

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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA**  
**FOLHA SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA\***  
**SF-26-X-D-VI**

**Escala 1:100.000**  
**ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**\*Parceria com**



**Contrato Nº 017/PR/2007**



**BELO HORIZONTE**  
**2012**

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL - PGB  
INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL

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

Heilbron, Monica (et al.)

Geologia e recursos minerais da folha Santo Antônio de Pádua SF. 26-X-D-VI, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Monica Heilbron [et al.] ;organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.

144p. ; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas.

Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UERJ 017/PR/07.  
Trabalho desenvolvido em Sistema de Informação Geográfica – SIG utilizando o GEOBANK – banco de dados geoespacial da CPRM na Internet.

ISBN 978-85-7499-102-3

1. Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro. I. Heilbron, Monica. II. Silva, Luiz Carlos da (Org.). III. Título.

CDD 558.153

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA NA CPRM-BH POR BIBL. M. MADALENA COSTA FERREIRA – CRB-MG1393

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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

**Programa Geologia do Brasil**

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA\***

**ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

|  |  |
|--|--|
| <b>Monica Heilbron - UERJ</b>                | <b>Célia Diana Ragatky - UERJ</b>        |
| <b>Miguel Tupinambá - UERJ</b>               | <b>Mauro Geraldес - UERJ</b>             |
| <b>Júlio Almeida - UERJ</b>                  | <b>Caroline Peixoto - UERJ</b>           |
| <b>Cláudio Valeriano - UERJ</b>              | <b>José Renato Nogueira - UERJ</b>       |
| <b>Ambrosina Gontijo - UERJ</b>              | <b>Rodrigo Peternel - UERJ</b>           |
| <b>Telma Mendes da Silva - UERJ</b>          | <b>Clayton Guia - UERJ</b>               |
| <b>Paulo de Tarso Luiz Menezes - UERJ</b>    | <b>Laura Mendes - UERJ</b>               |
| <b>Miguel Angelo Mane - UERJ</b>             | <b>Renata Seibel - UERJ</b>              |
| <b>Nely Palermo - UERJ</b>                   | <b>Marcela Lobato - UERJ</b>             |
| <b>Ronaldo Pereira Mello - UERJ</b>          | <b>Bernardo Toros - UERJ</b>             |
| <b>Luiz Guilherme do Eirado Silva - UERJ</b> | <b>Felipe Corrales - UERJ</b>            |
| <b>Sérgio Valente - UERJ</b>                 | <b>Marcos Machado - UERJ</b>             |
| <b>Beatriz Duarte - UERJ</b>                 | <b>Silvia Regina de Medeiros - UERJ</b>  |
| <b>Arthur Corval - UERJ</b>                  | <b>Carla Cristine Aguiar Neto - UERJ</b> |
| <b>Eliane Guedes - UERJ</b>                  | <b>Gilberto da Silva Vaz - UERJ</b>      |
| <b>Renata Schmitt - UERJ</b>                 | <b>Paulo Vicente Guimarães - UERJ</b>    |
| <b>Claudia Sayão Valladares - UERJ</b>       | <b>Felipe de Lima da Silva - UERJ</b>    |



BELO HORIZONTE  
2012

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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA BAÍA DE GUANABARA**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

Edison Lobão  
*Ministro de Estado*

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

Cláudio Scliar  
*Secretário*

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM**

Manoel Barretto da Rocha Neto  
*Diretor-Presidente*

Roberto Ventura Santos  
*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

Thales de Queiroz Sampaio  
*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

Antônio Carlos Bacelar Nunes  
*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

Eduardo Santa Helena  
*Diretor de Administração e Finanças*

Reginaldo Alves dos Santos  
*Chefe do Departamento de Geologia*

Edilton José dos Santos  
*Chefe de Divisão de Geologia Básica*

João Henrique Gonçalves  
*Chefe de Divisão de Geoprocessamento*

Paulo Roberto Macedo Bastos  
*Chefe da Divisão de Cartografia*

Ernesto von Sperling  
*Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação*

José Márcio Henriques Soares  
*Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE**

Marco Antônio Fonseca  
*Superintendente Regional*

Márcio Antônio da Silva  
*Gerente de Geologia e Recursos Minerais*

Márcio de Oliveira Cândido  
*Gerente de Geologia e Gestão Territorial*

Marcelo de Araújo Vieira  
*Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

