al.* (1980) e Junho (1998).

Uma intrusão granítica com textura gnáissica de grandes dimensões -- o Batólito da Serra dos Órgãos (Barbosa & Sad 1985) é intrusivo no Complexo Rio Negro e em Leucogranito Gnaiss.

Granitos pós-tectônicos ocorrem em maciços circunscritos, como em Teresópolis, Frades, Nova Friburgo (Junho 1990) e São José do Ribeirão (Matos *et al.* 1980).

Todo o conjunto de rochas mergulha suavemente para noroeste, em contatos semi-concordantes, com fracos sinais de deformação e metamorfismo nos ortognaisses. O polígono nas figuras I.1 e I.2 indica a área selecionada para pesquisa.

O Terreno Oriental da Faixa Ribeira carece de caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica integrada de suas rochas, o que vem a justificar a presente tese. Por outro lado, a homogeneidade composicional e a simplicidade das estruturas do Terreno Oriental tornam possível, a partir de um estudo localizado, estender seus resultados a outras unidades correlacionáveis por centenas de quilômetros ao longo da Faixa Ribeira.

Figura I.1: Contexto geotectônico da área de pesquisa (modificado de Heilbron et al 1999)

Fonte do mapa:
Sad A. Dutra, 1985 e Tupinambá, M. 1996

Figura I.2: geologia da região da Serra dos Órgãos

I.2 - Objetivo e subdivisão da tese

Esta tese pretende montar um modelo que reconstitui a evolução do Ciclo Brasileiro na Serra dos Órgãos, com destaque para a região de Nova Friburgo (RJ), baseado em dados de campo, petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos.

A forma de apresentação adotada enfatiza o aspecto cronológico de um orógeno Brasileiro. Esta opção está baseada no estado da arte do conhecimento geológico na região, onde vários intervalos de idade e de etapas orogenéticas já foram propostos.

Inicialmente, apresenta uma breve descrição dos métodos de pesquisa (Capítulo II), seguida por uma revisão dos trabalhos anteriores na Faixa Ribeira, com maior atenção em seu Terreno Oriental (Capítulo III). A seguir descreve a geologia da área de estudo, demonstrando as relações temporais entre as diversas unidades litológicas, e estabelecendo correlações regionais (Capítulo IV). As rochas pré-brasileanas são descritas no Capítulo V. As diversas etapas evolutivas do Ciclo Brasileiro são então apresentadas nos capítulos VI a IX: fases pré, sin, tardi e pós-colisional. No capítulo X é feita uma integração do resultados obtidos em um modelo de evolução tectônica para o Terreno Oriental da Faixa Ribeira.

A tese foi elaborada durante o programa de pesquisa de doutoramento no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG/USP), sob a orientação dos professores Wilson Teixeira (USP) e Mônica Heilbron (UERJ). As atividades de campo e laboratório foram financiadas pela FAPESP (processo 95-4066-6). O Departamento de Geologia Geral e o Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG/USP forneceram o apoio laboratorial em geocronologia. A Faculdade de Geologia da UERJ colaborou com os trabalhos de campo, preparação de amostras e petrografia.

I.3 - Características da área de estudo

A partir de trabalhos de campo iniciais, do estudo dos mapas geológicos disponíveis e de trabalhos anteriores, foi selecionada uma área com cerca de 160 km², que abrange as folhas topográficas 1:50.000 Nova Friburgo, Duas Barras e Cordeiro (figura I.3). O grau de exposição dos gnaisses e granitos é suficiente para amostragem litogeoquímica e geocronológica. Um fator importante na escolha da área foi a relativa distância do Sistema de Cisalhamento do Paraíba do Sul, cuja milonitização dificulta a petrografia e pode alterar as características litogeoquímicas das rochas.

Partindo-se da cidade do Rio de Janeiro, chega-se à área de estudo através do seguinte roteiro (figura I.3): ponte Rio-Niterói, seguindo pela BR-101 até Itaboraí; neste trevo, toma-se a RJ-116, que passa por Cachoeiras de Macacu, Nova Friburgo, Bom Jardim e Cordeiro. Esta última rodovia é também acesso às outras cidades importantes da área: a) para Teresópolis, segue-se pela RJ-130, que se inicia no trevo da saída norte de Nova Friburgo; b) para Sumidouro toma-se a RJ-148, no trevo de Rio Grandina, 3 km a norte de Nova Friburgo; c) para Duas Barras, é preciso tomar a RJ-144, no trevo a 6 km de Bom Jardim, sentido norte.

A maior parte da área se encontra na vertente interiorana da Serra dos Órgãos, cujo ponto culminante é o Pico da Caledônia, com 2219 metros. A superfície do terreno apresenta dois gradientes regionais: a) um suave gradiente com sentido NE, onde se encaixam o curso dos rios Grande e Negro; b) um gradiente descontínuo, em degraus, para NNW, onde corre uma rede de drenagem em treliça que deságua no médio curso do Rio Paraíba do Sul.

A área está incluída na Macroregião Administrativa do Estado do Rio de Janeiro denominada de *Região Serrana* (Michelin 1990). A região tem as menores temperaturas do estado, com média mínima de 10 °C e média máxima de 30 °C. Nas encostas da Serra dos Órgãos floresce a Floresta Tropical Úmida, e o clima é temperado, sem estação seca, e a pluviosidade chega a 2.200 milímetros anuais. Na vertente oposta, em direção ao Vale do Rio Paraíba do Sul, o clima é subtropical, com estação seca entre junho e agosto. Historicamente, a região se caracteriza pelas levadas de imigrantes alemães e suíços que se fixaram entre Nova Friburgo e Bom Jardim, entre 1820 e 1824. A atividade econômica predominante na região é a pecuária de leite, seguida pelo turismo e pela indústria têxtil.

Figura 13 - Localização e acesso à área de estudo

Capítulo II – Material e Métodos

II.1 – Fontes de consulta bibliográfica e cartográfica

Inicialmente, foi feita uma consulta aos arquivos da GEOSOL, empresa que realizou o mapeamento geológico 1:50.000 da área de tese, para analisar os dados primários obtidos e orientar os trabalhos de campo. Na ocasião, o professor J. H. Grossi Sad gentilmente cedeu os originais do relatório final do projeto (Pinto, 1980), além de mapas de integração (inéditos) na escala de 1:100.000. Outros dados compilados foram os mapas geológicos, perfis e relatórios de Rosier (1957, 1965), Pinto (1980) e Matos (1980). Também foi elaborada uma revisão dos dados geocronológicos disponíveis para as regiões de Juiz de Fora, Três Rios (RJ), Areal (RJ) e Friburgo, a partir dos trabalhos de Ledent & Pasteels (1968), Delhal et al (1969), Cordani et al (1973) e apontamentos de pesquisa inéditos fornecidos pelo prof. U. G. Cordani. Parte destes dados foram reinterpretados em face dos novos dados geológicos gerados na área (Tupinambá et al. 1997).

II.2 – Mapeamento geológico, amostragem e preparação de amostras

Os trabalhos de campo foram executados em duas escalas (tabela II.1). Em escala regional, foram feitos perfis regionais na região da Serra dos Órgãos ao longo das rodovias BR-040 e BR-116. Os trabalhos de detalhe e semi-detallhe foram realizados na região entre Friburgo, Cordeiro e Sumidouro (RJ), e se iniciaram com seções geológicas entre Friburgo e Sumidouro (RJ), em que foram coletadas amostras do Batólito da Serra dos Órgãos e do Complexo Rio Negro. A partir daí foi aproveitado o cronograma dos Estágios de Campo da Faculdade de Geologia da UERJ. Campanhas individuais de campo completaram o levantamento geológico da área.

Foram coletadas cerca de 400 amostras de rocha. As amostras destinadas à estudos geocronológicos encontram-se arquivadas (em bruto, pó para mesa vibratória ou pó para separação química) no CPGeo/USP; as demais amostras, incluindo material britado e moído, podem ser localizadas na Litoteca do Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA), na Faculdade de Geologia da UERJ.

PERÍODO	LOCAL	OBJETIVO
fevereiro junho/1994	Região Serrana	Perfis regionais a norte e a sul de Nova Friburgo. Visita à Cantagalo e Teresópolis com orientador.
agosto/95	Sumidouro	Estágio de Campo curricular do curso de geologia da UERJ na região entre Sumidouro e Nova Friburgo.
Dezembro/95	BR-040, Pedro do Rio e Areal	Seção do Complexo Rio Negro e do Batólito da S. dos Órgãos.
Fevereiro e março/96	Petrópolis, Teresópolis Nova Friburgo	Seções do Complexo Rio Negro entre o Rio de Janeiro e Petrópolis; faciologia do batólito S. Órgãos em Teresópolis; contato sul do batólito.
Março/96	Nova Friburgo	Mapa geológico do contato sul do batólito. Amostragem para geoquímica.
Março/96	Teresópolis	Contato Rio Negro/ batólito na BR-116 no trecho de subida para Teresópolis.
Julho/96	Duas Barras e Bom Jardim	Perfil em granitos pós-tectônicos em Friburgo. Reconhecimento geológico a leste e sudeste de Bom Jardim.
Julho e agosto/96	Cordeiro	Estágio de Campo curricular do curso de geologia da UERJ. A folha Cordeiro foi quase que integralmente mapeada.
Agosto/96	Duas Barras	Geologia de detalhe e amostragem de corpo gabróico do Córrego do Oliveira.
13/2/97	Três Rios	Visita aos pontos amostrados por Delhal & Cordani, para revisão
9/3/97	Nova Friburgo	Amostragem do corpo superior do Batólito da S. dos Órgãos, na Pedra da Santa Teresa.
1 a 4 /4/97	Friburgo e arredores	Visita à área com o Orientador, para revisão da amostragem e checagem de campo
7/7/97	Angra dos Reis	Reconhecimento do Complexo Rio Negro ao longo da BR-101.
14/8/97	Friburgo	Amostragem e mapeamento do contato dos granitos pós-tectônicos
4 e 5/9/97	Italva e Itaperuna	Reconhecimento e amostragem de mármore correlatos aos corpos de Cordeiro & Cantagalo

Tabela II.1: Campanhas de campo na área da tese e adjacências.

As amostras coletadas para estudos litogeoquímicos e geocronologia Rb/Sr, Sm/Nd ou K/Ar obedeceram aos seguintes critérios: a) ausência de feições macroscópicas de intemperismo; b) volume de amostra proporcional ao volume do maior cristal da rocha.

Para as metodologias U/Pb e Pb/Pb foram fragmentados blocos com mais de 30 quilos, retirados de três pedreiras ativas à época da amostragem: a) Pedreira Pedrinco, na zona urbana de Nova Friburgo; b) Pedreira na Localidade de Banquete, município de Bom Jardim; c) Pedreira de propriedade do Sr. José Araujo, nos arredores de Duas Barras. Uma única exceção foi feita para a amostra do Batólito da Serra dos Órgãos proveniente da Pedra da Santa Teresa. Neste local, as difíceis condições de acesso somente permitiram a fragmentação de um bloco pesando mais de 30 quilos, retirado do depósito de talus adjacente ao paredão rochoso.

A preparação de amostras para análise litogeoquímica e isotópica (rocha total nos métodos Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar) seguiu as seguintes etapas: a) desbaste de faces intemperizadas em serra diamantada de 14,5 polegadas; b) britagem em britador de mandíbulas; c) pulverização em moinho de bolas de tungstênio.

Para a concentração de zircões nos métodos U/Pb e Pb/Pb foi utilizada a seguinte rotina: a) britagem em britador de mandíbulas; b) pulverização em moinho de discos; c) peneiramento para obtenção de fração entre 80 e 100 #; d) concentração de pesados em meio aquoso por mesa vibratória; e) separação de magnetita e frações magnéticas a 1,5, 0,7 e 0,5 A (separador magnético Frantz); f) uso de bromofórmio e iodeto de metileno para obtenção de concentrado de apatita, zircão, titanita e magnetita; g) ataque com HNO₃ 6,0 N para retirada de pirita; h) separação em frações magnéticas para retirada de titanita e apatita, em separador Frantz; i) catação, em lupa, de populações de zircão.

II.3 – Petrografia e litogeoquímica

Foram confeccionadas cerca de 230 lâminas de rocha no Setor de Laminação do IG/USP no LGPA/UERJ. A análise de lâminas delgadas seguiu a seguinte ordem: a) minerais coloridos; b) minerais incolores; c) minerais acessórios; d) minerais de alteração; e) texturas e microestruturas. A concentração dos minerais foi feita com base em estimativas visuais. As amostras destinadas a estudos litogeoquímicos foram encaminhadas para o laboratório ACTLABS (Activation Laboratories), com sede em Ancaster (Ontário, Canadá) em cinco remessas entre 1996 e 1998. Neste período, o laboratório passou por melhorias tecnológicas em seus equipamentos, baixando seus limites de detecção e aumentando o número de elementos analisados. Estas modificações representam, portanto, diferentes métodos de análise e níveis de detecção no conjunto de amostras

analisadas (tabelas II.2 e II.3). No limite de detecção, os resultados tem 100 % de erro. Para valores 10 vezes maiores que o limite o erro é de 20 %, e 100 vezes maiores, o erro fica entre 1 e 5 %.

Remessa 1			Remessa 2		
DB-III-4D DB-III-47 DB-TUP-8F		DB-I-53 CO-TUP-2E DB-III-53A	DB-TUP-8M DB-III-41 NF-TUP-2H CO-TUP-4A		CO-TUP-2D DB-II-39 NF-TUP-21A NF-TUP-43A
	Remessa 1	Remessa 2		Remessa 1	Remessa 2
Ag	5 ppm	2 ppm	Ir	5 ppb	1 ppb
As	2 ppm	1 ppm	Mo	5 ppm	2 ppm
Au	5 ppb	2 ppb	Na	0.01 %	0.001 %
			Ni	100 ppm	50 ppm
Ba	100 pm	20 ppm	Rb	20 ppm	10 ppm
Br	1 ppm	0.5 ppm	Sb	0,2 ppm	0,1 ppm
Ca	0.5 %	0.2	Se	3 ppm	0,5 ppm
Co	1 ppm	0.1 ppm	Sr	500 ppm	100 ppm
Cr	2 ppm	0.5 ppm	Ta	1 ppm	0,3 ppm
Cs	0.5 ppm	0.2 ppm	W	3 ppm	1 ppm
Fe	0.02 %	0.005 %	Zn	40 ppm	10 ppm
Hf	0.5 ppm	0.2 ppm			
Terras Raras e actinídios					
Sc	0.1 ppm	0.01 ppm	Tb	0,5 ppm	0,1 ppm
La	0.2 ppm	0.05 ppm	Yb	0,1 ppm	0,05 ppm
Ce	3 ppm	1 ppm	Lu	0,05 ppm	0,01 ppm
Nd	5 ppm	1 ppm	U	0,5 ppm	0,1 ppm
Sm	0.1 ppm	0.01 ppm	Th	0,5 ppm	0,1 ppm
Eu	0.1 ppm	0.05 ppm			

Tabela II. 2: lista de amostras das remessas 1 e 2 enviadas ao ACTLABS (parte superior) e limites de detecção de análises por ativação neutrônica (parte inferior).

Nestas remessas foram também realizadas análises por ICP dos seguintes elementos:

SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, LOI, Limite de detecção: 0,01 %;

Ba, Sr, Y, Zr, Sc—Limite de detecção: 2 ppm

<i>3ª remessa</i>		<i>4ª remessa</i>		<i>5ª remessa</i>	
CA-FR-1B CA-FR-1A DB-FR-34B CO-TUP-17 I CO-TUP-14A CO-TUP-17E DB-FR-56A DB-I-10		DB-TUP-3 DB-TUP-30G DB-TUP-33A DB-TUP-30A DB-TUP-30C CO-TUP-13 CO-TUP-7B DB-TUP-7 DB-I-8 DB-I-6A DB-II-54 DB-II-39 CO-V-13A CO-V-43 CO-VI-04 CO-V-13B		NF-TUP-2H CO-TUP-4 CO-TUP-30 CO-TUP-31B CO-TUP-31A CO-TUP-34A CO-IV-44 CO-VI-43F CO-VI-43G CO-VI-43H CO-V-55 CO-III-57A CO-TUP-2D	
<i>Elemento</i>	<i>Limite (ppm)</i>	<i>Elemento</i>	<i>Limite (ppm)</i>	<i>Elemento</i>	<i>Limite (ppm)</i>
Ag	0.5	Ni	10	La	0.1
As	5	Pb	5	Ce	0.1
Ba	1	Rb	0.5	Pr	0.05
Bi	0.2	Sb	0.1	Nd	0.1
Co	0.5	Sn	1	Sm	0.1
Cr	10	Sr	0.1	Eu	0.05
Cs	0.5	Ta	0.05	Gd	0.1
Cu	10	Th	0.1	Tb	0.1
Ga	1	Tl	0.1	Dy	0.1
Ge	1	U	0.1	Ho	0.1
Hf	0.2	V	5	Er	0.1
In	0.2	W	0.5	Tm	0.05
Mo	0.5	Y	1	Yb	0.1
Nb	1.0	Zn	10	Lu	0.04
		Zr	0.5		

Tabela II.3.: lista das amostras das remessas 3, 4, e 5 enviadas ao ACTLABS (parte superior) e limites de detecção de análises por ICP-MS nas remessas 3, 4, e 5 (parte inferior).

Foram também realizadas análises por ICP de:

SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, LOI, limite de detecção: 0,01 %;

Ba, Sr, Y, Zr, Sc, limite de detecção: 2 ppm;

Be e V, limite de detecção: 1 ppm.

II.4 – Análises isotópicas

ANÁLISES RB/SR EM ROCHA TOTAL

Neste método foi analisado somente o pó quarteado de rocha total, obtido através de britagem e posterior pulverização em moinho de bolas revestido por carbeto de tungstênio. Este pó 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 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, 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).

ANÁLISES SM/ND EM ROCHA TOTAL

Neste método foi analisado o pó de rocha total de oito amostras. As amostras foram britadas e posteriormente pulverizadas em moinho de bolsa 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).

ANÁLISES U/PB EM ZIRCÃO

Foram analisadas por este método duas amostras do Batólito da Serra dos Órgãos e uma amostra do tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro, em um total de 12 frações de zircão.

Durante o programa de pesquisas do doutoramento, foi realizada a separação mineral e catação dos cristais de zircão a serem analisados pelos métodos U/Pb e Pb/Pb. A separação química e a análise espectrométrica foram realizadas pela equipe do CPGeo/USP (U/Pb) e Pará-Iso (Pb/Pb).

A descrição das amostras analisadas e das frações de zircão separadas para análise são encontradas no Apêndice II, e os procedimentos analíticos adotados estão descritos em Basei et al (1995).

ANÁLISES PB/PB EM ZIRCÃO

Foram analisadas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão duas amostras de leucogranito gnaiss (NF-TUP-3 e DB-TUP-30G) e de gnaiss do Batólito da Serra dos Órgãos (CO-TUP-13). 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.

Capítulo III – Revisão dos trabalhos anteriores

III.1 – Modelos de evolução tectônica para o Setor Central da Faixa Ribeira

Os primeiros mapas tectônicos da região sudeste brasileira (Ebert 1956, 1968; Rosier 1965) delinearam uma faixa de rochas precambrianas (*Cinturão Paraíba*, Ebert 1968) de direção paralela ao contorno da costa atlântica. Almeida *et al.* (1973), com base nas idades brasileiras encontradas na região (Delhal *et al.* 1969) propuseram o termo *Faixa Ribeira* para as rochas geradas no Ciclo Brasileiro, expostas na região entre São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Posteriormente, a faixa teve sua área de ocorrência estendida do Uruguai ao sul da Bahia (Hasui *et al.* 1975; Schobbenhaus & Campos 1984), com possíveis correlações com a Faixa Damara, na África (Porada 1979, 1989; Torquato & Cordani 1981).

Em seu trecho mais próximo à costa atlântica, a Faixa Ribeira é constituída por ortognaisses, granitos e metassedimentos de alto grau (Hasui *et al.* 1975), cuja denominação varia segundo diversos autores (tabela 1.1).

Denominação	Autor (es)
Cinturão Atlântico	Leonardos Jr & Fyfe (1974)
Complexo Costeiro	Hasui et al. (1984)
Terreno Costeiro	Campos Neto & Figueiredo (1990)
Domínios Serra dos Órgãos e Litorâneo	Machado & Demange (1990, 1992)
Cinturão Móvel Costeiro	Wiedemann (1993)
Domínio Alóctone Inferior	Heilbron et al. (1995)
Microplaca Serra do Mar	Campos Neto & Figueiredo (1995)
Microplaca Manhauçu	Costa et al. (1996)
Domínio Costeiro	Machado et al. (1996)
Terreno Oriental	Heilbron et al (1998a, 1999)

Tabela III.1: Unidades tectônicas e estratigráficas reconhecidas na parte costeira da Faixa Ribeira, segundo diversos autores.

A denominação “*Terreno Oriental*” será utilizada nesta tese, por seu caráter litotectônico, sem conotação estratigráfica específica. Foram excluídas do presente estudo as áreas próximas ao litoral, conhecidas como *Bloco de Cabo Frio* (Fonseca 1989), *Domínio Litorâneo* (Machado & Demange 1990, 1992) ou *Fragmento Tectônico de Cabo Frio* (Fonseca 1994). Estes locais apresentam estruturas ortogonais à direção estrutural da Faixa Ribeira, e contêm gnaisses gerados no Ciclo Transamazônico (Zimbres *et al.* 1990; Fonseca 1994; Heilbron *et al.* 1998b), que não representam a evolução brasileira do Terreno Oriental.

Os trabalhos pioneiros no Terreno Oriental foram realizados por G.F. Rosier (Rosier 1957, 1965). O autor propôs um complexo de *nappes*, de tipo alpino, na região da Serra do Mar, que teria se estruturado durante o Ciclo Brasileiro. Utilizou, como argumentos para sua hipótese, a presença de dobras de plano axial horizontal, estruturas tangenciais descritas na cidade do Rio de Janeiro (Lamego, 1964), e uma estruturação regional na forma de abóbada. A nappe superior, denominada pelo autor de *Nappe da Serra Dos Órgãos*, seria constituída por gnaisses arqueanos (*Série Serra dos Órgãos*) de dois tipos: a) Biotita-gnaiss + anfibolito + leucognaiss fino, todos migmatizados; b) gnaisses granitóides: microclina-oligoclásio biotita e/ou hornblenda gnaisses.

Em oposição à concepção de uma idade arqueana proposta para a Série Serra dos Órgãos por Rosier, Delhal *et al.* (1969) propuseram que os granitos e gnaisses teriam se formado durante o Ciclo Brasileiro. O exame petrográfico dos gnaisses teria evidenciado um estágio único de cristalização orientada, ocorrido durante a fase deformacional do ciclo Brasileiro (Cordani *et al.* 1968). Corroborando esta interpretação, Delhal *et al.* (1969) obtiveram uma idade U/Pb em zircão de 620 +/- 20 Ma em uma amostra de um gnaiss migmatítico da Série Serra dos Órgãos na localidade de Areal (RJ). A idade foi estabelecida com base no intercepto superior de uma discordância de 3 frações, com uma delas concordante. Dados adicionais U/Pb em zircão foram obtidos por Cordani *et al.* (1973) em pedreira na estrada Nova Friburgo/Bom Jardim (RJ), desta vez em populações discordantes e paralelas no Diagrama Concórdia, que foram explicadas como herança de crosta mais antiga, possivelmente Transamazônica.

À semelhança do empilhamento de *nappes* visualizado por Rosier (1957, 1965), Heilbron (1990, 1993, 1995) e Heilbron *et al.* (1995) reconheceram escamas tectônicas superpostas na Faixa Ribeira Central. Para estes autores, a fase colisional D1/D2 teria se iniciado por compressão frontal SE/NW com empurrões, dobras recumbentes em bainha, e foliações S1 e S2 associadas. Durante esta fase haveria ainda verticalização de estruturas, iniciando-se uma componente transcorrente dextral. Uma componente oblíqua teria se desenvolvido ao final da fase D1/D2, com reativação de empurrões. O metamorfismo M1, associado à deformação D1 + D2, teria gerado anatexia e geração de granitóides tipo-S, metassedimentos à cordierita, sillimanita, granada e k-feldspato e

retrometamorfismo em granulitos. O auge metamórfico, datado entre 590 e 563 Ma (Machado et al. 1996), estaria relacionado à processo de deslaminção e *underthrusting*, durante subducção para SE (Heilbron 1993, 1995).

Segundo Heilbron (1995) a fase colisional D1/D2 teria empilhado sobre a margem do Cráton do São Francisco os domínios alóctones *Paraíba do Sul*, *Juiz de Fora* e *Andrelândia*. Estes são constituídos por uma cobertura metassedimentar proterozóica, ortognaisses de um embasamento pré-1,8 e granitóides brasileiros, separados entre si por zonas de cisalhamento dúcteis. No Domínio Andrelândia é possível distinguir cobertura e embasamento. O Domínio Juiz de Fora apresenta uma interdigitação tectônica entre a cobertura e ortogranulitos, formando um conjunto de lentes amendoadas de direção NE/SW, e foi interpretado como uma zona de cisalhamento crustal, responsável por grande parte do encurtamento brasileiro (Heilbron 1995; Heilbron et al 1995). O domínio Paraíba do Sul, de deformação menos intensa, contém um conjunto supracrustal de idade duvidosa (Grupo Paraíba do Sul), ortognaisses transamazônicos do Complexo Quirino (Machado et al 1996) e intrusões brasileiras.

Durante a fase pós-colisional D3 + D4, as escamas foram afetadas por transcorrências dúcteis discretas, tardi a pós-pico metamórfico, associadas a dobras D3 verticais, resultando na *Megassinforma do Paraíba do Sul* (Heilbron et al. 1991), *Megaantiforma da Serra do Mar* (do Rio de Janeiro a Lumiar) e a *Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul*, de caráter transpressivo. A foliação S3, relativa à esta fase, só é encontrada em tipos litológicos mais micáceos ou como clivagem de fratura em quartzitos. As dobras D4 têm seu plano axial com direção NW (ortogonal à faixa), são abertas a suaves e estão associadas à zona de cisalhamento dúcteis-rúpteis. O metamorfismo M2, entre 535 e 520 Ma (Machado et al 1996) predomina em direção à área costeira, refletindo duplicação crustal, com consequente refusão de metasedimentos e do embasamento (Heilbron et al. 1993).

Em seção mais a norte da Faixa Ribeira, no limite entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, Campos Neto & Figueiredo (1990) delimitaram três terrenos tectônicos: *Juiz de Fora*, *Paraíba do Sul* e *Costeiro*. O Terreno Costeiro se caracterizaria por migmatitos diatexiticos, granitos e granulitos, afetados por um metamorfismo de grau alto e baixa pressão. Granitóides calcialcalinos deste terreno (incluindo o Batólito da Serra dos Órgãos) mostram alcalinidade crescente de SE para NW, o que levou os autores a sugerir uma zona de subducção de crosta oceânica com mergulho para NW, durante o Ciclo Brasileiro (Figueiredo et al. 1990). Esta disposição da zona de subducção foi proposta também por outros autores (Porada 1989; Machado & Demange 1992a; Wiedemann 1993; Costa et al. 1996).

A justaposição de terrenos da Faixa Ribeira em fases orogênicas distintas, bem como o quadro geocronológico das rochas granitóides, levaram Campos Neto & Figueiredo (1992, 1995) à proposição de um evento independente, no Neoproterozóico/Eocambriano: a *Orogênese Rio Doce*. Os autores observaram que, no momento em que regiões internas da Faixa Ribeira passavam por estágios pós-orogênicos a anorogênicos (600-585 Ma), o Terreno Oriental passava por um estágio pré a sin-colisional. Esta colisão teria acontecido entre o terreno brasileiro recém-consolidado (incluindo alguns terrenos suspeitos) e a *Microplaca Serra do Mar*.

Na Microplaca Serra do Mar Figueiredo & Campos Neto (1993) descreveram várias fases de magmatismo que relacionaram à Orogênese Rio Doce: a) pré-colisional (590-570 Ma) representado por batólitos calci-alcálicos (Angelim e Bela Joana, no Rio de Janeiro -- Rêgo 1989); b) sin-colisional (S-granitóides diatexiticos, gerados entre 560 e 530 Ma); c) pós-colisional, na forma de plutons e diques graníticos não foliados (520-480 Ma).

No Estado do Espírito Santo, a Faixa Ribeira foi dividida em três complexos metamórficos (Wiedemann 1989), com aumento gradativo do grau metamórfico de leste para oeste. No Complexo Costeiro, as temperaturas teriam atingido entre 620 e 750 °C, e as pressões 5,3 a 6,9 Kbar, na mesma faixa dos valores obtidos para a cristalização do Batólito Angelim, no Rio de Janeiro (Rêgo 1989). Durante o auge do metamorfismo (cerca de 590 Ma) a fusão de grauvacas do Complexo Alegre teria gerado o magma da suite charno-enderbítica encontrada na região costeira do Espírito Santo. A descompressão final da orogênese (500-430 Ma) resultaria em um novo magmatismo, desta vez com tendência alcalina. Em trabalhos posteriores (Wiedemann 1993, 1996) a autora apresentou um modelo tectônico que incluía uma colisão continental ensiânica, onde a fase pré-colisional (650-600 Ma) corresponderia a uma subducção para Oeste (Fritzer 1991 *in* Wiedemann 1993). A geração e colocação de ortogranulitos, ortocharnockitos e grandes batólitos ortognáissicos (incluindo o Batólito da Serra dos Órgãos) teria ocorrido durante a etapa sin-colisional.

Quase todos os modelos mais recentes de evolução da Faixa Ribeira e faixas móveis adjacentes destacam o mecanismo da transpressão na sua etapa contracional. O que varia segundo os autores é a amplitude dos efeitos deste mecanismo e o seu posicionamento temporal (tabela III.2).

Uma característica marcante da Faixa Ribeira em seu setor central, diretamente relacionada à transpressão, é o alto grau de obliquidade de suas estruturas (Heilbron *et al.* 1994. Para Vauchez *et al.* (1992, 1994), a existência de um bloco rígido (o Cráton do São Francisco) durante uma colisão leste-oeste, teria causado uma tectônica de escape na Faixa Ribeira, levando a grandes transcorrências oblíquas na parte central da Faixa. Para Ebert *et al.* (1993b, 1995), a colisão estaria relacionada à inversão tectônica de uma antiga junção triplíce entre os blocos crustais definidos por

Haralyi *et al.* (1985): *Brasília, São Paulo e Vitória*. O Bloco São Paulo, ao ter contorno original em forma de cunha, teria causado uma obliquidade na colisão continental, resultando em grandes estruturas em flor positivas ao longo do atual eixo do Rio Paraíba do Sul.

A série de pesquisas mais recentes sobre o Setor Central da Faixa Ribeira (da qual esta tese faz parte) destacou a elevada proporção de embasamento pré-1,8 Ga (Heilbron *et al.* 1998b) e passou a dividir a faixa nos domínios tectônicos *Oriental* e *Ocidental* (Heilbron *et al.* 1998a), limitados por uma importante zona de cisalhamento de baixo mergulho para NW – o *Limite Tectônico Central* (Almeida *et al.* 1998). Esta divisão foi reforçada pela ocorrência, no Terreno Oriental, do Complexo Rio Negro (Tupinambá *et al.* 1996), um conjunto de granitóides pré-colisionais (Tupinambá *et al.* 1998a) gerados em um arco magmático entre 630-600 Ma (Tupinambá *et al.* 1998b).

Variável	Hipótese	Autores
<i>Área de atuação dos efeitos da transpressão</i>	a) zona de cisalhamento de Além Paraíba.	(Dayan & Keller 1989; Correa Neto <i>et al.</i> 1993);
	b) intervalo entre as zonas de cisalhamento de Além Paraíba e Guaçu	(Chrispim & Tupinambá 1989);
	c) região entre a Sintaxe do Guaxupé e a costa atlântica.	(Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul, Ebert <i>et al.</i> 1991, 1993 ^a);
	d) todo o Brasil Oriental, entre os crátons Amazônico e do Congo.	(Sistema de Cisalhamento Transatlântico, Endo & Machado, 1993b)
<i>Posição temporal do mecanismo transpressivo</i>	a) tectônica tangencial precoce, sucedida por deformação transpressiva.	(Ebert <i>et al.</i> 1991, 1993a, 1996; Heilbron 1993, 1995; Heilbron <i>et al.</i> 1994; 1995; Tupinambá & Trouw 1996)
	b) evento transpressivo único, com estruturas tangenciais e zonas de cisalhamento de alto ângulo	(Endo & Machado 1993a; Machado & Endo 1993a)

Tabela III.2: Variações nas características do modelo transpressivo para a Faixa Ribeira, segundo diversos autores.

III.2 – Unidades litológicas do Terreno Oriental da Faixa Ribeira

A seguir são relatados os trabalhos anteriores relativos às grandes unidades do Terreno Oriental da Faixa Ribeira: os grupos Paraíba do Sul e Italva; Complexo Rio Negro, Batólito da Serra dos Órgãos, Leucogranito Gnaiss e maciços graníticos pós-tectônicos.

OS GRUPOS PARAÍBA DO SUL E ITALVA E OUTROS METASSEDIMENTOS

As primeiras propostas litoestratigráficas em metassedimentos no Setor Central da Faixa Ribeira foram feitas por Rosier (1965) e Ebert (1968), sempre utilizando o termo “Grupo Paraíba do Sul”. O Grupo (ou Complexo) Paraíba do Sul foi subdividido de várias maneiras, usando-se diferentes critérios, o que gerou uma série de grande variedade de termos estratigráficos (Tabela III.3).

Foi Moraes Rego (1933, *in* Baptista *et al*, 1984) o primeiro autor a utilizar o nome de “gneiss do Paraíba” para os gnaisses do vale do Rio Paraíba do Sul, em meio ao que se denominava, na época, de “Embasamento Cristalino Arqueano” (Lamego, 1940). Rosier (1952) denominou de *Complexo do Paraíba* os plagioclásio-gnaisses injetados de veios pegmatíticos que descreveu na margem mineira do mesmo rio, a sul de Juiz de Fora. Em conformidade com Rosier, Ebert (1955) decidiu renomear os gnaisses por ele denominados de *Série Paraibuna* para *Série Paraíba*. Também neste trabalho Ebert correlacionou a *Série Paraíba* aos metassedimentos de São João del Rei, atribuindo à sequência uma idade proterozóica. Posteriormente, passou a definir a unidade como *Grupo Paraíba* (Ebert, 1968).

Machado Filho *et al* (1983) usaram o termo *Complexo Paraíba do Sul* para definir um tectonito composto por rochas arqueanas (granulitos e gnaisses bandados) e metassedimentos paleoproterozóicos misturados tectonicamente. Separaram mármore e rochas associadas no *Grupo Italva*, representante, segundo eles, de sedimentos de uma calha brasileira.

Oliveira (1983) utilizou o termo “Complexo Juiz de Fora” com uma grande abrangência litológica. O complexo foi dividido nas faixas *Juiz de Fora*, *Paraíba do Sul* e *Serra dos Órgãos*. Para o autor, as rochas das três faixas (ortognaisses na Serra dos Órgãos, gnaisses do Paraíba e charnockitos em Juiz de Fora) compartilham igual evolução metamórfica e estrutural, sendo resultados diferentes da recristalização metamórfica da mesma suíte calci-alcalina original (Oliveira, 1982).

Maiores complicações surgiram quando Hasui *et al* (1984), na última versão oficial do mapa geológico do Brasil, situaram parte dos gnaisses do Grupo Paraíba do Sul de Ebert e Rosier no *Complexo Embu* e no *Complexo Costeiro*. Outros autores também introduziram novos nomes aos gnaisses e granulitos do Paraíba e Juiz de Fora (*Complexo Alegre*, no sul do Espírito Santo, em Wiedmann, 1989; *Complexo Costeiro*, em Campos neto & Figueiredo, 1990).

Os últimos trabalhos publicados sobre os metassedimentos da Faixa Ribeira Central (Machado Filho et al 1983; Sad & Dutra 1988; Almeida et al 1993; Tupinambá 1993; Heilbron et al 1999) vem confirmando as seguintes tendências: a) os metassedimentos devem ser separados das rochas ortognáissicas (rochas mais antigas) e granitos(corpos intrusivos), de forma a constituir uma unidade estratigráfica com hierarquia de “Grupo”; b) há uma diferença sistemática entre uma unidade do Grupo Paraíba do Sul que contem espessos pacotes de mármore e rochas anfibolíticas, de outra que contém pelitos e corpos isolados de mármore. Heilbron et al (1999) individualizaram a primeira unidade no *Grupo Paraíba do Sul* e a segunda unidade no *Grupo Itaiua*. Esta última classificação será adotada na presente tese.

Autores	Base	Meio	Topo	Comentários
Ebert (1955)	quartzito arcossiano, micáceo ou conglomerático	gnaissé metagrauváquico	gnaissé charnockítico milonitizado	Divisão estabelecida na região de Juiz de Fora
Rosier (1957)	<i>Série Inferior</i> : gnaissés charnockíticos e kinzigitos		<i>Série Superior</i> : quartzito, xistos e gnaissés	Separação por grau metamórfico
Costa et al (1978a,b)	<i>Unid. S. Joaquim</i> : mármore calcítico, anfibolitos e calcissilicáticas			Unidades definidas na região noroeste fluminense; os autores apenas sugeriram sua correlação com o Complexo Paraíba; s/posicionamento temporal relativo entre as unidades
	<i>Unid. São Fidélis</i> : granada gnaissé kinzigítico			
	<i>Unid. Santo Eduardo</i> : gnaissé migmatítico bandado, anfibolitos e quartzito			
	<i>Unid. Italva</i> : biotita gnaissé tonalítico			
	<i>Unid. Angelim</i> : gnaissé tonalítico homogêneo			
Machado (1986b)	<i>Unidade Inferior</i> : granitóides e ortognaissés		<i>Unidade Superior</i> : biotita gnaissés, kinzigitos e outros metassedimentos	Utiliza termos semelhantes àqueles de Rosier (1957), baseado na natureza dos protólitos
Machado Filho et al (1983)	<i>Complexo Paraíba do Sul</i> : ortognaissés e paragnaissés		<i>Grupo Italva</i> : mármore, anfibolitos e paragnaissés	Separaram os mármore e rochas associados em unidade mais nova
Sad & Dutra (1988)	<i>Fm Desengano</i>		<i>Fm Itaocara</i> : substitui a Unid. Santo Eduardo de Costa et Al (1978a)	Voltam a utilizar o termo “Grupo” de Ebert (1968) e o subdividem em formações e membros
	<i>Fm Imbé</i>		<i>Fm Euclidelândia</i> : mármore e anfibolitos	
Almeida et al (1993)	<i>Unid. Três Barras</i> : biotita gnaissé grosseiro	<i>Unid. São João</i> : metapelitos e mármore	<i>Unid. Beleza</i> : paragnaissés, r. calcissilicáticas, quartzitos e mármore	Permanecem com o termo “Grupo”. Unidades definidas na região do Vale do Paraíba.
Tupinambá (1993)	<i>Suíte metacarbonática São Joaquim</i> : mármore, anfibolitos e r. calcissilicáticas.	<i>Gnaissé Bandado Santo Eduardo</i> : gnaissé c/bandas anfibolíticas e quartzitos	<i>Suíte Metassedimentar Catalunha</i> : kinzigito migmatítico com corpos de mármore	Também utiliza o termo “Grupo”. Unidades redefinidas na região noroeste fluminense. A existência de megadobras recumbentes fundamenta a posição basal dos mármore
Heilbron et al (1999)	<i>Grupo Paraíba do Sul</i> : paragnaissés e mármore do Terreno Ocidental da Fx Ribeira		<i>Grupo Italva</i> : paragnaissés e mármore do Terreno Oriental da Fx Ribeira	Retoma a divisão de Machado Filho et al (1983), com modificações.

Tabela III.3: Subdivisão estratigráfica dos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul de acordo com vários autores.