Lindinalva Felipe  
*Gerente de Administração e Finanças*

**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

Ricardo Vieira Alves de Castro  
*Reitor*

Lélia Araújo Kalil Thiago  
*Diretora da Faculdade de Geologia*



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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

**CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO**

**CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO**

Monica Heilbron, Miguel Tupinambá, Júlio César Horta de Almeida, Cláudio de Morisson Valeriano, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Miguel Angelo Mane, Nely Palermo, Ronaldo Mello Pereira

**CAPÍTULO 2 - CONTEXTO REGIONAL**

Monica Heilbron, Júlio César Horta de Almeida, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Miguel Tupinambá, Sérgio de Castro Valente, Arthur Corval, Eliane Guedes, Cláudio de Morisson Valeriano, Renata Silva Schmitt, Claudia Sayão Valladares, José Renato Nogueira, Diana Ragatky, Mauro César Gerales, Caroline Peixoto

**CAPÍTULO 3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS**

Monica Heilbron, Beatriz Paschoal Duarte, José Renato Nogueira, Caroline Peixoto, Rodrigo Peternel, Clayton Guia, Júlio César Horta de Almeida, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Claudia Sayão Valladares, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Laura Mendes, Renata Seibel, Paulo de Tarso Luiz Mendes, Miguel Ângelo Mane, Marcela Lobato, Bernardo Toros, Felipe Corrales, Marcos Machado

**CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO**

Monica Heilbron, Caroline Peixoto, José Renato Nogueira, Rodrigo Peternel, Miguel Tupinambá, Julio César Horta de Almeida, Beatriz Paschoal Duarte, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Clayton Guia, Felipe Corrales

**CAPÍTULO 5 - LITOGEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA**

Monica Heilbron, Miguel Tupinambá, Caroline Peixoto, Cláudio de Morisson Valeriano, Diana Ragatky, Sílvia Regina de Medeiros, Renata Seibel de Melo, Rodrigo Peternel, Carla Cristine Aguiar Neto, Gilberto da Silva Vaz

**CAPÍTULO 6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA**

Monica Heilbron, Miguel Tupinambá, José Renato Nogueira, Beatriz Paschoal Duarte, Caroline Peixoto, Rodrigo Peternel

**CAPÍTULO 7 - RECURSOS MINERAIS**

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

**CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Monica Heilbron

---

**APOIO TÉCNICO DA CPRM**

*Departamento de Geologia-DEGEO*

Reginaldo Alves dos Santos

Inácio Medeiros Delgado

*Divisão de Geologia Básica-DIGEOP*

Edilton José dos Santos

*Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP*

João Henrique Gonçalves

Responsável pelo Contrato 017/PR/2007

Luiz Carlos da Silva

Superintendência Regional de Belo Horizonte

Marco Antônio Fonseca

*Gerência de Geologia e Recursos Minerais*

Márcio Antônio da Silva

Revisão preliminar do Texto

Valter Salino Vieira

Organização e editoração dos originais

Luiz Carlos da Silva

Preparo e controle da editoração final

Alan Düssel Schiros

Colaboração dos estagiários

Guilherme Cotta Gonçalves

Caroline Cibele Vieira Soares

Editoração para publicação

UNIKA Editora

---

**EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL**

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento

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

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

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



# APRESENTAÇÃO

---

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

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

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

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

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Santo Antônio de Pádua (SF.23-X-D-VI), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UERJ, através do Contrato CPRM-UERJ No.017/PR/07.

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO  
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS  
Diretor de Geologia e Recursos Minerais



## RESUMO

---

As unidades litológicas do embasamento cristalino da Folha Antônio de Pádua estão situadas no segmento mais setentrional da Faixa Ribeira. O conhecimento da estruturação tectônica deste segmento da faixa possibilita sua correlação com o segmento sul da Faixa Araçuaí. A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira estabelecida originalmente no seu setor central compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/ Embú e Cabo Frio. Neste setor os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente redobrada (Limite Tectônico Central-LTC) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul do estado, e mergulhos para SE na porção noroeste, enquanto que o limite basal do Terreno Cabo Frio é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho para SE. Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre ca. 600 e 570 Ma, enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em ca. 530-510 Ma. Estes terrenos representariam paleoplasmas convergentes durante a formação do supercontinente Gondwana na transição Neoproterozóico/Cambriano. O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplasma inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço *back-arc* resultou na colisão com a paleoplasma Cabo Frio.

O Terreno Ocidental é representado na região em questão, pelo Domínio Tectônico Juiz de Fora, que integra rochas paleoproterozóicas do Complexo Juiz de Fora e uma seqüência metassedimentar neoproterozóica conhecida como Megasequência Andrelândia. O Terreno Paraíba do Sul aflora como uma *klippe* sinformal complexamente dobrada sobre o Terreno Ocidental. É constituída por ortognaisses paleoproterozóicos do Complexo Quirino. O Terreno Oriental, que enseja as rochas geradas em ambientes de arcos magmáticos e metassedimentos neoproterozóicos, foi subdividido na região noroeste fluminense em três domínios estruturais distintos: a) o Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma seqüência meta-vulcanosedimentar com lentes de mármore (Grupo Bom Jesus do Itabapoana) e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arcos magmáticos (Complexo serra da Bolívia); b) o Domínio Costeiro é constituído por metassedimentos pelíticos em fácies granulito a anfíbolito alto (Grupo São Fidelis), com intercalações de quartzitos impuros e pelos ortognaisses e metagabros do Arco Mágmató Rio Negro (ca. 790 a 620 Ma); c) a *Klippe* de Italva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto meta-vulcano sedimentar com mármore calcíticos, anfíbolitos (ca. 840 Ma) e paragnaisses com provável contribuição vulcânica (Grupo Italva). O

Terreno Cabo Frio não aflora na região noroeste fluminense, sendo limitado por uma falha rúptil de direção NWW-SEE, na região de Macaé.

No intervalo de tempo entre ca. 590 Ma a 560 Ma ocorre a geração de rochas granitóides relacionadas à colisão continental terrenos da Faixa Ribeira (Colisão 1). Neste período de tempo, micro-continentes (por ex. Paraíba do Sul) e os Arcos Magmáticos do Terreno Oriental foram amalgamados ao Paleocontinente São Francisco.

Os granitóides possuem composição muito variada (tipos S, I e híbridos), sugerindo derivação tanto das unidades metassedimentares, como de ortognaisses do embasamento. O magmatismo está associado a intensa deformação D1+D2 e ao metamorfismo regional na faixa. Na Folha Santo Antônio de Pádua, estão representadas pelas suítes Salvaterra, São João do Paraíso, Angelim, Bela Joana, Desengano, Cordeiro e Morro do Escoteiro.

Posteriormente, a colisão do Terreno Cabo Frio (aflorante nas folhas vizinhas de Casimiro de Abreu, Macaé e Cabo Frio) no Cambriano, ca. 530-510 Ma resultou em novo episódio de deformação regional D3, que gerou nos terrenos previamente amalgamados dobras abertas a apertadas, além de zonas de cisalhamento subverticais dextrais, como a de Além Paraíba. Granitóides se alojam nestas zonas de maior deformação, bem como nos planos axiais de dobras D3.

Finalmente, a evolução terminal da Faixa Ribeira neste setor estudado, culmina com o colapso do edifício orogênico, resultando em nova fase de deformação transtensiva, que gerou dobras e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis com trend NW, ortogonal ao orógeno. Granitos, como o corpo de Itaocara, bem como pegmatitos se alojam nestas estruturas. Este período marca a transição para o estágio de estabilidade do Supercontinente Gondwana.

Após longo período sem registro geológico, no Cretáceo Superior, a partir de ca. 135 Ma, ocorrem diques de rochas básicas toleíticas associadas ao processo de fragmentação do Gondwana, com a abertura do Oceano atlântico Sul e a implantação de nossas bacias marginais petrolíferas de Campos e Santos. Falhas oblíquas, normais e dextrais, bem como um arranjo de fraturas estão associados a este período de reativação, que se estende até o Eoceno.

Os recursos minerais da Folha Santo Antônio de Pádua relacionam-se principalmente com rochas e minerais industriais empregados na construção civil. Assumindo um papel significativo na economia mineral da região há a produção de da Pedra madeira e Pedra Olho de Pombo ou Pedra Miracema. Algumas ocorrências de pegmatitos com berilo e esmério foram descritas na região mapeada.

## ABSTRACT

---

The lithological units of the crystalline basement of the mapped Santo Antônio de Pádua sheet belonged to the northern segment of the Ribeira belt. The tectonic knowledge of this segment of the belt allows better correlations of the Araçuaí belt located northward. The belt was subdivided in four tectono-stratigraphic terranes: Occidental, Oriental Paraíba do Sul/ Embú and Cabo Frio. The first two terranes are separated by a suture zone represented by a complexly folded shear zone named Central Tectonic Boundary (CTB). The CTB dips moderately to NW and the southern segment of Rio de Janeiro State, while in the northern dips to SE. The basal limit of the Cabo Frio domains is marked by a flat SE dipping shear zone.