COMPLEXO RIO NEGRO

Os migmatitos originalmente atribuídos à Série Serra dos Órgãos de Rosier (1957) foram separados pelo Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (DRM/RJ) em três unidades: a) *Unidade Rio Negro*, constituída por migmatitos cujo paleossoma seria um biotita gnaiss fino, o mesossoma um hornblenda biotita gnaiss cinzento e o leucossoma um muscovita biotita granito gnaiss e melanossoma raramente observado (Matos et al 1980); b) *Unidade Santo Aleixo* (Penha et al. 1979, 1980), com migmatitos estromáticos formados bandas leucossomáticas graníticas ou pegmatóides e bandas de melanossoma constituído principalmente por hornblenda biotita gnaisses; c) *Unidade Bingen* (Penha et al. 1979, 1980), representados por biotita gnaiss granítico homogêneo, de cor clara e grão médio a fino, com uma gnaissificação moderada. Corpos intrusivos de diorito e gabro foram descritos em meio aos migmatitos, a norte de Cantagalo e Cordeiro (Matos et al 1980), em Nova Friburgo (Ludka, 1997) e em Miguel Pereira (Junho et al 1980).

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

Tupinambá et al. (1996) reinterpretaram os migmatitos como um conjunto ortoderivado (*Complexo Rio Negro*) constituído por ortognaisses e granitoides (diorito, tonalito gnaiss, leucogranito e gnaiss porfiróide), fracamente deformados e com diversas feições de injeção entre si, sendo difícil determinar o tipo predominante.

CORPOS GABRÓICOS

Corpos gabróicos na região serrana fluminense foram inicialmente descritos por Rosier (1965), que localizou, em seu mapa geológico, o Corpo Gabróico de Córrego da Prata, entre as cidades de Cantagalo e Carmo (RJ). Matos et al (1980) descreveu detalhadamente este corpo, destacando o contato gradacional com o gnaiss bandado encaixante. Pinto et al (1980) fizeram uma breve descrição da anfibolitos de anfibolio gabros nos arredores de Sumidouro. Junho (1996) apresentou dados termobarométricos e litogeoquímicos de um corpo gabróico em Miguel Pereira (RJ). Os corpos descritos estão localizados no Complexo Rio Negro ou em paragneisses. Na Faixa Ribeira Setentrional, no Estado do Espírito Santo, Wiedemann et al (1993) descreveram quatro

pequenas intrusões de gabro norito a diorito de caráter toleítico, com assinatura geoquímica de arcos de ilhas.

LEUCOGRANITO GNAISSE

A ocorrência de gnaisses leucograníticos no Terreno Oriental da Faixa Ribeira vem sendo reportada desde Rosier (1957) que descreveu na Nappe da Serra dos Órgãos uma associação de leucognaisse fino com biotita gnaisse e anfíbolito. A definição original da Unidade Rio Negro (Matos et al 1980) inclui granitóides com “(...) granada, muscovita, e biotita (...) homogêneos, branco acinzentados, médio a grosseiros”. Esta assembléia mineralógica é idêntica àquela descrita pelos autores para o leucossoma dos migmatitos da mesma unidade. Apesar das coincidências, os dois tipos litológicos foram descritos separadamente. Barbosa & Sad (1985) descreveram, na Unidade Rio Negro, gnaisses graníticos a duas micas, que individualizaram em seus mapas geológicos, como uma fácies da unidade.

Outra dificuldade na caracterização deste tipo litológico ocorre quando ele se apresenta com textura isotrópica ou quando possui aspecto migmatítico. No primeiro caso, ele é facilmente confundido, em exame macroscópico, com granitos pós-tectônicos. No último caso, ele é genericamente descrito como migmatito, sem a inclusão no contexto de leucogranito gnaisse. Assim, migmatitos descritos no Bloco Costeiro em São Paulo (Tassinari 1988) devem ser correlacionáveis ao Leucogranito Gnaisse. Também o leucogranito do Batólito da Serra das Araras, interpretado como S-Granitóide por Machado & Demange (1994b) poderia também ser incluído nesta unidade litológica.

BATÓLITO DA SERRA DOS ÓRGÃOS

Os gnaisses granodioríticos da Série Serra dos Órgãos de Rosier (1957) foram denominados por Penha *et al.* (1980) de *(gr)-(hb)-bi-gnaisse granítico a granodiorítico*, descritos como: “(...) gnaisses de tons róseos a acinzentados, granulação média, com variação leuco a mesocrático (...) textura gnáissica, dada pelo alinhamento de aglomerados discoidais centimétricos de máficos.” (Penha *et al.* 1980, pág. 2968). Mais a norte, na região de Cordeiro e Cantagalo, os mesmos gnaisses foram incluídos na *Unidade Monerá* (Matos *et al.* 1980), com características petrográficas semelhantes.

O termo *Batólito da Serra dos Órgãos (BSO)* foi introduzido na literatura por Barbosa & Sad (1985). Os autores individualizaram um batólito deformado que corresponde ao domínio dos

gnaisses granitóides da Série Serra dos Órgãos (Rosier 1957), ou (gr)-(hb)-bi-gnaisse granítico a granodiorítico (Penha *et al.* 1980), ou ainda Unidade Monerá (Matos *et al.* 1980). Como evidências da natureza ígnea intrusiva do corpo batolítico Barbosa & Sad (1985) consideraram: a) grande homogeneidade do corpo; b) caráter irregular do contato; c) afloramento onde se vê a foliação truncando o contato, na Folha Duas Barras; d) textura hipidiomórfica equigranular preservada.

Machado & Demange (1994a; 1996), assim como Sad *et al.* (1980), consideraram o Batólito da Serra dos Órgãos como um típico batólito Cordilheirano, localizado em margem continental ativa, com subducção de litosfera oceânica. Quanto ao quimismo da série magmática alguns autores o classificaram como calci-alcalino (Sad *et al.*, 1980; Sanchez *et al.*, 1995) e outros como transicional a toleítico (Machado & Demange, 1994a). Sanchez *et al.* (1995) incluíram as encaixantes da Unidade Rio Negro (considerado como o magmatismo pré-colisional), o Batólito da Serra dos Órgãos e os granitos tipo Nova Friburgo (referido como plutonismo tardi-orogênico) em uma mesma série calci-alcalina metaluminosa. Enriquecimento em Fe, Al, Zr e Y, caráter peraluminoso, com índices de Shand próximos a 1,0 foram observados por Machado & Demange (1992a). Valores de δ_{18O} bem abaixo do que seria de seria esperado para S-Granitóides (+5,5; + 6,3; + 7,0; + 8,1 p/mil) e profundidades de colocação entre 7 e 9 kBar foram encontrados por Meighan *et al.* (1993) para o BSO.

As relações de contato entre o Batólito da Serra dos Órgãos e o Complexo Rio Negro foram estudadas por muitos autores. A maioria advoga um passagem gradacional entre os tipos magmáticos (Rosier 1957; Matos *et al.* 1980). Além da intercalação entre os dois tipos, Matos *et al.* (1980) se refere a um aumento do número de enclaves máficos em direção ao domínio da Unidade Rio Negro. Estas características levaram alguns autores a propôr um modo de geração do Batólito da Serra dos Órgãos através da fusão parcial das rochas encaixantes durante o Ciclo Brasileiro (Rosier 1957, 1965; Penha *et al.* 1980 e Sad *et al.* 1980). Por outro lado, evidências de contatos intrusivos abruptos entre o Batólito da Serra dos Órgãos e o Complexo Rio Negro foram apresentadas por Sad *et al.* (1980). Para os autores, a superfície de contato do Batólito da Serra dos Órgãos com o complexo se posiciona obliquamente à foliação regional, em escala de mapa e afloramento. Também descreveram faixas de migmatitos de injeção, com até 2 km de largura, onde são encontradas massas irregulares de magma do Batólito da Serra dos Órgãos injetados em meio aos gnaisses do Complexo Rio Negro.

O magmatismo do Batólito da Serra dos Órgãos encontra correlatos em outras áreas no Domínio Costeiro da Faixa Ribeira. Ainda no Estado do Rio de Janeiro, Machado & Demange (1992a) o correlacionaram a outros batólitos lineares cordilheiranos, sintectônicos e de nível crustal profundo (Angelim, Bela Joana, Serra das Abóboras, Niterói -- Machado & Demange 1996). Estes

batólitos teriam se posicionado durante a fase principal da deformação brasileira (F2), contemporânea ao auge do metamorfismo e migmatização, e responsável pela geração da foliação regional (Machado & Demange 1994b). No Estado do Espírito Santo, Wiedemann & Fonseca (1990) correlacionaram o Batólito da Serra dos Órgãos com ortognaisses do Tipo Estrela (charnoenderbitos e gnaisses anfibolíticos com cerca de 560 Ma) e com as suítes Aimorés e Valentim (Wiedemann, 1992, 1993).

MACIÇOS DE NOVA FRIBURGO (NF) E SÃO JOSÉ DO RIBEIRÃO (SJR)

Rosier (1957) foi o primeiro autor a descrever este tipo de granito. Observou que sua colocação se faz em lâminas espessas discordantes, pouco inclinadas, cortando os gnaisses encaixantes como “faca”. Diferentes autores apresentaram a hipótese em que os granitos possam ter alguma relação genética com os gnaisses sintectônicos, ao observar, além de semelhanças mineralógicas, passagens gradacionais entre os dois tipos (Rosier 1965; Cordani *et al.* 1968). Rosier (1957) separou os granitos em duas gerações: um granito grosseiro a médio, porfirítico, que forma os maciços de Frades e Salinas, mais antigo; outro granito médio a fino, mais novo, que ocorre em pequenos stocks e diques. Uma classificação mais completa foi feita por Junho (1991), em que enclaves dioríticos representam o termo mais básico do conjunto, e mais antigo. Leucogranito e pegmatito são os termos mais alcalinos e, também, mais novos.

Os granitos do Maciço de Nova Friburgo e outros correlatos da região central da Faixa Ribeira foram considerados, por vários autores, como maciços intrusivos tardi a pós-tectônicos (Rosier 1957, 1965; Cordani *et al.* 1973; Pinto *et al.* 1980; Penha *et al.* 1980; Barbosa & Sad 1985; Junho 1991, 1993; Heilbron *et al.* 1995; Machado & Demange 1996; Sanchez *et al.* 1995, 1996; Machado 1997). Os corpos graníticos apresentam forma circumsrita, contatos bruscos e discordantes com os gnaisses encaixantes, textura homófona e estruturas de fluxo, além da presença abundante de xenólitos (Junho 1991). São corpos intrusivos com elevado grau de aloctonia, gerados em ambiente transicionando de compressivo a distensivo que ascenderam como diápiros ou por preenchimento de fraturas (Junho 1991; 1993), com características epizonais (Machado & Demange 1994b). O magmatismo é do tipo-I Caledoniano (Machado & Demange 1994b), calcialcalino a alcalicálcico, metaluminoso, com enriquecimento em Ti, Ba, B e Sr. O líquido magmático tem uma composição heterogênea: uma componente básica, mantélica, originada pela fusão de crosta inferior em estágio pré-colisional e outra componente crustal, granítica, provinda da atuação do metamorfismo sin-colisional e da adição de calor provinda da injeção do magma básico (Junho 1991). A composição final do magma é resultante dos processos de mistura

dos dois componentes, fracionamento local e assimilação de encaixantes (Junho 1993). No entanto, a cogeneticidade entre os magmas básicos e graníticos foi contestada por outros autores para o maciço pós-deformacional da Pedra Branca, na cidade do Rio de Janeiro (Porto Jr. 1993; Porto Jr *et al.* 1993). Para estes, o magma básico representaria uma série calci-alcalina mais antiga, pré-colisional, enquanto que o magma granítico teria um posicionamento tardi-tectônico, evoluindo a partir de outra série calci-alcalina mais nova.

O magmatismo pós-deformacional evolui regionalmente, em direção à Faixa Ribeira Setentrional, adquirindo uma tendência mais alcalina (Junho 1992). Estes magmas mais evoluídos também são mais novos, o que pode ser explicado por um fechamento gradual do proto oceano Atlântico Sul de norte para sul (Porada 1989 *in* Junho 1989). No Estado do Espírito Santo, os granitos formam corpos diapíricos, compostos, inversamente zonados, com evidências de mistura com magma básico toleítico (Wiedemann 1992). Formam um arco magmático intracontinental e pós-tectônico, em três séries magmáticas que evoluem temporalmente: toleítica, calcio-alcalina de médio a alto-k (520 Ma) e calcio alcalina/alcalina de alto-potássio (490 Ma) (Wiedemann 1992, 1996; Wiedemann *et al.* 1995).

III. 3 – Acervo Geocronológico

PARAGNAISSES

A idade de sedimentação dos metassedimentos do Setor Central da Faixa Ribeira ainda é uma questão polêmica. Há autores que advogam uma idade arqueana a paleoproterozóica (Rosier 1957; 1965; Delhal et al 1969; Cordani et al 1973). A outra corrente estima que a sedimentação tenha ocorrido entre o Meso e o NeoProterozóico (Ebert 1968, 1971; Sollner et al 1991; Sollner & Trouw 1997; Heilbron et al 1995, 1999).

Local	Rocha	Unidade litológica	Intercepto inferior (Ma)	Intercepto superior (Ma)	Ref.
Três Rios (RJ)	hip. gran. gnaisse	Grupo Paraíba do Sul	~ 600	2070	1
Três Rios, RJ; Carangola, MG	hip. gran. gnaisse	Grupo Paraíba do Sul	577 +/- 18	2220	3 (*)
Alegre (ES)	metatexito e quartzito	Suíte Caparaó	590 +2 -4	2055	2
Alfredo Chaves (ES)	sill. gran. cord.gnaisse	Complexo Costeiro	575 +10 -12; 500 +10 -20	2101	3
N de Alfredo Chaves (ES)	quartzito	Complexo Costeiro	575; 500 +10 -20	2101	3
Mar de Espanha (MG)	quartzito	Grupo Paraíba do Sul	Pb/Pb em zircão detrítico. Moda em 1,8 Ga; s/idades mais novas		5
Andrelândia (MG)	quartzo musc. xisto	Grupo Andrelândia	567 ± 11	1872 ± 11	4

Tabela III.4 – Idades U/Pb em zircão em paragneisses do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Dados sobre o Grupo Andrelândia foram incluídos para comparação (v. texto). Referências: 1 – Delhal et al (1969); 2 – Sollner et al (1987); 3 – Sollner et al (1991); 4 – Sollner & Trouw (1997); 5 – Valladares et al (1999). (*) recalculado de Delhal et al (1969) por Sollner et al (1991)

As idades U/Pb em zircão de paragneisses do Grupo Paraíba do Sul nos arredores de Três Rios (RJ) e em rochas do Espírito Santo (tabela III.4) se alinham em uma discórdia com intercepto

superior em 2,1 Ga e intercepto inferior em 0,6 Ga (Delhal et al 1969). Em função deste resultado, os autores atribuíram idade arqueana e metamorfismo transamazônico para os paragnaisses.

Esta interpretação foi reavaliada por Sollner et al (1991), com base em análise U/Pb em zircões da Suíte Caparaó e do Complexo Costeiro no Estado do Espírito Santo. Para estes autores, a idade paleoproterozóica está relacionada à herança sedimentar em sedimentos grauvaquianos que atingiram a fácies granulito durante o Ciclo Brasileiro.

Esta mesma dualidade de idades foi encontrada em zircões do Grupo Andrelândia, cujo intervalo de sedimentação foi estimado entre 1,6 e 1,3 Ga (Sollner & Trouw 1997).

A hipótese da sedimentação pós-Transamazônica pode ser também verificada no histograma de idades Pb/Pb em zircão detrítico do Grupo Paraíba do Sul (Valladares et al 1999), que apresenta moda em 1,8 Ga, não sendo encontradas idades mais novas.

Resultados Sm/Nd publicados para os paragnaisses do Grupo Paraíba do Sul em Bananal e Arapeí (Tassinari & Sato 1996) indicam $\epsilon_{Nd(0,6\text{ Ma})}$ entre -7,8 e -11, e idades modelo T_{DM} entre 1,8 e 1,9 Ga, o que também reforça a hipótese de longa permanência crustal e fonte transamazônica para os metassedimentos.

Portanto, os resultados U/Pb e Pb/Pb em zircão detrítico em paragnaisses e quartzitos indicam que: a) a fonte da sedimentação do Grupo Paraíba do Sul era constituída por rochas paleoproterozóicas; b) o metamorfismo no Ciclo Brasileiro foi suficientemente alto para o recrescimento de zircão. O intervalo mais preciso da sedimentação, entre os ciclos Brasileiro e Transamazônico, ainda precisa ser determinado para o Grupo Paraíba do Sul.

Várias isócronas Rb/Sr em paragnaisses do Terreno Oriental já foram elaboradas (tabela III.5). As idades obtidas estão relacionadas a eventos de metamorfismo e migmatização transamazônicos e brasileiros. As idades relativas ao Ciclo Transamazônico (2,0 – 2,2 Ga) foram obtidas em paragnaisses do fácies granulito, que foram excluídos do Grupo Paraíba do Sul e incluídos no Complexo Juiz de Fora por Sollner et al (1991). O grande intervalo entre 750 e 490 Ma registrado em oito isócronas de gnaisses kinzigíticos (alguns migmatíticos) no Terreno Oriental demonstra que estes metassedimentos foram submetidos a um amplo espectro de eventos termais, metamórficos e ígneos. As idades mais antigas ($750 > x > 662$ Ma) estariam relacionadas ao magmatismo pré-colisional que afetou o Terreno Costeiro (v. tabela III.6). As idades por volta de 540 Ma registram o metamorfismo M2, largamente evidenciado em análises U/Pb em titanita e monazita (Heilbron et al, 1995; Machado et al 1996). A isócrona de 489 ± 52 Ma em kinzigitos da cidade do Rio de Janeiro deve estar relacionada ao magmatismo pós-tectônico que ocorreu entre 520 e 480 Ma (v. tabela III.9).

Unidade	Idade	Erro	R. I.	MSWD	Local e referência
<i>Metamorfismo Transamazônico</i>					
<i>Grupo Paraíba do Sul</i>	1983	119	0,7098	(*)	Três Rios, RJ e Carangola, MG (7)
<i>Suíte Caparaó</i>	2101	(*)	0,7206	(*)	Guaçuí, ES (6)
<i>Metamorfismo Brasileiro</i>					
<i>Paragnaisses Bananal</i>	742	20	0.71010	7.5	Bananal, SP (5)
<i>Paragnaisses Arapeí</i>	742	20	0,72114	22.4	Arapeí, SP (5)
<i>São Fidélis</i>	685	116	0.7126	7.66	Noroeste fluminense (1)
<i>Trajano de Moraes</i>	638	95	0,710	14.49	Noroeste fluminense (1)
<i>Neossoma São Fidélis</i>	637	31	0.709	1.01	Noroeste fluminense (1)
<i>Gnaiss Búzios</i>	541	13	0.71332	7,31	Búzios, RJ (2)
<i>Santo Eduardo</i>	518	63	0.708	1.06	Noroeste fluminense (1)
<i>Gnaiss kinzigítico</i>	489	52	0.7199	(*)	Rio de Janeiro, RJ (3)

Tabela III.5: Idades de paragnaisses do Terreno Oriental da Faixa Ribeira obtidas em isócronas

Rb/Sr. R.I: Razão inicial. (*) valor não fornecido pelo autor.

Referências: 1- Batista & Kawashita (1985); 2- Fonseca (1994); 3 – Fonseca et al (1984); 4 - Tassinari (1988); 5 - Dias Neto et al (1995); 6 – Sollner et al (1991); 7 – Cordani et al (1973)

COMPLEXO RIO NEGRO

Os ortognaisses do Complexo Rio Negro foram interpretados como embasamento transamazônico da Faixa Ribeira (Machado & Demange 1994b; Heilbron 1995). Entretanto, dezessete idades isocrônicas Rb/Sr obtidas em ortognaisses e gnaisses migmatíticos no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (tabela III.6) revelam a existência de um extenso magmatismo precoce no Brasileiro. No Estado do Espírito Santo, Wiedemann (1996) reportou idades de 650 a 600 Ma em ortognaisses pré-colisionais, e Heilbron *et al.* (1995) propuseram o intervalo de 625 a 590 Ma para a mesma fase magmática na Faixa Ribeira Central.

Da tabela III.6 se observa que é possível dividir as idades em três intervalos: a) idades entre 714 e 600 Ma; b) um intervalo bem calibrado pelo método U/Pb em zircão, de magmatismo enderbítico/charnockítico no litoral do Espírito Santo, entre 600 e 556 Ma; c) idades entre 560 e 530 Ma, identificadas somente por alternativas de traçado de isócronas no Batólito de Niterói.

Rocha	Idade (Ma)	Método	Local e ref.
<i>Intervalo 714 – 600 Ma</i>			
Plagioclásio gnaiss	714 +/- 10, RI: 0,7057	Rb/Sr	Rio de Janeiro, RJ (2)
Batólito de Niterói	714 +/- 10 RI: 0,7057	Rb/Sr	Niterói , RJ (2)
	644 +/- 30 RI: 0,7100	Rb/Sr	Niterói, RJ (7)
Ortognaisses	668 +/- 36 RI: 0.71302	Rb/Sr	Bananal, SP (6)
Migmatito	642 +/- 11 RI: 0.7086	Rb/Sr	Bertioga, SP (4)
Gnaiss – migmatito	630 +/- 33 RI: 0.7101	Rb/Sr	Paraibuna, SP (4)
Tonalito Angelim	612 +/- 22 RI: 0,7091	Rb/Sr	São Fidélis, RJ (7)
	502 +/- 133 RI: 0,711	Rb/Sr	São Fidélis , RJ (3)
Enderbito Bela Joana	600 +/- 10 RI: 0,708	Rb/Sr	São Fidélis, RJ (3)
	603 +/- 50	Rb/Sr	São Fidélis, RJ (5)
<i>Intervalo 600 – 560 Ma</i>			
Charnockito e Enderbito	602 RI: 0,7113	Rb/Sr	Guarapari, ES (8)
Enderbito	565 +5 –12	U/Pb	Piuma, ES (9)
Charnockito	558 +/- 2	U/Pb	Guarapari, ES (9)
Batólito de Niterói	564 +/- 21 RI: 0,7122	Rb/Sr	Niterói, RJ (7)
	531 +/- 19 RI: 0,7134	Rb/Sr	Niterói, RJ (7)

Tabela III.6: Idades U/Pb em zircão e idades isocrônicas Rb/Sr em rocha total obtidas em ortognaisses do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. RI: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, calculada pela isócrona, quando fornecida pelos autores. Ref.: 1 - Batista (1984); 2 --Fonseca et al (1984); 3 -- Batista & Kawashita (1985); 4 -- Tassinari (1988); 5 -- Siga Jr et al (1989); 6 -- Dias Neto et al (1995); 7 -- Machado (1997); 8 – Sollner et al (1991); 9 – Sollner et al (1987)

O intervalo entre 600 e 560 Ma foi escolhido por Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto & Figueiredo (1995) para ocupar a fase pré-colisional da Orogênese Rio Doce (v. item III.1). Entretanto, há ainda dez idades isocrônicas a considerar. Todas se referem a ortognaisses análogos àqueles do Complexo Rio Negro. A existência dos dois intervalos poderia ser explicada de duas maneiras: a) o magmatismo pré-colisional se desenvolveu por um período de tempo mais longo, entre 714 e 560 Ma; b) os arcos Rio Doce e Rio Negro seriam distintos entre si, espacial (?) e temporalmente, sugerindo uma colagem diacrônica ao longo da Faixa Ribeira.

LEUCOGRANITO GNAISSE

Várias idades radiométricas reportadas no Terreno Oriental da Faixa Ribeira se referem ao Leucogranito Gnaiss (tabela III.). Como discutido no item III.1, há migmatitos e rochas descritas como granitos pós-tectônicos que se enquadram na descrição do Leucogranito Gnaiss. Na tabela III.7 verifica-se que a idade do magmatismo distribui-se entre 600 e 668 Ma, com exceção do Migmatito Monganguá, em Peruíbe, SP.

Rocha	Idade (Ma)	Método	Local, ref.
Leucogranito	668 ± 13 RI: 0.71239	Rb/Sr	Bananal, SP (3)
Batólito S. das Araras	637 ± 30	Rb/Sr	Paracambi, RJ (6)
Migmatito granítico	620 ± 20	U/Pb em zircão	Areal, RJ (2)
Granito pós-tectônico	600 ± 100; 540 ± 60	U/Pb em zircão	Nova Friburgo, RJ (1)
Gnaiss Migmatítico	650 ± 100; RI: 0,727	Rb/Sr	São Sebastião, SP (4)
Migmatito Boissucanga	600 ± 20; RI: 0,7168	Rb/Sr	São Sebastião, SP (4)
Migmatitos Monganguá	532 ± 31; RI: 0.70821	Rb/Sr	Peruíbe, SP (5)

Tabela III.7: Idades isocrônicas Rb/Sr em rocha total e U/Pb em zircão obtidas em leucogranitos e rochas reinterpretadas como fácies do Leucogranito Gnaiss nesta tese. RI: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, calculada pela isócrona, quando fornecida pelo(s) autor(es). Ref.: 1 – Ledent & Pasteel (1968); 2 – Delhal et al (1969); 3 – Dias Neto et al (1995); 4 – Tassinari (1988); 5 – Picanço (1994). 6 – Machado, Demange & Vialete (1996)

O BATÓLITO DA SERRA DOS ÓRGÃOS (BSO)

O Batólito da Serra dos Órgãos foi considerado como um corpo sintectônico, devido à presença generalizada de uma foliação gnáissica (Rosier, 1957; Delhal et al, 1973; Heilbron *et al.*, 1995; Machado & Demange, 1992a). Uma vez que foram levantados dois episódios de deformação na Faixa Ribeira Central (v. item III.1), um entre 590-563 Ma e outro entre 535 e 520 Ma (Heilbron et al 1995; Machado et al 1996), a idade de posicionamento do BSO deveria estar entre estes dois intervalos.

Uma idade U/Pb em zircão de 620 ± 20 Ma obtida por Delhal et al (1969) foi considerada por como representante da cristalização do BSO (Cordani et al 1973). A conclusão estaria baseada na definição original da *Série Serra dos Órgãos* (Rosier 1957, 1965), em que eram incluídos migmatitos e gnaisses granodioríticos (v. item III.1). A individualização dos gnaisses granodioríticos e outros gnaisses afins no *Batólito da Serra dos Órgãos* foi proposta tempos depois por Barbosa & Grossi Sad (1985). Em sua definição, o BSO não inclui os migmatitos encaixantes, que foram separados na Unidade Rio Negro (Matos et al 1980; Barbosa & Grossi Sad 1985) ou Complexo Rio Negro (Tupinambá et al 1996). Uma análise petrográfica e levantamento geológico detalhado revelaram que a amostra com idade U/Pb de 620 ± 20 Ma de Delhal et al (1969) foi retirada de gnaisses migmatíticos da *Série Serra dos Órgãos*, ou Complexo Rio Negro (Tupinambá et al 1997). Portanto, esta idade não deveria ser atribuída ao magmatismo do BSO.

Machado & Demange (1998), entretanto, ao obterem uma idade isocrônica Rb/Sr de 624 Ma em gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos (Machado et al 1996) consideram este período como principal para o desenvolvimento do que propuseram como *Arco Magmático Rio Paraíba do Sul*.

Valores de ϵ_{Nd} (0,6 Ga) de -6,5 e -6,7 e idades modelos T_{DM} de 1,53 e 1,63 Ga foram obtidas em alanita e titanita do BSO por I. Meighan (com. verbal), da Universidade de Leeds, Irlanda.

Idade (Ma)	Erro	Razão Inicial	MSWD	Local, refer.
624	10	(*)	(*)	Serra dos Órgãos, RJ (3)
570	7	0,70827	0,79	Serra dos Órgãos, RJ (2)
566	112	0,7087	(*)	Serra dos Órgãos, RJ (1)

Tabela III.8: Idades isocrônicas Rb/Sr em rocha total obtidas em rochas do Batólito da Serra dos Órgãos. (*) valor não fornecido pelo(s) autor(es). Ref.: 1 – Cordani et al (1973); 2 – Porto et al (1996); 3 – Machado, Demange & Vialete (1996)

MACIÇOS PÓS-TECTÔNICOS

Uma compilação dos resultados geocronológicos já obtidos em granitos, charnockitos e outros corpos intrusivos correlatos aos maciços pós-tectônicos de Nova Friburgo e São José do Ribeirão na Faixa Ribeira Central se encontra na tabela III.9. As idades estão distribuídas em dois intervalos: 540 – 520 Ma e 520 – 480 Ma.

Intervalo	Maciço	Idade (Ma)	Método	Ref.
540-520 Ma	Ubatuba, SP	551 +/- 5 (¹)	Rb/Sr rocha total	
	Caraguatatuba, SP	543 +/- 16, RI: 0,7126	Rb/Sr rocha total	9
	Canaã, RJ	543 +/- 14, RI: 0,70512	Rb/Sr rocha total	6
	Pedra Branca, RJ	537 +/- 4, RI: 0,70674	Rb/Sr rocha total	4
	Getulândia, RJ	527 +/- 3	U/Pb em monazita	2
		535 +/- 3	U/Pb em monazita	7
520-480 Ma		514 +/- 8, RI: 0.71291	Rb/Sr rocha total	5
	Petrópolis, RJ	518 +/- 31, RI: 0,7098	Rb/Sr rocha total	11
	Santa Angélica, ES	513 +/- 8	U/Pb em zircão	8
	Granito, RJ	505 +/- 5, RI: 0,708	Rb/Sr rocha total	10
	Sana, RJ	491 +/- 12	Rb/Sr rocha total	3
		488 +/- 4, RI: 0,71015	Rb/Sr rocha total	5
	Mangaratiba, RJ	492 +/- 15	U/Pb em titanita	2
	Rio de Janeiro, RJ	482 +/- 31, RI=0,7101	Rb/Sr, isócr. referência	1

Tabela III.9: Intervalos de idade do magmatismo pós-deformacional na Faixa Ribeira.

(¹) Idade fora do intervalo 540 – 520 MA, incluída por provável cogeneticidade com o Maciço de Caraguatatuba. A razão inicial (RI) das idades isocrônicas Rb/Sr somente é indicada quando fornecida pelo(s) autor(es). Ref. (Referências): 1 - Fonseca (1986); 2 - Machado, N. *et al.* (1996); 3 - Machado *et al.* (1996); 4 - Zimbres & Kawashita (1996); 5 - Machado (1997); 6 – Tassinari (1988); 7 – Dias Neto et al (1995); 8 – Sollner et al (1987); 9 – Gasparini & Mantovani, 1979 *in* Siga Jr et al (1989); 10 – Batista & Kawashita (1985); 11 – Cordani et al (1973).

Verifica-se que o intervalo entre 540 e 520 Ma corresponde àquele definido por Heilbron et

al (1995) para a deformação transpressiva D3 + D4. No entanto, os maciços datados, com exceção de Canaã, RJ (Zimbres & Kawashita 1996) não apresentam qualquer grau de deformação interna, apenas foliações de fluxo ígneo. Como foi destacado por Machado et al (1996), é possível que as zonas de cisalhamento subverticais D3 e D4 tenham sido implantadas ainda no episódio deformacional anterior, e tenham apenas servido de transporte para o magmatismo final da Faixa Ribeira.

Entre a Serra da Bocaina e o litoral paulista, quatro amostras de granitóides tardi-tectônicos forneceram valores de $\epsilon_{Nd(0,6\text{ Ga})}$ entre $-3,6$ e $-5,8$ e idades modelo T_{DM} de 1,2 a 1,4 Ga (Tassinari & Sato 1996). Estes valores foram considerados como resultantes da mistura de magmas juvenis e uma componente crustal paleoproterozóica (Tassinari & Sato 1996). Observa-se esta última componente nos valores de $\epsilon_{Nd(0,55\text{ Ga})}$ de $-10,8$ e T_{DM} de 1,86 Ga obtidos por Siga Junior et al (1989) para o Charnockito de Caraguatuba, SP.

HISTÓRIA TÉRMICA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS

T	Idade (Ma)	Unidade ²	Amostra ³	Ref.
500 °C	518 ± 26	Complexo Rio Negro	48	1,2
K/Ar em horn- blenda	500 ± 15	Corpo Gabróico	38	1,2
	505 ± 31	Leucogranito gnaiss	4-5	1,2
	504 ± 25	Batólito da S. Órgãos	193	1,2
250 °C	472 ± 25	Complexo Rio Negro	6	1,2
K/Ar biotita	459 ± 23	Leucogranito gnaiss	50	1,3
300 °C	453 ± 9	Leucogranito gnaiss	50	1,4
Rb/Sr	RI=0,70926			

Tabela III.10 – Idades K/Ar e isócrona mineral Rb/Sr na região da Serra dos Órgãos. ¹ T = Temperatura de bloqueio do sistema; ² esta coluna foi elaborada segundo os critérios desta tese; ³ número da amostra que se encontra na referência; Referência: 1 – Ledent & Pasteels (1968); 2 – Delhal et al (1969); 3 – Tupinambá et al (1997); 4 – recalculado nesta tese.

A Tabela III.10 apresenta uma compilação de idades K/Ar em hornblenda e titanita e isócrona mineral Rb/Sr publicadas na região da Serra dos Órgãos. Dentro dos intervalos de erro das temperaturas de bloqueio e das idades, é possível afirmar que as rochas hoje expostas no Terreno Oriental da Faixa Ribeira estiveram em temperaturas de cerca de 500°C há 500 Ma, e que esta

temperatura atingiu 250°C há 460 Ma. Com base nas idades radiométricas e nas temperaturas de bloqueio dos sistemas K/Ar e Rb/Sr para minerais e rochas, calcula-se uma taxa de resfriamento no $\dot{T}$ de 1,25 ° C/Ma durante o Cambriano/Ordoviciano (figura III.3).

III.4 – Discussão

Da análise dos trabalhos publicados sobre a tectônica da Faixa Ribeira (item III.1) verifica-se que: independente da terminologia adotada (tabela III.1) há um consenso em reconhecer que existe um domínio da faixa, adjacente à costa, com características próprias; a maioria dos modelos elaborados para a evolução da faixa se baseia em estudos feitos em domínios mais interiores da faixa, em direção ao Craton do São Francisco.

Quanto aos paragneisses do Terreno Oriental, há uma tendência nos trabalhos mais recentes (item III.2) a reutilizar a denominação original de “Grupo Paraíba do Sul” em detrimento do termo “Complexo Paraíba do Sul”, uma vez que foi possível separar a cobertura metassedimentar de seu embasamento paleoproterozóico e dos granitóides intrusivos (Almeida et al 1993; Tupinambá 1993; Valladares 1995; Machado et al 1996). No Terreno Oriental da Faixa Ribeira foi possível ainda separar do Grupo Paraíba do Sul uma unidade que contém espessos pacotes de mármore e rochas anfíbolíticas – o *Grupo Italva* (Machado Filho et al 1999; Heilbron et al 1999). A idade da sedimentação destas unidades é ainda um assunto controverso, mas os dados isotópicos indicam um intervalo de sedimentação ao final do Ciclo Transamazônico (v. tabela III.4 e item III.3).

O *Complexo Rio Negro* resulta da reinterpretação de Tupinambá et al (1996) dos “migmatitos e granitóides” da Unidade Rio Negro (Matos et al 1980) como um complexo intrusivo de ortogneisses tonalíticos e dioríticos e leucogranitos. O complexo tem características de uma sequência de arco magmático pré-colisional, e uma compilação das idades Rb/Sr em ortogneisses correlatos (tabela III.6) indica que há uma grande concentração de idades entre 600 e 700 Ma.

Nesta tese, separa-se do Complexo Rio Negro os *corpos gabróicos* e o *Leucogranito Gnaissé*. Os corpos gabróicos encontram-se ocasionalmente descritos em relatórios do projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (Matos et al 1980; Pinto et al 1980, p. ex.) e em Junho et al (1988). O Leucogranito Gnaissé é uma redefinição que engloba todos os corpos leucograníticos, com fácies homogênea e também com feições migmatíticas. Sua idade de cristalização está no mesmo intervalo do Complexo Rio Negro, com uma concentração no intervalo entre 620 e 600 Ma (tabela III.7).

Além do Complexo Rio Negro, foram propostos outros arcos pré-colisionais no Terreno Oriental da Faixa Ribeira: o *Arco Rio Doce* (Figueiredo & Campos Neto 1993), de idade entre 580 e 560 Ma e o *Arco Rio Paraíba do Sul* (Machado & Demange 1998) com uma idade em torno de 620 Ma, cujo representante maior seria o Batólito da Serra dos Órgãos

O *Batólito da Serra dos Órgãos* (BSO), na definição de Barbosa & Grossi Sad (1985), equivale aos “gnaisses granodioríticos” da Série Serra dos Órgãos de Rosier (1957, 1965). Os migmatitos e gnaisses restantes da Série foram incorporados pelos autores na Unidade Rio Negro (Complexo Rio Negro de Tupinambá et al 1996). Devido à presença de foliação em todo o corpo, o BSO tem sido considerado como um plutonito: a) sin-tectônico, tendo intrudido 590-563 Ma (Heilbron et al, 1995); b) pré-tectônico, com cerca de 620 Ma (Machado & Demange 1998).

Faltam informações no Terreno Oriental sobre as outras etapas da evolução de um orógeno, as fase sin e tardi-colisionais. No Terreno Ocidental há um grande acervo de dados (Heilbron et al 1995; Machado et al 1996) sobre o magmatismo, deformação e metamorfismo que ocorreu nestas fases (sin-colisional, de 580 a 560 Ma; tardi-colisional, de 540 a 520 Ma).

O magmatismo pós-tectônico no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (tabela III.9) ocorreu em duas etapas, uma entre 545 e 520 Ma e outra entre 520 e 480 Ma (figura III.1), e gerou corpos graníticos não foliados. Este episódio causou uma rehomogeneização isotópica no sistema Rb/Sr, registrado em isócronas desta idade em para- e ortognaisses (figura III.1).

No gráfico da figura III.1 estão plotadas 51 idades radiométricas (com intervalos de erro) no Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Os valores podem ser encontrados nas tabelas III.5 a III.10. Não constam da figura as idades obtidas por Sollner et al (1987, 1991) no Espírito Santo.

Nas figuras III.2 são ilustrados, respectivamente, os diagramas evolutivos elaborados para o Terreno Ocidental da Faixa Ribeira e para a Faixa Ribeira Setentrional. Uma comparação entre as três figuras revela que:

- a) o Terreno Ocidental da Faixa Ribeira e a região do Espírito Santo apresentam evolução geológica similar;
- b) no intervalo entre 580 e 560 Ma ocorre magmatismo enderbítico no Espírito Santo, atribuído por Campos Neto & Figueiredo (1992) à fase pré-colisional da Orogênese Rio Doce;
- c) neste mesmo intervalo de tempo o Terreno Ocidental da Faixa Ribeira apresenta uma série de feições deformacionais e metamórficas, associada à colocação de granitóides sin a tardi tectônicos – o que o identifica como o *locus* de uma colisão brasileira (Heilbron et al 1995);

- d) metamorfismo e deformação pós-colisionais (idades mais novas que 563 Ma) só ocorrem na região do Espírito Santo, no Terreno Oriental ou na parte próxima do Terreno Ocidental;
- e) ortognaisses com características pré-colisionais e idades maiores que 600 Ma ocorrem somente no Terreno Oriental, entre os estados do Rio de Janeiro e São Paulo, o que implica em localizá-lo como o sítio de colocação do arco magmático pré-colisional (Tupinambá et al 1998a, 1998b). Este arco seria uma extensão temporal do arco Rio Doce ou poderia estar relacionado a outro episódio de subducção.

Um gráfico contendo idades K/Ar no Terreno Oriental (somente na região da Serra dos Órgãos) e isócrona interna Rb/Sr permite o traçado inicial de uma curva de resfriamento do orógeno, a uma taxa de 1,25 °C/Ma (figura III.3)

figura III.1: evolução geológica do Terreno Costeiro da Faixa Ribeira, com base em idades U/Pb e Rb/Sr disponíveis na literatura (v. texto):

círculos: paragnaisses e migmatitos com paleossoma metassedimentar;
 quadrados: ortognaisses ou migmatitos com paleossoma diorítico e mesossoma tonalítico; losangos: migmatitos graníticos e leucogranitos; asterisco: Batólito da 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.

M. C. H. DE FIGUEIREDO and M. C. CAMPOS NETO

figura III.2a: Idades Rb/Sr e U/Pb na Faixa Ribeira Setentrional, em Figueiredo & Campos Neto (1993).