The first three terranes were amalgamated around ca. 600-570 Ma while the docking of the Cabo Frio terrane occurred in Cambrian times, around ca 530-510 Ma. These terranes are regarded as different plates that collided between Neoproterozoic III/Cambrian and resulted in Gondwana amalgamation. The occidental terrane corresponds to the lower plate subducted (São Francisco plate) while the Oriental terrane represents the upper plate and the setting of magmatic arc, after collision to the continental margin of São Francisco plate. Eastwards, the closure of the back-arc basin resulted in the docking of the Cabo Frio terrane.

The Occidental terrane is represented in the mapped sheet by the paleoproterozoic granulites of the Juiz de Fora complex and by the metasediments of the Andrelândia group, that crop out in Juiz de Fora tectonic domain. The Paraíba do Sul terrane is a sinformal klippe structure that overthrusts the Occidental terrane. On the other hand, in the magmatic arc Oriental terrane was subdivided, in the northern segment of the Rio de Janeiro state, in three structural domains: a) the basal Cambucí domain comprises a volcano-sedimentary sequence with marble lenses (Bom Jesus do Itabapoana group) and arc-related orthogneisses (Serra da Bolívia Complex); b) the Costeiro domain comprises polydeformed metasediments with quartzite layers (São Fidelis group) intruded by the arc-related granitoids of the Rio Negro complex (ca. 790-620 Ma); c) the uppermost Italva domain is made by psammitic gneisses, calcitic marbles, amphibolites and calc-alkaline volcanoclastic (?) sequences. The Cabo Frio terrane doesn't crop out at the mapped sheet and is limited by a NNW brittle fault at the Macaé coastal region.

The period between ca. 605-550 Ma is marked by the collision of the Paraíba do Sul and Oriental terranes onto São Francisco plate (Occidental terrane). The thickening of the crust resulted on a major period of granitoid generation. S, I and hybrid types of granites indicate that the both the supracrustal and basement units were source rocks for the magmatism. The emplacement of the granitic bodies was controlled by the structures for the D1+D2 deformation. In the mapped sheet they are represented by the Salvaterra, São João do Paraíso, Angelim, Bela Joana, Desengano, Cordeiro and Morro do Escoteiro.

After this first colisional period, the docking of the Cabo Frio terrane at the coastal region in cambrian times (Ca.530-520Ma) resulted on a new deformational period (D3) with normal to inclined folds and important subvertical shear zones, with dextral tranpressional regime, such as the Além Paraíba shear zone. The emplacement of the syn-D3 granites was controlled by these shear zones.

Finally, the terminal evolution of the belt is marked by the probable collapse of the orogenic building that results on a new period of transtensional deformation, with NW-SE shear zones and associated folds. Late tectonic granitic bodies intruded along the shear zones. This late tectonic episode marked the transition to plataformal stage of the Gondwana Supercontinent.

After a long period without geological record, the Gondwana break up in the cretaceous time around ca.135 Ma resulted on the emplacement of tholeiitic NE trending dykes and the generation of brittle faults, that represent the onshore structures related to the Atlantic Ocean opening the the development of our petroleum rich marginal basins of Campos and Santos. A late Eocene period of reactivation resulted on the development of the SE Rift System with NE trending rift basins and NW transference zones.

The mineral resources of the Santo Antônio de Pádua sheet are represented by industrial minerals as marbles and ornamental rocks (Pedra Madeira and Olho de Pombo). Pemtites with occurrences of beryl were described. Mn occurrences related to gondites and mineral water completes the mineral resources of the sheet. It is important to stress that Cantagalo and Santo Antonio de Pádua towns are considered as important minerals poles of Rio de Janeiro State.



# SUMÁRIO

---

|   |           |
|---|-----------|
| <b>1- INTRODUÇÃO</b> .....  | <b>17</b> |
| 1.1 - ASPECTOS METODOLÓGICOS.....   | 18        |
| 1.1.1 - Cartografia Geológica .....   | 18        |
| 1.1.2 - Análise Geomorfológica .....  | 18        |
| 1.1.3 - Análise petrográfica.....   | 19        |
| 1.1.4 - Litogeoquímica .....  | 19        |
| 1.1.5 - Geocronologia e geoquímica isotópica .....  | 20        |
| 1.1.6 - Magnetometria e gamaespectrometria .....  | 20        |
| 1.1.7 - Levantamento de recursos minerais .....   | 21        |
| <b>2- ARCABOUÇO REGIONAL</b> .....  | <b>23</b> |
| 2.1 - CONTEXTO TECTÔNICO .....  | 23        |
| 2.1.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana .....  | 23        |
| 2.1.1.1 - Introdução .....  | 23        |
| 2.1.1.2 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira .....                                       | 25        |
| 2.1.2 - A Quebra do Supercontinente Gondwana.....   | 27        |
| 2.1.3 - O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado .....                           | 28        |
| 2.1.4 - Rochas Alcalinas .....  | 29        |
| 2.2 - CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO .....   | 30        |
| 2.2.1 - O relevo do estado do rio de janeiro: o estado da arte da<br>compartimentação geomorfológica..... | 33        |
| <b>3- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS</b> .....  | <b>37</b> |
| 3.1 - GEOFÍSICA.....  | 37        |
| 3.2 - ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA FOLHA SANTO ANTONIO DE PÁDUA .....                                      | 39        |
| 3.3 - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA PRÉVIA .....  | 40        |
| 3.4 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA.....  | 41        |
| 3.5 - SUBDIVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA ADOTADA .....   | 42        |
| 3.5.1 - Unidades de Mapeamento: Proposta Lito-Estratigráfica .....  | 42        |
| 3.5.2 - Unidades do Embasamento Pré-1.7 Ga. ....  | 44        |
| Complexo Quirino/Terreno Paraíba do Sul (PP2q) .....  | 44        |
| Complexo Juiz de Fora/Terreno Ocidental (PP2jfm, PP2jfgl, PP2jfb).....                                    | 45        |
| 3.5.3 - Unidades com Posicionamento Estratigráfico Incert .....   | 49        |
| Suíte Barreiro (PRyb) .....   | 49        |
| 3.5.4 - Sucessões Metassedimentares Deformadas do Neoproterozóico.....                                    | 50        |
| 3.5.5 - Granitóides relacionados às Etapas Evolutivas do Orógeno Brasileiro.....                          | 65        |
| 3.5.5.1 - Granitóides Pré-colisionais $\gamma_1$ .....  | 65        |
| 3.5.5.2 - Granitos Sin-Colisão 1 ( $\gamma_2$ e $\gamma_3$ , sin-D1+D2): ca. 590-560 Ma .....             | 69        |
| 3.5.5.3 - Granitos Sin-Colisão 2 ( $\gamma_4$ , sin-D3) .....   | 72        |
| 3.5.5.4 - Granitos pós-Colisionais ( $\gamma_5$ e $\gamma_6$ ) .....                                      | 74        |
| 3.6 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO FANEROZÓICO .....   | 74        |
| 3.6.1 - Diques de diabásio (KBsm) .....   | 74        |
| 3.6.1.1 - Introdução .....  | 74        |
| 3.6.1.2 - Aspectos de campo e petrográficos .....   | 75        |
| 3.6.2 - Coberturas sedimentares cenozóicas - CZ.....  | 76        |
| <b>4- GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO</b> .....  | <b>77</b> |
| 4.1 - GEOLOGIA ESTRUTURAL PRECAMBRIANA/CAMBRO-ORDOVICIANA.....  | 77        |
| 4.1.1 - Deformação Principal no Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental .....                              | 77        |
| 4.1.2 - Deformação Principal no Terreno Paraíba do Sul.....   | 81        |
| 4.1.3 - Deformação Principal no Domínio Cambuci/Terreno Oriental .....                                    | 82        |
| 4.1.4 - Deformação Principal no Domínio Costeiro .....  | 84        |
| 4.1.5 - Deformação Principal no Domínio Italva/Terreno Oriental .....                                     | 87        |