Figura III.2a - (Valadares 1995) Diagrama sumarizado dos resultados geocronológicos U-Pb obtidos no segmento central da faixa ribeira e os principais eventos que eles representam. Círculos - análises de zircão; triângulos - análises de titanita; quadrados - análises de monazita. Símbolos fechados - análises concordantes; símbolos abertos - idades mínimas. Setas indicam intercepto superior de discordâncias. Barra de erros são indicadas quando a magnitude do erro excede o tamanho do símbolo. **DTJF** - domínio tectônico Juiz de Fora. **DTPS** - domínio tectônico Paraíba do Sul; **CC** complexo costeiro. Amostras: 1) biotita - gnaiss granítico da unidade quirino, 1A-5, 1A-7, 1A-8 (dados na tabela VI-I), leucossoma (1B), 2) calciossilicática da unidade São João, grupo Paraíba do Sul; 3) hornblenda-gnaiss da unidade Quirino (3C), banda leucocrática (3B); 4) granito getulândia, 4-1 - monazita

Figura III.3 : Curva de resfriamento da Região da Serra dos Órgãos no Paleozóico Inferior, utilizando os resultados de Delhal et al (1969), Cordani et al (1973) e Tupinambá et al (1997)

A curva inferida se refere a uma taxa de $1,25^{\circ}\text{C/Ma}$.

Círculos fechados: idades K/Ar em hornblenda; Círculos abertos: idades K/Ar em biotita;
Losango: Isócrona mineral Rb/Sr. Intervalos das temperaturas de fechamento de Harrison

Capítulo IV – Geologia da área de estudo

IV.1 – Unidades litológicas

Neste item são apresentadas as características gerais das diferentes unidades geológicas definidas ou redefinidas na área de pesquisa. A leitura do texto deve ser acompanhada pelo exame do Mapa Geológico (Apêndice III).

De uma forma geral, o Complexo Rio Negro, o Leucogranito Gnaiss e o Batólito da Serra dos Órgãos se organizam em faixas paralelas de direção NE-SW, truncadas por falhamentos de direção N30-50W. As encaixantes destes corpos plutônicos gnaissificados são paragnaisses (encontrados em meio ao Complexo Rio Negro ou separadas por falha de baixo ângulo) e os Gnaisses Imbé e Turvo, na parte sudeste e nordeste da área de pesquisa. Intrusões de granitos não foliados (maciços de Nova Friburgo e São José do Ribeirão) são abundantes.

A unidades litológicas encontradas na área são, da mais antiga para a mais nova: a) paragnaisses e outros metassedimentos; b) Gnaisses Imbé e Turvo; c) Complexo Rio Negro e hornblenda gabro; d) Leucogranito Gnaiss; e) Batólito da Serra dos Órgãos; f) maciços graníticos de Nova Friburgo e São José do Ribeirão.

PARAGNAISSES E OUTROS METASSEDIMENTOS (Pgn)

Os paragnaisses podem ser descritos como biotita gnaisses finamente laminados e se encontram associados a quartzito, rocha calcissilicática e mármore. Ocorrem em três faixas:

Faixa de Nova Friburgo: (Pgn_{NF}) localizada no extremo sul da área, no Distrito de Muri; os melhores afloramentos são encontrados ao longo da RJ-116, no trecho entre Teodoro Sampaio e Cachoeiras de Macacu. Esta faixa é rica em níveis de quartzito (qz).

Faixa Bom Jardim-Cordeiro: (Pgn_{BJ-C}) limitada, a sudeste, por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil que passa pela cidade de Bom Jardim. Faz contato com o Gnaiss Imbé a sudeste e com o Complexo Rio Negro a noroeste. Nela ocorre, além de níveis quartzíticos (qz), discretas camadas de mármore (mm). Nesta faixa são encontrados corpos intrusivos de Gnaiss Turvo, Leucogranito Gnaiss e Hornblenda Gabro.

Faixa de Sumidouro: (Pgn_S) separada do Complexo Rio Negro por um contato tectônico de baixo ângulo. Seus afloramentos típicos estão ao longo da RJ-148, nas proximidades de Sumidouro, e no leito do Rio Paquequer. A faixa destaca-se pela ocorrência de uma alternância entre níveis calcissilicáticos e quartzíticos (cs).

GNAISSES IMBÉ (Im) E TURVO (Tv)

O Gnaiss Imbé (Im) foi denominado inicialmente de *Unidade Imbé* (Pinto 1980). Na área de Nova Friburgo, o Gnaiss Imbé se distribui como uma faixa de direção NE-SW. Faz contato, de SW para NE, com o Complexo Rio Negro, Leucogranito Gnaiss, Maciço de S. José do Ribeirão e com paragneisses.

Trata-se de um gnaiss de composição granítica a granodiorítica. Macroscopicamente, caracteriza-se como um biotita gnaiss com foliação bem desenvolvida. A hornblenda é visível em muitos afloramentos, assim como megacristais de 1 a 3 mm de feldspato subedrais, com faces definidas. Feições migmatíticas são observadas localmente.

O Gnaiss Turvo (Tv) foi assim denominado devido à semelhança textural e de contexto geológico com a Unidade Turvo definida na região de Bananal, SP (Almeida et al 1993). Ocorre em corpos isolados em meio aos paragneisses da Faixa Bom Jardim-Cordeiro, no extremo nordeste da área. É um biotita gnaiss de composição granítica, cuja foliação tem um aspecto anastomosado centimétrico. Outra textura típica deste corpo é a abundância de cristais macroscópicos semiarredondados de feldspato. São frequentes nesta rocha enclaves angulares e rotacionados de rochas calcissilicáticas.

As relações de contato dos gnaisses Turvo e Imbé com as outras unidades são obscuras, e nesta tese se optou considerá-los, provisoriamente, como cronocorrelatos: a) o Gnaiss Imbé é intrudido pelos granitos do Maciço de S. José do Ribeirão, e porções diatexiticas com enclaves metassedimentares ocorrem próximo ao contato com o Leucogranito Gnaiss; b) o Gnaiss Turvo tem uma presença constante de enclaves de rochas calcissilicáticas, muitos angulosos e rotacionados.

COMPLEXO RIO NEGRO (Rn)

O Complexo Rio Negro (Rn) é representado, na área, por um conjunto de rochas intrusivas, nem sempre possíveis de serem individualizadas na escala de mapeamento: tonalito a granodiorito gnaiss, diorito gnaiss e pequenos corpos gabróicos e dioríticos. Os gnaisses do CRN são muito semelhante, em textura macroscópica, às rochas do Batólito da Serra dos Órgãos. Talvez por este motivo, Barbosa & Sad (1985), na Folha Duas Barras e Matos et al (1980), na Folha Cordeiro, incluíram gnaisses deste tipo no Batólito da Serra dos Órgãos. Delhal et al (1969) preferiram denominar estes gnaisses grosseiros de “gnaisses tipo Órgãos”, evitando subdivisões.

Na região de Nova Friburgo, a área de afloramento do CRN é segmentada pelo Batólito da Serra dos Órgãos (BSO) e por Leucogranito Gnaiss, restando faixas a norte e a sul do batólito. A faixa que ocorre a norte do BSO (Rn_{T-G}) predomina tonalito a granodiorito gnaiss, com ocorrência subordinada de hornblenda-tonalito gnaiss, diorito, quartzo diorito e hornblenda gabro. A faixa é limitada por um contato tectônico com o paragneiss da Faixa de Sumidouro. Na faixa a sul do BSO (Rn) predomina hornblenda-tonalito gnaiss. A sudeste da cidade de Bom Jardim, o Complexo Rio Negro apresenta um domínio diorítico (Rn_D), com bons afloramentos ao longo da estrada que vai de Bom Jardim a São José do Ribeirão.

HORNBLENDA GABRO (Gb)

Hornblenda gabros ocorrem como bandas em paragneisses; enclaves ou camadas nos gnaisses do Complexo Rio Negro ou em corpos maiores, mapeáveis na escala 1:50.000. Estes corpos foram denominados de:

Córrego do Oliveira (G_{CO}): localizado no norte da área, em contato com gnaisses tonalíticos a granodioríticos do Complexo Rio Negro. O corpo também tem contato tectônico com paragneisses da Faixa de Sumidouro. Nele predominam hornblenditos e hornblenda gabros com forte lineação mineral, e porções homófonas restritas de hornblenda gabro.

Fazenda Fortaleza (G_{FF}), localizado a sul da cidade de Cordeiro, é bem maior que o primeiro. O aspecto brechóide é típico desse corpo e de pequenas ocorrências entre Cordeiro e Bom Jardim. Trata-se de uma rocha de matriz tonalítica a quartzo diorítica contendo enclaves angulares e alongados de hornblenda gabro e hornblenda gabronorito.

Outro corpo de hornblenda gabro brechóide está situado entre a Fazenda Fortaleza e a cidade de Bom Jardim. Camadas delgadas e possivelmente dobradas desta rocha também foram mapeadas em meio à faixa de paragneisses Bom Jardim-Cordeiro.

LEUCOGRANITO GNAISSE (Lgn)

Esta rocha foi descrita por Barbosa & Grossi Sad (1985) como *Gnaiss Granitóide da Unidade Rio Negro* e Tupinambá et al (1996) a incluiu no Complexo Rio Negro.

O Leucogranito Gnaiss pode ocorrer de maneiras diferentes, de acordo com o tipo fr rocha que lhe faz contato:

Grandes soleiras ou pequenos diques em meio à rochas do Complexo Rio Negro (Lgn) - estes corpos têm composição de granodiorito à granito, com raros termos tonalíticos. Apresentam, 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 (Lgn_s) – são corpos homogêneos, muito pouco foliados, de Leucogranito Gnaiss, que ocorrem nos arredores da cidade de Cordeiro e 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 ao biotita paragnaisse finamente laminado. Não constam do Mapa Geológico do Apêndice III devido às suas pequenas dimensões.

BATÓLITO DA SERRA DOS ÓRGÃOS (BSO)

As rochas do BSO se caracterizam pela granulação 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”.

Em mapas geológicos anteriores (Matos et al 1980; Machado Filho et al. 1983; Barbosa & Grossi Sad 1985), o BSO aparece como um corpo único, sem apófises ou corpos menores nas escalas adotadas. No entanto, o mapeamento geológico de semi-detalle neste trabalho levou a subdividir o BSO em quatro faixas, entre as cidades de Bom Jardim e Nova Friburgo:

Faixa Pedrinco (BSO_{Pd}): situada na área urbana de Nova Friburgo, seu melhor afloramento é a Pedreira Pedrinco, no Bairro de Olaria;

Faixa Bom Jardim (BSO_{BJ}): mais estreita e alongada, esta faixa se inicia a leste do Corpo Campo do Coelho (Maciço de Nova Friburgo) e termina abruptamente nos arredores de Bom Jardim. É comum ocorrer em seus contados rocha diatexitica (Di), contendo numerosos enclaves de paragnaisse;

Faixa da Pedra da Santa Teresa (BSO_{ST}): onde se localiza o corpo principal do batólito, com espessura estimada em 700 metros. A Pedra da Santa Teresa, é um monólito de 4,0 km de extensão que expõe claramente o gnaiss desta faixa.

Faixa Chevrand (BSO_{CH}): em que predomina uma fácies leucocrática do BSO, localiza-se na terminação do corpo principal do batólito, a oeste de Cordeiro.

MACIÇOS GRANÍTICOS (GR) DE NOVA FRIBURGO E SÃO JOSÉ DO RIBEIRÃO

Estes maciços são constituídos por corpos intrusivos de granitos homófonos, sem feições macro ou microscópicas de deformação interna.

A cartografia geológica dos corpos de granito do Maciço de Nova Friburgo foi compilada dos mapas geológicos de Rosier (1965), Matos et al (1980) e Junho (1991). Este maço é constituído por três stocks maiores e vinte e seis corpos menores na região de Nova Friburgo. Os maior stock granítico foi denominado por Grossi Sad et al (1980) de Caledônia (Gr_{Ca}), onde está situado o ponto culminante da região, o Pico da Caledônia. É constituído a sul, por granito megaporfiritico e, a norte, por granito porfiritico. Os demais maciços (Salinas (Gr_{sa}) e Campo do Coelho (Gr_{cc})) são formados por este último tipo de granito.

O Maciço de São José do Ribeirão (Gr_{CJR}) se apresenta como um único corpo intrusivo, e teve sua cartografia anterior (Matos et al, 1980) modificada durante este trabalho. Outras porções deste maciço afloram na região de Amparo, a leste da cidade de Nova Friburgo, mas não foram examinadas nesta tese.

IV.2 – Relações temporais entre as Unidades Litológicas

Os paragneisses e outros metassedimentos são as rochas com idade relativa mais antiga na área de trabalho, porque são intrudidos pelo Complexo Rio Negro (figura IV.1), o conjunto plutônico brasileiro mais antigo. Adicionalmente, mostram sinais de migmatização e milonitização (figura IV.2) que não são encontrados nas demais unidades (excetuando-se algumas faixas laminadas do Leucogranito Gnaiss). O Gnaiss Imbé é uma rocha de difícil interpretação quanto à sua gênese, em parte devido à falta de dados sobre suas relações de contato com as outras unidades, o que também dificulta uma proposta de posicionamento tectono-estratigráfico. As evidências de campo (grau de deformação, associação com paragneisses) indicam uma contemporaneidade com os paragneisses.

As relações de contato das rochas do Complexo Rio Negro com paragneisses e outros metassedimentos são claramente intrusivas. Não foram observados xenólitos metassedimentares nos ortogneisses do Complexo Rio Negro. Mesmo quando se observa o contato diretamente (Figura), este é abrupto, sem formação de enclaves no tipo intrusivo ou apófises na rocha encaixante.

Vários afloramentos deste complexo fornecem relações de idade entre seus tipos litológicos (figura IV.3). Estas relações, entretanto, não são constantes em todos os afloramentos, ou seja: ainda não é possível determinar uma cronologia definitiva entre os diversos tipos magmáticos. Diorito gnaiss e tonalito gnaiss, por exemplo, associam-se de forma variada. Muitas vezes são encontrados bolsões tonalíticos em meio ao diorito, com bordas enriquecidas em biotita (figura IV.3a). Em outras situações, porém, material diorítico parece penetrar no gnaiss tonalíticos (figura IV.3b). As texturas encontradas também são contrastantes. No diorito, é comum um arranjo de fluxo primário (figura IV.4a), enquanto que no tonalito texturas granoblásticas são encontradas (figura IV.4b). Tal relação indica mobilidade magmática do diorito e recristalização no estado sólido para o tonalito. Os contrastes texturais e as relações de campo sugerem, portanto, a existência de diversas rochas dioríticas, com idades relativas diferentes, algumas anteriores e outras posteriores à cristalização do tonalito gnaiss.

Estudos de detalhe evidenciaram gradações entre gnaisses do Complexo Rio Negro e os Corpos Gabróicos (figura IV.5a), quando estes últimos são foliados e ocorrem como soleiras. Os gabros homófonos tem contatos abruptos com os gnaisses (figura IV.5b). Portanto, o magmatismo básico ocorreu em pelo menos dois eventos separados no tempo (as soleiras seriam mais antigas que as intrusões homófonas). Intrusões menores de gabro ocorrem também como bandas ou bossas em meio aos paragneisses (figura IV.6).

Corpos tabulares de Leucogranito Gnaiss de espessura decimétrica a métrica apresentam contatos abruptos e discordantes da foliação de paragnaisses e ortognaisses do Complexo Rio Negro (Figura IV.7). Stocks de Leucogranito Gnaiss intrudem ou assimilam paragnaisses a sul e a norte da área de estudo (figura IV.8), o que lhes confere uma origem a partir de fusões crustais. O Gnaiss Turvo tem relações semelhantes com os paragnaisses encaixantes, o que sugere uma contemporaneidade com o Leucogranito Gnaiss.

Não foram encontradas relações intrusivas do Leucogranito Gnaiss com granitóides do Batólito da Serra dos Órgãos. De acordo com as relações observadas em campo, o Leucogranito Gnaiss representa tipo magmático mais novo que as rochas do Complexo Rio Negro e mais velho que a intrusão do Batólito da Serra dos Órgãos.

Os gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos (Faixa Bom Jardim) apresentam nítidos contatos intrusivos com o Tonalito Gnaiss do Complexo Rio Negro (figura IV.9). Enclaves semi-assimilados de tonalito gnaiss foram encontrados na Faixa de Santa Teresa (figuras IV.10a). Bolsões diatexiticos com enclaves metassedimentares estão localizados nas proximidades dos contatos do BSO (figura IV.10b), o que sugere uma contribuição crustal em sua formação. A forma original do Batólito da Serra dos Órgãos é de um corpo alongado, quase uma soleira, paralelo à foliação regional. A sua foliação interna é sempre paralela a esta direção, e são raras as exposições do batólito com textura homófona. A petrografia indica que esta foliação teria se desenvolvido em estado semi-sólido, possivelmente durante a ascensão do corpo. Portanto, a foliação não tem origem unicamente por deformação no estado sólido. Além disso, a presença de quartzo anedral não deformado corroendo os demais minerais contidos na foliação é uma feição comum aos gnaisses do batólito, o que indica uma fase tardia de cristalização.

Os granitos dos maciços de Nova Friburgo e S. José do Ribeirão são as rochas plutônicas mais novas, e são constituídos por granitos homófonos, sem feições macro ou microscópicas de deformação interna (figura IV.11a). Além dos corpos maiores, diques subverticais a subhorizontais de granitos deste tipo cortam, em vários locais, o Batólito da Serra dos Órgãos (figura IV.11b), o Complexo Rio Negro e os paragnaisses. Xenólitos destas rochas encaixantes foram também observados nos corpos maiores de granito (figura IV.12).

a)

figura IV.1: Feições intrusivas do Complexo Rio Negro em paragnaisses. a) contato abrupto entre tonalito gnaisse (à esquerda do martelo) e paragnaisse da faixa Bom Jardim-Cordeiro, em corte na rodovia de acesso à cidade de Cordeiro; b) veios tonalíticos à magnetita do CRN intrusivos em paragnaisse da Faixa Sumidouro, no vale do Batatal, a leste de Sumidouro.

b)

a)

figura IV.2: a) arranjo migmatítico em paragnaisse da Faixa Sumidouro no leito do Rio Paquequer, próximo à cidade de Sumidouro; b) bandamento milonítico e lineação *down-dip* em paragnaisse da Faixa Sumidouro logo acima do Limite Tectônico Central, no vale do Batatal, e leste de Sumidouro.

b)

Figura IV.3 :croquis de afloramento com arranjo entre diorito e tonalito gnaiss: a) bolsão tonalítico (em branco) em meio à diorito (em negro), afloramento na RJ-148, próximo à Murinelli; b) material diorítico (no centro) em contato discordante da foliação do tonalito gnaiss, afloramento a sudoeste do Sumidouro.

a)

b)

a)

figura IV.4: contrastes texturais entre diorito e tonalito gnaiss. a) orientação primária de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl) subedral no diorito gnaiss; b) textura granoblástica entre plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz) de tonalito gnaiss. Ambas as rochas pertencem ao Complexo Rio Negro.

b)

a)

figura IV.5: diferentes relações de contato de hornblenda gabro com o tonalito gnaissado encaixante (Corpo Córrego do Oliveira). (a) e (b): assimilação magmática de enclaves gabróicos em tonalito gnaissado; c) rede de veios gabróicos intrusivos em tonalito gnaissado no topo da soleira do Corpo Córrego do Oliveira.

b)

c)

a)

figura IV.6: bandas máficas em paragnaisse com textura e mineralogia típica de horblenda gabro: a) banda boudinada em paragnaisse da Faixa Sumidouro, no Córrego do Batatal; b) fácies brechóide do gabro com alto grau de deformação, a encaixante (não aparece na foto) é um paragnaisse da Faixa Bom Jardim-Cordeiro (foto de Pedro A. C. de Albuquerque & Wisley de O. M. Junior, 1996)

b)

a)

figura IV.7: aspectos intrusivos do Leucogranito Gnaiss no Complexo Rio Negro: a) contato entre Leucogranito Gnaiss e tonalito gnaiss (CRN), amostra da pedreira de Duas Barras; b) corpos tabulares de Leucogranito Gnaiss em tonalito gnaiss (CRN), na Pedreira de Banquete.

b)

a)

figura IV.8: a) matriz de diatexito de borda do Leucogranito Gnaiss, com restitos gnáissicos e de quartzito (não mostrados), acima da estrada S. José do Ribeirão – Amparo; b) contato entre tonalito gnaiss do CRN (escuro) e granada granodiorito gnaiss do BSO (claro) em pedreira abandonada na estrada Bom Jardim-Friburgo (ponto CO-TUP-2)

b)

figura IV.9: croqui das pedreiras da rodovia RJ-116, entre Nova Friburgo e Bom Jardim. Neste local se observa o contato entre o tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro, injetado por Leucogranito Gnaiss e o gr granodiorito gnaiss do Batólito da Serra dos Órgãos. Neste local Delhal et al (1969) e Cordani et al (1973) realizaram amostragens.

a)

b)

figura IV.10: Assimilação de rochas encaixantes no Batólito da Serra dos Órgãos: a) enclaves semi-assimilados de tonalito gnaiss em meio à gnaiss granodiorítico do BSO (Faixa da Pedra da Santa Teresa), na Usina hidrelétrica de Rio Grandina; b) enclaves de sillimanita biotita xisto em diatexito próximo ao contato do BSO (Faixa Bom Jardim), nas proximidades de Bom Jardim

a)

figura IV.11: Características texturais e intrusivas dos granitos pós-tectônicos: a) textura isotrópica do granito do Corpo Campo do Coelho, próximo à localidade homônima; b) dique decimétrico de granito do Maciço S. José do Ribeirão cortando o gnaiss Imbé, próximo à localidade de S. José do Ribeirão.

b)

a)

figura IV.12: Enclaves de rochas encaixantes nos granitos do Maciço de Nova Friburgo: a) enclave de gnaiss do BSO em granito do Corpo Campo do Coelho, próximo à localidade homônima; b) enclave métrico de paragnaisse milonítico em intrusão granítica isolado a sudoeste do Corpo da Caledônia, na localidade de São Lourenço..

b)

IV.3 – Estruturas e texturas

Neste item são descritas as estruturas observadas na área de estudo que podem ser reproduzidas na escala 1:50.000 e que são encontradas no Mapa Geológico do III. As estruturas em escala de amostra de mão ou microscópica encontram-se detalhadas nos capítulos que seguem.

ORIENTAÇÃO DA FOLIAÇÃO REGIONAL

Uma análise do mapa e dos perfis do Apêndice III revela que a direção geral da foliação e dos contatos litológicos é concordante com a direção da Faixa Ribeira Central, entre N60 e N30 E. O mergulho da foliação e dos contatos geológicos é suave, da ordem de 20 a 30°. Somente nos extremos norte e sul da área o mergulho chega a 70°. Esta disposição é facilmente observada nos perfis A-A', B-B' e C-C', todos na direção NW-SE.

DOBRAMENTO VERTICAL DE TRAÇO AXIAL DE DIREÇÃO NE--SW

O mergulho da foliação permanece da forma monoclinal em quase toda a área. Exceção é feita para dois setores. O primeiro deles fica a sul de Nova Friburgo, e pode ser observado no extremo sudeste do perfil A-A'. Neste setor ocorrem dobras verticais com traço axial N10E (não mostradas no mapa), que ficam cada vez mais apertadas na direção do contato milonítico com a Faixa de Paragnaisses de Nova Friburgo. Nos paragnaisses, o mergulho da foliação é maior que 70°. O outro setor fica a sudeste de Sumidouro, na Faixa de Complexo Rio Negro de composição tonalítica a granodiorítica. No local ocorrem dobras semelhantes àsquelas do sul de Nova Friburgo, mas com flancos menos íngremes (cf. perfil A-A', setor NW). Além disso, elas parecem rotacionar seus eixos e planos axiais para a direção N30W, o que não ocorre com o dobramento de Nova Friburgo.

MEGADOBRA RECLINADA EM PARAGNAISSES

A aparente constância e o baixo ângulo da foliação fornecem uma aparência de um baixo grau de deformação. Para os paragnaisses, isto não é o que ocorre. Sua foliação tem características miloníticas (item IV.2, figura IV.2b), e há evidências de dobramento isoclinal a apertado das camadas. Na área entre Cordeiro e Bom Jardim há uma megadobra reclinada em paragnaisses, que foi parcialmente assimilada por rochas do Complexo Rio Negro, pelo Corpo Gabróico da Fazenda Fortaleza e por Leucogranito Gnaiss, além de ser atingida por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis posteriores. Estes eventos acabam por dificultar a reconstituição do dobramento, que não aparece no perfil C-C'. A charneira da dobra estaria localizada ao longo de uma delgada camada

intensamente deformada de rocha gabróica que se inicia a nordeste de Bom Jardim. No interior da dobra haveria ainda uma camada de paragnaisse (Faixa Bom Jardim-Cordeiro) e Gnaiss Turvo. Outra evidência de dobramento fechado a isoclinal encontra-se a WSW de Cordeiro, próxima ao ponto CO-III-57. Neste local o contato de paragnaisse com a Faixa Chevrand do Batólito da Serra dos Órgãos tem duas posições, uma normal e outra invertida, o que levou à interpretação de um antiformal reclinado (ou revirado, como consta no mapa do Apêndice III) no local.

O LIMITE TECTÔNICO CENTRAL (LTC)

Esta estrutura tem centenas de quilômetros de extensão, e divide a Faixa Ribeira nos terrenos Oriental e Ocidental (*Central Tectonic Boundary*, Almeida et al 1998). Ela foi primeiramente definida durante os trabalhos de campo desta tese, quando se observou uma zona de cisalhamento com baixo ângulo de mergulho que separa, sistematicamente, ortognaisses do Complexo Rio Negro ou o Leucogranito Gnaiss de paragnaises e outros metassedimentos (Faixa de Sumidouro, na área da tese). Acima do Limite Tectônico Central os paragnaises tem aspecto milonítico ou estão muito dobrados e migmatizados, o que contrasta com o baixo grau de deformação dos ortognaisses abaixo da estrutura. Aspectos mais detalhados desta estrutura, na área da tese, são apresentados no capítulo VII.

ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTEIS-RÚPTEIS DE DIREÇÃO NW

Doze estruturas desta natureza ocorrem entre Cordeiro e Nova Friburgo, que aparecem com clareza também nos perfis D-D' e E-E', de direção NE-SW. A movimentação ao longo destas estruturas é predominantemente vertical, com blocos baixos (*grabens*) e altos (*horsts*), em um típico ambiente distensional. O caráter dúctil-rúptil da deformação é verificado pelo arrasto da foliação nas proximidades destas estruturas, e na associação com dobras verticais com eixo de direção NW, como por exemplo, nos arredores de Bom Jardim.

Um fato que pode ser observado no mapa do III é a diferença entre o comportamento mecânico das rochas a NW e SE da área de trabalho. As dobras de eixo com direção WNW da região de Sumidouro (perfil F-F') são substituídas por estruturas dúcteis-rúpteis da região entre Nova Friburgo e Cordeiro (perfis D-D'/E-E').

Outra variação espacial no comportamento destas estruturas é a sua rotação para a direção E-W na região de Cordeiro, associado ao aumento do ângulo de mergulho da foliação e à passagem para um caráter mais dúctil da deformação.

TEXTURAS DEFORMACIONAIS

As feições microscópicas de deformação, se analisadas em todas as rochas da área segundo os critérios de Paterson et al (1988), confirmam e detalham a cronologia obtida com dados de afloramento (figura IV.13).

O Gnaiss Imbé e os paragnaisses tem alto grau de deformação dinâmica. A deformação chega a gerar milonitos e protomilonitos, a sul de Nova Friburgo e nas proximidades do Limite Tectônico Central (v. Apêndice III). Junto à foliação se encontra geralmente uma pronunciada lineação mineral, geralmente de biotita. A recrystalização estática também atingiu estas rochas, mas o grau de recuperação cristalina não foi suficiente para obliterar as texturas dinâmicas.

As rochas do Complexo Rio Negro são ricas em evidências texturais de fluxo magmático e em arranjos cristalinos gerados por recrystalização estática. As texturas de fluxo estão mais preservadas nas rochas de grão fino, como os dioritos e quartzo diorito gnaisses. Nos gabros há tipos foliados e lineados (v. item IV.2.1) em que a preservação do zonamento do plagioclásio indica que toda a orientação mineral ocorreu durante o fluxo magmático. Em tonalito gnaisses a recrystalização estática chega formar hornblenda em arranjo anelar, recrystalizada ao longo dos contatos poligonais entre quartzo e plagioclásio.

A ausência de texturas dinâmicas em rochas do Complexo Rio Negro é um ponto polêmico, uma vez que relativa e absolutamente, são os tipos magmáticos mais antigos, e os paragnaisses encaixantes possuem foliação pronunciada. De alguma forma, a deformação contida nos paragnaisses não aparece no Complexo Rio Negro. Uma explicação passa por desassociar a deformação dos paragnaisses do Ciclo Brasileiro, e considerá-los como metassedimentos mais antigos, provavelmente do Ciclo Transamazônico ou arqueanos. A única evidência favorável a esta hipótese é a descrição de um contato entre um tonalito gnaiss homófono (CRN) e um paragnaisse foliado (figura IV.1).

Outras hipóteses seriam: a) obliteração da foliação dinâmica por recrystalização estática; b) diferença de competência entre os paragnaisses e o Gnaiss Imbé e os corpos plutônicos do CRN. Na primeira os paragnaisses também deveriam estar altamente recrystalizados, o que não ocorre. A segunda é bastante provável, principalmente se a deformação encontrou uma rocha plutônica sólida e fria e um metassedimento hidratado.

No Leucogranito Gnaiss predominam as texturas de recrystalização estática nos domínios homogêneos e as únicas evidências de fluxo magmático são macroscópicas (orientação de schlieren). Nas faixas migmatíticas desta rocha (não incluídas na figura X.1) ocorrem texturas miloníticas relacionadas ao protólito metassedimentar. A foliação nas bandas relictas (paleossoma?) geralmente é milonítica e está associada a uma lineação mineral bem evidente, em biotita e

sillimanita, similar às texturas verificadas em paragneisses. A geração do neossoma acompanha a deformação principal, tanto para o leucossoma quanto para o melanossoma. Neste último, grandes cristais de biotita marcam a foliação mas não se agrupam em uma lineação mineral. O neossoma é texturalmente semelhante ao Leucogranito em seu domínio homogêneo. As diferenças texturais entre neossoma e paleossoma são produzidas por diferentes elipsóides de strain: prolato para o protólito metassedimentar e oblato para o episódio de migmatização e geração do leucogranito gnaisse.

Os gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos mostram numerosas evidências texturais de que sua foliação foi gerada principalmente por fluxo magmático, seguida por recristalização estática. Portanto, não há evidência petrográfica macro ou microscópica que a foliação tenha origem deformacional. Esta observação vai de encontro às classificações do BSO como um corpo pré-tectônico (Barbosa & Grossi Sad 1985; Heilbron et al 1993; Machado & Demange 1994b, 1996, 1998; Matos et al 1980). Os autores defendem este posicionamento ao observar que o BSO apresenta-se foliado em toda a sua extensão, sendo muito raros os domínios homófonos do corpo.

Tal fato, entretanto, deve ocorrer em corpos plutônicos menores, atingidos por um campo de stress regional. Um corpo pré-deformacional de dimensões batolíticas contém heterogeneidades naturais (variações de fácies, por exemplo) que, quando submetidas a um stress (raramente homogêneo para grandes áreas) resultam em uma partição da deformação, com domínios mais ou menos deformados. A homogeneidade da foliação, neste caso, é uma contraprova da sua origem por fluxo no estado sólido. Além disso, corpos pré-tectônicos costumam se comportar rigidamente, defletindo a foliação das encaixantes e com foliação concentrada nos bordos (Clarke 1992), o que não ocorre com o BSO. Trabalhos mais recentes em ortogneisses totalmente foliados têm fornecido evidências da origem magmática da foliação, na maioria dos casos (Paterson et al 1989; Pitcher 1995).

Os granitos NF e SJR revelam somente texturas de fluxo magmático, o que comprova seu caráter pós-deformacional. As rochas mais antigas que os granitos mostram evidências de recristalização estática, que pode estar relacionada ao efeito termal dos granitos, ou a um tipo de metamorfismo regional desacompanhado de deformação intracristalina pronunciada. Este efeito também pode ser verificado nas idades isocrônicas Rb/Sr em para e ortogneisses entre 540 e 480 Ma (verificadas na literatura, itens III.3 e 4, e obtidas nesta tese), contemporâneas ao evento de intrusão dos granitos NF e SJR.

		Gnaiss- se Imbé	Tonalito	Gabros e dioritos	Leucogranito gn	BSO	N Friburgo S. J. Ribeirão	Características macro e microscópicas
Fluxo Magma- tico								Orientação de feldspatos eudrais são a melhor evidência
								Orientação de biotita e anfíbólio, se eudrais e dissociados
								Matriz anedral: agregados anedrais de quartzo não deformado
								Cristais de plagioclásio c/lamelas de geminação alinhadas e paralelas
								Imbricação de megacristais de k-feldspato
								Alinhamento de enclaves microgranulares
								Deflexão da foliação em torno de enclaves metassedimentares
Fluxo no Estado Sólido								Schlieren orientados
								Fluxo paralelo às paredes da intrusão
	Está- tico							agregados policristalinos monominerálicos (recristalização estática)
								extinção ondulante; kink bands; subgrãos em quartzo
Dinâm ico								agregados policristalinos poliminerálicos (reações metamórficas ?)
								Inversão ortoclásio => microclina
								Bandamento composicional de forma lenticular, c/recristalização
								Deformação heterogênea: zonas miloníticas; foliação S-C.
								Fitas de quartzo; agregados de muscovita, biotita, e titanita
								Fraturas e boudinage de feldspato e hornblenda
								recristalização dinâmica
								recristalização estática
								fluxo magmático

figura IV.13: Feições macro e microscópicas observadas na foliação de ortognaisses e granitos da área de tese. As características foram selecionadas de Paterson et al (1989). As rochas foram dispostas em ordem cronológica de evolução, da esquerda para a direita.

IV.4 - Forma dos corpos plutônicos

Os tipos plutônicos do Complexo Rio Negro (CRN) se entrecortam em escala de afloramento, e não foi possível esclarecer a forma dos corpos deste complexo.

O Leucogranito Gnaiss ocorre disseminado em veios e bolsões em rochas do CRN ou em paragneisses. Um espesso corpo, com cerca de 1.000 metros de espessura, está localizado ao longo do contato superior do BSO (v. Apêndice III). Os corpos mais espessos são homogêneos no centro e foliados nas bordas, o que indica o seu caráter pré a sin-deformacional.

O Batólito da Serra dos Órgãos, em sua proposta inicial de definição (Barbosa & Grossi Sad 1985) foi considerado como um corpo de contatos verticais, cuja foliação interna, com baixo ângulo de mergulho, teria uma origem deformacional posterior (Machado Filho et al. 1983; Barbosa & Grossi Sad 1985).

As observações petrográficas e de campo, entretanto, indicam que o BSO é um corpo estratóide, contínuo e homogêneo, e o seu posicionamento é subhorizontal a semi-concordante com a foliação regional, que mergulha, em média, 30° para NNW. A análise geométrica do mapa do BSO de Barbosa & Grossi Sad (1985), levando em conta o mergulho da foliação do gnaiss do batólito, confirma que o corpo tem a forma tabular e concordante com o mergulho da foliação das rochas encaixantes, os ortogneisses do Complexo Rio Negro. Quatro seções perpendiculares à direção do comprimento maior do corpo foram elaboradas, sem levar em conta a superfície topográfica (Tabela IV.1). A proporção média entre o comprimento maior (E), a largura (L) e a espessura (e), é de 14:2:1. O mergulho médio da foliação é de 40°, variando de subhorizontal a subvertical.

Esta conclusão se opõe à definição de batólito, corpo plutônico com superfície aflorante maior que 100 km², contatos verticais e continuidade em profundidade. A maioria dos grandes batólitos tem sido revisitada quanto à sua forma tradicionalmente conhecida (Hodge et al, 1982). As revisões se concentram na crosta média ou inferior, onde corpos graníticos estratóides são empilhados horizontalmente (Lynn et al, 1981; Hodge et al, 1982), devido à diminuição da capacidade do plúton em arquear o seu teto.

Apesar das propostas de contatos verticais para estes corpos intrusivos nos mapas geológicos das folhas Cordeiro (Matos et al 1980), Duas Barras e Nova Friburgo (Pinto et al 1980), outros autores também advogam formas tabulares para este tipo de maciço (Rosier 1957, na região da Serra dos Órgãos; Pires et al 1982, na cidade do Rio de Janeiro) ou contato horizontal de base de plutão (Motoki 1992).

intersecções do plano de contato com planos de cota horizontais. Os mapas de contorno estrutural resultantes revelaram a forma suhorizontal dos corpos (maiores e menores) dos maciços, que consta nos perfis do Mapa Geológico (Apêndice IV).

SEÇÃO	E - comprimento maior (km)	L - Largura na seção (km)	e - Espessura (km)	Ângulo de mergulho da foliação	Proporção
<i>Cava</i>	140	32,2	18,4	30°	14:3:2
<i>Itaipava</i>	140	22,7	4,6	10°	14:2:1
<i>Nhunguaçu</i>	140	22,4	15,4	45°	14:2:2
<i>Nova Friburgo</i>	140	17	12,3	40°	14:2:1
PROPORÇÃO MÉDIA					14:2:1

Tabela IV.1: Proporção entre as dimensões do Batólito da Serra dos Órgãos em várias seções.

A maioria dos corpos dos maciços NF e SJR tem a base plana e o topo convexo, em forma de *lacólito*. Há uma marcante superposição entre a direção dos corpos menores e as zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de direção NW, sugerindo um controle destas estruturas no transporte e posicionamento do magma. No maciço SJR, isto foi verificado em campo: um sheet concordante com 5 a 10 metros de espessura passa a um stock subhorizontal de grandes dimensões ao interceptar uma zona dúctil rúptil de direção NW. A movimentação predominantemente vertical das zonas, como já foi discutido, caracteriza um ambiente distensional, o que as coloca como estruturas favoráveis para ascensão de magmas profundos (Pitcher 1995).

Durante a parte mais antiga do intervalo do magmatismo pós-colisional (540 – 520 Ma) ocorreu uma importante deformação transpressiva no Terreno Ocidental, com as fases D3 e D4 (Heilbron et al 1995; Machado et al 1996; Heilbron et al 1999). No Terreno Oriental não são encontradas estruturas compressoriais típicas destas fases, como zonas de cisalhamento dúcteis de alto grau e dobramento vertical de traço axial NE/SW. Durante este período são encontrados o magmatismo

estruturas compressionais típicas destas fases, como zonas de cisalhamento dúcteis de alto grau e dobramento vertical de traço axial NE/SW. Durante este período são encontrados o magmatismo pós-colisional, seu efeito térmico pronunciado, e as zonas dúcteis rupteis de direção NW que controlaram a ascensão do magma. Estas estruturas estariam ativas durante o magmatismo, e, portanto, pertencem às fases D3 e D4. As diferenças entre as estruturas de mesma fase entre os terrenos da Faixa Ribeira Central podem estar relacionadas à posição no elipsóide de strain: campo compressional (Terreno Ocidental) e campo distensional (Terreno Oriental).

Capítulo V – As rochas encaixantes do magmatismo Brasileiro

Na Faixa Ribeira Central há dois tipos litológicos de geração pré-Brasileira: a) ortognaisses gerados ou retrabalhados no Ciclo Transamazônico (Tassinari 1988; Figueiredo & Teixeira 1996; Heilbron et al 1998b); b) metassedimentos com provável idade de deposição entre o Meso e o Neoproterozóico (Heilbron et al 1999).

Em todo o Terreno Costeiro, com exceção do Complexo Região dos Lagos (Zimbres et al 1990; Fonseca 1989, 1994) não foram caracterizados ortognaisses transamazônicos. No entanto, são frequentes as faixas de ocorrência de metassedimentos cujo metamorfismo principal ocorreu durante o Ciclo Brasileiro (v. item III.3). Os gnaisses Imbé e Turvo são também considerados nesta tese como rochas pré-Brasileiras, dado a sua grande afinidade com outros metassedimentos.

Como foi apresentado nos itens III.2 e III.3, os metassedimentos do Terreno Oriental da Faixa Ribeira podem ser incluídos nos grupos Italva e Paraíba do Sul. A faixa Bom Jardim-Cordeiro, que contém mármore e quartzitos manganíferos (tabela V.2), passa a conter espessos bancos de anfibólitos um pouco mais a norte, na região de Cantagalo (Matos et al 1980; Grossi Sad & Dutra 1988). Esta associação foi denominada de Grupo Italva por Machado Filho et al (1983) e Heilbron et al (1999).