|   |            |
|---|------------|
| 4.2 - DEFORMAÇÕES TARDIAS(D3 E D4) .....  | 88         |
| 4.2.1 - Deformação D3 .....   | 88         |
| 4.2.2 - Deformação D4 .....   | 91         |
| 4.3 - TECTÔNICA RÚPTIL FANEROZÓICA.....   | 92         |
| 4.4 - EVENTOS METAMÓRFICOS DO PRECAMBRIAN/OCAMBRO-ORDOVICIANO .....                         | 94         |
| 4.4.1 - TERRENO OCIDENTAL .....   | 94         |
| 4.5 - TERRENO ORIENTAL.....   | 95         |
| 4.5.1 - Metamorfismo no Domínio Cambuci .....   | 95         |
| 4.5.2 - Metamorfismo no Domínio Costeiro .....  | 95         |
| 4.5.3 - Metamorfismo no Domínio Italva .....  | 96         |
| <b>5- LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA.....</b>                         | <b>97</b>  |
| 5.1 - INTRODUÇÃO .....  | 97         |
| 5.2 - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO JUIZ DE FORA .....   | 97         |
| 5.2.1 - Classificação das séries e rochas.....  | 97         |
| 5.2.2 - Diagramas de Harker e Normalização para ETR .....                                   | 98         |
| 5.2.3 - Ambiente Tectônico.....   | 101        |
| 5.3 - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA .....   | 102        |
| 5.3.1 - Classificação das séries e rochas .....   | 102        |
| 5.3.2 - Diagramas de Harker e Normalização para ETR .....                                   | 103        |
| 5.3.3 - Ambiente Tectônico.....   | 106        |
| 5.4 - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO RIO NEGRO E DOS ANFIBOLITOS DO DOMÍNIO ITALVA ....             | 106        |
| 5.4.1 - Classificação das séries e rochas.....  | 106        |
| 5.4.2 - Elementos Terras Raras.....   | 108        |
| 5.4.3 - Ambientes tectônicos.....   | 108        |
| 5.5 - GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES SIN A PÓS-COLISIONAIS .....                         | 110        |
| 5.6 - GEOQUÍMICA DOS DIQUES TOLEÍTICOS DO CRETÁCEO.....                                     | 113        |
| 5.7 - GEOCRONOLOGIA U-PB .....  | 113        |
| 5.7.1 - Metodologia .....   | 113        |
| 5.7.2 - Resultados.....   | 114        |
| 5.8 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd E IDADES MODELO Tdm.....                                   | 117        |
| 5.8.1 - Metodologia .....   | 117        |
| 5.8.2 - Resultados.....   | 118        |
| <b>6- EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA .....</b>   | <b>119</b> |
| 6.1 - EMBASAMENTO PRÉ-1,8 GA DA FAIXA RIBEIRA.....  | 119        |
| 6.2 - BACIAS NEOPROTEROZÓICAS: UNIDADES METASSEDIMENTARES .....                             | 120        |
| 6.3 - ARCOS MAGMÁTICOS .....  | 120        |
| 6.4 - SUCESSÕES DE MARGEM ATIVA: GRUPOS BOM JESUS DO ITABAPOANA,<br>COSTEIRO E ITALVA ..... | 121        |
| 6.5 - GRANITÓIDES RELACIONADOS A EPISÓDIOS DE COLISÃO CONTINENTAL.....                      | 122        |
| 6.6 - COLAPSO OROGÊNICO .....   | 122        |
| 6.7 - REATIVAÇÃO FANEROZÓICA .....  | 122        |
| <b>7- RECURSOS MINERAIS.....</b>  | <b>123</b> |
| 7.1 - INTRODUÇÃO .....  | 123        |
| 7.2 - PANORAMA MINERAL.....   | 124        |
| 7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS .....  | 129        |
| <b>8- CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÃO .....</b>   | <b>131</b> |
| 8.1 - CONCLUSÕES .....  | 131        |
| 8.2 - RECOMENDAÇÕES .....   | 132        |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>   | <b>135</b> |

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA  
FOLHA SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA**  

---

**ESTADO DO RIO DE JANEIRO**



# 1 – INTRODUÇÃO

O Programa de retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos (PRONAGEO), que trata da Retomada de Levantamentos Geológicos Básicos do Território Brasileiro, integra a carteira de programas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Este esforço nacional conta com ativa participação das universidades brasileiras. Neste contexto, o presente relatório integra o conjunto de dez folhas na escala de 1:100.000 que constituem o Convênio UERJ/CPRM no âmbito do PRONAGEO desenvolvido no período entre 2008-2010.