O programa de pesquisas relativo a esta tese não realizou análises litogeoquímicas ou geocronológicas em paragneisses, e não há, portanto, novos dados a acrescentar à análise feita por outros autores (item III.4): a fonte da sedimentação estaria em rochas transamazônicas e a sedimentação teria ocorrido logo após o término do Transamazônico

V.1 -- Paragneisses e outros metassedimentos

A rocha metassedimentar predominante no Mapa Geológico do Apêndice IV é um biotita gnaiss finamente laminado, onde a granulação fina do biotita gnaiss 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, bandas de granito gráfico e bandas gnáissicas grosseiras e homogêneas.

A composição litológica das três faixas de paragnaisse (v. item IV.1) encontra-se resumida nas Tabelas V.1 e V.2. De uma forma geral, bancos de quartzito ocorrem nas três faixas (figura V.1a). Granada sillimanita xistos são próprios da Faixa de Nova Friburgo, quartzitos manganésíferos, rochas calcissilicáticas e mármore ocorrem somente na Bom Jardim-Cordeiro e a alternância entre quartzitos e rochas calcissilicáticas é típica da Faixa de Sumidouro (figura V.1b).

Faixa	Rocha principal	Rochas associadas
<u>Nova Friburgo</u>	<u>(muscovita) – granada - sillimanita – biotita gnaiss de composição tonalítica</u> , com bandas finas e porfiroblastos de plagioclásio; (variedade milonítica com fitas de quartzo e porfiroclastos de plagioclásio)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Níveis xistosos, com granada, de espessura centimétrica a decamétrica; ▪ Quartzitos pouco recrystalizados, com variações granulométricas primárias (figura V.1a).
	<u>Sillimanita granada xisto</u> , com porfiroblastos de feldspato rotacionados	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Níveis gnaissicos claros; ▪ Quartzito deformado e recrystalizado, com muscovita e sillimanita.
<u>Sumidouro</u>	<u>Biotita gnaiss de granulação muito fina</u> , dobrado e migmatizado.	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Espessa associação de bandas quartzíticas e calcissilicáticas (figura V.1b); ▪ As rochas calcissilicáticas tem quartzo anedral a 85 - 88 %, tremolita em cristais tabulares e isolados, bolsões de microclina (que podem atingir até a 50 % da rocha), epidoto (a partir de tremolita), biotita sericitizada e titanita; ▪ Banco de quartzito feldspático; ▪ Leucossoma à muscovita.

tabela V.1 : Principais aspectos macro e micro petrográficos dos metassedimentos encontrados nas faixas de Nova Friburgo Bom Jardim-Cordeiro.

figura V.1: metassedimentos
associados aos paragneisses:
ao lado: quartzitos da Faixa Bom
Jardim-Cordeiro, a sudeste de
Cordeiro;
acima: alternância entre níveis de
quartzito e rocha calcissilicática na
Faixa de Sumidouro, a leste de
Sumidouro

Local	Rocha principal
<i>Bom Jardim</i>	<p>(granada) - biotita gnaiss mesocrático, de composição granodiorítica a tonalítica e grão muito fino;</p> <p>lâminas com biotita parda + sillimanita (fibrolita) + granada anedral e poiquiloblástica, c/inclusões de biotita, sillimanita e opacos;</p> <p>lâminas com plagioclásio +/- microclina + quartzo (até 75%) granoblástico +/- granada subedral c/inclusões de plagioclásio e quartzo e opacos na borda;</p> <p>níveis com zircão arredondado, apatita e minerais opacos;</p> <p>tipos miloníticos c/fitas de quartzo e porfiroclastos de k-feldspato.</p>
<i>Cordeiro</i>	<p>(granada) – (muscovita) – biotita gnaiss claro quartzoso, mesocrático, de composição granítica;</p> <p>Quartzo em até 60%, em fitas ou em arranjo granoblástico, bandas com biotita parda + muscovita +/- granada +/- sillimanita (fibrolita) e bandas com muscovita, plagioclásio, microclina, pertita e quartzo;</p> <p>Mostra feições migmatíticas (leucossoma grosseiro bordejado por melanossoma)</p> <p>Variedade milonítica com fitas de quartzo, porfiroclastos de microclina, pertita e granada;</p> <p>Variedades granodioríticas somente ocorrem próximo à intrusões máficas, e tem hornblenda + megacristais de plagioclásio;</p> <p>bandas leucocráticas tonalíticas granoblásticas restritas</p>
<i>Área a sul de Cordeiro</i>	<p>(granada) – (sillimanita) - biotita gnaiss de composição tonalítica,</p> <p>cristais prismáticos de sillimanita (ou agregados de fibrolita), granada subedral, límpida, porfiroblastos de plagioclásio e quartzo anedral (55 %)</p>

tabela V.2: Características petrográficas dos paragnaisses da Faixa Bom Jardim-Cordeiro.

Local	Descrição
<i>Bom Jardim</i>	<ol style="list-style-type: none"> 1. quartzito fino, manganesífero; 2. sillimanita (bolsões de fibrolita) quartzito à biotita; 3. rocha calcissilicática à diopsídio anelar + quartzo, plagioclásio poiquiloblástico An₆₆₋₆₉ (labradorita), quartzo a 65 %, granada poiquiloblástica, epidoto na borda de diopsídio, titanita e clorita; 4. lente de mármore granoblástico à epidoto + opacos; 5. frequentes bandas de allanita granito gráfico (intercrescimento de microclina e quartzo) com xenólitos do biotita gnaiss fino.
<i>Cordeiro</i>	<ol style="list-style-type: none"> 1. rocha calcissilicática à diopsídio + granada, quartzo em lentes e microclina e pertita em arranjo granoblástico; 2. lente de mármore bandado granoblástico à diopsídio e olivina, envolvido por material leucocrático (

tabela V.3: Características petrográficas dos metassedimentos associados aos paragneisses da Faixa Bom Jardim-Cordeiro.

V.2 -- Gnaisses Imbé e Turvo

O Gnaisse Imbé (*Unidade Imbé*, Pinto 1980) apresenta uma composição mineralógica peculiar. Em uma mesma lâmina podem coexistir minerais típicos de ortognaisses, como hornblenda, plagioclásio cálcico e allanita e minerais de paragnaisses, como sillimanita, granada e muscovita (tabela V.3). Sua textura também é intrigante: apesar da intensa deformação intracristalina observada, os megacristais de plagioclásio são subedrais, com faces bem definidas (figura V.3). A decisão de classificar o Gnaisse Imbé como uma unidade pré-Brasiliana está ligada ao seu alto grau de deformação plástica e sua semelhança e associação com os paragnaisses.

Do Gnaisse Turvo, de ocorrência restrita na área de tese, não foi possível coletar amostras não intemperizado, de modo a confeccionar lâminas ou realizar análises químicas. Sua textura macroscópica é anastomosada, com cordões descontínuos de biotita em arranjo tipo S- e C-. Variações são tipos mais homogêneas, com cristais arredondados de feldspato e matriz fina.

Assembléia mineralógica

- 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
- encontrado também megacristal de plagioclásio An_{54} (labradorita) antipertítico – nesta lâmina há também um megacristal subedral 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
- allanita subedral, apatita, titanita, zircão (em biotita) ou em cristais euedrais (ou arredondados) isolados

clorita (a partir de biotita) ou em cristais isolados; epidoto anedral (c/núcleo de allanita) isolado ou em hornblenda; sericita (a partir de plagioclásio)

Textura

- 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 predomina k-feldspato e quartzo
- em amostras miloníticas, os porfiroclastos são de plagioclásio, e fitas de quartzo predominam

tabela V.4: Assembléia mineralógica e textura do Gnaisse Imbé.

a)

figura V.2: Texturas do Gnaiss Imbé: a) tipo feldspático com granada, encontrada nas margens do Rio Grande, a sudeste de Cordeiro; b) porfiroblastos alinhados em arranjo protomilonítico, amostra coletada em São Lourenço, a sudoeste de Nova Friburgo.

b)

V.3 – Outras unidades metassedimentares do Terreno Oriental

Os metassedimentos descritos na área de pesquisa representam uma pequena porção do pacote metassedimentar do Terreno Costeiro. Estudos detalhados foram feitos por Grossi Sad & Dutra (1988) nos paragnaisses da região, incluídos no *Grupo Paraíba do Sul*. Os autores encontraram no quimismo do pacote sedimentar uma forte influência de uma fonte de arco magmático.

O Gnaiss Bandado Santo Eduardo (Tupinambá 1993) ocorre em toda a região, e possui bandas anfíbolíticas de origem basáltica (Grossi Sad & Dutra 1988) e bandas quartzo-feldspáticas em contatos gradacionais. Nestas bandas félsicas são encontradas rochas calcissilicáticas e quartzitos, além de faixas de kinzigitos. Corpos isolados e descontínuos de mármore dolomítico se concentram nas faixas kinzigíticas (*Suíte Catalunha*, Tupinambá 1993). Trata-se, portanto, de uma sequência vulcano sedimentar.

Espessos corpos de mármore calcítica, associados a bandas anfíbolíticas de espessura irregular, lembrando tufos, são encontrados na faixa entre Cantagalo e Italva (*Suíte Metacarbonática São Joaquim*, Tupinambá 1993).

Na região de Bananal (SP), Almeida et al (1993) definiram três unidades no Grupo Paraíba do Sul: Três Barras, São João e Beleza. Todas contêm proporções variáveis de metapelitos e mármore, com rara ocorrência de quartzito. Predominam texturas xistosas na região, e a unidade mais gnáissica é a Suíte Beleza.

Na cidade do Rio de Janeiro ocorre metasedimentos da fácies granulito (Heilbron et al 1993) contendo abundantes quartzitos envoltos por gnaisses kinzigíticos, e são desconhecidas rochas carbonáticas.

Capítulo VI – O Complexo Rio Negro e os corpos gabróicos

Rochas associadas a processos de subducção anteriores à etapa colisional do orógeno Brasileiro foram identificadas, nesta tese, no Terreno Oriental da Faixa Ribeira. São ortognaisses e corpos gabróicos, descritos por Tupinambá et al (1996) como *Complexo Rio Negro*. Os corpos gabróicos são aqui descritos em separado, uma vez que: a) conseguiu-se detalhar petrográfica e estruturalmente dois corpos deste tipo em meio ao complexo; b) as relações de contato gabro/tonalito gnaissé podem ser interpretadas, em parte, como intrusivas e, em parte, como gradacionais, indicando contemporaneidade entre as rochas.

VI.1 – Complexo Rio Negro (CRN)

VI.1.1 – Aspectos de campo e petrografia

TONALITO GNAISSE

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 VI.1). As variações petrográficas perfazem uma série tonalítica (figura VI.2a) com plagioclásio predominantemente cálcico (figura VI.2b). A composição mineralógica do gnaissé (tabela VI.1) varia segundo a faixa de ocorrência: a) Rn_{T-G} , em que predomina tonalito a granodiorito gnaissé, com ocorrência subordinada de hornblenda-tonalito gnaissé, diorito, quartzó diorito e hornblenda gabro; b) Rn , com predomínio de hornblenda-tonalito gnaissé.

QUARTZO DIORITO A DIORITO GNAISSE (Rn D)

Este gnaiss possui grão fino, é melanocrático com discreta foliação (figura VI.1). Apresenta a seguinte composição média: plagioclásio (oligoclásio), 40 %; quartzo, 8 %; biotita, 26 %; hornblenda, 20 %; titanita, opacos e zircão, 6 %. A assembléia mineralógica é muito semelhante àquela encontrada no tonalito gnaiss; o que varia, principalmente, é o teor em quartzo (o que diminui também o índice de cor). Texturalmente, porém, há diferenças: para o tonalito gnaiss, porque a foliação é pouco desenvolvida e quase não são encontradas texturas granoblásticas. Na maioria das lâminas estudadas, a textura observada tem características de fluxo magmático (utilizando-se os critérios de Paterson et al 1989).

a)

b)

figura VI.1: Aspectos de afloramento de gnaisses do Complexo Rio Negro: *acima*, diorito gnaiss na localidade de S. José do Ribeirão; tonalito gnaiss, ao lado, na região de Duas Barras.

figura VI.1 (continuação) : típico afloramento do Complexo Rio Negro (DB-I-6) próximo a Sumidouro. Tonalito gnaiss com enclaves máficos (à esquerda do martelo) em contato com diorito gnaiss (à direita do martelo). Um dique de leucogranito gnaiss corta a parte diorítica do afloramento.

Rn T-G (horblenda tonalito à biotita granodiorito gnaiss)		Rn (predominância de hornblenda tonalito)
<i>Texturas</i>		
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Predominância de arranjo granoblástico; ▪ biotita e hornblenda ocorrem dissociadas e alinhadas segundo a foliação, assim como cristais tabulares de feldspato; ▪ quartzo anedral ou em trama granoblástica 		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Arranjo granoblástico ocorre raramente; ▪ biotita e hornblenda ocorrem dissociadas e alinhadas segundo a foliação, assim como cristais tabulares de feldspato; ▪ 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.
<i>Allanita</i>		Em grandes cristais prismáticos
<i>zircão</i>	Grandes cristais subedrais	Cristais subedrais grandes, alguns arredondados
<i>Minerais de alteração</i>		
<i>clorita</i>	Poucos casos de cloritização de biotita	Reação biotita => clorita + opacos
<i>epidoto</i>		Associado a plagioclásio e hornblenda ou na borda de biotita

tabela VI.1: Características petrográficas de gnaisses do Complexo Rio Negro.

figura VI.2: Características petrográficas de rochas do Complexo Rio Negro:

- a) diagrama QAP (Streckeisen 1976) demonstrando o caráter tonalítico das amostras analisadas;
 b) histograma da composição do plagioclásio em gnaisses e gabros. % anortita determinada pelo método ótico de Michel-Levy.

VI.1.1 – Litogeoquímica

No Complexo Rio Negro, tonalito gnaisse e quartzo diorito a diorito gnaisse ocorrem associados em vários afloramentos, sem que se possa determinar idades relativas entre eles (cf. item IV.2 e figura IV.3). Por isso, o tratamento dos dados geoquímicos dos dois tipos de gnaiss foi feito em conjunto. Os resultados analíticos das sete análises em tonalito gnaiss e sete análises em diorito gnaiss encontram-se no Apêndice I.

A cogeneticidade entre os gnaisses é demonstrada nos diagramas de Harker para elementos maiores (figura VI.3). Dos elementos expostos na figura, Na_2O apresenta correlação positiva e TiO_2 , FeO (total), MgO , CaO e MnO correlação negativa com SiO_2 . O K_2O se mantém entre 1,5 e 2,0 %, e o CaO apresenta teores elevados, chegando a 10 %. Estes valores são indicados por Barbarin (1997) para séries calci-alcálinas (tipo H_{CA}) de baixo K – alto Ca, próprias de zonas de subducção.

Os padrões de terras raras (figura VI.4) são achatados, com valores entre 100 ppm para terras raras leves e 10 a 20 ppm para terras raras pesadas. Tonalito e diorito gnaiss apresentam padrões de distribuição semelhantes (figuras VI.4 a, b; c, d). As variações ocorrem geograficamente, de acordo com a faixa de ocorrência. No tipo $\text{Rn}_{\text{T-G}}$ (v. item VI.1.1) há um fracionamento maior entre terras raras leves e pesadas, com La/Lu (média) de 51 para tonalitos e 129 para dioritos. Na faixa sul, esta razão não passa de 20 para tonalito e 40 para dioritos, e há uma anomalia negativa de európio mais pronunciada. Algumas amostras apresentaram fortes anomalias no padrão de terras raras (DB-TUP-8m, DB-I-8, CO-V-43) possivelmente relacionadas a fracionamento ainda na fonte.

A série de amostras de gnaisses do Complexo Rio Negro foi caracterizada através dos diagramas da figura VI.5. Os índices de saturação de alumina calculados para as amostras caracterizam a série como metaluminosa à hornblenda e biotita (figura VI.5a,b). Esta classificação pode ser comprovada pela presença generalizada de megacristais de hornblenda nos gnaisses (tabelas VI.1 e VI.2). Não existe caráter toléítico na série (figura VI.5c), mas os altos valores de CaO e baixos teores de K_2O são relativos a uma série cálcica de médio K (figuras VI.5d,e).

figura VI.3: Diagramas de Harker para rochas do Complexo Rio Negro.
 Quadrados: tonalito gnaisses
 Circulos: diorito a quartz diorito gnaisses

harkerionegro.cdr

Complexo Rio Negro --(Rn_{T-G})

Complexo Rio Negro --(Rn e Rn_d)

maranhastot.cdr

figura VI.4: Padrões de distribuição de terras raras normalizados por Sun (1982). a) tonalito gnaiss e b) diorito gnaiss da Faixa a Norte do Batólito da Serra dos Órgãos; c) tonalito gnaiss e diorito gnaiss da faixa a sul do Batólito

figura VI.5: Características litogeoquímicas de tonalito e quartzo diorito gnaisses do Complexo Rio Negro (quadrado: tonalito gnaisse; círculo: quartzo diorito a diorito gnaisse; dados analíticos no Apêndice III): a) caráter metaluminoso da série segundo o índice de saturação de alumina de Maniar & Piccoli (1989); b) a série também mostra caráter metaluminoso, à hornblenda e biotita, utilizando o índice de Debon & Lefort (1983); c) afinidade calci-alcalina da série segundo o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); d) o cruzamento das curvas de CaO e K₂O + Na₂O ocorre no campo cálcico no diagrama de Peacock (1931); e) espectro de médio-K da série, diagrama de Le Maitre (1989).

O conjunto de características geoquímicas e petrográficas dos gnaisses do Complexo Rio Negro os relacionam com magmatismo em zona de subducção, do tipo que precede as colisões continentais. O diagrama R1x R2 de Batchelar & Bowden (1985) confirma esta hipótese (figura VI.6a).

No diagrama discriminativo de Pearce et al (1984) a maioria das amostras está situada no campo relativo às rochas de arco magmático (figura VI.6b). Quatro amostras possuem valores anômalos de nióbio ou ítrio e se posicionam, no diagrama, no ambiente intraplaca. A anomalia de ítrio está contida em um tonalito gnaiss (CO-TUP-2E) amostrado num megaenclave no Batólito da Serra dos Órgãos, que pode ter sofrido contaminação. As outras amostras são dioritos que contém uma elevada anomalia de nióbio. Como não há evidências de campo e petrográficas de contaminação com magmas ou metassedimentos continentais, a contaminação deve ter ocorrido entre a geração e o transporte dos dioritos.

Estabelecido o caráter de arco magmático, é necessário caracterizar se o ambiente é continental (Arco Cordilheirano) ou está relacionado a arco de ilhas oceânico. O tipo de série magmática (cálcica, ou Baixo K – Alto Ca) é própria de arco de ilha (Barbarin 1997; Arvin & Rostamizadeh 1997). Outras diferenças entre os dois tipos de arco enumeradas por Arvin & Rostamizadeh (1997) (teor de SiO_2 , razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{MgO}/\text{Fe}(\text{total})$ e MgO/MnO) foram plotadas nos diagramas c,d,e,f da figura IV.6. Das 14 amostras analisadas 11 se posicionaram sistematicamente, no campo do magmatismo de arco de ilha. Os diagramas da figura IV.6 também indicam que parte do magmatismo tem a passar de ambiente oceânico para continental nos termos mais ácidos da série.

Portanto, do ponto de vista da litogeoquímica e da petrografia macro e microscópica, os gnaisses do Complexo Rio Negro devem ser considerados como corpos plutônicos de um magmatismo pré-colisional com características geoquímicas predominantes de arco de ilha oceânico, com tendência a arco continental.

figura VI.6: Características tectônicas dos gnaisses do Complexo Rio Negro: a) magmatismo pré-colisional, de acordo com o diagrama $R1 \times R2$ de Batchelor & Bowden (1985); b) distribuição da série entre os campos de arco vulcânico (VAG) e magmatismo intra-placa (WPG), no diagrama Pearce et al (1984); c, d, e, f) razões entre elementos maiores e sílica, com campos que discriminam arcos magmáticos continentais de arcos de ilha (Arvin & Rostamizadeh 1997).

VI.1.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica

DATAÇÃO U/Pb EM ZIRCÃO

O tonalito gnaiss da Faixa a norte do Batólito da Serra dos Órgãos foi amostrado (amostra DB-TUP-30a) na Pedreira do Sr. José Araujo (ponto DB-TUP-30), 2,0 km a norte da área urbana de Duas Barras (RJ), que estava ativa na época da coleta, em julho de 1996. O tonalito gnaiss ocorre como bolsões irregulares em meio ao leucogranito gnaiss, que predomina na pedreira (figura VI.7). As informações sobre a preparação da amostra e a descrição das populações de zircão e os resultados analíticos encontram-se no Apêndice I.

O Diagrama Concórdia elaborado para quatro frações de zircão da amostra tem um intercepto superior em 634 ± 10 Ma (figura VI.8). 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 refusão de crosta mais antiga na geração do ortognaiss.

figura VI.7: Relações de campo entre tonalito gnaiss e leucogranito gnaiss na Pedreira do Sr. José Araujo, em Duas Barras.

figura VI.8: Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra DB-TUP-30A, de tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro.

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb/Sr

Os gnaisses deste complexo 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. É preciso também levar em conta que o complexo possui pelo menos dois tipos magmáticos diferentes, em composição e idade.

Para este complexo, tem-se um conjunto de resultados Rb/Sr em afloramento (DB-TUP-8a,i,f e o-r) e regionais (CO-TUP-2D, CO-TUP-30A e DB-TUP-7B), entre Bom Jardim e Nova Friburgo. A localização destes pontos está no Mapa Geológico do Apêndice III, e os valores analíticos no Apêndice II. As isócronas de afloramento e de referência e um diagrama com razões iniciais são encontradas na figura VI.9.

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 (v. item IV.3).

Na isócrona (figura VI.9a), 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 $\pm$ 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.

figura VI.9: resultados Rb/Sr em rochas do Complexo Rio Negro:
a) isócrona do afloramento DB-TUP-8;
b) isócrona de referência na área da tese;
c) razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para 630 Ma (idade U/Pb em zircão de tonalito gnaiss, nesta tese).

círculos: afloramento DB-TUP-8
quadrado fechado: DB-TUP-30
quadrado semi-aberto: CO-TUP-7b
quadrado aberto: DB-TUP-2d
asterisco: DB-FR-34a (hornblenda gabro).

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd

Neste sistema foram analisadas duas amostras de gnaiss do Complexo Rio Negro: a) o gnaiss tonalítico DB-TUP-30a (a mesma amostra que foi datada pelo método U/Pb em zircão; b) o gnaiss quartzo diorítico C0-TUP-7a, proveniente do domínio diorítico a sudeste de Bom Jardim (cf. localização no mapa do Apêndice III). Os resultados analíticos encontram-se no Apêndice II.

O diagrama ϵ_{Sr} versus idade da figura VI.10 revela que o magma que gerou o tonalito gnaiss tem uma característica eminentemente juvenil $\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})} = -0,9$, e idade modelo T_{DM} em torno de 1,3 Ga. O magma diorítico tem $\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})} = -4$ e idade modelo $T_{\text{DM}} = 1,8$ Ga, valores semelhantes aos do gabro ($\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})} = -5$; $T_{\text{DM}} = 1,8$ Ga), e ambos se diferenciam do tonalito gnaiss.

figura VI.10: evolução isotópica do sistema Sm/Nd em gnaisses do Complexo Rio Negro e em gabro associado.

VI.2 – Corpos gabróicos

São também considerados como pré-colisionais os corpos gabróicos encontrados na área de pesquisa (Córrego do Oliveira e Fazenda Fortaleza) e um outro corpo descrito imediatamente a norte, entre Cantagalo e Carmo (Corpo Córrego da Prata).

VI.2.1 – Aspectos de Campo e Petrografia do Corpo Córrego do Oliveira

Este complexo tem cerca de 1,5 km² e está situado oito quilômetros a leste de Sumidouro (cf. Mapa Geológico do Apêndice III). Tem a forma de uma soleira com suave mergulho para ESE, direção contrária ao mergulho regional (figura VI.11). Internamente, 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 (classificação de Streckeisen 1976).

As porções gabróicas podem ser homófonas ou foliadas. Apesar da semelhança na assembléia mineralógica entre os dois tipos, há importantes diferenças composicionais e texturais entre eles (tabela VI.4). Gabros foliados estão associados, em seu contato inferior, à uma sequência de trondhjemitos, tonalitos, granitos e granada leucogranitos. Apesar da ausência de características texturais primárias, a sequência se assemelha a cumulos félsicos. Os gabros foliados, eles mesmos, tem composição de cumulos hornblendíticos ultramáficos a máficos. O aspecto foliado e lineado dos gabros deste tipo parece resultar de fluxo magmático dentro da soleira e não de processos deformacionais no estado sólido, porque: a) a foliação interna da soleira tem sentido de mergulho oposto à foliação regional do gnaiss encaixante; b) a observação petrográfica em cortes paralelos à lineação não revela evidências microcristalinas de deformação; c) sendo o processo deformacional e metamórfico, a recristalização da hornblenda deveria ocorrer na fácies anfíbolito, que não corresponde à composição cálcica determinada para o plagioclásio.

Os gabros foliados foram atingidos, entretanto, por um processo de recuperação cristalina que gerou sua trama granoblástica, ausente nos gabros homófonos, cujo quartzo apresenta extinção ondulante. Os gabros homófonos, com seus contatos verticais e composição mais básica, não estariam relacionados a cumulos.

figura VI.11: Mapa e perfil geológico do Corpo Gabróico do Córrego do Oliveira.

Gabros Foliados	Gabros Homófonos
<ul style="list-style-type: none"> ▪ <u>composição predominante: termos ultramáficos</u> (hornblendito); ▪ termos gabróicos (hornblenda gabro, plagioclásio piroxênio hornblendito) ▪ hornblenda verde c/exsoluções de apatita e bordas c/titanita + quartzo ▪ clinopiroxênio granoblástico envolvido por hornblenda ▪ bolsões de quartzo; plagioclásio An₆₆, (labradorita)-An₂₀₋₃₀ (andesina) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ <u>composição predominante: termos gabróicos</u> (hornblenda gabro, piroxênio hornblendito à plagioclásio); ▪ apresenta termos ultramáficos (hornblendito) ▪ hornblenda verde pálida pouco pleocróica, c/ titanita e opacos em fraturas e borda poiquilítica ▪ clinopiroxênio granoblástico envolvido por hornblenda ▪ bolsões de plagioclásio (an₇₂, bytownita), quartzo +/- microclina
<i>assembléia mineralógica</i>	
<ul style="list-style-type: none"> ▪ hornblenda em megacristais tabulares orientados ▪ bolsões elípticos de plagioclásio + quartzo c/textura granoblástica ▪ quartzo s/extinção ondulante 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ massa anedral de hornblenda ▪ bolsões circulares de quartzo ou plagioclásio + quartzo sem arranjo granoblástico; ▪ quartzo em lentes com extinção ondulante
<i>relações de contato</i>	
<ul style="list-style-type: none"> ▪ contatos c/baixo ângulo de mergulho ▪ contatos por assimilação com as encaixantes; contatos abruptos também ocorrem 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ contatos verticais, com fraturas de extensão ▪ contatos abruptos com as encaixantes
<i>Rochas associadas</i>	
<ul style="list-style-type: none"> ▪ veios centimétricos de álcali-feldspato granito leucocrático c/megacristais de pertita e matriz equigranular à microclina e quartzo; acessórios: apatita, titanita, zircão e allanita 	

tabela VI.2: Características petrográficas dos tipos gabróicos do Complexo do Córrego do Oliveira.

Acima e abaixo da soleira de gabro foliado do Complexo Gabróico do Córrego do Oliveira ocorre uma série de rochas levemente gnáissicas, cortadas por veios que emanam do corpo gabróico principal. O arranjo em mapa destas rochas (figura VI.11) e levantamentos detalhados nas zonas de contato indicam que o complexo tem características cumuláticas em sua parte basal. Acima do corpo de hornblendito, parece haver um processo de assimilação ou contaminação do tonalito gnaiss pelo magma básico, devido à presença de contatos gradacionais entre os tipos litológicos e de xenocristais de piroxênio, hornblenda e plagioclásio antipertítico (figura VI.12).

figura VI.12: Modelo de estrutura do Corpo Córrego do Oliveira

VI.2.2 -- Aspectos de Campo e Petrografia do Corpo da Fazenda Fortaleza

Rochas noríticas na Folha Cordeiro foram descritas inicialmente por Matos et al (1980), que as incluíram na *Unidade Capim Angola*. Os trabalhos de campo descritos nesta tese individualizaram um corpo com estrutura parcialmente acamadada ao longo da foliação dos gnaisses encaixantes, que mergulham de 20 a 30° para NNW. Está localizado a leste da terminação do Batólito da Serra dos Órgãos, em meio à gnaisses do Complexo Rio Negro e paragneisses (figura VI.13). Na Fazenda Fortaleza aflora uma soleira de piroxênio hornblenda gabronorito com texturas cumuláticas preservadas (tabela VI.3), e na estrada que vai de Cordeiro à sede da fazenda afloram gabros e suas encaixantes.

<i>Assembléia mineralógica</i>
<ul style="list-style-type: none"> ▪ megacristais de hornblenda parda a verde com exsoluções de minerais opacos ▪ ortopiroxênio tabular, subedral, associado à clinopiroxênio ▪ clinopiroxênio granoblástico envolvido por hornblenda ▪ biotita marrom a parda em megacristais ▪ megacristais de plagioclásio An₄₇ (andesina) subedral, zonado, invariavelmente antipertítico ▪ apatita em alta concentração como acessório, titanita pouco encontrada ▪ clorita e epidoto são minerais de alteração
<i>Textura</i>
<ul style="list-style-type: none"> ▪ faces retas e formas euédricas dos minerais máficos e félsicos indicam ausência de deformação intracristalina ▪ contatos intergranulares sugerem texturas cumuláticas ▪ material intercumulus constituída por mosaico de quartzo e plagioclásio subedral antipertítico e cristais isolados de ortopiroxênio ▪ enclaves máficos microgranulares de mesma composição mineralógica do gabro
<i>Relações de contato</i>
<ul style="list-style-type: none"> ▪ contatos abruptos com as rochas encaixantes ▪ a forma geral do corpo é de uma soleira ▪ localmente apresenta contatos verticais

tabela VI.3: Características petrográficas do corpo de piroxênio hornblenda gabronorito do Complexo Gabróico da Fazenda Fortaleza.

Transformações texturais e mineralógicas ocorrem na faixa de hornblenda tonalito gnaisse da base do corpo gabróico. Megacristais de plagioclásio e granada se tornam poiquilíticos, e uma trama granoblástica obscurece, em parte, textura ígneas originais (megacristais tabulares de plagioclásio em arranjo radial). Transformações minerais foram observadas a milímetros do contato (coronas de granada em hornblenda com núcleo de clinopiroxênio e borda de reação de hornblenda no gabro).

figura VI.13: Mapa geológico e de ocorrência de minerais-índice do Corpo Gabróico da Fazenda Fortaleza.

figura VI.14: Modelo da estrutura do Corpo Gabróico da Fazenda Fortaleza

VI.2.3 -- Aspectos de Campo e Petrografia do Corpo Córrego da Prata

O Corpo Córrego da Prata foi localizado primeiramente no Mapa Geológico de Rosier (1965). Cordani et al (1973) obtiveram uma idade K/Ar em hornblenda deste corpo de cerca de 500 Ma. Matos et al (1980) localizaram, na Folha Cordeiro, este corpo (o maior e com melhor exposição) e corpos menores, que denominou de Cachoeira e Serra da União.

O corpo tem composição norítica a quartzo norítica e segundo Matos et al (1980) tem contatos gradacionais com a rocha encaixante, um paragneisse com granada, rochas calcissilicáticas e quartzitos. Matos et al (1980) interpretaram o conjunto como uma sequência vulcano-sedimentar.

As amostras coletadas neste corpo compreendem um hornblenda gabronorito e um hornblenda gnaiss tonalítico, variações do corpo encontradas ao longo da estrada que vai de Cantagalo a Corrego da Prata.

VI.2.4 -- Litogeoquímica dos corpos gabróicos

Foram realizadas oito análises químicas em três corpos gabróicos (Córrego da Prata, Córrego do Oliveira e Fazenda Fortaleza), e os dados analíticos encontram-se no Apêndice I.

CUMULADOS OU LÍQUIDOS ?

Em face dos registros de campo e petrográficos, que apontam para estruturas acamadadas, a primeira questão a investigar pela litogeoquímica é a verificação de processos cumuláticos e/ou de evolução magmática em líquidos.

Os diagramas de variação em função do teor de MgO (%) da figura VI.15 fornecem informações relevantes a esta questão. Ao mesmo tempo que aponta características cumuláticas para os minerais ferro magnesianos (alto teor em ferro e dispersão de elementos constituintes destes minerais), há um forte grau de correlação para os elementos Na₂O, CaO, Al₂O₃ e, um pouco menor, para SiO₂, que são os elementos maiores encontrados no plagioclásio.

De fato, foram observadas fortes evidências petrográficas da importância deste mineral na variação litológica dos corpos gabróicos. No Corpo da Fazenda Fortaleza, por exemplo, o plagioclásio cálcico (labradorita) da base do corpo é antipertítico, e é corroído por uma matriz granoblástica tardia de plagioclásio mais sódico (andesina) e quartzo.

Portanto, é possível que os minerais ferromagnesianos tenham sido concentrados por processos cumuláticos. A ausência de olivina e a pouca frequência de piroxênio está associada à composição restrita do resíduo cumulático, similar à hornblenda (figura VI.16b).

A evolução do líquido *intercumulus* teria se realizado através da composição do plagioclásio. Um reforço a esta hipótese ocorre na amostra CO-TUP-17i, retirada de vênulas leucocráticas do Corpo da Fazenda Fortaleza, que claramente representam material *intercumulus* de composição petrográfica e química semelhante ao tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro.

SÉRIE MAGMÁTICA

Considerando que os gabros, pelo menos em parte, tenham seguido um trend de diferenciação magmática, passa-se a uma análise da série magmática que representam. Trata-se de uma série toleítica de alto-Mg, com basaltos komatiíticos, toleitos de alto Mg com gradações para a série calci-alcalina (figura VI.16). A série inicia-se com médio-K, e pode ser correlacionada à série dos gnaisses do Complexo Rio Negro. O corpo da Fazenda Fortaleza, que porta um intercumulus tonalítico, tem características calci-alcalinas, enquanto os outros dois corpos tem afinidade toleítica.

figura VI.15 : Diagramas de variação para as rochas gabróicas: a) elementos que apresentam correlação elevada com o índice de diferenciação adotado (% MgO); b) elementos com fraca ou ausente correlação com o mesmo índice (elementos como o Cu,Co,Sc,V e Cr, apesar de não apresentados na figura, possuem comportamento semelhante ao Ni). (+) Corpo Córrego do Oliveira; (*) Corpo Fazenda Fortaleza ; (x) Corpo Córrego da Prata.

figura VI.16 : Diagramas de classificação geoquímica dos corpos gabróicos:

a) os gabros pertencem à série toleítica no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971);

b) o mineral comum da série é a hornblenda, como se percebe na superposição com a composição da da hornblenda (Winkler, 1976) no diagrama ACF;

c) variações composicionais da série (equivalentes extrusivos, Jensen, 1976),

PK- komatiito peridotítico;

BK- komatiito basáltico,

HMT- toleito de alto-Mg,

HFT-toleito dealto-Fe,

CB-basalto calci alcalino,

CD-dacito calci-alcalino;

d) a série magmática dos gabros interpretada como a parte básica de uma série de médio-K

(Le Maitre 1989);

e) variação do teor de alumina e do índice de alcalinidade para as rochas gabróicas (Wilson 1989).

gabroseries.cdr

DIFERENÇAS ENTRE OS CORPOS GABRÓICOS

O Corpo Córrego do Oliveira tem uma composição química diferente dos outros corpos gabróicos, com valor elevado em MgO e terras raras e anomalia positiva de európio, comportando-se como um basalto komatiítico (tabela VI.4, figura VI.18). Cada corpo apresenta uma evolução particular em termos de diferenciação de terras raras (figura VI.17).

	Córrego Oliveira	Córrego da Prata	Fazenda Fortaleza
<i>Classificação (*)</i>	Komatiito peridotítico a basáltico	basalto toleítico de alto-Mg a basalto calci alcalino	basalto toleítico de alto-Fe e alto-Mg a dacito calci-alcalino
<i>MgO (%)</i>	11 – 15	4 – 9	2 – 8
<i>Índice de Solidificação</i>	50-60	25 – 39	22 – 36
Σ_{REE}	128 a 98 ppm	104 a 83	53 a 31 ppm
<i>anomalia európio</i>	Negativa	Positiva	Positiva
<i>Eu/Eu *</i>	~ 0,75	1,8 a 2,3	1,3 a 1,6
<i>La/Lu</i>	48 a 95	~85	25 a 85

tabela VI.4: Diferenças geoquímicas entre os corpos gabróicos (*) equivalentes extrusivos segundo Jensen (1976).

AMBIENTE TECTÔNICO

Ainda assumindo o comportamento evolutivo dos gabros, é possível posicioná-los em diagramas de ambiência tectônica normalmente utilizados para rochas basálticas (figura VI.18). Nestes diagramas, a química das amostras analisadas sugere um ambiente de arco vulcânico. Estes arcos pode se instalar em crosta oceânica (arcos de ilhas) ou continental (arcos continentais, muitos com caráter calci-alcalino). O diagrama *d* da figura VI.18 concentra as amostras nos arcos continentais. Outros complexos gabróicos na Faixa Ribeira Setentrional tiveram seu ambiente gerador interpretado como arco de ilhas (Wiedemann et al 1993).

figura VI 17 : a,b,c) padrões de terras raras normalizados por Sun (1982); d) índice de solidificação versus MgO, demonstrando o caráter mais primitivo das rochas do Córrego do Oliveira; e) distribuição das anomalias de európio; f) grau de diferenciação nas terras raras (La/Lu) nos corpos gabróicos.

gabrotexto.cdr

figura VI.18 : Diagramas tectônicos para rochas gabróicas: a) posicionamento das amostras em ambiente de arco vulcânico (Meschede 1986); b) caracterização do arco como um arco de ilhas que transiciona para basaltos calci-alcálicos (Pearce & Cann 1973); c) diagramas de elementos incompatíveis (Wood 1980) com Hf, posicionando os gabros como basaltos em margens ativas. d) diagrama de Pearce 1983 posicionando os gabros em margem continental ativa.

VI.2.5 – Geocronologia e geoquímica isotópica

Os dados analíticos em rochas gabróicas são encontrados no Apêndice II e foram incluídos na tabela VI.3 (razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculada para 630 Ma) e nas figuras VI.9c e VI.10, esta última com as informações do sistema Sm/Nd.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (630 Ma) de 0,7078 da amostra DB-FR-34a (gabro do corpo Córrego do Oliveira, tabela VI.3) é muito elevada para rochas juvenis, de arcos de ilhas. Razões semelhantes também foram obtidas para os diorito gnaisses do Complexo Rio Negro e em corpos gabróicos na Faixa Ribeira Setentrional (Wiedemann et al 1993).

O valor analítico no sistema Sm/Nd para a mesma amostra (v. Apêndice II) é coerente com o $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (630 Ma) elevado. A idade modelo e a reta de evolução isotópica do gabro são equivalentes à idade T_{DM} (1,82 Ga) e à reta do diorito gnaiss do Complexo Rio Negro. Portanto, os magmas gabróicos e dioríticos revelam fontes com história isotópica anterior ao Ciclo Brasileiro, diferentemente do que acontece com o magma tonalítico do Complexo Rio Negro, que tem comportamento juvenil para o Brasileiro.

Capítulo VII – O Leucogranito Gnaiss

VII.1 -- Aspectos de campo e petrografia

Corpos tabulares de granito gnaiss hololeucocrático a leucocrático (com porções gnáissicas) de espessura decimétrica a métrica apresentam contatos abruptos e discordantes da foliação de paragnaisses e também de ortognaisses do Complexo Rio Negro (figura IV.7). Esta rocha foi descrita por Barbosa & Grossi Sad (1985) como *Gnaiss Granitóide da Unidade Rio Negro* e Tupinambá et al (1996) a incluíram inicialmente no Complexo Rio Negro, concepção que é modificada na presente tese.