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

A partir de 1988 o Grupo de Pesquisa em Geologia Regional e Geotectônica da UERJ (TEKTOS/ UERJ) realiza mapeamento geológico na escala de

1:50.000 do Estado do Rio de Janeiro, através de financiamentos do CNPq, Faperj (Carteiras Cientistas do Nosso Estado e Pensa Rio) e Petrobras (carteiras Profex e Redes Tecnológicas) e da própria UERJ. Este programa resultou em mapas geológicos na escala de 1:50.000 ao longo do Estado Rio de Janeiro e estados limítrofes (Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo). Os trabalhos de campo e de laboratório foram coordenados por professores e pesquisadores do TEKTOS, com participação de alunos de graduação em estágios de campo curriculares e alunos de pós-graduação em dissertações de mestrado e teses de doutoramento.

A Folha Santo Antônio de Pádua (escala 1:100.000, SF23-X-D-VI) localiza-se na região noroeste fluminense do estado (Figura 1.1), entre as latitudes de 21° 30' e 22°S, e os meridianos de 42° e 42° 30'W. Abrange os municípios de Santo Antônio de Pádua, Itaocara, Cantagalo, Macuco e Pirapitinga no Estado do Rio de Janeiro, e Recreio, em Minas Gerais.

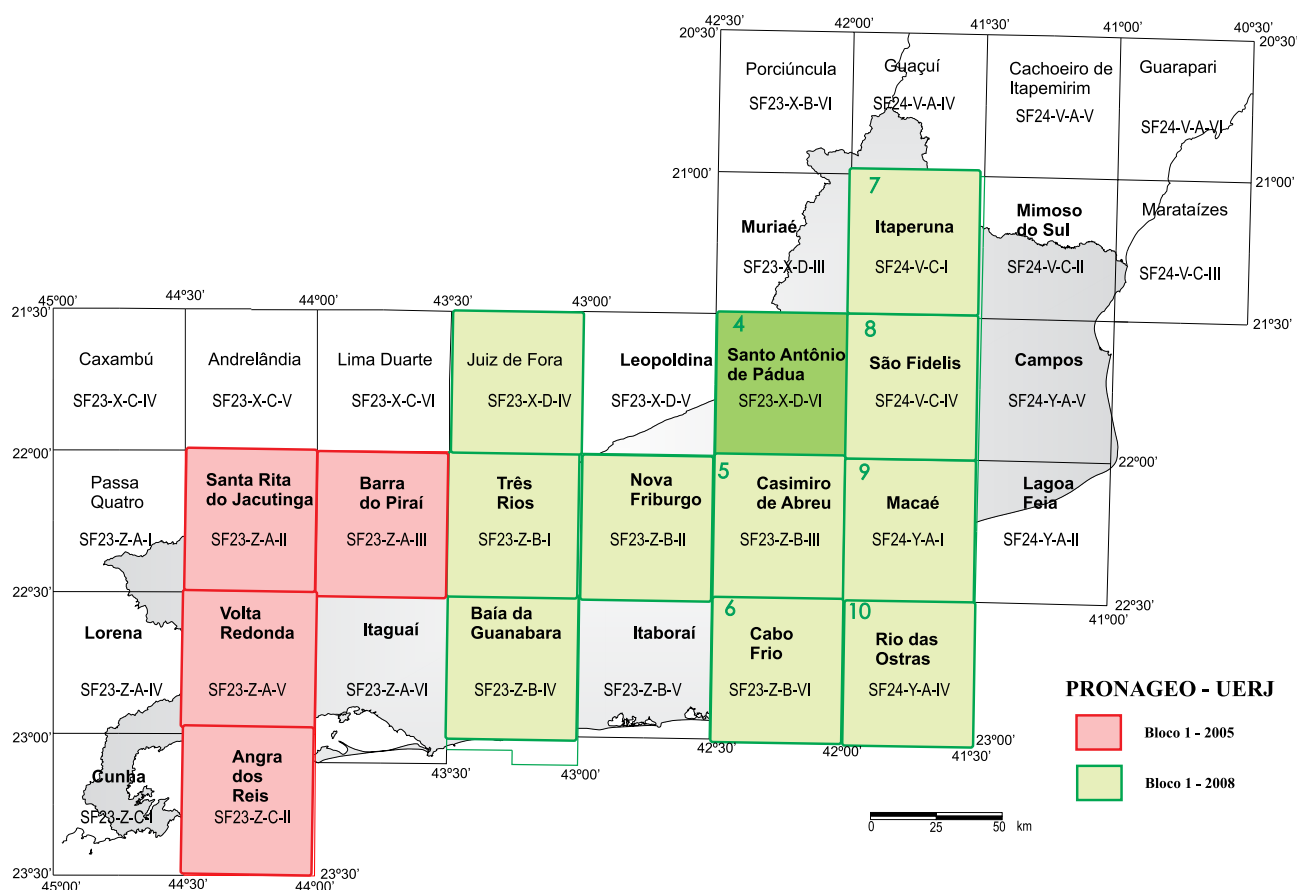


Figura 1.1 – Localização da Folha Santo Antônio de Pádua no contexto do Convênio UERJ-CPRM-Pronageo Fase 2