O Leucogranito Gnaiss representa tipo magmático mais novo que as rochas do Complexo Rio Negro e mais velho que a intrusão do Batólito da Serra dos Órgãos. Pode ocorrer de maneiras diferentes, de acordo com a rocha encaixante da intrusão (características petrográficas na tabela VII.1):

- A. *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. Apresentam, 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.
- B. *Stocks em meio à metassedimentos* – são corpos homogêneos, muito pouco foliados, de Leucogranito Gnaiss, que ocorrem nos arredores da cidade de Cordeiro e 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.
- C. *Soleiras em meio à metassedimentos* – bandas concordantes pegmatóides (algumas vezes com textura gráfica), de contatos definidos, em meio ao biotita paragnaisse finamente laminado.

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

tabela VII.1: Características petrográficas dos tipos de ocorrência de Leucogranito Gnaiss.

A partir das informações petrográficas e de afloramento, há possibilidade de diferenciar o Leucogranito Gnaiss intrusivo no Complexo Rio Negro daquele intrusivo em paragneiss. No entanto, o mapeamento geológico na região de Cordeiro e de Sumidouro indica que há uma passagem contínua de um tipo para o outro. Em Cordeiro, por exemplo, leucogranitos homófonos que envolvem paragneisses passam a Leucogranito Gnaiss associado ao Gabro da Fazenda Fortaleza, sem que haja contatos abruptos. Portanto, de acordo com o atual nível de investigação desta tese, os dois tipos de leucogranito serão tratados conjuntamente.

Na região entre Nova Friburgo e Sumidouro se encontra um espesso *sheet* de leucogranito gnáissico com espessura estimada em 1.000 metros. O corpo só é foliado em seus contatos externos, e em seu interior predomina uma textura homófona semelhante ao arranjo textural do Granito de Nova Friburgo, diferenciando-se deste apenas pela mineralogia diversa.

Regionalmente, este corpo envolve o Batólito da Serra dos Órgãos, nas proximidades do contato com o Complexo Rio Negro. Predomina claramente no limite noroeste do batólito, e pode ser seguido ao longo deste contato até as proximidades de Miguel Pereira (RJ), onde foi denominado por Machado & Demange (1994b) como *Batólito da Serra das Araras*. Foi nesta região que Delhal et al (1969) obtiveram a idade U/Pb em zircão de 620 ± 20 Ma, interpretada como a idade da migmatização e do magmatismo granítico da Serra dos Órgãos. Esta idade foi posteriormente utilizada como referência para o magmatismo do Batólito da Serra dos Órgãos (Grossi Sad & Barbosa 1985). Nesta tese a rocha predominante no afloramento amostrado por Delhal et al (1969) foi interpretada como a fácies migmatítica do Leucogranito Gnaiss.

VII.2 – Litogeoquímica

Foram analisadas seis amostras de Leucogranito Gnaiss, e os resultados analíticos encontram-se no Apêndice I. A amostra DB-III-41 foi coletada no espesso sheet de Leucogranito Gnaiss; duas amostras (DB-TUP-30 a,g) representam diques e corpos irregulares que intrudem o tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro na Pedreira do Senhor José Araújo, em Duas Barras; a amostra CO-V-13a faz parte de uma sequência que grada para tonalito gnaiss e gabro, próximo à Bom Jardim; a amostra NF-TUP-3 foi coletada em uma faixa de Leucogranito Gnaiss entre dois corpos graníticos pós-tectônicos; finalmente, a amostra DB-II-39 foi coletada em meio ao corpo de Leucogranito Gnaiss a norte de Sumidouro, um típico stock com contatos gradacionais para paragneisses.

Os diagramas de Harker para estas amostras (figura VII.1) ilustram trends evolutivos entre as amostras, o que sugere cogeneticidade entre elas. Em quase todos os elementos ilustrados, há uma mudança brusca no comportamento geoquímico da série para valores de $\text{SiO}_2 > 74\%$. A partir deste limite, o líquido passa a se enriquecer em TiO_2 , MgO , Fe_{tot} e Na_2O e se empobrecer em K_2O . Estes elementos sugerem que, até aquele limite, o líquido vinha sendo fracionado em hornblenda e plagioclásio. Após o limite, parou de fornecer estes minerais e passou a fracionar microclina.

Quanto à distribuição dos elementos de terras raras (figura VII.2), somente a amostra NF-TUP-3 apresenta padrão de distribuição semelhante às rochas do Complexo Rio Negro. As demais amostras apresentam um fracionamento cada vez mais elevado entre terras raras leves e pesadas, até a amostra DB-TUP-30G, com razão La/Lu de 850. Não há anomalia significativa de európio no Leucogranito Gnaiss, e somente as amostras mais fracionadas chegam a apresentar uma pequena anomalia positiva.

figura VII.1: diagramas de Harker (% elemento versus % SiO₂) para amostras do leucogranito gnaiss. Dados analíticos no Apêndice III. A linha pontilhada indica % SiO₂ onde ocorre mudança na tendência da série.

figura VII.2: Diagramas de distribuição de terras raras para Leucogranito Gnaiss, normalizados segundo Sun (1982): a) padrão de distribuição para a maioria das amostras analisadas; b) amostras mais diferenciadas do conjunto.

O Leucogranito Gnaiss se encontra na parte mais rica em álcalis da série calci-alcálica (figura VII.4a), e não tem afinidade com a série alcalina (figura VII.3b). As rochas são fracamente peraluminosas, com um índice de saturação em alumina entre 1,0 e 1,1 (figura VII.3c). Os minerais índice indicados pelo diagrama de Debon & LeFort (1983) para rochas peraluminosas (figura VII.3d) foram descritos no exame petrográfico (tabela VII.1). O conjunto de amostras do Leucogranito Gnaiss pode ser caracterizada como uma série calci-alcálica de alto-K (figura VII.3e).

Os diagramas utilizados não apoiam a interpretação do Leucogranito Gnaiss como um S-Granitóide, porque: a) os diagramas de Harker em elementos maiores demonstram diferenciação magmática, o que não ocorre neste tipo de rocha; b) o índice de saturação em alumina é baixo; c) sua composição equivale à de um granito fracionado de granitos ainda mais metaluminosos (confirmado pela presença de hornblenda relictas na maioria das amostras).

Quanto ao posicionamento tectônico, as amostras concentram-se no campo sin-colisional do diagrama R1 x R2 de Batchelor & Bowden (1982), figura VII.4. No diagrama de Pearce et al (1984), no entanto, a herança magmática dos granitos condiciona os baixos valores de Rb, o que explica o agrupamento dos dados fora do campo sin-colisional do diagrama. Para verificar a questão, foram utilizados diagramas elaborados a partir dos limites estabelecidos por Arvin & Rostamizadeh (1977) para diversos tipos de granitos (figura VII.6), que posicionam claramente as amostras no campo sin-colisional.

figura VI.34: Características da série magmática do Leucogranito Gnaiss. quadrado: amostra DB-II-39; círculos: demais amostras. a) e b) : diagramas de Irvine & Baragar (1971) demonstram o caráter calci-alcálico da série; c) série fracamente peraluminosa, com índice de Shand entre 1,0 e 1,1 (diagrama de Maniar & Picolli 1989); d) minerais-índice e classificação como leucogranitos (Debon & LeFort 1983); e) a série caracteriza-se como de alto-K (diagrama de Le Maitre 1989).

a)

b)

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

figura VII.4: Diagramas tectônicos para Leucogranito Gnaisse.

a) posicionamento sin-tectônico no diagrama $R1 \times R2$ de Batchelor & Bowden (1985);

b) teores relativamente baixos de Rb das amostras as localizam no campo de arco vulcânico (VAG) e não no campo dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), diagrama de Pearce et al (1984);

c) evidência do fracionamento dos Leucogranito Gnaisses (diagrama de Whalen et al 1987).

c)

figura VII.5: Diagramas elaborados com os limites de ARvin & Rostamizadeh (1997) a fim de discriminar o ambiente tectônico do Leucogranito Gnaisse.

VII.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica

GEOCRONOLOGIA Pb/Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

Amostra DB-TUP-30G – Foram utilizados, no cálculo da idade, os dados de 6 cristais de zircão. O cristal 2 foi eliminado devido ao elevado erro analítico e por apresentar idades menores que as atingidas pelos outros cristais. Os resultados das análises dos sete cristais estão apresentados na figura VII.7 e no Apêndice II. 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, a 2σ .

Amostra NF-TUP-3 - Para esta amostra foram analisados 10 cristais da fração A e 5 cristais da fração B.

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. Os resultados analíticos da fração A estão apresentados na Figura VII.8 e no Apêndice II. 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. Os resultados analíticos dos zircões da fração B estão na figura VII.9 e no Apêndice II. Esses zircões forneceram três etapas de evaporação, com exceção 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 (figura VII.10).

Figura VII.6 - Idade versus Etapas de evaporação de 7 cristais de zircão da amostra DB-TUP-30G, analisada no Pará-Iso, da Universidade Federal do Pará. 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 VII.7 - Idade versus Etapas de evaporação de 5 cristais de zircão da amostra NF-TUP-3, fração A, analisada no Pará-Iso, da Universidade Federal do Pará. Círculo cheio - bloco válido de razões isotópicas; Barra vertical - desvio analítico a $2,5 \sigma$; "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 $2,5 \sigma$;

Figura VII.7 - Idade versus Etapas de evaporação de 5 cristais de zircão da amostra NF-TUP-3, fração B, analisada no Pará-Iso, da Universidade Federal do Pará. Círculo cheio - bloco válido de razões isotópicas; Barra vertical - desvio analítico a $2,5 \sigma$; "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 $2,5 \sigma$.

Figura VII.9 - Idade versus Etapas de evaporação de 8 cristais de zircão da amostra NF-TUP-3, frações A e B, analisada no Pará-Iso, da Universidade Federal do Pará. Círculo cheio - bloco válido de razões isotópicas; Barra vertical - desvio analítico a $2,5 \sigma$; "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 $2,5 \sigma$.

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb/Sr

Somente duas amostras foram analisadas por este método – aquelas datadas pelo método Pb/Pb em monocristal de zircão. Os valores analíticos encontram-se no Apêndice II.

Um isócrona de referência com todas as amostras (com exceção da amostra DB-TUP-30a) fornece idade de 330 ± 51 Ma, com razão inicial de 0,71432 e MSWD de 1,52. Outra tentativa, eliminando ainda a amostra NF-TUP-3, fornece idade de 441 ± 103 Ma, razão inicial de 0,71183 e MSWD de 1,48. Esta idade é semelhante àquela obtida para o Complexo Rio Negro em isócrona de afloramento ($474 \text{ Ma} \pm 51 \text{ Ma}$, figura VI.9) e deve refletir reaquecimento tardio do sistema.

No de campo	Fonte	Material (*)	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	$^{87}\text{Sr}/$ ^{86}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (600 Ma)
DB-TUP-30a	n/t	Leucogranito hm	18,125	0,71033	0.555245
NF-TUP-3	n/t	Leucogranito hm	3,287	0,72965	0.701525
50	1	Leucogranito hm	2.7380	0.725600	0.702173
49	2	Leucogranito gn	2.0450	0.725000	0.707502
55	2	Leucogranito gn	2.6000	0.731400	0.709153
4-5b	2	Leucogranito gn	0.8870	0.716900	0.709310
4-5a	2	Leucogranito gn	1.3900	0.720700	0.708807

tabela VII.2: razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(600 \text{ Ma})}$ para leucogranito gnaiss. A idade adotada para a regressão foi obtida pelo método Pb/Pb em monozircão. (*) classificação da amostra segundo critérios desta tese: hm—leucogranito homófono; gn – leucogranito gnáissico. Fonte: 1 – Ledent & Pasteels (1968); 2 – Delhal et al (1969).

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd

Foram realizadas duas análises para este sistema isotópico no Leucogranito Gnaiss em amostras (NF-TUP-3 e DB-TUP-30a) datadas pelo método Pb/Pb em monocristal de zircão. Os dados analíticos encontram-se no Apêndice II.

O que se destaca nos resultados analíticos é o alto valor de fracionamento ($f_{\text{Sm/Nd}}$) da amostra DB-TUP-30a, de $-0,64$. Este número reforça as interpretações litogeoquímicas sobre a origem por fracionamento do Leucogranito Gnaiss. A idade modelo T_{DM} calculada para a amostra ($1,1 \text{ Ga}$) não apresenta significado petrogenético.

Os valores de $\epsilon_{(0,6 \text{ Ga})}$ das amostras são de $-3,01$ (NF-TUP-3) e $-3,97$ (DB-TUP-30a), concordante com a faixa de diorito gnaiss ($-4,73$) e gabro ($-3,97$), revelando a participação de uma componente crustal relativamente jovem na geração do Leucogranito Gnaiss, possivelmente as rochas do CRN.

figura VII.10 : Evolução isotópica do sistema Sm/Nd em Leucogranito Gnaiss, comparado a rochas do Complexo Rio Negro (ton - tonalito gnaiss; di - diorito gnaiss e gb - gabbro). A retas da amostra DB-TUP-30a foi redesenhadas em duplo estágio (Sato 1997).

VIII – O Batólito da Serra dos Órgãos

VIII.1 – Aspectos de campo e petrografia

Os gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos (BSO) se caracterizam pela granulação 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”.

A análise de 38 seções delgadas (tabela VIII.1) revelou que o BSO se apresenta em uma série petrográfica contínua à hornblenda e à titanita, com variações tonalíticas a graníticas, predominando os termos granodioríticos (figura VIII.1).

O plagioclásio apresenta uma grande variação composicional, de oligoclásio a labradorita, predominando andesina, uma característica que diferencia os gnaisses do BSO e do Complexo Rio Negro (figura VIII.2). A tabela VIII.2 sumariza as diferenças petrográficas entre as rochas do Batólito da Serra dos Órgãos e o tonalito gnaisse do Complexo Rio Negro.

Nos mapas regionais (Machado Filho et al. 1983; Barbosa & Grossi Sad 1985), o BSO aparece como um corpo único, sem apófises ou corpos menores nas escalas adotadas. O mapeamento geológico de semi-detelhe que foi realizado permitiu subdividir o BSO em quatro faixas, entre as cidades de Bom Jardim e Nova Friburgo: a) *Faixa Nova Friburgo*, na área urbana de Nova Friburgo, com o afloramento mais representativo na Pedreira Pedrinco; b) *Faixa Bom Jardim*, mais estreita e longa, que termina abruptamente nos arredores de Bom Jardim; c) *Faixa Pedra da Santa Teresa*, onde se localiza o corpo principal do batólito; d) *Faixa Chevrand*, próxima à vila de Monerat, na terminação do Faixa da Pedra da Santa Teresa.

Minerais essenciais	
<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>k-feldspato</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

tabela VIII.1: Características petrográficas dos minerais essenciais, acessórios e de alteração do Batólito da Serra dos Órgãos.

figura VIII.1: Composição mineralógica de gnaisses do BSO em diagramas QAP (Streckeisen 1976).

figura VIII.2: Histograma da composição do plagioclásio em gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos, do Complexo Rio Negro e em gabros. % anortita determinada pelo método ótico de Michel-Levy.

Tonalito gnaiss do CRN	Batólito da Serra dos Órgãos
<i>Feições de afloramento</i>	
<ul style="list-style-type: none"> ▪ enclaves de rochas máficas (diorito, hornblenda gabro) de várias dimensões ▪ Intrusões gabróicas centimétricas a quilométricas ▪ Leucogranito Gnaiss gnaiss corta somente o tonalito gnaiss do CRN 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Raros enclaves; quando existem, são de rochas gnáissicas tonalíticas a quartzo-dioríticas
<i>Feições macroscópicas</i>	
<ul style="list-style-type: none"> ▪ o índice de cor do tonalito gnaiss é mais elevado (rocha mesocrática) ▪ hornblenda visível ▪ magnetita visível 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ índice de cor mais baixo (rocha leuco a mesocrática) ▪ “gotas” de quartzo cinzento anedral ▪ granada é usualmente observada
<i>Feições microscópicas</i>	
<ul style="list-style-type: none"> ▪ faixa restrita de composição, entre tonalito e granodiorito, com raros termos graníticos; a série não mostra enriquecimento elevado de quartzo; ▪ plagioclásio varia de andesina a labradorita, com predomínio de labradorita ▪ hornblenda ocorre dissociada da biotita, em megacrístais ▪ apatita é um mineral acessório de grande abundância; titanita também é muito frequente ▪ epidoto e carbonato são os minerais de alteração 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ 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 tem composição de oligoclásio a labradorita, com clara predominância de andesina ▪ hornblenda e biotita ocorrem em agregados minerais, o que dificulta o reconhecimento macroscópico da hornblenda ▪ titanita tem alta concentração, em detrimento de apatita ▪ clorita é o mineral de alteração mais comum

tabela VIII.2: Critérios que diferenciam Tonalito Gnaiss do Complexo Rio Negro e gnaiss do Batólito da Serra dos Órgãos.

A *Faixa Nova Friburgo* foi estudada na Pedreira Pedrinco, na área urbana de Nova Friburgo. As amostras coletadas nesta pedreira se distribuem ao longo de uma série granitóide tonalito-granodiorito-granito (figura VIII.3a), e foram utilizadas para análises geocronológicas e geoquímicas. Nesta pedreira se observa um gigantesco enclave de gnaiss com bandas quartzo dioríticas melanocráticas e bandas tonalíticas mesocráticas, semelhante àquele encontrado em rochas do Complexo Rio Negro.

A *Faixa Bom Jardim* tem composição predominantemente granítica (figura VIII.3b). Se caracteriza pela presença de granada e pela ocorrência de enclaves metassedimentares em suas bordas. A Pedreira de Banquete se localiza nesta faixa e foi amostrada para estudos geoquímicos e geocronológicos. Nesta faixa se observa o contato do BSO com o Complexo Rio Negro (CRN), ao longo de duas pedreiras na estrada Nova Friburgo – Cantagalo, investigado anteriormente por Delhal et al (1969). Ambas as pedreiras expõem o plano de contato, que mergulha suavemente para noroeste (figura IV.9). As partes superiores das cavas são formadas por rocha do BSO, e a base por tonalito gnaiss do CRN. O contato é claramente intrusivo, abrupto, ligeiramente discordante. O BSO imediatamente acima do contato é repleto de schlieren biotíticos e contém uma faixa métrica de tonalito gnaiss. No tonalito gnaiss, a foliação é bem mais intensa do que na rocha do batólito, com forte lineação mineral de biotita e hornblenda.

A *Pedra da Santa Teresa*, com 700 metros de altura e cerca de quatro quilômetros de comprimento, batizou a faixa homônima. Os tipos gnáissicos desta faixa tem grão grosso, caráter mesocrático, composição predominantemente tonalítica e granada e quartzo em abundância (figura VIII.3c).

Na *Faixa Chevrand* são comuns tipos leucocráticos graníticos com hornblenda e biotita. A Pedra do Chevrand, maciço de gnaiss leucocrático nos arredores da localidade de Monerat, dá o nome à faixa. A série petrográfica desta faixa é contínua e de largo espectro, com titanita e allanita (figura VIII.3d). Os gnaisses leucocráticos da Faixa do Chevrand se diferenciam do Leucogranito Gnaiss devido ao seu caráter textural (semelhante às outras rochas do BSO), presença generalizada de hornblenda e titanita e ausência de muscovita primária.

A variação composicional dentro da série granitóide do BSO foi plotada no mapa da figura VIII.4. Curvas de isotores do valor demonstram que há variações sistemáticas deste parâmetro no BSO. A variação ocorre ao longo do mergulho da foliação, que tem propriedades de fluxo magmático, e é consistente com a distribuição das faixas que dividem o BSO.

Faixa
Pedrinco

Faixa
Bom Jardim

Faixa da
Pedra da
Santa Teresa

Faixa
Chevrant

QAPBSO.cdr

figura VIII.3: Classificação dos gnaisses do BSO segundo diagrama QAP (Streckeisen 1976) modificado -- ilustrado somente o polígono no intervalo de 20 a 60 Q.

figura VIII.4: Teores de A/P (álcali-feldspato/plagioclásio) determinado petrograficamente para gnaisses na terminação norte do BSO, entre Bom Jardim e Cordeiro (v. mapa geológico Ap. III)

VIII.2 -- Litogeoquímica

Quatorze amostras de gnaisses do BSO foram analisadas, e os resultados encontram-se no Apêndice III. As amostras distribuem-se entre as faixas da Pedra da Santa Teresa (6), Bom Jardim (7) e Pedrinco (1).

Os diagramas de Harker (figura VIII.5) indicam que: a) as amostras se comportam em uma tendência única somente com as variações da alumina e ferro; b) no restante dos diagramas, as faixas da Pedra da Santa Teresa e Pedrinco costumam demonstrar um trend próprio; c) as amostras da Faixa Bom Jardim apresentam um alto grau de dispersão. Os padrões de distribuição de terras raras (figura VIII.6) confirmam as observações dos diagramas de Harker: a Faixa Bom Jardim se destaca das demais pelo seu elevado grau de diferenciação entre terras raras leves e pesadas. Os diagramas que diferenciam séries magmáticas (figura VIII.7) posicionam o magmatismo do BSO em uma série metaluminosa (figura VIII.7c,d), calci-alcalina (figura VIII.7a) de médio a alto-k (figura VIII.7e).

Se reunidos os dados petrográficos (item VIII.1) e os dados geoquímicos, verifica-se que o magmatismo do BSO se caracteriza como uma série expandida, com termos mais primitivos na Faixa da Pedra da Santa Teresa e mais diferenciados na Faixa Bom Jardim. A ocorrência de diatexitos com enclaves metassedimentares nos contatos da Faixa Bom Jardim sugere assimilação de encaixantes, que pode explicar a dispersão dos dados geoquímicos nesta faixa. As variações de composição de feldspato (figura VIII.4) também demonstra a diferença entre as faixas e sugere que as variações químicas internas podem estar associadas a processos de cristalização fracionada gravitacionais, uma vez que as razões A/P variam ao longo do mergulho da foliação.

Quanto ao posicionamento tectônico do magmatismo, os diagramas que se aplicam a este estudo (figura VIII.8) discriminam dois ambientes para as amostras analisadas: a) um ambiente de arco vulcânico, pré-colisional (figura VIII.8a,b); b) outro ambiente tardi- (figura VIII.8a) a pós-tectônico (figura VIII.8c). Percebe-se que as rochas de alto-K da Faixa Bom Jardim têm afinidade com um estágio tardi-tectônico (círculos na figura VIII.8a), e que as rochas de médio-K e menos diferenciadas em terras raras da Faixa da Pedra da Santa Teresa estão bem alinhadas no campo pré-colisional (figura VIII.8a). Utilizando-se os parâmetros de Arvin & Rostamizadeh (1977) pode-se descartar o ambiente de arco de ilhas, as amostras se distribuindo preferencialmente em ambiente de arco continental (figura VIII.9).

figura VIII.5: Diagramas de Harker para amostras do Batólito da Serra dos Órgãos (círculos: faixa Bom Jardim; quadrados: Faixa da Pedra da Santa Teresa; asterisco: Faixa Pedrinco)

figura VIII.6: Padrão de distribuição de terras raras para rochas do Batólito da Serra dos Órgãos, normalizados por Sun (1982): a) padrões das amostras de três faixas de ocorrência; b) razão Eu/Eu^* para algumas amostras; c) razão La/Lu para todas as amostras analisadas. Nos diagramas b) e c): quadrados: Faixa da Pedra da Santa Teresa; círculos: Faixa Bom Jardim; asterisco: Faixa Pedrinco

figura VIII.7: Características geoquímicas da série magmática do Batólito da Serra dos Órgãos (círculos: Faixa Bom Jardim; quadrados: Faixa Sta. Teresa; asterisco: Faixa Pedrinco):

a) diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); caráter cálcico e metaluminoso da série, segundo os limites de b) Peacock (1931) e diagramas de c) Maniar & Picolli (1989) e d) Debon & Lefort (1983); e) classificação transicional da série segundo o diagrama de Le Maitre (1989).

figura VIII.8: diagramas de ambientação tectônica para rochas do Batólito da Serra dos Órgãos:
a) diagrama $R1XR2$, de Batchelor & Bowden (1985);
b) diagrama de Pearce et al (1984);
c) diagrama de Maniar & Picolli (1989).
quadrados: Faixa da Pedra da Santa Teresa;
círculos: Faixa Bom Jardim
asterisco: Faixa Pedrinco.

figura VIII.9:: Diagramas elaborados a partir dos parâmetros de Arvin & Rostamizadeh (1997).

quadrados: Faixa da Pedra da Santa Teresa
círculos: Faixa Bom Jardim
asterisco: Faixa Pedrinco

VIII.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica

GEOCRONOLOGIA U/Pb EM ZIRCÃO

Foram analisadas 8 frações de zircão em duas amostras. Os dados analíticos, a descrição das amostras e das populações de zircão se encontram no Apêndice II.

A amostra CO-TUP-25 é proveniente de uma depósito de talus imediatamente abaixo do paredão principal da Pedra da Santa Teresa. 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.

Os resultados obtidos se encontram nas figuras VIII.10 e 11, em diagramas Concórdia elaborados a partir dos dados analíticos. As frações de zircão foram separadas pela diferença de susceptibilidade magnética. Na amostra NF-TUP-2 as frações M-4 são 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 Faixa 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 refere-se ao intercepto inferior, e a regressão para 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 da Faixa Bom Jardim, em sua amostra 47 (figura VIII.12).

A ocorrência de zircão herdado é mais uma prova da contribuição crustal na formação do magma do BSO, em coerência com a presença de diatexitos com enclaves metassedimentares no contato e com a dispersão dos dados geoquímicos em certas faixas do BSO (v. item VIII.2). A idade do intercepto superior revela que a fonte crustal 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.

A presença de xenólitos sedimentares no diatexito de contato do BSO, a ausência de rochas transamazônicas no Terreno Oriental da Faixa Ribeira e a observação comum de zircões desta idade em metassedimentos da Faixa Ribeira (v. item III.3) favorece a presença de uma fonte crustal metassedimentar para o BSO

figura VIII.10: Diagrama Concórdia da amostra NF-TUP-2, da Pedreira Pedrinco, em Nova Friburgo.

figura VIII.11: Diagrama Concórdia da amostra CO-TUP-25, da Pedra da Santa Teresa.

METODO Pb/Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO

A amostra CO-TUP-13, retirada na Pedreira de Banquete, na Faixa Bom Jardim, apresentou menos de cem zircões de boa qualidade para aplicação no método U/Pb convencional. Optou-se, então, em enviar uma fração destes zircões ao Pará-Iso, da UFPA, para análise no método Pb/Pb em monocrystal de zircão. A descrição da amostra, dos zircões e os resultados analíticos encontram-se no Apêndice II.

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. 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 VIII.13 - Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) de 3 cristais de zircão da amostra CO-TUP-13. Círculo cheio - bloco válido de razões isotópicas; Barra vertical - desvio analítico a $2,5\sigma$; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Losango - bloco eliminado por apresentar desvio superior a $2,5\sigma$;

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Rb/Sr

Foram analisadas nove amostras por estes métodos, seis delas coletadas na Pedreira Pedrinco (NF-TUP-2) e as demais nas faixas Bom Jardim (CO-TUP-2D) e da Pedra da Santa Teresa (CO-TUP-25 e CO-TUP-4). Além disso, foi incorporada para cálculo a amostra 49 de Delhal et al (1969).

A isócrona da Pedreira Pedrinco (figura VIII.14a) fornece um resultado de boa qualidade (MSWD = 0,2), se excluída a amostra NF-TUP-2e, que apresenta excesso de ^{87}Sr , devido ao seu caráter porfíritico: 525 ± 16 Ma, com razão inicial de 0,7116. Trata-se de uma idade mais jovem do que aquela obtida pelos sistema U/Pb e Pb/Pb, e a razão inicial é relativamente elevada para rochas ígneas granodioríticas.

O evento de rehomogeneização isotópica verificado na isócrona da Pedreira Pedrinco afetou outras amostras do Batólito da Serra dos Órgãos coletadas na região. No gráfico da figura VIII.15d foram plotadas as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para a idade de cristalização (560 Ma) das amostras analisadas do Batólito da Serra dos Órgãos. Se observada a sequência de amostras da Pedreira Pedrinco, observamos que aquelas com maior valor $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ regredem para um valor $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{560}$ de 0,7085. As amostras com baixos valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (<3,0) se mantêm com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevada, que não diminui quando calculada para 560 Ma, devido à fórmula de cálculo utilizada. Portanto, os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{560}$ de 0,7085 estão mais próximos à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do magma do batólito no momento de sua cristalização.

Quanto à escala do fenômeno de reequilíbrio isotópico, incluímos na figura VIII.15d as razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{560}$ de três amostras localizadas 20,0 km a norte da Pedreira Pedrinco. Todas elas apresentam valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 3,0$. No entanto, somente a amostra CO-TUP-4 apresenta o mesmo comportamento da pedreira. As demais se aproximam do valor de 0,7085. Isto significa que nunca foram enriquecidas isotopicamente (de outra forma, não teriam regredido a valores tão baixos de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{560}$) e que o valor de 0,7085 deve representar, efetivamente, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial do Batólito.

A distribuição das razões iniciais indica que o episódio de rehomogeneização isotópica de 525 Ma se restringiu à escala do afloramento da Pedreira Pedrinco, não ocorrendo em todo o Batólito da Serra dos Órgãos. Portanto, isócronas de referência do Batólito da Serra dos Órgãos deveriam eliminar o efeito do evento superposto. No entanto, o valor obtido (579 Ma $\pm$ 10 Ma, figura VIII.15b) é maior do que a idade U/Pb do corpo.

Quando são selecionadas as amostras que não sofreram enriquecimento isotópico (47cord73 e cotup2f) e aquelas com $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ elevado (nftup2h, nftup2i), a isócrona resultante (MSWD =

0,27) fornece a idade de 562 +/- 13 Ma e RI = 0,70863 (figura VIII.15c). Esta idade equivale, dentro do limite de erro, àquela determinada pelo método U/Pb.

A influência das amostras com baixa razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ está relacionada ao método adotado para cálculo de isócronas (Williamson 1966), que valoriza as amostras com menor erro associado. Baixos teores de Rb e Sr são determinados por diluição isotópica, com erro analítico 100 vezes menor do que as medidas feitas por fluorescência de raios-X em amostras com teores mais elevados. No caso em estudo, se utilizado o método de cálculo DCRONO, que não leva em conta o erro individual das amostras, a idade isocrônica para todas as amostras é de 553 +/- 13 Ma, com razão inicial de 0,70969, e coincide com a idade U/Pb do BSO.

Em resumo, o estudo do sistema Rb/Sr para o Batólito da Serra dos Órgãos levou às seguintes conclusões:

- a) a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos gnaisses do batólito na época de cristalização é de cerca de 0,7085;
- b) na escala de afloramento, um fenômeno de rehomogeneização isotópica ocorreu há 525 Ma +/- 16 Ma, que reequilibrou a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do sistema em 0,71156;
- c) é possível que o fenômeno de 525 Ma esteja relacionado à passagem de soluções hidrotermais após a formação da foliação dos gnaisses, reconhecidas através do crescimento generalizado de quartzo anedral tardio nos gnaisses.
- d) a idade de cristalização (560 Ma) pode ser obtida em isócronas de referência na região de Bom Jardim/Nova Friburgo, o que indica que o fenômeno de 525 Ma não foi efetivo nesta escala de atuação.

figura VIII.14: Resultados Rb/Sr do Batólito da Serra dos Órgãos: a) isócrona da Pedreira Pedrinco, em Nova Friburgo; b) isócrona de referência para a região de N. Friburgo/Bom Jardim; d) isócrona de referência da mesma região que em (b), com amostras sem enriquecimento isotópico ou com alta razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; e) razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para 560 Ma. Amostras a-j se referem ao ponto NF-TUP-2 (Pedreira Pedrinco).

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd

Neste sistema isotópico foram analisadas duas amostras de gnaisses do BSO. A primeira delas é proveniente da Pedra da Santa Teresa (CO-TUP-25) e a segunda foi coletada na Pedreira Pedrinco (NF-TUP-2j).

Ambas foram datadas pelo método U/Pb em zircão, com idade de 560 Ma, e os resultados foram discutidos anteriormente, utilizando, inclusive, resultados anteriores em Delhal et al (1973), concluindo-se que: a) as faixas Bom Jardim e Santa Teresa apresentam forte herança de 1,9 Ga, possivelmente devido à assimilação das rochas encaixantes; b) a Faixa Pedrinco não apresenta sinais de herança.

Os resultados Sm/Nd são concordantes como os outros sistemas (figura VIII.15). A amostra CO-TUP-25, da Pedra da Santa Teresa, é aquela que mais se distancia do magma juvenil do tonalito gnaissado do Complexo Rio Negro, com $\epsilon_{Nd(0,6 Ga)} = -5,9$. A amostra NF-TUP-2j, da Pedreira Pedrinco, tem $\epsilon_{Nd(0,6 Ga)} = -4,22$, compatível com as rochas do Complexo Rio Negro (diorito gnaissado: - 4,73; gabro do Corpo Córrego do Oliveira: 3,97).

A idade modelo da amostra da Pedra da Santa Teresa (1,73 Ga) pode ser incluída na faixa das idades do Leucogranito Gnaissado (1,7 a 1,64 Ga, duplo estágio) e do Complexo Rio Negro (1,82 – 1,78 Ga, com exceção do tonalito gnaissado). Já a idade modelo da amostra da Faixa Pedrinco se distancia desta faixa (1,53 Ga), mostrando que está relacionada a um episódio de acreção crustal diferente dos demais.

Portanto, os dados deste sistema levam a concluir que:

- a) o magmatismo do BSO pode estar relacionado geneticamente aos dioritos e gabros do Complexo Rio Negro e até mesmo ao Leucogranito Gnaissado, mas não possui identidade isotópica com o tonalito gnaissado do Complexo Rio Negro;
- b) como observado nos sistemas U/Pb e Rb/Sr, o magma do BSO tem uma importante contribuição de uma crosta transamazônica, seja ela ortoderivada ou metassedimentar.

figura VIII.15: Diagrama de evolução do sistema Sm/Nd para rochas do Batólito da Serra dos Órgãos. Retas de evolução de tonalito gnaiss (ton) e diorito gnaiss (di) do Complexo Rio Negro também estão figuradas.

Capítulo IX – Os maciços de Nova Friburgo e São José do Ribeirão

IX.1 – Aspectos de campo e petrografia

Estes maciços são constituídos por 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, o Batólito da Serra dos Órgãos, o Complexo Rio Negro e os paragnaisses. Xenólitos destas rochas encaixantes foram também observados nos corpos maiores de granito.

A cartografia geológica dos corpos de granito do Maciço de Nova Friburgo foi compilada dos mapas geológicos de Rosier (1965), Matos et al (1980) e Junho (1991). Os maiores stocks graníticos foram denominados por Grossi Sad et al (1980) como Caledônia, Salinas, Campo do Coelho e Frades (Mapa Geológico do Apêndice III). Os três primeiros corpos formam uma arranjo anelar descontínuo, podendo representar porções de um mesmo maciço intrusivo.

O Maciço de São José do Ribeirão (Matos et al, 1980) se apresenta como um único corpo intrusivo, e teve sua cartografia modificada durante este trabalho. Outras porções deste maciço afloram na região de Amparo, a leste da cidade de Nova Friburgo, mas não foram examinadas nesta tese.

Segundo Junho (1991), o magmatismo granítico se apresenta em várias fácies (tabela IX.1). Os enclaves dioríticos representam o termo mais básico do conjunto, e também mais antigo. Os termos intermediários são o Granodiorito, Granito Porfíritico e Granito Megaporfíritico. Leucogranito e pegmatito são os termos mais alcalinos e, também, mais novos. Todas as fácies descritas por Junho (1991) foram por nós examinadas, excetuando-se o Granodiorito.

Fácies	Forma de ocorrência
<i>Maciço de Nova Friburgo</i>	
Leucogranito	Diques cortando o Batólito da Serra dos Órgãos, (Pedreira Pedrinco) e o Complexo Rio Negro, na Pedreira de Banquete
<i>Granito Porfirítico</i>	Fácies predominante em área, de colocação posterior à cristalização do granito megaporfíritico (1); contém enclaves de rochas do Batólito da Serra dos Órgãos
<i>Granito megaporfíritico</i>	Encontrado somente no Corpo da Caledônia (1); o Corpo da Caledônia apresenta enclaves de gnaiss finamente laminado, milonítico
<i>Granodiorito</i>	Aflora na região central do Corpo de Salinas (1)
<i>Enclaves dioríticos</i>	Centimétricos e subangulosos, geralmente no granito megaporfíritico (1)
<i>Maciço de São José do Ribeirão</i>	
<i>Granito Creme</i>	Ocorre como soleira e diques em meio ao Complexo Rio Negro, na região de Amparo
<i>Granito Cinza</i>	Forma a maior parte no Maciço de S. José do Ribeirão na localidade homônima

tabela IX.1: Formas de ocorrência das intrusões graníticas nos maciços de Nova Friburgo e S. José do Ribeirão. (1) informação de Junho (1990)

A análise petrográfica de 22 lâminas destes granitos encontra-se disposta nas tabelas IX.2 e IX.3 e na figura IX.1, e revelou que:

- as amostras dos dois maciços formam uma série petrográfica descontínua à biotita e allanita, com termos álcali-feldspato graníticos a granodioríticos, com uma lacuna em rochas monzograníticas; no maciço de São José do Ribeirão não ocorrem termos granodioríticos;
- leucogranitos concentram-se na parte sienogranítica a álcali-feldspato granítica da série, biotita granitos na parte sienogranítica e granitos megaporfíriticos entre sienogranito e granodiorito;
- muscovita ocorre como mineral primário somente em Leucogranito Gnaisses, e granada na amostra mais potássica; inversamente, titanita ocorre unicamente em granodioritos e hornblenda está presente somente em uma amostra do conjunto analisado; minerais opacos são comuns à toda a série.
- como produtos de alteração, sericita e clorita ocorrem nos termos graníticos da série, e epidoto nos termos monzograníticos a granodioríticos.

figura IX.1: Diagrama QAP (Streckeisen 1976) para rochas dos maciços de Nova Friburgo e São José do Ribeirão.

Maciço de Nova Friburgo	
<i>Fácies</i>	<i>Descrição petrográfica</i>
Leuco-granito	allanita álcali-feldspato leucogranito, de grão médio a fino; arranjo equigranular entre microclina e quartzo globular e poucos cristais cloritizados de biotita; os minerais acessórios são allanita e opacos; a sericita foi encontrada como produto de alteração da microclina
Granito	allanita biotita granito, de grão médio a fino;
Porfirítico	megacristais (< 1 cm tabulares de microclina; matriz com quartzo globular, microclina e plagioclásio com borda albitica; biotita marrom clara em cristais pequenos, curtos, isolados e não orientados; minerais acessórios: allanita em grandes cristais prismáticos, zircão, pouca apatita e minerais opacos framboidais
Granito	<u>Variedade granítica:</u>
mega-porfirítico	megacristais (1,0 a 6,0 cm) de de plagioclásio zonado e microclina com inclusões de plagioclásio; matriz com microclina, quartzo anedral e plagioclásio sericitizado c/borda de albita; aglomerados de biotita marrom e opacos; acessórios: allanita e opacos euedrais; minerais de alteração: clorita (com inclusões de rutilo) e sericita (em feldspato) (2); <u>Variedade monzogranítica a granodiorítica:</u> Megacristais de microclina e plagioclásio An ₄₁ saussuritizado. Quartzo em fitas na matriz; biotita marrom em cristais grandes, isolados; acessórios: megacristais de allanita, titanita euédrica + opacos em grandes cristais
Granodiorito	rocha de grão médio, cinzenta, leuco a mesocrática, homófona (1)
Enclaves dioríticos	pequenos cristais de biotita verde em matriz félsica muito fina; característica é a abundância de apatita, com inclusões de opacos; outros minerais acessórios são a titanita e a allanita

tabela IX.2: Características petrográficas das fácies do Maciço de Nova Friburgo. (1) informação de Junho (1990)

Maciço de São José do Ribeirão	
<i>Fácies</i>	<i>Descrição petrográfica</i>
<i>Granito</i>	muscovita-allanita leucogranito;
<i>Creme</i>	cristais tabulares de microclina e matriz com quartzo anedral e cristais menores de plagioclásio antipertítico sericitizado e com bordas de albita; mica branca em megacristais subedrais e biotita marrom em cristais curtos, isolados; acessórios: allanita em grandes cristais, opacos, zircão e clorita como mineral de alteração; a variedade álcali-feldspato granítica tem granada anedral na borda dos cristais de biotita
<i>Granito</i>	Biotita granito;
<i>Cinza</i>	cristais tabulares de microclina e matriz com plagioclásio antipertítico, mirmequita e quartzo anedral intersticial; cristais isolados de biotita marrom esverdeada; acessórios: allanita em megacristais, zircão euédrico, apatita acicular

tabela IX.3: Características petrográficas das fácies do Maciço de São José do Ribeirão

Trabalhos anteriores (Rosier, 1957; Cordani et al 1968; Delhal et al 1969) verificaram uma semelhança mineralógica entre as rochas do Batólito da Serra dos Órgãos e granitos tardi-tectônicos, como aqueles dos maciços de Nova Friburgo e São José do Ribeirão, com diferenças apenas no grau de deformação.

Com as observações petrográficas realizada nesta tese, foi elaborado um quadro comparativo entre os dois tipos magmáticos (figura IX.2) onde se observa duas séries granitóides diferentes entre si. O BSO representa uma série à hornblenda e titanita, enquanto que os granitos dos outros maciços estão relacionados à uma série descontínua à biotita e allanita.

160

□ Granito Nova Friburgo e S. José do Ribeirão

■ Balolito da Serra dos Órgãos

figura IX.2: Comparações petrográficas entre as séries granitóides do Batólito da S. Órgãos (BSO) e os maciços de N. Friburgo e S. José do Ribeirão. Na distribuição mineralógica, os campos negros são do BSO e os vazados são dos granitos.

IX.2 – Litogeoquímica

Nos diagramas de Harker (figura IX.3), há uma dispersão muito grande dos pontos, fato já observado por Junho (1980). Nas amostras escolhidas, predomina o granito porfirítico, mas também foram plotados dioritos, granitos megaporfíricos e leucogranitos, todos descritos no trabalho da autora.

A série dos granitos é calci-alcalina a álcali-cálcica, mas as amostras preservam um caráter fortemente metaluminoso. As amostras também se alinham em uma série de alto-K, diferentemente do resto dos ortognaisses estudados na tese. Os granitos plotam, em sua grande maioria, em campos em que são discriminados granitos pós-tectônicos (figura IX.4),

São todos subalcalinos, quase sempre metaluminosos, e se posicionam na parte mais evoluída do trend de diferenciação calci-alcálico. Plotam no campo sin-colisional a tardi-orogênico e em vários diagramas de ambiência tectônica

figura IX.3: Diagramas de Harker para granitos do Maciço de Nova Friburgo (dados analíticos de Junho 1990).

figura IX43: Diagramas que discrimina a série magmática do maciço de Nova Friburgo:
a) diagrama AFM, de Irvine & Baragar (1971);
b) índice de Shand da série;
c) classificação de pós-orogênico (POG) dos granitos da série;
d) série calci-alkalina, utilizando-se os índices de Peacock 1931);
e) classificação da série como alto-K.

IX.3 – Geocronologia e geoquímica isotópica

SISTEMA Rb/Sr

A petrografia macro e microscópica dos granitos de Nova Friburgo (item IX.1) revelou que estes não exibem processos metamórficos ou deformacionais posteriores à cristalização. É presumível, portanto, que isócronas Rb/Sr em rocha total venham a revelar a idade de cristalização destes granitos. O material analisado foi cedido pela professora Maria do Carmo Bustamante Junho, do Instituto de Geociências da UFRJ, que obteve cerca de 120 análises químicas somente nos granitos do Maciço de Nova Friburgo (Junho 1980). As análises isotópicas foram realizadas no CEPEGeo/ USP, e os resultados encontram-se no Apêndice II.

No mapa geológico do Apêndice IV se observa que as amostras estão distribuídas ao longo dos três principais corpos graníticos do Maciço de Nova Friburgo. No corpo Campo do Coelho está situada a maioria das amostras. O corpo Salinas tem apenas uma amostra e o Corpo Caledônia duas amostras. As amostras nf94 foram coletadas em afloramento isolado de granito, não representado no mapa.

Os diagramas isocrônicos obtidos para o leucogranito e o granito porfirítico do Maciço de Nova Friburgo se encontram na figura IX.5. O leucogranito é o tipo magmático mais novo do maciço e ocorre em diques finos, discordantes e subverticais que cortam os demais granitos. Sua idade isocrônica é de 547 ± 8 Ma, com uma razão inicial de 0,70427. O granito porfirítico, o tipo granítico predominante no maciço, apresenta idade isocrônica (figura IX.4b) de 560 ± 23 Ma, com razão inicial de 0,70680.

Apesar do elevado número de amostras, da separação entre leucogranito e granito porfirítico segundo cronologia relativa de Junho (1980) e da ausência de fenômenos metamórficos ou hidrotermais de monta, as idades isocrônicas Rb/Sr do Maciço de Nova Friburgo aqui apresentadas se superpõem, ou são ainda mais antigas, que as idades U/Pb obtidas para o Batólito da Serra dos Órgãos (559 ± 4 Ma). No entanto, as relações de campo e a petrografia indicam que é o batólito é um corpo intrusivo mais velho que os granitos do Maciço de Nova Friburgo (v. item IV.2).

Na tabela IX.4 e no gráfico da figura IX.5c encontram-se as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para 500 Ma (um dos intervalos de idade do magmatismo, capítulo III). Observa-se que as razões se concentram em 0,706--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.

figura IX5.: Resultados Rb/Sr do Maciço de Nova Friburgo: a) isócrona de leucogranito; b) isócrona de granito porfirítico; c) razões isotópicas calculadas para 500 Ma; d) isócrona para amostras com razões (500 Ma) entre 0,707 e 0,708; e) isócrona para amostras com razões (500 Ma) < 0,704.

Amostra	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{ Ma})}$	Rocha
nf70c2	0,25	0,70617	0,70439	Leucogranito
nf94b	1,593	0,71867	0,70732	Granito
nf110b	1,781	0,71964	0,70695	Leucogranito
nf94	1,797	0,71972	0,70692	Granito
nf59	2,205	0,72560	0,70989	Granito
nf60	3,23	0,73197	0,70896	Granito
nf18a	3,455	0,73174	0,70712	Leucogranito
nf53a	3,833	0,73596	0,70865	Leucogranito
nf55	4,151	0,73675	0,70717	Granito
nf39d	10,03	0,77263	0,70115	Leucogranito
nf9c	10,99	0,78299	0,70470	Leucogranito

tabela IX.4: Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para 500 Ma de granitos do Maciço de Nova Friburgo.

A distribuição espacial dos valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ encontra-se no mapa da figura IX.5, onde se pode perceber:

1. predomínio de amostras com o valor 0,706-0,707 em todos os corpos e todas as fácies graníticas (leucogranito e granito porfirítico).
2. as amostras com razões elevadas ($\geq 0,708$) pertencem às duas fácies magmáticas (leucogranito e granito – porfirítico), mas são encontradas apenas no corpo Campo do Coelho.
3. os valores isotópicos baixos ($\leq 0,704$) estão distribuídos em todos os três corpos, mas somente são apresentados pelo leucogranito.

figura IX.6: Distribuição dos valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ no Maciço de Nova Friburgo. amostras sublinhadas: leucogranito; demais amostras: granito porfirítico. Cartografia dos corpos graníticos segundo o Mapa Geológico do Apêndice IV..

Foram selecionadas as amostras com valores $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ entre 0,707 e 0,708, assumindo-se que a distribuição litológica e espacial abrangente deste valor deva representar o magmatismo mais extenso em área e temporalmente. O resultado obtido (501 ± 19 Ma) foi calculado através de uma isócrona ($\text{MSWD} = 0,2797$), e corresponde à idade do magmatismo principal (figura IX.5b).

As três amostras com razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ baixas ($\leq 0,704$) se alinham em uma isócrona com $T = 490 \pm 10$ Ma, $\text{RI} = 0,7044$ e $\text{MSWD} = 1,61$ (figura IX.5e). Portanto, rochas com razões iniciais diferentes, tratadas separadamente, forneceram a mesma idade isocrônica.

As duas isócronas indicam que o líquido magmático inicial teve dois componentes, um com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,704$ e outro com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,707$. 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,704$ está preservada nos leucogranitos, e não foi encontrada nos granitos porfiríticos.

As amostras com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ elevadas ($\geq 0,708$) estão localizadas no corpo Campo do Coelho, independente da fácies metamórfica. Estão alinhadas em uma isócrona de 444 ± 32 Ma, com $\text{RI} = 0,711638$ e $\text{MSWD} = 0,0425$. A alta razão inicial indica enriquecimento isotópico nesta idade, que também ocorreu em rochas do Complexo Rio Negro e do Batólito da Serra dos Órgãos.

Concluindo, os resultados obtidos no sistema isotópico Rb/Sr sobre os granitos do Maciço de Nova Friburgo levam às seguintes interpretações:

- a) o evento magmático principal ocorreu por volta de 500 ± 20 Ma;
- b) neste intervalo ocorreu a cristalização dos diversos tipos magmáticos, em diferentes pulsos;
- c) o magmatismo granítico teve duas fontes com diferentes composições isotópicas de estrôncio. A fonte mais largamente encontrada em todas as fácies e corpos intrusivos tem valor inicial de cerca 0,707. Outra fonte foi encontrada somente em leucogranito, e seu valor inicial é de 0,704;
- d) há 450 Ma um evento de desequilíbrio isotópico foi detectado no Corpo Campo do Coelho.

SISTEMA Sm/Nd

Foi analisada por este sistema a amostra nf94, de granito porfirítico, que possui $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ entre 0,707 e 0,708. Os resultados analíticos encontram-se no Apêndice II, e estão ilustrados na figura IX.6.

Os valores isotópicos desta amostra não são correlacionáveis àqueles obtidos para o Complexo Rio Negro e para o Batólito da Serra dos Órgãos: $\epsilon_{(600 \text{ Ma})}$, de $-10,27$, é duas vezes maior do que o gnaissé menos juvenil do BSO, da Faixa da Pedra da Santa Teresa, e cerca de dez vezes maior que o tonalito gnaissé do Complexo Rio Negro. A idade modelo (1,65 Ga) está na faixa das idades de dioritos e gabros do Complexo Rio Negro.

O diagrama da figura IX.6 também demonstra o Granito Nova Friburgo teve sua fonte gerada no Ciclo Transamazônico, o que o diferencia dos demais plutonitos do Terreno Oriental.

figura IX.6: Diagrama de evolução do sistema Sm/Nd para granito do Maciço de Nova Friburgo. Dados isotópicos do Complexo Região dos Lagos de Fonseca (1999).

Capítulo X – Evolução tectono-magmática

Nos capítulos V a IX foram fornecidas as características petrográficas e de campo, a litogeoquímica, a geocronologia e a geoquímica isotópica das rochas do Terreno Oriental da Faixa Ribeira, na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Neste capítulo os resultados apresentados são integrados entre si, de forma a consolidar um modelo evolutivo para o Terreno Oriental, que contemple as diversas etapas de formação de um orógeno.

A reconstituição evolutiva proposta nesta tese se baseia em modelagens tectônicas feitas em orógenos de várias idades de diversas regiões mundiais. Na aplicação destes modelos aos resultados obtidos, é preciso fazer uma série de interpretações e extrapolações, que podem ser discutidas e revisitadas. É preciso ressaltar, entretanto, que qualquer modelo a ser elaborado deve levar em conta a cronologia relativa entre as rochas do Terreno Oriental (capítulo IV), baseada que a cronologia relativa entre as rochas foram (item IV.2) está baseada em relações intrusivas, presença de xenólitos, processos de assimilação e grau relativo de deformação macro e microscópica:

1. os paragneisses dos grupos Paraíba do Sul e Itaiópolis e os gnaisses Gnaiss Imbé e Turvo são intrudidos por todos os tipos magmáticos encontrados;
2. os gnaisses do Complexo Rio Negro (CRN) representam o magmatismo mais velho, porque é intrudido pelo Batólito da Serra dos Órgãos (BSO) e pelos granitos dos maciços de Nova Friburgo (NF) e São José do Ribeirão (SJR);
3. os corpos gabróicos estão associados aos gnaisses do CRN mas não é clara a relação de idade entre gabros e gnaisses;
4. o Leucogranito Gnaiss, em suas várias fácies, é intrusivo no CRN e nos metassedimentos, e tem contatos abruptos com o BSO;
5. o BSO é somente cortado por granitos dos maciços NF e SJR, e contém xenólitos de gnaisses do CRN;
6. os maciços NF e SJR não apresentam deformação interna e contém xenólitos de paragneisses e de gnaisses do BSO.

X.1 – Integração dos resultados litogeoquímicos e isotópicos

Os resultados contidos nos capítulos V a IX são aqui integrados em diagramas únicos, de forma que se possa comparar os diferentes tipos litológicos encontrados.

Na figura X.1, verifica-se que a série magmática dos granitos NF e SJR se diferencia das séries do BSO e CRN, que são cálcicas. Trata-se uma série cálcio-alcálica de alto-K que se aproxima do campo das séries álcali-cálcicas.

As séries do BSO e o CRN apresentam uma diferença importante entre si: enquanto o CRN se empobrece em CaO e K₂O (e aumenta o conteúdo em Na₂O) nos termos finais da série, o BSO se diferencia para uma série de alto-K. O diagrama normativo albita/anortita/ortoclásio revela que o CRN perfaz uma série tonalito-trondhjemitito, enquanto o BSO segue o trend tonalito-granodiorito-granito.

O corpo gabróico da Fazenda Fortaleza, com seu plagioclásio antipertítico e intercumulus tonalítico, acompanha a série tonalito-trondhjemitito em seus termos básicos e, por isso, está intimamente associado aos gnaisses do CRN. Os demais corpos, de caráter toleítico, podem ser interpretados como reservatórios magmáticos do vulcanismo que antecedeu ao magmatismo do BSO.

O Leucogranito Gnaiss se comporta mais como um “agrupamento” do que como uma série, e se posiciona conjuntamente com a fácies leucocrática e mais evoluída do BSO (Faixa Bom Jardim) no campo final das séries de alto-K.

Os eventos magmáticos levantados nesta tese ficam bem discriminados em diagramas de ambiência tectônica (figura X.2). No diagrama R1xR2, as amostras do CRN se distribuem em quase todo o campo dos granitos pré-colisionais, dos mais primitivos ao mais evoluídos. O BSO se alinha neste campo somente no trecho mais evoluído. Um subgrupo de amostras do BSO parte do campo tardi-colisional e vai se superpôr ao Leucogranito Gnaiss na posição de granitos sin-colisionais (figura X.2^a). Os granitos NF e SJR se distribuem no campo dos granitos pós-orogênicos, juntamente com algumas amostras do BSO (figura X.2b). Nos diagramas elaborados a partir dos critérios compilados por Arvin & Rostamizadeh (1997), verifica-se marcante separação entre os gnaisses do CRN e BSO, em diferentes tipos de arco magmático.

Corpos gabróicos:
FF: Fazenda Fortaleza;
CP: Córrego da Prata;
CO: Córrego do Oliveira.
Séries magmáticas:
RN: Complexo Rio Negro;
Le: Leucogranito Gnaise;
BSO: Batólito da Serra dos Órgãos
BSO_{ST} Faixa Santa Teresa;
BSO_{BJ} Faixa Bom Jardim;
NF: Maciço de Nova Friburgo.

figura X.1 : Diagramas discriminativos para as séries magmáticas do Terreno Costeiro: a) AFM, de Irvine & Baragar (1971); b) séries magmáticas (Le Maitre 1989); c) séries magmáticas (Peacock 1931); c) minerais normativos CIPW.

figura X.2: diagramas de discriminação tectônica para as rochas analisadas: a) Batchelor & Bowden (1982); b) Maniar & Picolli (1989); c) parâmetros de Arvin & Rostamizadeh (1997). Estrelas: CRN; Cruzes: BSO; Pontos: Leucogranito gn. Sombreado: Maciço de Nova Friburgo.

Os resultados isotópicos obtidos fornecem uma base de dados geocronológica que se encontra disposta na figura X.3, com intervalo de erros e método de análise. Uma comparação com a figura III.1, onde estão compiladas outras idades obtidas no Terreno Oriental, demonstra que os resultados desta tese reafirmam a existência de eventos tectônicos e magmáticos bem marcados na Faixa Ribeira em seus diversos setores geográficos e tectônicos:

1. uma fase de magmatismo pré-colisional com idades maiores que 600 Ma, podendo atingir até 660 Ma, denominado nesta tese como Arco Rio Negro;
2. 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;
3. uma retomada do magmatismo de arco entre 580 e 550 Ma, cujo maior representante é o Batólito da Serra dos Órgãos, que já foi denominado como Arco Rio Paraíba do Sul;
4. um longo período de plutonismo pós-colisional, entre 540 e 480 Ma.

O diagrama de evolução do Sr da figura X.4 evidencia que os gnaisses do CRN e os granitos NF são receberam influência isotópica de crosta paleoproterozóica (ao menos neste sistema isotópico) em sua gênese e evolução. As rochas do BSO teriam sido influenciadas por um embasamento de composição análoga à Unidade Quirino. Os dados isotópicos do embasamento foram obtidos de Heilbron (1993), Fonseca (1994), além de dados inéditos do autor. Também foram acrescentados ortognaisses da região costeira de São Paulo (Tassinari 1988) e da cidade do Rio de Janeiro (Fonseca 1986), para comparação. De uma forma geral, o diagrama confirma que o magmatismo no Domínio Oriental da Faixa Ribeira recebeu pouca influência de uma crosta paleoproterozóica.

Esta hipótese é reforçada também pelos resultados Sm/Nd. As retas de evolução das rochas analisadas (figura X.5) se distanciam da reta do embasamento Paleoproterozóico (Complexo Região dos Lagos 1994). Os valores de ϵ_{Nd} da época de cristalização dos tipos magmáticos chega a -0,9, demonstrando o caráter juvenil do magmatismo.

figura X.3: Distribuição das idades radiométricas obtidas. As fases evolutivas do orógeno estão também figuradas.

figura X.4: caráter juvenil dos ortognaisses do Complexo Rio Negro (6) e do Granito Nova Friburgo (4). Os demais gnaisses, incluindo o Batólito da Serra dos Órgãos, podem ter recebido a contribuição de um embasamento Paleoproterozóico como a Unidade Quirino, que ocorre na Klippe do 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 X.5: Diagrama de evolução do sistema Sm/Nd para as rochas analisadas. Dados isotópicos do embasamento paleoproterozóico (Complexo Região dos Lagos) de Fonseca (1999).

X.2 - O arco magmático do Complexo Rio Negro e os corpos gabróicos

O ambiente tectônico de formação do CRN são os arcos de ilha (capítulo VI), com características de arco continental nos termos mais ácidos do complexo. A transição entre ambientes pode estar relacionada a um longo tempo de subducção e o consequente aumento do grau de maturidade do arco.

A idade U/Pb em zircão obtida nesta tese (634 ± 10 Ma) fornece, no momento, um limite de antiguidade para este magmatismo. Idades Rb/Sr em ortognaisses correlacionáveis ao Complexo Rio Negro (capítulo III) chegam a atingir 660 Ma. A finalização deste tipo de magmatismo aconteria há 600 Ma, idade do magmatismo sin-colisional do Leucogranito Gnaiss (capítulo VII).

Os arcos de ilha se iniciam com uma crosta basáltica pouca espessa, que cresce verticalmente de acordo com o tempo de subducção e com a taxa de geração de magmas. À medida que a cristalização fracionada do magma basáltico vai gerando diferenciados andesíticos, o enibasamento plutônico do arco chega a atingir 25 km de espessura (Wilson 1989). O arco de ilhas acrescido do Kohistan, no Himalaya, por exemplo, expõe uma seção de crosta inferior granulítica (Coward & Ries 1986; Twiss & Moores 1995).

O mergulho subhorizontal da foliação primária e a granulação grossa dos gnaisses do Complexo Rio Negro sugerem colocação em crosta média a inferior, entre 20 e 30 km de profundidade (Mattauer 1973). As rochas do CRN pertencem, portanto, ao que se denomina "embasamento" de arco de ilhas, onde se encontram os equivalentes intrusivos do arco e sedimentos do *forearc* parcialmente metamorfisados (Twiss & Moores 1995).

No *forearc* não se encontra crosta oceânica e tampouco crosta continental antiga, formada em ciclos orogênicos anteriores – de modo semelhante ao que se conhece do Terreno Costeiro da Faixa Ribeira (com exceção do Complexo Região dos Lagos). Sedimentos do Terreno Oriental (capítulo V) com quimismo próprio de *forearc* ou *back-arc* foram analisados por Grossi Sad & Dutra (1988).

A associação entre rochas plutônicas e sedimentares é conhecida na região do *forearc* da Nova Irlanda, em Papua Nova Guiné (Herzig et al 1994). Amostras de basaltos alcalinos de fundo oceânico continham xenólitos de gabro, homblenda gabro e rochas ultrabásicas do manto. Também foram dragados na região sedimentos pelágicos profundos e vulcanoclásticos de água rasa, além de calcário coralino e algal. Equivalentes metamórficos desta associação são frequentes no Terreno

Oriental, como a Suíte Metassedimentar Catalunha (metapelitos com lentes descontínuas de calcário dolomítico, Tupinambá 1993).

Na margem acrecionária do Alaska, o Grupo Valdez (Cretáceo Superior) foi interpretado como uma sequência vulcano sedimentar em arco de ilhas, depositada entre o *forearc* e a margem continental (Lull & Plafker 1990). É constituído por derrames basálticos e tufos associados com depósitos marinhos de leques profundos (*flysch*), com contribuição detrítica à medida que o arco se aproxima do continente. Esta sequência, em grau metamórfico elevado, é análoga ao Gnaiss Bandado Santo Eduardo (Tupinambá 1993) com ocorrência generalizada no Terreno Oriental (capítulo IV).

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:

- a) 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;
- b) um domínio tectônico onde a cobertura sedimentar se dobra juntamente com seu embasamento, com vergência para o cráton (*Domínio Anckelândia*, Heilbron et al 1995);
- c) um domínio onde a cobertura se destaca do embasamento e os dois se imbricam tectonicamente (*Domínio Juiz de Fora*, Heilbron et al 1995);
- d) uma Klippe recobrindo o Domínio Juiz de fora, cuja raiz ainda não foi reconhecida (a - *Klippe Paraíba do Sul*, Heilbron et al 1999);
- e) 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. Esta margem teria se aproximado das bacias marginais do continente sanfranciscano, trazendo consigo o Arco Rio Negro e seu *forearc*.

Arcos magmáticos deste tipo foram encontrados no Brasil Central e Meridional, no Maciço de Goiás, relacionado ao fechamento da Faixa Brasília, entre 900 e 600 Ma (Pimentel & Fuck 1992) e no Cinturão Vila Nova, no Rio Grande do Sul, entre 750 e 700 Ma (Babinski et al 1996).

Os três corpos analisados possuem características geoquímicas distintas e padrão de evolução magmática. Constituídos por magma basáltico toleítico e calci-alcalino, os corpos são estratiformes,

cumuláticos e acamadados, subhorizontais ou de baixo mergulho (capítulo VI). Este tipo de plutonismo costuma se localizar em arcos magmáticos continentais ou insulares (Regan 1985; Smith et al 1988). Está relacionado a câmaras magmáticas de vulcões ativos, que fazem parte de um sistema interconectado de reservatórios no embasamento do arco. O sistema atua em arcos maduros, em que a crosta espessa age como um "filtro" que impede a ascensão direta dos magmas provenientes do manto (Wilson 1989). A presença de hornblenda nestes gabros é comum, considerada por Smith et al (1988) como um mineral intercumulus em líquidos calci-alcalinos hidratados (2 a 3 % H₂O).

As diferenças geoquímicas e mineralógicas entre os corpos pesquisados e outros reportados no Terreno Oriental (Junho et al 1998) reforça a hipótese de câmaras magmáticas de diversos complexos vulcânicos, com diversas fontes mantélicas e processos de diferenciação, independente da geometria e da evolução temporal da zona de subducção (Wilson 1989). Pitcher (1995) denomina a estes corpos como *gabros precursores*, relacionados aos estágios iniciais (geralmente distensionais) da formação de um batólito cordilheirano, como no Peru (Regan 1985) e na Califórnia (Smith et al 1983).

As idades K/Ar obtidas por Conceição et al (1997) no corpo do Córrego do Oliveira (576 ± 19 Ma para o hornblendito foliado; 551 ± 6 Ma para o hornblenda gabo homófono) posicionam este magmatismo básico a poucas dezenas de milhões de anos da idade de cristalização do Batólito da Serra dos Órgãos.

X.3 - A geração do Leucogranito Gnaiss durante a colisão do Arco Rio Negro

Com contatos abruptos e gradacionais com paragneisses e gnaisses do CRN, o Leucogranito Gnaiss parece ter fontes híbridas, parte sedimentar e parte ígnea. Não tem características mineralógicas ou químicas de leucogranitos peraluminosos himalaianos ou hercinianos (S-granitóides), embora apresente muscovita estável e resulte do fracionamento de corpos metaluminosos (capítulo VII). O comportamento geoquímico de uma amostra do Corpo Sumidouro, de clara passagem gradacional para metassedimentos, de nada difere do conjunto de leucogranitos situados em meio ao Complexo Rio Negro.

A frequente associação de leucogranito com rochas do CRN sugere uma cogeneticidade. Para que isto ocorra, é preciso haver mudança no caráter aluminoso do magmatismo. Halliday et al (1981) propõem três mecanismos para esta transição: a) fracionamento de anfibólio (meta $\Rightarrow$ pem); b) ação de fluidos (meta $\Leftrightarrow$ pera); c) assimilação (meta $\Leftrightarrow$ pera). No caso em estudo, é possível que tenham ocorrido todos os mecanismos, verificados, respectivamente, pela presença de homblenda relictas, geração de leucossoma granítico nas fácies migmatíticas pela passagem gradacional para metassedimentos.

O que parece favoreceu a geração abundante de Leucogranito Gnaiss, portanto, não foi o tipo de processo e nem a fonte: foram as condições termodinâmicas favoráveis. A geração deste tipo de granito por desidratação de muscovita se dá a 675 °C e 17 km, para gradientes geotérmicos de 40 °C/km (Clarke 1992), típico de arco magmático (Wilson 1989). Entretanto, a presença de muscovita estável nesta rocha necessita que a fusão tenha ocorrido em pressões mais elevadas, de até 10 Kb (Miller et al 1981). O elevado valor da pressão confinante não pode ser atribuído à espessura crustal do arco de ilhas que, mesmo maduro, não é maior que 25 km.

A resposta estaria no modelo de "sobrepessão" (Bonin et al 1991): uma escama tectônica superposta pode gerar uma sobrecarga de cerca de 2 kb, suficiente para tornar efetiva a fusão e manter o líquido hidratado e com mobilidade. Este mecanismo se ajusta perfeitamente em uma etapa colisional do orógeno, onde ocorre duplicação de crosta. A sutura se daria ao longo do Limite Tectônico Central onde, para noroeste, não ocorre mais tonalito gnaiss do CRN. Nesta etapa, as

condições termodinâmicas se tornam propícias para a formação de leucogranitos, em gradiente geotérmico elevado e sobrepressão tectônica.

A colisão se produziu pela chegada, na zona de subducção, da crosta atenuada da margem continental do paleocontinente do São Francisco. Devido à sua alta fluabilidade, 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.

A crosta fria e espessada do do *forearc* agiria como um anteparo mecânico, uma cunha rígida que iria penetrar em rochas sedimentares da bacia marginal até o seu embasamento. A ação de cunhas tectônicas deste tipo pode ser responsável pela construção de um orógeno, como nos Alpes (Oxburgh 1974) ou os Pirineus (Martinez-Torres et al 1994). As cunhas atuam em todos os níveis crustais e são importantes na geração de orógenos divergentes (Vasek 1996).

No caso da Faixa Ribeira Central, a cunha tectônica do Arco Rio Negro poderia gerar grandes estruturas, na seguinte ordem:

- a) a raspagem da cunha (“erosão tectônica”) na margem que afunda na zona de subducção, acaba por deslaminar o conjunto embasamento/cobertura, gerando um retroempurrão que carrega, em sua maior parte, a cobertura - o Limite Tectônico Central; este empurrão é antigo, uma vez que é cortado pelo Leucogranito Gnaiss (590-600 Ma) na região de Sumidouro (Mapa Geológico do Apêndice III).
- b) a superfície de descolamento se propaga em direção à margem continental, gerando um duplex crustal com lascas de embasamento e cobertura - o Domínio Juiz de Fora, no Terreno Ocidental (Heilbron 1993); a deformação principal neste domínio ocorreu entre 590 e 570 Ma (Machado et al 1996).
- c) a atuação conjunta das duas estruturas acaba por gerar uma *Zona de Triângulo* (Jones 1996) contendo uma seção da margem passiva separada por duas superfícies de descolamento e abrigada da deformação principal (a Klippe do Paraíba do Sul); a klippe poderia ser, originalmente, um alto estrutural na bacia marginal, com uma cobertura

plataformal carbonática (o Grupo Paraíba do Sul) e teria sido a primeira fatia a ser deslaminada pela ação da cunha tectônica do Arco Rio Negro.

Uma evolução análoga a esta ocorreu nos Urais, com a colisão paleozóica entre o arco do Magnitogorsk e o Craton do Leste Europeu (Brown 1998). O limite do arco funcionou como um anteparo mecânico durante a colisão, a deformação se concentrando nos sedimentos do prisma acrecionário, durante a subducção e durante a colisão. De forma semelhante ao Limite Tectônico Central, uma importante estrutura, a Falha Principal Uraliana, define o limite do arco com o prisma deformado.

X.4 - O magmatismo calci-alcalino após a colisão: o Batólito da Serra dos Órgãos

O BSO é o mais extenso corpo plutônico no Domínio Oriental da Faixa Ribeira, tem a forma de uma grande soleira e apresenta foliação de fluxo magmático em toda a sua extensão (capítulo IV). A profundidade de colocação do BSO (7 a 9 kbar, capítulo III) equivale à crosta média a inferior, entre 20 e 30 Km. Corpos com este tipo de posicionamento são encontrados em ambientes transpressivos, conduzidos por zonas de cisalhamento profundas (Ingram & Hutton 1994).

A idade U/Pb em zircão (560 ± 4 Ma) e as relações de campo demonstram que a colocação do magma do BSO ocorreu após a colisão, há 600 Ma do Arco Rio Negro com uma margem passiva. Os resultados geoquímicos e geocronológicos também revelaram que o magmatismo tem importante contribuição crustal em todas as suas facies (capítulo VIII). A fácies mais leucocrática (Faixa Bom Jardim) tem comportamento geoquímico e isotópico comparável ao Leucogranito Gnaiss, e os diagramas de discriminação tectônica remetem o magmatismo do BSO para um arco magmático continental.

Para que tenha ocorrido este novo pulso magmático foi preciso reiniciar o processo de subducção. O orógeno, nesta fase, se caracterizava por uma sistema de cunhas imbricadas de embasamento e cobertura da margem passiva (Domínio Juiz de Fora) e rochas do Arco Rio Negro (Terreno Oriental já acrecionado).

A subducção, portanto, não poderia retomar o mesmo sítio e ângulo que tinha anteriormente. Uma vez que a margem atenuada tenha participado da colisão, teria se iniciado um processo de *subducção intracontinental* (Mattaeur 1986), que não envolve crosta oceânica e prisma

acrescionário, e não é capaz de produzir magma metaluminoso calci-alcálico. Também não poderia migrar mais para o interior, em direção ao Cráton do São Francisco, devido à ausência de litosfera oceânica na região. A única alternativa de localização para o novo sistema fossa/arco estaria na região atrás do Arco Rio Negro, a sudeste. A zona de subducção deveria mergulhar para noroeste, uma vez que o magmatismo resultante (a série cálcica do BSO) se posicionou em rochas do Complexo Rio Negro, no Terreno Oriental da Faixa Ribeira.

A inversão da direção do mergulho da subducção após a acreção de um arco pode ser comparada ao que aconteceu, no Neógeno, no sistema arco/continente do arco de Banda, a norte da Austrália (Moores & Twiss 1995; Snyder & Barber 1997).

X.4 - O colapso final do orógeno e a intrusão dos granitos pós-colisionais

Um orógeno atinge o *Colapso Tectônico* quando atinge a resistência limite da litosfera para sustentar seu edifício montanhoso (Molnar 1986; Dewey 1988). Trata-se de um processo eminentemente distensional (Dewey 1988), que divide em blocos o maciço rochoso, criando vazios e redistribuindo as massas para condições reológicas mais favoráveis.

A área de pesquisa desta tese encontra-se cortada por doze zonas de cisalhamento dúcteis-rupteis de direção noroeste (v. Mapa Geológico do Apêndice III). Os blocos gerados por estas estruturas formam um conjunto de *graben e horsts* (perfis D-D' e E-E' no Mapa Geológico do Apêndice III) típicos de ambiente distensional.

Os corpos graníticos, com sua forma de lacólitos e sills, tem seus condutos localizados ao longo destas estruturas (v. os perfis D-D' e E-E' no mesmo mapa), e se cristalizaram entre 500 e 490 Ma na forma de lacólitos e soleiras, formas próprias de crosta superior.

Ocorrência semelhante de granitóides intrusivos em ambiente distensional foi relatado por Pimentel et al (1996) entre 550 e 510 Ma, na Faixa Brasília. São granitos tipo-I, com contribuição crustal, de arcos magmáticos mais antigo, e foram considerados pelos autores como precursores da abertura da Bacia do Paraná.

Referências Bibliográficas

- AERDEN, D.G.A.M. - 1998 - Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for syncollisional exhumation of deep rocks, Variscan Belt, France. *Tectonics*, 17(1): 62-79.
- ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. E.; VALLADARES, C. (1993) O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG, Núcleos Rio de Janeiro/São Paulo, pp. 155-160.
- ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M. & TROUW, R. - 1998 - Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Belo Horizonte, SBG. *Anais...*, pág. 32.
- ALMEIDA, F. F. M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U. e KAWASHITA, K. - 1973- The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of Amazon River. In: The ocean basin and margins (Nairn & Stelli, eds.), 1:411-416, Plenum, Nova York.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. - 1993 - Modelos geotectônicos aplicados ao pré-Cambriano superior do NE do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais: uma discussão. *Geociências*, 12 (1): 155-185.
- ARVIN, M. & ROSTAMIZADEH, G. - 1997 - The Deh-Siahan plutonic complex, SE Iran: petrological and geochemical data bearing on its genesis. In INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITE AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador. *Extended abstracts and programs*. Salvador, SGM, pág.:93-94.
- BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R. & SILVA, L.C. - 1996 - Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24:439-442.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. - 1985 - Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Contrib. Geol. Petrol. Núcleo de Minas Gerais, SBGM*, 1985:49-61.
- BASEI, M. A. S.; SIGA Jr, O.; SATO, K.; SPROESSER, M. - 1995 - A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *An. Acad. Bras. Ci.*, 67 (2): 221-237.
- BARBARIN, B. - 1997 - From the mineralogical composition of granitoids to their origins and tectonic settings. In INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITE AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador. *Extended abstracts and programs*. Salvador, SGM, pág.:95-97.
- BATISTA, J.J. - 1984 - Caracterização dos processos geológico-evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, IG/USP, 123 pag., 1 mapa, inédita.
- BATISTA, J.J. & KAWASHITA, K. - 1985 - Contribuição ao acervo geocronológico da porção setentrional do cinturão Ribeira. Atas do 5o. Simp. Reg. Geol. SBG/SP - São Paulo, vol. 1, pag. 187-200.
- BONIN, B.; LAMEYRE, J. & LEFORT, P. - 1991 - Role of tectonic overthrusting on the vertical mobility of crustal anatectic melts. *J. Geoph. Res. ser. A*, 1385: 211-225.
- BRENNER, T.L.; FERRARI, A.; PENHA, H.L. - 1980 - Lineamentos estruturais do nordeste do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXI Cong. Bras. Geol., vol.5, pp. 2551-1564, SBG, Camboriú.
- BRENNER, T. L. PENHA, H. M.; FERRARI, A. L.; JUNHO, M.C.B.; SOUZA, S.L.A. & - 1982 - Geologia da Folha Itaipava. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. V.1, P.68-74.
- BROWN, D.; JUHLIN, C.; ALVAREZ-MARRON, J.; PEREZ-ESTAUN, A. & OSLIANSKI, A. - 1998 - Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the Southern Urals, Russia. *Tectonics* 17 (2): 158-171.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1990 - Evolução geológica dos

- terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ - MG-ES). An. 36 Congr. Bras. Geol. Natal/RN. vol 6. pp 2631-2648.
- & -----
 1992 - A Orogênese Rio Doce. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. Bol. Res. Exp., São Paulo, SBG, v. 1, p. 276-277.
- & -----
 1995 - The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sc.*, 8 (2): 143-162.
- CHARLTON, T.R. - 1997 - Backthrusting on the BIRPS deep seismic reflection profiles, Banda Arc, Indonesia, a response to changing slab inclination? *J. Geol. Soc., London*. 154: 169-172.
- CHRISPIM, S.J. & TUPINAMBA, M. - 1989 - Observações sobre o caráter transpressivo da deformação entre as zonas de cisalhamento do Paraíba do Sul (RJ) e Guaçu (ES). An. I Simp. Geol. Sudeste. SBG/RJ, Rio de Janeiro, pag. 120-121.
1. CLARKE, D.B. - 1992 - Granitoid rocks. Chapman & Hall, Londres.
- CONCEIÇÃO, F. R.; TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; VALERIANO, M.; HEILBRON, M. & KAWASHITA, K. - 1997 - Proterozoic and Cretaceous gabbroic rocks from Serra dos Órgãos region, southeastern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão, p. 82-84.
- CORDANI, U.G., DELHAL, J. & LEDENT, D. - 1973 - Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, v. 3: 1-22.
- & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, in Fonseca, M.J.G (coord.) - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, Brasil, DNPM, Brasília, pag. 175-208.
- ; DELHAL, J.; GOMES, C. B. & LEDENT, D. - 1968 - Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhança leste de Minas Gerais e Estado do Espírito Santo. *Bol. Soc. Bras. Geol.* São Paulo, 17 (1): 89-92.
- CORREIA NETO, A.V.; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G. & CABRAL, R. - 1993 - Geologia e estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ). IN SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG. pag.: 194-200.
- & DAYAN, H. - 1994 - Justaposição tectônica de níveis crustais distintos em faixas transpressivas: o caso da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. Anais... Balneário Camboriú, SBG. vol. 1, pag.: 249-250.
- COSTA, A. G.; ROSIERE, C. A.; MOREIRA, L. M. & FISCHER, D. P. - 1996 - Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: evidência de acreção neoproterozóica no leste de Minas Gerais. *Geonomos*, 3: 51-68.
- CORRY, C.E. - 1988 - Laccoliths: mechanics of emplacement and growth. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper* 220, 110 pag.
- COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds) - 1986 - *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Am. Sp. Publ. 19
- DAYAN, H. & KELLER, J.V. - 1989 - A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.* 19(4): 464-506.
- DELTEIL, J.; HERZER, R.H.; SOSSON, M.; LEBRON, J.F.; COLLOT, J.Y.; WOOD, R.A. - 1996 - Influence of preexisting backstop structure on oblique tectonic accretion: the Fiordland margin (SW New Zealand). *Geology*, 24 (11): 1045-1048.
- DE PAOLO, D. J. - 1988 - Neodymium isotope geochemistry, an introduction. Springer Verlag, 187 pag.
- DEWEY, J.F. - 1988 - Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7 (6): 1123-1139.
- DIAS NETO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; EGYDIO SILVA, M. - 1995 - Idades Rb-Sr das rochas da região de Bananal - SP. *Bol. IG-USP, Serie Científica*, 26: 59-68.

- DICKIN, A. - 1995 - Radiogenic Isotope Geology. Cambridge Univ. Press, New York.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 40 (supl): 215-229. Rio de Janeiro.
- EBERT, H. D.; CHEMALE Jr., F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A. C. & VAN SCHMUS, W. R. - 1996 - Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressiva Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, 15 (2): 688-699.
- ; HASUI, Y. & SENA COSTA, J. B. - 1991 - O caráter transpressivo do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul. IN SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. *Anais...* Rio Claro, SBG. Boletim, pág.: 139-141.
- ; NEVES, M. A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P. & AIRES, J. R. - 1993a - Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis das bordas sul e sudeste do Cráton do São Francisco e da Síntaxe de Guaxupé. IN SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG. Boletim do núcleo SBG/MG, 12, pág.: 166-171.
- ; NEVES, M. A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P. & AIRES, J. R. - 1993b - Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília, através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. IN SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. Boletim do núcleo SBG/MG, 12, pág.: 254-258.
- ; NEVES, M. A.; HASUI, Y.; LOPES, J. A. & GUERRA, M. - 1995 - Compartimentação crustal e evolução cinemática da Província Mantiqueira através de modelagem física. IN SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. *Anais...* Gramado, SBG. pág.: 26-28.
- ENDO, I. & MACHADO, R. - 1993a - Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. IN SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG. pág.: 283-285.
- & ----- - 1993b - Sistema de Cisalhamento Transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. IN SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG. Boletim do núcleo SBG/MG, 12, pág.: 356-359.
- FIGUEIREDO, M. C. H. & CAMPOS NETO, M. C. - 1993 - Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 65, suplemento 1: 63-82.
- ; CAMPOS NETO, M. C. & REGO, I. T. S. F. - 1990 - Geoquímica dos Terrenos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. In: *Workshop Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste*. SBGq. IGEO USP. São Paulo, Bol. Res.: 41-45.
- & TEIXEIRA, W. - 1996 - The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *An. Acad. bras. Ci.* 68 (2): 223-246.
- FONSECA, A. C. - 1986 - Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro, RJ. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ, 211 p.
- FONSECA, A. C. - 1994 - Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, IG/USP, São Paulo, xvi, 186 f., inédito.
- ; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. - 1984 - Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro - método Rb/Sr. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, pág.: 2333 - 2345.
- FONSECA, A. C. - 1986 - Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro, RJ. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ, 211 p.

- FONSECA, M. J. G. - 1989 - O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. IN SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, boletim de resumos: 132-133.
- GROSSI SAD, J. H. & DUTRA, C. V. - 1988 - Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro state, Brazil. *Geoch. Bras.* 7(2):143-174.
- GRUJIC, D.; CASEY, M.; DAVIDSON, C.; HOLLISTER, L. S.; KUNDIG, R.; PAVLIS, T. & SHMID, S. - 1996 - Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics* 260: 21-43.
- HALLIDAY, A. N.; STEPHENS, W. E. & HARNON, R. S. - 1981 - Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous Caledonian and Acadian granites. *Canadian Mineralogist*, 19: 205-216.
- HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y.; MIOTO, J. A.; HAMZA, V. M. & RODRIGUES, C. R. V. - 1985 - Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. IN Contribuições à geologia e à petrologia. Bol. Especial, SBG/MG, pág.: 71-94.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R. & COIMBRA, A. M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5: 257-266.
- ; FONSECA, M. J. G. & RAMALHO, R. - 1984 - A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. in Schobbenhaus, C. (coord.): Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, pág.: 307-328.
- HEILBRON, M. - 1990 - O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG)/Barra do Pirai (RJ). IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais...* Natal, SBG, V. 2: 2813-2826.
- - 1993 - Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Pirai (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado. IG/USP, 268 pág.
- - 1995 - O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. Tese de Livre Docência, Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 110 pág., inédito.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J. & TUPINAMBÁ, M. - 1999 - From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In Mohriak, W. Talwani, M. (ed.): Geology and geophysics of continental margins. Special volume, American Geophysical Union. (submetido).
- ; VALERIANO, C., ALMEIDA, J. C. H., TUPINAMBÁ, M. - 1991 - A megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua importância na compartimentação tectônica da parte central da Faixa Ribeira. An II Simp. Geol. Sudeste, SBG/SP, São Paulo, pag. 120-129.
- ; VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALADARES, C.; SILVA, L. G. E.; NAVA, D. B.; DIOS, F. B. - 1993 - Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, a sul do Cráton do São Francisco. An II Simp. Cráton S. Francisco e suas Faixas Marginais. Soc Bras Geol, pag. 263-265, Salvador.
- ; PIRES, F. M. & BESSA, M. - 1993 - Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo no setor sudeste do município do Rio de Janeiro. IN SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro, SBG, pag. 174-179.
- ; VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALADARES, C.; TUPINAMBÁ, M. - 1994 - Segmento central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico Brasileiro. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, vol. 1, pág.: 263-265.
- ; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C. & MACHADO, N. - 1995

- A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 25 (4): 249 - 266.
- ; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C.S. & DUARTE, B.P. - 1998a - New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasilano Collage of the Central Segment of Ribeira Belt, SE Brazil. In International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto pág 15-17.
- ; DUARTE, B. P.; VALLADARES, C. S. & TUPINAMBÁ, M. - 1998b - O Embasamento pré-1,8 Ga no Segmento Central da Faixa Ribeira. In Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Belo Horizonte, SBG. *Anais...*, pág. 40.
- HERZIG, P., HANNINGTON, M., MCINNES, B., STOFFERS, P., VILLINGER, H., SEIFERT, R., BINNS, R., AND LIEBE, T. 1994. Submarine volcanism and hydrothermal venting studied in Papua New Guinea, EOS, American Geophysical Union, V. 75 (44), 513-516.
- HODGE, D.; ABBEY, D.A.; HARBIN, M.A.; PATTERSON, J.L.; RING, J.M.; SWEENEY, J.F. - 1982 - Gravity studies of subsurface mass distributions of granitic rocks in Maine and New Hampshire. *Am. J. Science*, 282:1289-1324.
- HUPÉ, P. - 1948 - Observations sur le batholite granitique hercynien du Néouvielle, Hautes Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*. 5.série.18, CR. somm., p.46.
- HUPÉ, P. - 1949 - Sur l'existence du Gothlandien sous le granite du Néouvielle, Hautes Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*. 5.série.19, CR. somm., p.59.
- INGRAM, G. & HUTTON, D.H.W. - 1994 - The Great Tonalite Sill: emplacement into a contractional shear zone and implications for late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 715-728.
- JUNHO, M.C.B. - 1990 - Contribuição à petrologia dos maciços graníticos de Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades ,RJ. Tese de doutoramento, IG/UFRJ, 172 pág., inédito.
- - 1992 - Granitóides Brasileiros da Região Central do Estado do Rio de Janeiro - Geoquímica preliminar, IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, bol. resumos expandidos, pág. 398-399.
- - 1993 - Granitóides Brasileiros da Região Central do Estado do Rio de Janeiro - Geoquímica preliminar, *An. Acad. Bras. Cienc.*, 65, II: 161-179.
- JUNHO, M.C.B.; RIVALENTI, G.; MENDES, J.; LUDKA, I. & TROUW, R. - 1998 - O gabro de Miguel Pereira, SW do Rio de Janeiro: química de rocha e mineral. In Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Belo Horizonte, SBG. *Anais...*, pág. 481.
- JONES, P.B. - 1996 - Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44 (2)
- LAMEGO, A.R. - 1936 - O Maciço do Itatiaia e regiões circundantes. *Bol. SGM/DMPM* 88, 93 pag.
- - 1964 - O Homem e a Guanabara, 2a. edição. Biblioteca Geográfica Brasileira, 5, série A. IBGE - Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, 498 pág.
- LEDENT, D. & PASTEELS - 1969 - Determinations de l'âge des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil. *Ann. Soc. Géol.*, v. 91:305-309.
- LEONARDOS Jr. O.H. & FYFE, W.S. - 1974 - Ultrametamorphism and melting of a continental margin: The Rio de Janeiro region, Brazil. *Contr. Miner. Petrol.*, 46: 201-214.
- LULL, J. S & PLAFKER, G. - 1990 - Geochemistry and paleotectonic implications of metabasaltic rocks in the Valdez Group, southern Alaska, IN *Geologic Studies in Alaska by the U.S. Geological Survey*, 1989 Dover, J.H. and Galloway, J.P., eds., 1990 U.S. Geological Survey Bulletin 1946, p. 29-38
- LYNN, H.; HALE, L. D.; THOMPSON, G. A. - 1981 - Seismic reflections from the basal contacts of batholiths. *J. Geoph. Res.*, 86: 10633-10638.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHEMINI, C. A.; SANTOS NETO, A. S.; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO,

- H. F. - 1983 - Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória - geologia. RADAMBRASIL vol 32.
- MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M. & VALERIANO, C. - 1996 - U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361.
- MACHADO, R. - 1986 - Considerações preliminares sobre a aplicação de um modelo geotectônico para os complexos Serra dos Órgãos e Paraíba do Sul (RJ), um exemplo de colisão continental. An. 34 Congr. Bras. Geol., pp 135.
- - 1997 - Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Tese de Livre-Docência, Inst. Geociências, USP, 215 pág. inédito.
- & DEMANGE, M. - 1990 - Reinterpretação estrutural e tectônica da região a leste da Baía de Guanabara e a definição do Batólito de Araruama (RJ). IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais...* Natal, SBG, V.2: 2744-2754.
- & DEMANGE, M. - 1991 - Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasileiros do Estado do Rio de Janeiro. IN SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 3, Rio Claro. *Anais...* Rio Claro, SBG, boletim, pág: 64-65.
- & DEMANGE, M. - 1992 - Contribuição ao estudo geoquímico e geotectônico da granitogênese Brasileira no Estado do Rio de Janeiro. Bol IG-USP, Publ. Esp., 12: 73-74.
- & DEMANGE, M. - 1992a - Granitogênese brasileira no Estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, bol. de resumos expandidos, pág. 379-380.
- & DEMANGE, M. - 1994a - O batólito cordilheirano Serra dos Órgãos: um exemplo de arco magmático brasileiro com assinatura toleítica no Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, vol.1, pág. 114-115.
- & DEMANGE, M. - 1994b - Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Bol. IG-USP, Sér. Cient., 25: 81-96.
- & DEMANGE, M. - 1996 - Caracterização geoquímica e tectônica do magmatismo pré-colisional tipo cordilheirano de idade neoproterozóica no Cinturão Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Bol. IG-USP, Publ. Especial, 18: 83-85.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. - 1998 - Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro, in Conceição, H. (ed.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*. Soc. Bras. Geol, núcleo BA-SE, publ. esp. 5: 21-39
- & ENDO, I. - 1993a - Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. IN SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG. pág: 269-271.
- & ENDO, I. - 1993b - Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. IN SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG. Boletim do núcleo SBG/MG, 12, pág.: 189-191.
- & ENDO, I. - 1993c - A megaestrutura em flor positiva do vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. IN SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. pág.: 208-213.
- , DEMANGE, M. & MONTEIRO, R.L. - 1989 - Granitóides do Estado do Rio de Janeiro: nível estrutural de colocação e suas relações com as fases de deformação e com o grau de metamorfismo. IN SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, boletim de resumos: 145-146.

- ; DEMANGE, M.; PELLOGIA, A. U. G. & MONTEIRO, R.L. - 1989 - Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, boletim de resumos: 151-152.
- ; DEMANGE, M. & VIALETE, Y. - 1996 - Idades geocronológicas Rb/Sr da granitogênese brasileira no segmento setentrional da Faixa Ribeira, Estado do Rio de Janeiro. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG, vol. 1, pág. 38-40.
- MARTINEZ - TORRES, L. M.; RAMON-LLUCH, R. & EGUILUZ, L. - 1994 - Tectonic wedges: geometry and kinematic interpretation. *J. Struc. Geol.* 16 (10):1491-1494.
- MATTAUER, M. - 1986 - Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal -stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Collision Tectonics*, Geol Soc Am Sp. Publ. 19:37-50.
- MATTAUER, M. - 1973 - *Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Hermann, Paris. 493 pág.
- MATOS, G.M.M.; FERRARI, P.G. & CAVALCANTE, J.C. - 1980 - Projeto faixa calcária Cordeiro-Cantagalo. Rel. Final, texto e mapas geológicos, vol. I. Comp. Pesquisa de Rec. Min. - CPRM -, Belo Horizonte, 620 pag. + 4 mapas. (inédito).
- McINNES, B.I.A. - 1996 -- The composition and structure of oceanic lithosphere at a convergent plate boundary, in *The Oceanic Lithosphere & Scientific Drilling into the 21st Century*, ODP-InterRidge-IAVCEI Workshop, Woods Hole, 26-29 May, 1996, p. 91.
- MEHNERT, K.R. - 1971 - *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 2a. ed.: Elsevier, Amsterdam.
- MEIGHAN, I.G.; JAMISON, D.D.; SANCHEZ, B.A.S.; FALICK, A.E.; ELLAM, R.M.; TINDLE, A.G. & ROGERS, N.W. - 1993 - New geochemical and isotopic data for the Serra dos Órgãos granitoid batholith, state of Rio de Janeiro, Brazil. *MAGMA* p.77
- MICHELIN - 1990 - Guia de Turismo, Rio de Janeiro, cidade e Estado. 1ª ed., Rio de Janeiro, 311 pág.
- MILLER, C. F.; STODDARD, E. F.; BRADFISH, L. J. & DOLLASE, W. A. - 1981 - Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: 25-34.
- MOLNAR, P. - 1986 - The structure of mountain ranges. *Sci. Am.*, 255 (1):64-73.
- MOORES, E. & TWISS, R. - 1995 - *Tectonics*, W. H. Freeman, Nova York, 415 pág.
- MOTOKI, A. - 1992 - Granito da Pedra da Gávea, sheet subhorizontal ou base de plutão ? IN SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2. São Paulo. *Bol. Resumos* São Paulo, SBG, pag. 155-160.
- NUMMER, A.; PRAZERES, M. N.; PACHECO, E. A.; ALBUQUERQUE, K. R. M. & MORAES, E.O. - 1995 - Transpressão e granitoides sintectônicos da região de Arrozal, oeste do Estado do Rio de Janeiro. IN SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 5, Gramado. *Anais...* Gramado, SBG, pág. 205-206.
- OXBURGH, E.R. - 1972 - Flake Tectonics and Continental Collision. *Nature*, 239 (22): 202-204.
- PACIULLO, F. V. P., RIBEIRO, A., ANDREIS, R. & TROUW, R. 1998. Sedimentary, Igneous and Thermo-tectonic Events in the Folded belts at the southern border of the São Francisco craton. INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS / 14TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, Ouro Preto, Brazil 1998. Abstracts: 68-69
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. - 1989 - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struc. Geol.* 11 (3): 349-363.
- PENHA, H. M.; FERRARI, A. L.; JUNHO, M.C.B.; SOUZA, S.L.A. & BRENNER, T.L. - 1981 - Projeto Folha Itaipava, rel.fin., vol. I. Proj. carta geológica do Estado do RJ, DRM/IG-UFRJ, 177 pag., inédito.
- ; FERRARI, A. L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E. S.; PENTAGNA, F. V.;

- JUNHO, M. C. B.; & BRENNER, T. L. - 1979 - Projeto Folha Petrópolis, rel.fin., vol. I. Proj. carta geológica do Estado do RJ, DRM/IG-UFRJ, 256 pag., inédito.
- ; FERRARI, A. L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E. S.; PENTAGNA, F. V.; JUNHO, M. C. B.; & BRENNER, T. L. - 1980 - A geologia da Folha Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú, SBG. V.5, P.2965-2974.
- PICANÇO, J.L. - 1994 - Aplicação das sistemáticas Sm/Nd e Rb/Sr no Maciço de Itatins (SP). Dissertação de Mestrado, 74 p.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. - 1992 - Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ALVARENGA, C. J. - 1996 - Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research* 80: 217-238.
- PINTO, C.P. (coord.) - 1980 - Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro - Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo. Relatório Final, vol. 1. Geosol- Geologia e Sondagens Ltda. Belo Horizonte.
- PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.G. & RIBEIRO, A., (1982), Multistage Generation of Granite in Rio de Janeiro, Brazil. *An. Acad. Bras. Sci.* 54(3): 563-574.
- PITCHER, W. - 1979 - Nature and emplacement of granite. *J. Geological Society of London*, 136: 627-662.
- - 1993 - The Nature and Origin of Granite. Blackie Academic & Professional. London, 321 pág.
- PORADA, H. - 1979 - The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African - Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 257: 237-265.
- - 1989 - Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44: 103-136.
- PORTO Jr, R. - 1993 - Geologia e geoquímica dos granitos da cidade do Rio de Janeiro, RJ, Brasil in NORONHA, F.; MARQUES, M. & NOGUEIRA, P. (ed.) - IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos países de língua portuguesa. Memórias (3). Univ. Porto, Porto, pág. 145-149.
- & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1996 - Petrologia dos granitos da Serra da Pedra Branca, Rio de Janeiro, Brasil. *Bol. IG/USP, Publ. Especial*, 18: 89-90.
- ; SANCHEZ, B.; MEIGHAN, I. & FALLICK, A. E. - 1996 - Geologia, geoquímica e geocronologia do Batólito da Serra dos Órgãos, RJ, Brasil. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais ... Salvador*, SBG, vol. 6, pág.: 445-449.
- ; VALENTE, S. C. & DUARTE, B.P. - 1993 - Aspectos de campo, petrográficos e geoquímicos de acamamento magmático em granito do Complexo Granítico Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil in NORONHA, F.; MARQUES, M. & NOGUEIRA, P. (ed.) - IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos países de língua portuguesa. Memórias (3). Univ. Porto, Porto, pág. 151 - 155.
- REGAN, P.F. - 1985 - The early basic intrusions in Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & becksale, R.D. (eds). *Magmatism at a plate edge*. Blackie, Londres. pag.: 72-89.
- RÊGO, I.T.S.F. - 1989 - Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidélis, RJ. São Paulo. 348 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP).
- ROIG, H.L.; MENEZES, P.T.A.; TUPINAMBÁ, M. & MOURA, L.P.P. - 1998 - Geophysical and Image processing techniques applied to regional geological correlation: the case of Central Ribeira Belt. In Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Belo Horizonte, SBG. *Anais...*, pág. 390
- ROSIER, G.F. - 1957 - A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Geol. Mineral., bol. 166.
- - 1965 - Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na

- parte vizinha de Minas Gerais. Bol.222. Div. Geol. Min. DNPM. Rio de Janeiro.
- SACHETT, C.R. & MACAMBIRA, M.J.B. - 1998 - Estudo geocronológico Pb-Pb em zircões das amostras GG-1, DB-TUP-3 e CO-TUP-13 de rochas da Faixa Ribeira, Nova Friburgo - RJ. Relatório técnico-científico, Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO), Universidade Federal Do Pará, 11 p., inédito.
- SALVADOR, A. - 1987 - Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. Geol. Soc. Am. Bull, 49:440-442.
- SANCHEZ, B.; PORTO Jr., R.; MEIGHAN, I. & FALICK, A. E. - 1995 - Aspectos petrográficos e geoquímicos do Batólito da Serra dos Órgãos, RJ, Brasil. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5 & CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LINGUA PORTUGUESA, 3. Niterói. Anais ... CD-ROM.
- SATO, K. - 1997 - The double stage Sm/Nd model age and applications to Brazilian platform rocks.. Extended Abstracts of the South-American Symposium on Isotope Geology. IG-USP/CPGeo, 15-18/06/1997, Campos de Jordão, SP, p. 286-288
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K. & PETRONILHO, L. - 1995 - O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. An. Acad. Bras.Ci., 67 (3): 313-336.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. - 1984 - A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. in Schobbenhaus, C. (coord.): Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, pág.: 307-328.
- SIGA Jr, O.; TASSINARI, C. C. G. & VAN SCHMUS, W. R. - 1989 - Caracterização geocronológica de maciços charnockíticos do sudeste brasileiro. IN SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1. Rio de Janeiro. Bol. Resumos Rio de Janeiro, SBG, pag. 90-91.
- SMITH, T. E.; HUANG, M. J.; WALAWENDER, P.C. & WHEELER, C. - 1983 - The gabbroic rocks of the Peninsular Ranges Batholith, Southern California: cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites. J. Volc. Geotherm. Res., 18: 249-278.
- SOLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. - 1989 - Brasiliano Age of a Charnofiderbitic Rock Suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo, Brazil: evidence from U-Pb geochronology in zircons. Zbl. Geol. Palaont., I, H, 5/6: 933-645.
- ; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. & HANSEN, B. T. - 1987 - The Brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. Zbl. Geol. Palaeont. I (7/8): 729-741, Stuttgart.
- SOLLNER, F.; LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K. - 1991 - Die krustenentwicklung in der Kustenregion nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien. Munchner Geol. Hefte, 4, 101 p.
- SOLLNER, F. & TROUW, R.A.J. - 1997 - The Andrelandia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamazonian Sequence South of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. J. S. American Earth Sc. 10: 21-28.
- SOUZA, S.L.A. - 1983 - Geologia da região de Itaipava-Araras (RJ). Dissert. Mestrado, Inst. Geociencias UFRJ, Rio de Janeiro, 137 pág., inédito.
- SNYDER, D.B. & BARBER, A.J. - 1997 - Australia-Banda Arc collision as an analogue for early stages in Iapetus closure. J. Geol. Soc., London, 154: 589-592.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, 12: 1-33.
- TASSINARI, C.C.G. - 1988 - As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado, IG/USP, 236 p.
- TASSINARI, C.C.G. & SATO, K. - 1996 - Idades de formação de crosta continental na parte sudeste do Estado de São Paulo, com base em dados Sm-Nd. IN CONGRESSO

- BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, *Anais...* Salvador, SBG, vol. 6, pág: 489-492.
- TORQUATO, J.R. & CORDANI, U.G. - 1981 - Brazil-Africa geological links. *Earth-Science Reviews*, 17: 155-176.
- TROUW, R.A.J. - 1995 - Uma avaliação de modelos cinemáticos propostos para o megassinformal do Vale do Rio Paraíba do Sul, baseada em lineações de estiramento. IN SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 5, Gramado. *Anais...* Gramado, SBG, pág. 103-104.
- TUPINAMBÁ, M. - 1993 - Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. ATAS. 3o. Simp. Geol. Sudeste, SBG/RJ, Rio de Janeiro.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A. J.; CUNHA, E. R. S. P.; FERNANDES, G. A.; FERREIRA, F. N.; CASTILHO, J. G.; TEIXEIRA, W. - 1996 - Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. 39o. Congr. Bras. Geol. in *Anais*.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. & BASEI, M. - 1998 - U/Pb zircon age and litogeochemistry of the Rio Negro Complex tonalitic gneiss: evidence of a 630 Ma magmatic arc at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt. In Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Belo Horizonte, SBG. *Anais...*, pág. 51.
- ; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. & BASEI, M. - 1998b - The Pan-African / Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. In International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto pág 12-14.
- & TROUW, R. A. J. - 1994 - Evidências de evolução metamórfica e estrutural anterior à tectônica transpressiva na Faixa Ribeira. 38. Congr. Bras. Geologia, SBG, Camboriú, *Anais*, v. 3, p.75.
- - 1994 - Evolução Geológica da Faixa Ribeira nos limites do Batólito da Serra dos Órgãos. I Workshop de Pós-Graduação, IG/USP, Bol. Res., pág. 1.
- VALLADARES, C. S. 1996. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, 148 p.
- VALLADARES, C. S.; HEILBRON, M. & FIGUEIREDO, M. C. H. - 1995- O granito Getulândia e sua relação com a zona de cisalhamento Taxaquara. IN SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 5, Gramado. *Anais...* Gramado, SBG, pág.: 217-218.
- VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; MACHADO, N.; VALERIANO, C.M. 1997. Provenance of central Ribeira belt metasediments using 207Pb/206Pb ages on zircon by laser-ablation ICPMS. Extended Abstracts of the South-American Symposium on Isotope Geology. IG-USP/CPGeo, 15-18/06/1997, Campos de Jordão, SP, pp. 323-325.
- VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; GAUTHIER, G.; NORONHA, M. -1999 - Ages of detrital zircon from central Ribeira Belt (Brazil) using Laser-ablation-ICPMS. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, Mendoza, Argentina, *Extended abstracts...*, submetido.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A. & EGYDIO DA SILVA, M. - 1994 - Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, 22: 967-970.
- ; TOMMASI, A.; SILVA, M.E. & TROMPETTE, R. - 1992 - Tectônica de escape na terminação de um craton: a Faixa Ribeira. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, bol. de resumos expandidos, pág.: 373 -374.
- VARSEK, J.L. - 1996 - Structural wedges in the Cordilleran crust, southwestern Canada *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44(2): 349.
- WHITE, A. J.R. - 1992 - Granite Handbook: description, genesis, some associated ore deposits. Short Course. In Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo, 109 p.
- WIEDEMANN, C.M. - 1989 - Estado atual dos conhecimentos sobre a evolução do Cinturão

- Móvel Brasileiro no Estado do Espírito Santo. IN: 1o Simp. de geol. do sudeste, Bol. res., SBG, 1989. p. 95-96.
- - 1992 - Evolução magmática brasileira do Cinturão Móvel Ribeira, no Estado do Espírito Santo. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. Anais... São Paulo, SBG. Bol. Resumos expandidos, pág: 376-377.
- - 1993 - 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. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **65**, suplem. 1: 163 - 182.
- - 1996 - Os arcos magmáticos pré a pós-colisionais da Orogenia Brasileira na borda leste do Cráton do São Francisco. *Bol. IG-USP, Publ. Especial*, 18: 79-81.
- ; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I. P. L.; SCHMIDT-TOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K. - 1986 - Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, **16** (1): 24-37.
- & FONSECA, A.C. - 1989 - Esboço Geoquímico Comparativo de Porções da Faixa Ribeira no Espírito Santo e Rio de Janeiro: charno-enderbitos, ortognaisses e magmatitos tardi- a pós-tectônicos. In: *Workshop Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste*. SBGq. IGEO USP. São Paulo, Bol. Res.: 46-49.
- ; MENDES, J.C. & LUDKA, I.P. - 1995 - Contamination of mantle magmas by crustal contributions -- evidence from the Brasileiro Mobile Belt in the State of Espírito Santo, Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **67** (supl.2): 279-291.
- ; PENHA, H.M. & SCHMIDT-TOMÉ, R. - 1987 - Granitoids of Espírito Santo and Rio de Janeiro States. *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (4): 674-689.
- WILSON, M. - 1989 - Igneous Petrogenesis. Harper Collins, Londres, 466 pag.
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K. - 1996 - Idade K/Ar e Rb/Sr das rochas alcalinas de Canaã, município de Duque de Caxias, Estado do Rio de Janeiro. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, *Anais...* Salvador, SBG, vol. 6, pág: 505-508.
- ; KAWASHITA, K. & VAN SCHMUS, W. R. - 1990 - Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o Cráton de Angola. IN CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais...* Natal, SBG, bol. Res., pág: 312-3

APÊNDICE I – Resultados analíticos em litogeoquímica

Análises em tonalito gnaisses do Complexo Rio Negro

Análises em qz dioritos e diorito gnaisses do Complexo Rio Negro

Análises em gabros

Análises em Leucogranito Gnaisse

Análises em rochas do Batólito da Serra dos Órgãos

	DB-I-53	DB-TUP-8o,r	DB-TUP-8m	CO-TUP-2E	DB-TUP-30D	DB-III-54	DB-I-8
<i>SiO₂</i>	54,42	54,76	66,23	61,93	62,10	68,98	75,76
<i>TiO₂</i>	1,04	0,97	0,62	0,63	0,60	0,45	0,02
<i>Al₂O₃</i>	17,10	18,11	17,72	15,95	17,02	14,81	15,24
<i>FeO*</i>	8,69	6,54	2,80	5,29	5,34	3,04	0,45
<i>MnO</i>	0,17	0,13	0,04	0,13	0,12	0,09	0,01
<i>MgO</i>	3,84	3,44	1,65	2,34	2,53	0,86	0,06
<i>CaO</i>	6,83	7,13	4,87	5,47	6,21	3,00	3,76
<i>Na₂O</i>	2,86	3,97	4,43	3,90	4,12	6,51	4,76
<i>K₂O</i>	2,15	1,86	1,39	1,69	1,72	2,11	0,24
<i>P₂O₅</i>	0,30	0,32	0,22	0,17	0,17	0,15	-0,01
<i>LOI</i>	0,74	0,91	0,67	0,44	0,47	0,23	0,42
<i>TOT</i>	108,09	105,77	104,77	104,79	107,26	105,04	102,74

Tabela AP-I-1: Tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro – concentração (%) de elementos maiores.

	DB-I-53	DB-TUP-80,r	DB-TUP-8M	CO-TUP-2E	DB-TUP-30D	DB-III-54	DB-I-8
Cr	51	13	2	20	35	0	-10
Ni	74	50	100	50	15	0	-10
Co	31	22	3	20	16	15	8
Sc	24	23	3	17	17	10	1
V	191	138	51	107	107	27	-5
Cu	0	0	0	0	34	0	-10
Pb	0	0	0	0	23	20	20
Zn	200	171	89	147	70	67	12
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,30	0,50
W	47,00	45,00	73,00	61,00	1,20	111,00	85,00
Mo	2,00	2,00	5,00	2,00	0,00	0,00	-0,50
Se	0,80	0,50	3,00	0,50	0,00	0,00	0,00
Sb	0,20	0,10	0,20	0,10	0,20	0,00	-0,10
Rb	56	38	44	75	57	64	3
Cs	3,20	1,40	2,10	2,80	2,20	3,60	-0,50
Ba	350	610	730	662	529	1297	169
Sr	343	696	925	358	349	356	341
Ga	0	0	0	0	19	18	19
Ta	0,50	0,30	1,00	1,10	0,66	0,65	2,00
Nb	8,5	5,1	17,0	18,7	7,0	6,0	2,0
Hf	2,40	3,50	8,20	3,90	3,60	4,60	1,90
Zr	96	161	288	156	135	191	48
Y	23	36	6	68	24	26	3
Th	0,90	3,30	4,00	1,30	4,10	4,80	0,50
U	0,70	0,90	1,00	1,00	1,40	1,20	0,30
La	10,90	24,10	29,10	21,00	21,00	39,00	2,60
Ce	29,00	55,00	56,00	57,00	46,00	81,00	10,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	5,25	9,03	0,52
Nd	16,00	30,00	22,00	36,00	22,00	36,00	1,90
Sm	3,54	6,05	2,90	7,79	4,50	6,80	0,40
Eu	1,12	1,93	1,40	1,46	1,18	1,48	0,39
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	5,30	0,40
Tb	0,60	1,10	0,50	1,80	0,70	0,90	-0,10
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	4,20	4,90	0,50
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,90	0,10
Er	0,00	0,00	0,00	0,00	2,50	2,80	0,40
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,40	0,08
Yb	2,44	3,17	0,60	7,75	2,50	2,20	0,50
Lu	0,32	0,42	0,09	1,03	0,40	0,35	0,09
Be	2,00	2,00	2,00	2,00	1,00	1,00	-1,00

Tabela AP-I-2: Tonalito gnaissé do Complexo Rio Negro – concentração (ppm) de elementos menores e traços.

	DB-III-47	MIG16 COV43	CO-TUP-7A	DB-III-4D	MIG9 COTUP7B	MIG12 DBI6A	MIG10 DBTUP7
<i>SiO₂</i>	51,95	52,55	55,61	55,70	57,32	59,75	70,25
<i>TiO₂</i>	1,30	0,40	1,08	1,15	1,08	0,96	0,51
<i>Al₂O₃</i>	14,66	11,28	14,88	15,77	15,22	17,14	15,31
<i>FeO*</i>	7,89	9,77	8,47	6,45	8,43	6,77	3,14
<i>MnO</i>	0,12	0,21	0,15	0,10	0,14	0,09	0,06
<i>MgO</i>	6,94	11,21	5,11	5,24	4,45	2,28	1,36
<i>CaO</i>	8,35	9,83	7,94	7,18	7,50	6,23	2,89
<i>Na₂O</i>	2,64	2,18	1,99	2,94	2,29	3,63	5,02
<i>K₂O</i>	2,09	1,19	1,61	2,19	1,60	1,43	1,33
<i>P₂O₅</i>	0,29	0,15	0,21	0,32	0,24	0,26	0,15
<i>LOI</i>	0,96	0,86	0,78	1,02	0,52	0,53	0,42
<i>TOT</i>	97,19	99,63	97,83	98,06	98,79	99,07	100,44

Tabela AP-I-3 : Diorito e quartzo diorito gnaiss do Complexo Rio Negro – concentração (%) de elementos maiores.

	DB-III-47	MIG16 COV43	CO-TUP-7A	DB-III-4D	MIG9 COTUP7B	MIG12 DBI6A	MIG10 DBTUP7
<i>Cr</i>	179	473	78	126	83	12	0
<i>Ni</i>	135	111	50	50	88	0	0
<i>Co</i>	31	42	33	25	30	21	14
<i>Sc</i>	19	50	26	17	30	15	9
<i>V</i>	171	224	208	132	203	115	58
<i>Cu</i>	0	0	0	0	25	12	218
<i>Pb</i>	0	9	0	0	10	14	24
<i>Zn</i>	160	76	159	152	82	73	55
<i>In</i>	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00	0,20	2,10
<i>W</i>	26,00	0,00	31,00	32,00	32,00	67,00	79,00
<i>Mo</i>	2,00	0,00	2,00	2,00	0,00	0,70	0,00
<i>Se</i>	0,50	0,00	0,50	0,50	0,00	0,00	0,00
<i>Sb</i>	0,20	0,30	0,10	0,30	0,00	0,10	0,00
<i>Rb</i>	70	40	61	73	61	49	41
<i>Cs</i>	2,60	3,30	1,80	2,50	1,30	2,10	2,80
<i>Ba</i>	688	278	448	769	549	731	585
<i>Sr</i>	677	435	226	710	236	385	318
<i>Ga</i>	0	11	0	0	19	19	18
<i>Ta</i>	0,60	0,15	0,60	0,50	0,71	0,30	0,55
<i>Nb</i>	102,0	1,0	102,0	85,0	9,0	5,0	6,0
<i>Hf</i>	6,20	0,70	1,90	4,50	1,90	6,70	4,40
<i>Zr</i>	278	22	45	185	56	280	166
<i>Y</i>	23	15	33	24	41	19	19
<i>Th</i>	5,00	1,10	1,90	6,30	1,10	0,60	10,00
<i>U</i>	1,50	0,30	0,70	1,20	0,30	0,30	1,50
<i>La</i>	43,30	6,50	17,70	44,00	23,00	16,00	31,00
<i>Ce</i>	103,00	15,00	46,00	97,00	59,00	35,00	61,00
<i>Pr</i>	0,00	1,69	0,00	0,00	7,66	3,89	6,40
<i>Nd</i>	55,00	7,10	27,00	47,00	35,00	17,00	25,00
<i>Sm</i>	8,05	1,90	5,28	8,20	7,90	3,60	4,80
<i>Eu</i>	1,91	0,68	1,24	1,91	1,11	1,13	1,15
<i>Gd</i>	0,00	1,90	0,00	0,00	7,10	3,30	3,70
<i>Tb</i>	0,90	0,40	1,00	0,90	1,30	0,60	0,60
<i>Dy</i>	0,00	2,40	0,00	0,00	7,50	3,40	3,20
<i>Ho</i>	0,00	0,50	0,00	0,00	1,40	0,70	0,60
<i>Er</i>	0,00	1,50	0,00	0,00	4,30	2,00	1,80
<i>Tm</i>	0,00	0,25	0,00	0,00	0,69	0,32	0,29
<i>Yb</i>	1,80	1,60	3,25	1,92	3,80	1,90	1,70
<i>Lu</i>	0,24	0,25	0,44	0,26	0,59	0,32	0,27
<i>Be</i>	2,00	-1,00	2,00	3,00	1,00	-1,00	2,00

Tabela AP-I-4 : Diorito e quartzo diorito gnaiss do Complexo Rio Negro – concentração (ppm) de elementos menores e traços.

	CA-FR-2A	CA-FR-1B	CO-TUP-	CO-TUP-	CO-TUP-	DB-FR-56A	DB-FR-	DB-I-10
	¹	¹	17E ²	14A ²	17I ²	³	34B ³	³
SiO ₂	49,95	50,82	47,48	47,16	59,07	50,90	50,84	51,93
TiO ₂	2,59	0,72	1,69	0,96	0,33	1,46	0,94	0,48
Al ₂ O ₃	17,68	12,22	16,43	16,99	20,53	9,18	9,48	5,01
FeO*	9,81	12,60	11,69	12,05	3,82	9,08	9,76	9,04
MnO	0,16	0,27	0,20	0,22	0,05	0,14	0,19	0,18
MgO	4,30	9,07	6,91	7,57	1,95	11,25	11,38	14,89
CaO	10,30	5,45	14,13	11,43	9,60	11,52	12,80	13,04
Na ₂ O	2,12	1,40	1,64	1,51	2,50	1,59	1,21	0,94
K ₂ O	1,14	0,74	0,64	0,22	0,45	0,95	0,59	0,75
P ₂ O ₅	0,02	0,29	0,21	0,02	0,07	0,09	0,14	0,07
LOI	0,69	0,29	1,20	0,39	0,47	1,17	0,97	1,55
TOTAL	98,84	98,76	102,22	98,52	93,87	97,33	98,30	97,88

Tabela AP-I-5 : Gabros – concentração (%) de elementos maiores.

¹ Corpo de Córrego da Prata; ² Corpo da Fazenda Fortaleza; ³ Corpo do Córrego do Oliveira

	CA-FR-2A 1	CA-FR-1B 1	CO-TUP- 17E 2	CO-TUP-14A 2	CO-TUP-17I 2	DB-FR-56A 3	DB-FR-34B 3	BD-I-10 3
Cr	860	1795	73	103	43	245	33	565
Ni	17	40	9	3	3	3	51	202
Co	31	44	53	58	11	51	54	64
Sc	41	53	39	52	18	54	62	48
V	429	159	328	374	122	294	295	159
Cu	25	43	35	60	20	41	53	108
Pb	20	9	3	8	10	6	11	3
Zn	336	96	73	90	53	65	196	77
Bi	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,90	0,10
In	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Sn	2,00	1,00	1,00	3,00	1,00	3,00	3,00	2,00
W	1,80	1,10	80,80	60,50	0,90	64,00	1,20	26,00
Mo	567,70	232,80	0,70	0,80	3,90	0,70	31,80	0,70
As	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Sb	0,40	0,40	6,50	1,80	1,10	1,90	0,80	0,80
Ag	0,8	1,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Rb	38	20	16	3	10	14	11	25
Cs	1,30	0,50	0,80	0,20	0,60	0,30	0,60	1,80
Ba	1886	1014	275	116	262	236	284	164
Sr	570	316	260	298	370	405	326	215
Tl	0,60	0,20	0,10	0,00	0,10	0,10	0,20	0,20
Ga	19	15	18	18	19	16	17	11
Ta	0,54	0,18	0,77	0,87	0,06	0,90	0,26	0,56
Nb	7,6	2,3	4,1	2,0	1,2	6,0	5,6	3,9
Hf	3,40	2,00	1,70	0,90	2,50	2,40	2,50	2,20
Zr	139	74	58	29	98	66	71	65
Y	13	15	12	10	10	26	21	14
Th	4,44	4,55	1,26	0,66	1,14	1,86	2,13	3,89
U	1,40	0,68	0,31	0,09	0,24	0,53	0,56	0,93
La	17,30	20,30	10,30	5,10	10,90	15,60	16,00	16,30
Ce	32,60	42,00	20,80	9,70	20,00	44,40	40,40	38,30
Pr	3,28	4,21	1,99	0,98	1,86	5,86	4,77	4,28
Nd	14,90	19,60	8,80	5,10	8,90	32,30	24,10	21,10
Sm	3,20	3,80	2,10	1,60	2,20	8,30	6,00	5,40
Eu	2,47	2,22	0,92	0,90	1,02	1,82	1,48	1,12
Gd	3,20	3,80	2,40	1,80	2,30	7,90	5,40	4,40
Tb	0,50	0,50	0,40	0,30	0,30	1,10	0,80	0,60
Dy	2,40	2,90	2,00	2,00	1,80	5,20	4,30	2,90
Ho	0,50	0,60	0,40	0,40	0,40	0,90	0,80	0,50
Er	1,40	1,60	1,20	1,10	1,00	2,50	2,10	1,40
Tm	0,18	0,24	0,16	0,15	0,14	0,31	0,27	0,18
Yb	1,20	1,60	1,20	1,20	0,80	2,10	1,80	1,10
Lu	0,20	0,24	0,18	0,19	0,13	0,30	0,27	0,17

Tabela AP-I-6 : Gabros – concentração (ppm) de elementos menores e traços. ¹ Corpo de Córrego da Prata; ² Corpo da Fazenda Fortaleza; ³ Corpo do Córrego do Oliveira

	DB-III-41	DB-TUP-3	DB-TUP-30G	DB-TUP-30A	DB-II-39	CO-V- 13A
<i>SiO₂</i>	74,96	72,65	74,33	71,88	74,60	
<i>TiO₂</i>	0,16	0,17	0,06	0,19	0,16	
<i>Al₂O₃</i>	13,84	13,91	14,12	14,52	14,39	
<i>FeO*</i>	1,52	1,77	0,76	1,33	1,38	
<i>MnO</i>	0,03	0,04	-0,01	0,03	0,03	
<i>MgO</i>	0,40	0,26	0,16	0,41	0,32	
<i>CaO</i>	1,81	1,87	1,91	2,35	1,85	
<i>Na₂O</i>	3,35	3,37	2,52	3,28	3,29	
<i>K₂O</i>	3,78	4,51	5,77	4,18	4,11	
<i>P₂O₅</i>	0,07	1,59	0,01	0,03	0,08	
<i>LOI</i>	0,29	0,25	0,22	0,26	0,45	

Tabela AP-I-7 : Leucogranito gnaiss – concentração (%) de elementos maiores.

¹ Corpo de Córrego da Prata; ² Corpo da Fazenda Fortaleza; ³ Corpo do Córrego do Oliveira

	DB-III-41	NF-TUP-3	DB-TUP-30G	DB-TUP-30A	DB-II-39	CO-V- 13A
<i>Cr</i>	2	45	-10	-10	-10	
<i>Ni</i>	50	15	-10	-10	13	
<i>Co</i>	9	27	46	57	8	
<i>Sc</i>	3	4	2	3	3	
<i>V</i>	23	10	5	14	7	
<i>Pb</i>	0	43	49	34	37	
<i>Zn</i>	44	44	17	29	55	
<i>Bi</i>	0,00	-0,20	-0,20	-0,20	-0,20	
<i>Sn</i>	0,00	-1,00	-1,00	-1,00	2,00	
<i>W</i>	63,00	415,00	300,00	344,00	73,00	
<i>Mo</i>	5,00	-0,50	0,60	-0,50	-0,50	
<i>Se</i>	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<i>Sb</i>	0,20	0,10	-0,10	-0,10	-0,10	
<i>K</i>	31379	0	0	0	0	
<i>Rb</i>	52	143	111	73	161	
<i>Cs</i>	1,40	1,70	1,50	1,40	4,30	
<i>Ba</i>	1600	1760	1925	3613	954	
<i>Sr</i>	360	145	270	418	266	
<i>Tl</i>	0,00	0,60	0,40	0,30	0,80	
<i>Ga</i>	0	15	13	14	20	
<i>Ta</i>	1,00	1,13	2,59	3,62	2,34	
<i>Nb</i>	17,0	5,0	3,0	4,0	8,0	
<i>Hf</i>	5,20	3,00	2,50	3,70	3,50	
<i>Zr</i>	150	138	78	130	108	
<i>Ti</i>	959	0	0	0	0	
<i>Y</i>	5	24	6	5	11	
<i>Th</i>	6,60	8,50	13,00	8,90	10,00	
<i>U</i>	0,80	1,60	2,30	0,50	1,90	
<i>La</i>	13,80	37,00	24,00	68,00	33,00	
<i>Ce</i>	43,00	73,00	44,00	126,00	68,00	
<i>Pr</i>	0,00	7,10	4,31	11,50	7,19	
<i>Nd</i>	12,00	27,00	16,00	42,00	27,00	
<i>Sm</i>	1,70	4,80	2,70	5,00	5,00	
<i>Eu</i>	0,80	1,35	0,89	2,25	1,10	
<i>Gd</i>	0,00	4,00	1,80	2,50	3,30	
<i>Tb</i>	0,50	0,70	0,30	0,30	0,50	
<i>Dy</i>	0,00	4,00	1,20	1,00	2,20	
<i>Ho</i>	0,00	0,80	0,20	0,20	0,30	
<i>Er</i>	0,00	2,30	0,60	0,50	0,90	
<i>Tm</i>	0,00	0,35	0,09	-0,05	0,11	
<i>Yb</i>	0,50	2,00	0,60	0,40	0,60	
<i>Lu</i>	0,11	0,29	0,11	0,08	0,10	
<i>Be</i>	1,00	1,00	-1,00	-1,00	2,00	

Tabela AP-I-8 : Leucogranito gnaiss – concentração (ppm) de elementos menores e traços.

	NF-TUP-2h ¹	CO-TUP-30 ²	CO-TUP-31b ²	CO-TUP-31a ²	CO-TUP-34a ²	CO-TUP-4 ²	CO-III-57a ²
SiO ₂	75,12	70,44	68,75	67,34	72,29	61,80	72,76
TiO ₂	0,20	0,34	0,47	0,44	0,31	0,82	0,32
Al ₂ O ₃	13,58	15,00	15,55	15,41	14,27	17,15	14,08
FeO*	2,14	3,19	4,16	3,89	3,21	7,17	2,89
MnO	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07	0,14	0,05
MgO	0,34	0,54	0,79	0,72	0,43	1,54	0,36
CaO	1,59	3,35	4,06	4,13	2,85	5,70	2,55
Na ₂ O	3,40	3,95	4,01	4,05	3,72	3,77	3,75
K ₂ O	3,97	2,67	2,18	1,98	3,15	1,64	3,14
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,15	0,14	0,11	0,27	0,09
LOI	0,12	0,27	0,16	0,16	0,15	0,12	0,17
TOT	100,58	99,93	100,36	98,33	100,56	96,12	100,16

Tabela AP-I-9 : Batólito da Serra dos Órgãos – concentração (%) de elementos maiores.

¹ Faixa Pedrinco; ² Faixa da Pedra da Santa Teresa.

	CO-IV-44 ³	CO-VI-43f ³	CO-VI-43g ³	CO-VI-43h ³	CO-V-55 ³	CO-TUP-2d ³	CO-TUP-13 ³
SiO ₂	71,09	67,08	69,17	68,19	68,81	68,59	68,68
TiO ₂	0,28	0,53	0,36	0,29	0,41	0,39	0,34
Al ₂ O ₃	14,47	15,97	14,97	15,49	15,46	15,65	14,88
FeO*	3,22	4,54	3,91	3,89	3,71	4,18	3,10
MnO	0,07	0,09	0,11	0,10	0,06	0,09	0,06
MgO	0,35	0,76	0,69	0,61	0,67	0,78	0,38
CaO	2,93	3,06	3,46	3,21	3,80	2,15	2,26
Na ₂ O	3,69	3,70	3,64	3,37	3,98	4,15	3,96
K ₂ O	3,16	4,38	3,47	4,81	2,15	3,36	4,82
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,15	0,13	0,14	0,08	0,09
LOI	0,09	0,20	0,14	0,10	0,14	0,32	0,52
TOT	99,45	100,47	100,07	100,19	99,33	99,74	99,09

Tabela AP-I-10 : Batólito da Serra dos Órgãos – concentração (%) de elementos maiores.

³ Faixa Bom Jardim.

	NF-TUP-2h ¹	CO-TUP-30 ²	CO-TUP-31b ²	CO-TUP-31a ²	CO-TUP-34a ²	CO-TUP-4 ²	CO-III-57a ²
<i>Cr</i>	2	-10	-10	-10	-10	6	-10
<i>Ni</i>	50	-10	-10	-10	-10	242	-10
<i>Co</i>	9	4	6	6	3	12	2
<i>Sc</i>	8	12	15	16	11	23	3
<i>V</i>	14	20	31	29	14	64	7
<i>Cu</i>	0	-10	-10	-10	-10	0	-10
<i>Pb</i>	0	16	15	15	16	0	18
<i>Zn</i>	66	53	67	75	214	141	36
<i>Sn</i>	0,00	-1,00	1,00	-1,00	-1,00	0,00	-1,00
<i>W</i>	68,00	0,60	1,70	0,90	1,00	3,03	-0,50
<i>Mo</i>	5,00	-0,50	0,50	0,60	-0,50	5,05	0,50
<i>Se</i>	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,03	0,00
<i>Sb</i>	0,20	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	0,20	-0,10
<i>Rb</i>	150	60	52	45	64	39	69
<i>Cs</i>	2,70	1,30	1,30	1,00	2,50	4,44	2,20
<i>Ba</i>	730	1509	1583	1548	1998	508	1978
<i>Sr</i>	92	210	253	255	194	305	192
<i>Tl</i>	0,00	0,30	0,20	0,20	0,30	0,00	0,30
<i>Ga</i>	0	18	21	20	17	0	16
<i>Ta</i>	3,00	0,40	0,45	0,37	0,49	1,01	0,35
<i>Nb</i>	51,0	6,0	8,0	8,0	5,0	17,2	4,0
<i>Hf</i>	5,00	5,30	8,60	7,40	6,50	8,38	6,60
<i>Zr</i>	119	190	311	271	238	369	248
<i>Y</i>	34	31	42	43	30	39	12
<i>Th</i>	11,00	4,60	5,50	4,80	4,40	4,04	11,00
<i>U</i>	1,40	0,70	0,80	0,80	1,20	1,11	1,60
<i>La</i>	29,60	26,00	45,00	42,00	38,00	17,56	71,00
<i>Ce</i>	66,00	52,00	89,00	84,00	85,00	48,45	127,00
<i>Pr</i>	0,00	6,01	10,00	9,49	8,31	0,00	11,80
<i>Nd</i>	30,00	25,00	40,00	38,00	33,00	30,28	41,00
<i>Sm</i>	5,70	5,80	8,70	8,60	7,00	6,66	5,50
<i>Eu</i>	1,00	1,46	2,14	2,15	1,72	2,52	2,01
<i>Gd</i>	0,00	4,90	7,00	6,80	5,10	0,00	2,90
<i>Tb</i>	0,90	0,80	1,10	1,10	0,90	1,11	0,40
<i>Dy</i>	0,00	5,10	6,80	6,80	5,10	0,00	2,00
<i>Ho</i>	0,00	1,10	1,30	1,40	1,10	0,00	0,40
<i>Er</i>	0,00	3,00	3,90	4,00	2,90	0,00	1,10
<i>Tm</i>	0,00	0,44	0,54	0,54	0,42	0,00	0,15
<i>Yb</i>	3,00	2,60	3,10	3,20	2,50	3,84	1,00
<i>Lu</i>	0,42	0,41	0,50	0,52	0,40	0,61	0,19
<i>Be</i>	2,00	1,00	1,00	1,00	-1,00	1,01	-1,00

Tabela AP-I-11 : Batólito da Serra dos Órgãos – concentração (ppm) de elementos menores e traços. ¹ Faixa Pedrinco; ² Faixa da Pedra da Santa Teresa.

	CO-IV-44 ³	CO-VI-43f ³	CO-VI-43g ³	CO-VI-43h ³	CO-V-55 ³	CO-TUP-2d ³	CO-TUP-13 ³
Cr	-10	-10	-10	-10	-10	2	-10
Ni	-10	-10	-10	-10	-10	200	-10
Co	3	6	5	5	5	46	19
Sc	8	10	22	20	17	13	8
V	12	26	25	27	27	36	9
Cu	-10	-10	-10	11	-10	0	-10
Pb	18	30	21	30	20	0	30
Zn	54	75	54	50	62	140	68
Sn	-1,00	1,00	4,00	2,00	1,00	0,00	2,03
W	0,80	-0,50	-0,50	0,80	-0,50	300,00	262,77
Mo	-0,50	0,50	0,60	0,60	-0,50	5,00	1,62
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00	0,00
Sb	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	0,20	-0,10
Rb	60	122	81	94	61	91	123
Cs	2,50	5,20	2,70	2,40	3,90	4,10	2,43
Ba	2573	2375	1839	3046	1912	884	1887
Sr	223	222	210	220	262	152	172
Tl	0,30	0,60	0,40	0,50	0,30	0,00	0,00
Ga	16	21	19	18	19	0	19
Ta	0,41	0,74	0,64	0,33	0,67	3,00	0,89
Nb	4,0	10,0	10,0	6,0	8,0	51,0	7,1
Hf	5,90	9,90	9,10	6,80	7,30	5,60	6,59
Zr	227	355	323	244	269	157	277
Y	15	36	62	48	28	329	24
Th	5,60	15,00	15,00	14,00	6,50	26,00	5,07
U	1,20	1,80	1,50	1,30	1,80	2,50	1,12
La	53,00	82,00	74,00	79,00	69,00	73,50	42,61
Ce	99,00	151,00	144,00	148,00	130,0	189,00	87,25
Pr	9,67	15,40	15,90	15,20	13,00	0,00	9,08
Nd	34,00	56,00	60,00	59,00	47,00	93,00	35,51
Sm	5,20	9,40	13,00	11,00	8,30	21,00	6,59
Eu	2,11	2,11	2,39	2,20	2,17	1,50	2,12
Gd	3,00	6,50	9,90	8,40	5,50	0,00	5,07
Tb	0,50	1,00	1,70	1,40	0,90	6,20	0,81
Dy	2,50	5,80	10,00	8,20	4,90	0,00	4,46
Ho	0,50	1,20	2,00	1,70	1,00	0,00	0,81
Er	1,50	3,20	5,90	4,50	2,60	0,00	2,54
Tm	0,20	0,43	0,81	0,64	0,31	0,00	0,37
Yb	1,40	2,50	4,80	3,60	1,80	26,80	2,23
Lu	0,26	0,40	0,77	0,57	0,28	3,90	0,36
Be	-1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,01

Tabela AP-I-12 : Batólito da Serra dos Órgãos – concentração (ppm) de elementos menores e traços. ³ Faixa Bom Jardim.

APÊNDICE II – Resultados analíticos em geocronologia

Método Rb/Sr

Método Sm/Nd

Método K/Ar

Geocronologia U/Pb em zircão

Método de evaporação de Pb em monocristais de zircão

Método Rb/Sr

No de campo	No lab. (SPR)	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	Erro	$^{87}\text{Sr}/$ ^{86}Sr	Erro
DB-TUP-8I	13348	qz dior. gnaiss CRN	65.10	467.90	0.4030	0.0110	0.710470	0.000150
DB-TUP-8F	13349	qz dior. gnaiss CRN	56.90	535.50	0.3080	0.0090	0.709520	0.000140
DB-TUP-8A	13390	qz dior. gnaiss 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 BSO	51.90	321.40	0.4680	0.0130	0.713520	0.000080
CO-TUP-2D	13351	Gt – Granodiorito BSO	95.90	151.20	1.8380	0.0520	0.720970	0.000070
CO-TUP-2F	13352	tonalito gnaiss CRN	57.00	274.00	0.6020	0.0170	0.713460	0.000080
NF-TUP-2A	13396	BSO Pedreira Pedrinco	97.50	159.80	1.7690	0.0500	0.724900	0.000140
NF-TUP-2B	13397	BSO Pedreira Pedrinco	112.80	163.50	2.0000	0.0560	0.726410	0.000090
NF-TUP-2E	13398	BSO Pedreira Pedrinco	146.10	172.50	2.4560	0.0690	0.754480	0.000070
NF-TUP-2J	13340	BSO Pedreira Pedrinco	147.10	146.40	2.9150	0.0820	0.733250	0.000100
NF-TUP-2H	13353	BSO Pedreira Pedrinco	174.10	94.30	5.3670	0.1510	0.752260	0.000080
NF-TUP-2I	13399	BSO Pedreira Pedrinco	229.10	115.00	5.8000	0.1630	0.754480	0.000070
nf110b	13476	leucogranito MNF	259.20	421.60	1.7810	0.0500	0.719640	0.000070
nf39d	13477	leucogranito MNF	321.00	93.20	10.0320	0.2820	0.772630	0.000070
nf18a	13480	leucogranito MNF	196.50	165.00	3.4550	0.0970	0.731740	0.000070
nf53a	13481	leucogranito MNF	281.30	213.00	3.8330	0.1080	0.735960	0.000080
nf9c	13479	leucogranito MNF	328.60	87.20	10.9870	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	1.7970	0.0510	0.719720	0.000070
nf94b	13641	granito MNF	226.00	411.00	1.5930	0.0450	0.718670	0.000110
nf60	13644	granito MNF	285.00	256.00	3.2300	0.0910	0.731970	0.000090
nf59	13645	granito MNF	254.00	334.00	2.2050	0.0620	0.725600	0.000080
nf55	13646	granito MNF	276.00	193.00	4.1510	0.1170	0.736750	0.000070

Tabela AP.II-1: Resultados analíticos no método Rb/Sr obtidos nos laboratórios do CPGeo, do Instituto de Geociências, USP. Material: qz dior gn – quartzo diorito gnaiss; CRN: Complexo Rio Negro; BSO: Batólito da Serra dos Órgãos; MNF: Maciço de Nova Friburgo.

No de campo	No lab. (SPS)	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	Erro	$^{87}\text{Sr}/$ ^{86}Sr	Erro
DB-TUP-30A	1035	Leucogranito gn	427,0	68,2	18,125	0,512	0,71033	0,00007
NF-TUP-3	1036	Leucogranito gn	148,0	130,6	3,287	0,093	0,72965	0,00007
CO-TUP-25	1039	BSO, Fx. S. Teresa	230,9	54,1	12,361	0,349	0,71496	0,00008
DB-FR-34A		Hornblenda gabro	11,2	423,62	0,0765	0,0007	0,708480	0,00001
DB-TUP-30D		Ton gn CRN	48,61	347,86	0,4045	0,004	0,709270	0,00001
CO-TUP-7B		Dior Gn CRN	54,53	244,15	0,6468	0,0055	0,714380	0,00001

Tabela AP.II- 2: Resultados analíticos no método Rb/Sr obtidos nos laboratórios do CPGeo, do Instituto de Geociências, USP. Material: qz dior gn – quartzo diorito gnaisse; CRN: Complexo Rio Negro; BSO: Batólito da Serra dos Órgãos; MNF: Maciço de Nova Friburgo.

No de campo	Fonte	Material (*)	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
50	1	Granito	259.40	273.90	2.7380	0.0548	0.725600	0.002258
50BIOT	1	biotita	1089.20	18.10	173.8000	3.4760	1.830900	0.005517
50MICR	1	microclina	502.00	389.80	3.7780	0.0756	0.734000	0.002202
50APAT	1	apatita	2.40	172.60	0.0407	0.0001	0.710300	0.002131
4-5b	2	Leucogranito gnaiss	123.50	402.60	0.8870	0.1770	0.716900	0.002200
4-5b	2	Leucogranito gnaiss	198.10	402.70	1.3900	0.0280	0.720700	0.002200
47	2	Batolito Sa. Orgãos	94.80	180.60	1.5200	0.0300	0.720300	0.002200
49	2	Leucogranito gnaiss	73.50	104.20	2.0450	0.0410	0.725000	0.002200
55	2	Batolito Sa. Orgãos	133.00	148.60	2.6000	0.0500	0.731400	0.002200
25	2	Granito pós-tectónico	236.20	300.60	2.2720	0.0060	0.729500	0.001800
57	2	Granito pós-tectónico	290.00	163.50	5.1830	0.1037	0.750100	0.002250
44	2	Granito pós-tectónico	236.20	300.60	2.2720	0.0454	0.729500	0.002189
PCM13B	3	Granito pós-tectónico	207.20	169.50	3.5480	0.0710	0.735360	0.002206

Tabela AP.II-3: Resultados analíticos no método Rb/Sr reportados em trabalhos anteriores e utilizados na tese. Fontes: 1 – (Ledent & Pasteels 1968); 2 - Delhal et al (1969); 3 – Fonseca et al 1984). (*) a classificação da rocha foi reinterpretada nesta tese.

Método Sm/Nd

SPS	No.	Rocha	Sm	Erro	Nd	Erro	$^{147}\text{Sm}/$	Erro	$^{143}\text{Nd}/$	Erro	f	T	Er-	ϵ
	Campo		ppm		ppm		^{144}Nd		^{144}Nd		Sm/Nd	DePaolo	FO	(0)
1033	CO- TUP-7B	Diorito	7,791	0,020	33,347	0,070	0,1413	0,0005	0,512178	0,000044	-0,28	1816,9	84,0	-8,97
1034	DB- TUP-31	Tona- lito	4,224	0,011	19,335	0,040	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	-12,60
1036	NF- TUP-3	Granito	5,175	0,013	28,785	0,060	0,1087	0,0004	0,512089	0,000042	-0,45	1383,8	56,9	-10,71
1037	DB- FR-34A	Hbl gabro	6,430	0,017	26,955	0,056	0,1443	0,0005	0,512229	0,000040	-0,27	1781,9	79,4	-7,98
1038	NF- TUP-2J	Gn. Granito	13,849	0,041	68,676	0,144	0,1219	0,0004	0,512128	0,000036	-0,38	1517,2	55,4	-9,95
1039	CO- TUP-25	Gn. Granod.	6,455	0,017	30,579	0,064	0,1277	0,0004	0,512065	0,000030	-0,35	1729,5	49,2	-11,18
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

Tabela AP.II-4: Resultados analíticos do método Sm/Nd obtidos nos laboratórios do CPGeo, Instituto de Geociências, USP.

Geocronologia U/Pb em zircão

Neste item são encontradas as características físicas das amostras que foram datadas por este método, bem como os resultados analíticos obtidos. O processamento físico e químico, e as análises espectrométricos foram realizados no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP.

Tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro amostra DB-TUP-30A

A amostra (no. de separação 30896) era formada por um conjunto de vários fragmentos com peso total de 30 kg. Foram passados na mesa vibratória 3,5 sacos de pó peneirado (< 100 #), que geraram uma grande quantidade de minerais pesados. Ao final do processo de separação, foram obtidas quatro frações magnéticas (tabela AP-II.....)

Batólito da Sa. Órgãos, Faixa Pedrinco amostra NF-TUP-2

A amostra (no. de separação 30968) pesava cerca de 40 kg (Figura) e foi britada, pulverizada e peneirada. Foram passados na mesa vibratória 3,5 sacos de pó peneirado (< 100 #), que geraram uma grande quantidade de minerais pesados. Ao final do processo de separação, foram obtidas quatro frações magnéticas (tabela AP-II.....)

Batólito da Sa. Órgãos, Faixa da Pedra da Santa Teresa amostra CO-TUP-25

A amostra (no. de separação 31232) pesava cerca de 20 kg.

Amostra	Descrição das frações			
DB-TUP-30A	M-1 ¹ - Muito difícil achar zircões límpidos, alguns foram meio amarelados. n = 119	M-2 ² - zircões médios, c/poucas inclusões, 2 a 3:1, arestas bem definidas, meio límpidos e mais claros que o restante. n = 112	M-3 ³ - zircões límpidos, com poucas inclusões, 2 a 3:1, biterminados, alguns curtos. Todos com poucas inclusões. n = 120	M-4 ⁴ - os zircões com forma de “arroz”. 2 a 3:1, arestas pouco arredondadas, inclusões (algumas de rutilo), sem inclusão fluida, relevo não muito alto. n = 142
	M-4, tipo A – Zircão tipo “gota”, límpido, sem inclusões, gordo, arredondado. n = 102	M-4, tipo B - prisma achatado, 2:1:0.5. Límpido, só inclusões fluidas ou claras. Faces e arestas bem retas. n = 114	M-3 - grão sujo, com inclusões de rutilo, por vezes zonados, curtos, médios, longos. Arestas arredondadas. Cristal meio amarelado. n = 126	M-4 – propriedades idênticas à fração M-3. n = 145.
CO-TUP-25	M5 neoformado – grãos claros límpidos, com tamanhos diferentes. n = 290	M5 - grão claro, com inclusões de rutilo, apatita, fluidos. Com arestas não arredondadas, prismático, grande. N = 96	M4 - grãos semelhantes à população M5. n = 110	M3 - grãos semelhantes à população M5. n = 114

Tabela AP -II - 5: Descrição das frações e populações de zircão selecionadas.

n: número de grãos de zircão da fração.

¹ a maioria dos zircões está amarelado, brilho nacarado.² zircões amarelados e de brilho nacarado.³ A partir desta fração não aparecem os grãos amarelados.⁴ Os zircões escolhidos não são os mais neoformados (isto vale para todas as frações).

FRAÇÃO (1)	PESO DA AMOSTRA	CONCENTRA- ÇÃO		OBSER- VADA	RAZÕES ISOTÓPICAS			IDADES		
		(2)		(3)	(4)			(5)		
	(g)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$
<i>Gnaiss do Complexo Rio Negro - Pedreira Duas Barras</i>										
M (-1) A	0.00047	171.44	17.83	1092.3	0.0963941	0.807178	0.060732	593	601	630
M (-2) A	0.00210	35.64	3.87	1068.9	0.099918	0.837848	0.0608164	614	618	633
M (-3) A	0.00054	292.88	27.82	1912.4	0.0897047	0.750674	0.0606925	554	569	629
M (-4) A	0.00279	58.02	6.10	1863.6	0.0987445	0.831593	0.0610797	607	615	642
<i>Batólito da Serra dos Órgãos - Pedra da Santa Teresa</i>										
M (-3) A	0.00087	147.72	14.96	680.46	0.0919659	0.765475	.0603675	567	577	617
M (-4) A	0.00109	124.3	14.53	258.07	0.0920758	0.763116	.0601095	568	576	608
M (-5) A	0.00116	135.92	13.24	887.63	0.0904729	0.740743	0.059381	558	563	581
M (-5) C	0.00135	56.254	6.32	255.73	0.0899956	0.738567	0.0595206	556	562	586
<i>Batólito da Serra dos Órgãos - Pedreira Pedrinco</i>										
M (-2) A	0.00139	638.13	53.42	1269.20	0.078832	0.649029	0.0597118	489	508	593
M (-3) A	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

Tabela AP-II - 6: Resultados analíticos no método U/Pb em zircões, obtidos no CPGeo- IG-USP.

1: M – frações magnéticas; números entre parênteses indicam o ângulo de inclinação do Separador Frantz a 1,5 A; A-zircões amarelados, C-zircões suedrais, transparentes; CS –zircões transparentes, em forma de gota

2: Concentração total de U e Pb corrigida pelo branco analítico

3: Não corrigido para o branco ou Pb não radiogênico

4: Pb radiogênico corrigido para o branco e o Pb inicial; U corrigido para o branco;

5: Idades fornecidas em Ma, utilizando o programa ISOPLOT (Ludwig 1993); constantes de decaimento recomendados por Steiger and Jäger (1977).

Método de evaporação de Pb em monocristais de zircão

Os resultados apresentados a seguir foram extraídos e tabelados a partir do relatório técnico (Sachett & Macambira 1998) do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (PARÁ-ISO), onde foram feitas as análises espectrométricas e a descrição individual dos cristais de zircão.

Amostra	Zircão	Descrição do cristal	Comprimento / largura
DB-TUP-30A	1	transparente, límpido, sem inclusões ou fraturas, arestas retilíneas	3:1
	2	incolor, límpido, ovóide, um pouco quebrado na superfície	3:1
	3	rosado, límpido, ovóide, com uma inclusão clara	3:1
	4	transparente, incolor, límpido, quebrado em uma extremidade, algo abaulado	2:1
	5	transparente, ovóide, castanho claro a incolor, com uma inclusão escura	2:1
	6	transparente, incolor, um pouco ovóide, sem inclusões ou fraturas	2:1
	7	transparente, incolor, um pouco ovóide, sem inclusões ou fraturas	2:1
NF-TUP-3	Fração A	cristais límpidos, arestas definidas, poucas inclusões, biterminados, com fechamentos assimétricos	3:1
	A4	prismático, incolor, sem inclusões ou fraturas	3:1
	A5	Fragmento de zircão, com inclusões, incolor	
	A6	fraturado em uma extremidade, prismático, com inclusões claras, incolor e sem fraturas	3:1
	A7	prismático, incolor, límpido, sem inclusões ou fraturas	3:1
	A8	prismático, incolor, transparente, sem inclusões ou fraturas	4:1
	Fração B	cristais escuros (amarelados a marrom claros), grandes, de arestas arredondadas	
	B1	prismático, de coloração castanho claro, transparente, um pouco fraturado e apresentando inclusões escuras	3:1
	B2	prismático, de coloração castanho claro, transparente, fraturado, com inclusões escuras	3:1
	B3	prismático, coloração castanho claro, transparente, muito fraturado	3:1
	B4	prismático, de coloração castanho claro, transparente, fraturado, com inclusões escuras.	3:1
	B5	prismático, coloração castanho claro, transparente, muito fraturado	3:1
CO-TUP-13	3	coloração rosada, límpido com bordas arredondadas	2:1
	4	incolor, límpido, transparente e bordas arredondadas	2:1
	5	incolor, bastante arredondado	2:1

Tabela AP-II-7 : Características e proporções dos zircões analisados pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão. Dados de Sachett & Macambira (1998).

Leucogranito gnaiss, amostra DB-TUP-30A

Enviada para o laboratório Pará-Iso com o nome GG-1. A amostra coletada pesava cerca de 15 kg, e continha enclaves de tonalito gnaiss centimétricos e alongados, que foram retirados pela serra. O resto do material foi britado, moído no moinho de discos e peneirado, resultando em dois sacos de 5,0 kg de material moído (<100 #). Na mesa vibratória, com as condições habituais da mesa (inclinação e vazão de água) praticamente não se concentravam pesados. Foi preciso aumentar a inclinação da mesa para que a trilha de pesados se definisse e e pudesse haver concentração. Além disso, o material leve foi repassado na mesa para uma nova concentração. O material analisado no espectrômetro representa a fração não magnética M0, (Franz 20° x 0°; 2,0 A), constituída por apatita em cerca de 99 % do volume.

Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) c	2σ	Idades	2σ
GG1/1	1	18	0,000087	18	0,0995	8	0,0597	8	594	28
	2	36	0,000250	72	0,1716	236	0,0599	8	600	28
GG1/2	*1	18	0,000313	30	0,0570	6	0,0572	6	500	15
	*2	36	0,000327	48	0,1313	4	0,0585	13	547	49
GG1/3	1	90	0,000150	18	0,1070	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	0,000070	6	0,0914	4	0,0594	2	583	8
Razões Utilizadas:		378						Média	599	5
										Final:

Tabela AP-II-8: Resultados analíticos dos zircões utilizados no cálculo da idade da amostra DB-TUP-30G, aqui denominada GG-1.

(*) - etapa eliminada subjetivamente; (c) - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

Leucogranito gnaiss, amostra NF-TUP-3

Devido à pequena quantidade de pesados da amostra, esta não passou por separação eletromagnética. O concentrado foi atacado com HNO_3 6N por duas horas, para atacar pirritas. Depois se procedeu à catação manual do concentrado, em duas populações. A população A são zircões neoformados. A população B podem ser zircões herdados. A rocha não mostra sinais de migmatização. Portanto, é possível que as duas populações não sejam herdadas e os cristais neoformados podem representar o momento da cristalização magmática

Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})^c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
TUP3/A4	*1500	90	0,000042	6	0,1290	12	0,0510	2	241	6
TUP3/A5	*1450	90	0,000050	6	0,0575	8	0,0555	8	433	30
	*1480	18	0,000068	4	0,1223	6	0,0524	4	302	18
	*1550	90	0,000060	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		592	5
Média:										

Tabela AP-II-9: Resultados analíticos utilizados no cálculo da idade da amostra NF-TUP-3, fração A.

(*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida Pb comum.

Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})$ c	2σ	Idade (Ma)	2σ
TUP3B/1	*1450	90	0,000230	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
TUP3B/3	*1450	72	0,000016	6	0,0885	50	0,0557	10	440	12
	1480	100	0,000006	6	0,1240	4	0,0600	2	603	4
	*1520	90	0,000010	6	0,1193	40	0,0560	12	453	14
	*1550	90	0,000005	4	0,1200	42	0,05410	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		588	9
Média:										

Tabela AP-II-10: Resultados utilizados no cálculo da idade da amostra DB-TUP-3, Fração B.

(*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida de Pb comum.

Batólito da Serra dos Órgãos (Faixa Bom Jardim) amostra CO-TUP-13

O material analisado foi concentrado a partir de duas grandes amostras com mais de 20 kg cada uma. A amostra enviada ao Pará-Iso continha cristais de zircão da fração menos magnética (não magnético a 1,5 A, ângulo de inclinação do Frantz -5°). Os cristais eram curtos, do tipo "batata": 1:1, arredondados e límpidos. Não apresentavam zonamento visível na lupa, de núcleo e borda.

Zircão	T. Evap. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$(^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb})$ c	2σ	Idade (Ma)	2σ
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	0,000390	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

Tabela AP -II-11: Resultados utilizados no cálculo da idade da amostra CO-TUP-13. (#) Etapa eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; (c) - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum; (*) - Etapa eliminada subjetivamente.

MAPA DE SITUAÇÃO

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

1	2	3	4
5	6	7	8
9	10	11	
12	13	14	

1 - SAPUCAIA	8 - TRAJANO DE MORAIS
2 - ALÉM PARAIBA	9 - TERESÓPOLIS
3 - CANTAGALO	10 - NOVA FRIBURGO
4 - SANTA MARIA MADALENA	11 - QUARTEIS
5 - ANTA	12 - ITABORAÍ
6 - DUAS BARRAS	13 - RIO BONITO
7 - CORDEIRO	14 - SILVA JARDIM

GEQUIMICA	U/Pb	Pb/Pb	Rb/Sr	Sm/Nd	K/Ar
Folha Cordeiro (CO)					
CO-TUP. 30 CO-TUP. 31 CO-VI. 43 CO-VI. 44 CO-V. 55 CO-III. 57 CO-TUP.34	CO-TUP.25	CO-TUP.13	CORD. 47 CORD. 49 CO-TUP.2 CO-TUP.4	CO-TUP.25	CORD. 47 CORD. 49
CO-TUP.13 CO-TUP.14 CO-TUP.17 CO-TUP. 2 CO-TUP. 4 CO-TUP. 7 CO-V. 13 CO-V. 43 CO-VI. 4				CO-TUP.7	CORD. 47 CORD. 49
Folha Duas Barras (DB)					
DB-FR. 34 DB-FR. 56 DB-I. 10 DB-I. 53 DB-I. 6 DB-I. 8 DB-II.39 DB-II.54 DB-III.41 DB-III.47 DB-III.53 DB-TUP.30 DB-TUP.33 DB-TUP.7 DB-TUP.8 DB-III.4	DB-TUP.30	DB-TUP.30	CORD. 50	DB-FR.34 DB-TUP.30	DB-FR.34 DB-TUP.8 CORD. 50
Folha Nova Friburgo (NF)					
NF-TUP. 21 NF-TUP. 2 NF-TUP. 3 NF-TUP.43	NF-TUP. 2	NF-TUP. 3	NF-TUP.2 NF 110 NF 39 NF 18 NF 53 NF 9 NF 94 NF 60 NF 59 NF 55 NF 70	NF-TUP.2 NF-TUP.3 NF 94	NF-TUP.2 NF-TUP.3

— L E G E N D A

IDADE (Ma)			L E G E N D A											
500	<table> <tr> <td>Gr</td><td>M</td></tr> <tr> <td>Ce</td><td>Sa</td></tr> <tr> <td>CC</td><td>SUR</td></tr> </table>		Gr	M	Ce	Sa	CC	SUR	CORPOS GRANÁTICOS (G): GRÂNITO EQUIGRANULAR A PORFÍRITO, <u>BIOTITA</u> E ALLANITA; C/FACES MEGACRISTÓFÍTICA (M); SUR - MAÇIO DE S. JOSÉ DO RIBEIRO; MAÇIO DE NOVA FRIBURGO, FORMADO PELOS CORPOS DA CALEDÔNIA (Ce), SALINAS (Sa) E CAMPO DO COELHO (CC)					
Gr	M													
Ce	Sa													
CC	SUR													
560	<table> <tr> <td>Bso</td><td>DI</td></tr> <tr> <td>Pd</td><td>BJ</td></tr> <tr> <td>ST</td><td>OH</td></tr> </table>		Bso	DI	Pd	BJ	ST	OH	BATÓLITO DA SERRA DOS ORÇÃOS - GRANDIORITO GNAÍSSO HORNBLENDA E TITANITA, DE GRÃO MÉDIO E FOLIAÇÃO DESCONTÍNUA; Pa - FAIXA PEDREIRA; BJ - FAIXA BOM JARDIM; ST - FAIXA DA PEDRA DE S. TERESA; CH - FAIXA CHEVRAND; DI - DIATEXITO					
Bso	DI													
Pd	BJ													
ST	OH													
560	<table> <tr> <td>Gb</td></tr> <tr> <td>CO</td></tr> <tr> <td>FF</td></tr> </table>		Gb	CO	FF	HORNBLENDA GABRO BRECHADA; CO - CORPO GABRÓICO DO CÔRREGO DO OLIVEIRA; FF - CORPO GABRÓICO DA FAZENDA FORTALEZA								
Gb														
CO														
FF														
600	<table> <tr> <td>Lgn</td></tr> <tr> <td>S</td></tr> </table>		Lgn	S	LEUCOCRÂNIO (GNAÍSSO) MUSCOVITA (BIOTITA) GRÂNITO GNAÍSSO LEUCOCRÁTICO S. - STÓCAS EM METASSOMAS, COM CONTATOS GRADACIONAIS C/A ENCAIXANTE									
Lgn														
S														
630	<table> <tr> <td>Rn</td></tr> <tr> <td>Rn_{T.G}</td></tr> <tr> <td>Rnd</td></tr> </table>		Rn	Rn _{T.G}	Rnd	COMPLEXO RIO NEGRO: HORNBLENDA-TONALITO GNAÍSSO DE GRÃO MÉDIO A GROSSO, FOLIAÇÃO DESCONTÍNUA; T.G - TIPOS TONALÍTICOS A GRANDIORÍTICOS; d - TIPOS QUARTZITO DIORÍTICOS A DIORÍTICOS								
Rn														
Rn _{T.G}														
Rnd														
?	<table> <tr> <td>T v</td></tr> </table>		T v	GNAÍSSO TURVO = GNAÍSSO GRA- NÍTICO C/TEXTURA PROTOMELTICA E NÚMEROS ENCLAVES METASSE- DIMENTARES			Im							
T v														
			GNAÍSSO IMBÉ = HORNBLENDA (GRANODIÓ- CRÍTICA) GNAÍSSO GRÂNITO A GRANDIORITO, C/ MEGACRISTAIS SUBEDRAIS DE PLAGIOCLÁSIO											
	<table> <tr> <td>Pgn</td><td>Pgn</td><td>Pgn</td></tr> <tr> <td>NF</td><td>BJ</td><td>S</td></tr> <tr> <td>q1</td><td>MM</td><td>qc</td></tr> </table>		Pgn	Pgn	Pgn	NF	BJ	S	q1	MM	qc	PARAGNEÍSSOS E OUTROS METASSOMAS: PREBOMBO DE BIOTITA. GNAÍSSO FINAMENTE LAMINADO, MILONÍTICO, MIGMATITO. NF - FAIXA DE NOVA FRIBURGO, COCROBRENIA DE SILLJAMANTA GRANADA XISTOS E QUARTZITOS (q2); BJ - C - FAIXA BOM JARDIM - COREDOIR; S - COCROBRENIA DE MARGHORE (MM); RC - FAIXA CALDISILLAS A QUARTZITO (q2) S - FAIXA DE SUMIDORO; C - ASSOCIAÇÃO DE QUARTZITO ROCHA CALDISILLAS (qc)		
Pgn	Pgn	Pgn												
NF	BJ	S												
q1	MM	qc												

CONVENÇÕES:

	ATITUDE DA FOLIAÇÃO PRINCIPAL
	FOLIAÇÃO HORIZONTAL
	FOLIAÇÃO VERTICAL
	ANTIFORMAL C/D DIREÇÃO DE CAIMENTO DO EIXO
	SINFORMAL C/D DIREÇÃO DE CAIMENTO DO EIXO
	ANTIFORMAL REVIRADO C/ CAIMENTO
	ZONA DE CISCALHAMENTO DÚCTIL
	ZONA DE CISCALHAMENTO DÚCTIL - RÚPTIL (TRACEJADO INFERIOR)
	LIMITE TECTÔNICO CENTRAL
	CONTATO (TRACEJADO QUANDO INFERIDO)
	P.O. AMOSTRA

REGIÃO ENTRE NOVA FRIBURGO, DUAS
BARRAS E CORDEIRO (RJ)

ESCALA 1:100.000

TESE DE DOUTORAMENTO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
MIGUEL TUPINAMBÁ 1999