## 1.1 - ASPECTOS METODOLÓGICOS

### 1.1.1 - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

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

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

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

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

com a vantagem da ferramenta de visualização tridimensional oferecida *online* pelo programa.

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

### 1.1.2 - ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

As feições morfológicas foram delimitadas na escala 1:50.000 foram reconhecidas através da aplicação da metodologia introduzida por Meis *et al.* (1981) e refinada por Silva (2002) e Silva *et al.* (2007), que consiste na realização do cálculo da amplitude altimétrica ( $\Delta h$ ) dada pela diferença entre a altitude superior ( $\Delta h_{\text{máx}}$ ) e a inferior ( $\Delta h_{\text{mín}}$ ) para as bacias de drenagem de primeira e segunda ordem até sua confluência com a rede coletora, utilizando-se para tanto cartas topográficas. Após o cálculo dos valores de amplitudes altimétricas, foram reconhecidas e individualizadas bacias de drenagem de mesma classe através da delimitação de interflúvios e divisores. O mapa apresentado reflete o grau de encaixamento fluvial ou entalhamento erosivo das encostas além de destacar íntima variações lito-estruturais e/ou tectônicas.

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

As subdivisões das classes de amplitude altimétrica e suas respectivas associações às feições morfológicas utilizadas estão sintetizadas na Tabela 1.1. Após a confecção dos cálculos para as cartas topográficas analisadas foi realizado o escaneamento, georreferenciamento, classificação manual dos polígonos das classes pré-definida.

Para a interpretação morfoestrutural e morfotectônica fez-se o uso de conceitos e métodos da Geomorfologia Tectônica e da Geologia Estrutural, desenvolvidos e utilizados por autores como Bull & Wallace, 1985; Mayer (1986); Summerfield, 1987, 1988; Stewart & Hancock,

1994; Cox, 1989; Keller & Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank & Anderson, 2001. Entre vários procedimentos, destacam os mapeamentos da rede de drenagem, dos lineamentos de drenagem e de relevo, dos lineamentos estruturais, ambos agrupados em diferentes direções denominadas de feixes de lineamentos (Leary *et al.*, 1976; Liu, 1987, Deffontaines & Chorowicz, 1991; Deffontaines *et al.*, 1993).

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

### 1.1.3 - ANÁLISE PETROGRÁFICA

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

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

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

Em rochas com granulação fina e/ou quando os feldspatos não são geminados, foi utilizada a técnica de corrosão ácida e tingimento, com apoio da equipe técnica do LGPA/UERJ. Utilizou-se solução saturada de Amarante, solução saturada de cobaltonitrito de Sódio, Cloreto de Bário em solução, ácido fluorídrico 48% e acetona. Ao final do procedimento, o Amarante tinge o plagioclásio de vermelho e o cobaltonitrito tinge o K-feldspato de amarelo, enquanto que o quartzo permanece cinza.

### 1.1.4 - LITOGEOQUÍMICA

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

As análises foram realizadas no Activation Laboratories (ACTLABS), Canadá, pelo pacote 4litho, com análise de elementos maiores por ICP-AES (plasma) após fusão da amostra com metaborato

Tabela 1 - Classes de Amplitude altimétrica para a definição dos compartimentos topográficos

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



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

Os dados geoquímicos produzidos incluem: elementos maiores (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e a PF (perda ao fogo), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co) e elementos de terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th, Hf, Ta e Pb. Os elementos maiores foram expressos em percentagem de peso (%peso) enquanto que os elementos traços foram expressos em partes por milhão (ppm). A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de softwares (Newpet) adequados à discriminação de séries e classificação de rochas.

Para controle analítico, foi analisada a porcentagem total dos óxidos que ficaram num intervalo de 98 a 101%. Para o tratamento dos dados, optou-se por trabalhar as amostras em base anídrica. Esse procedimento não altera os resultados relativos e permite a análise qualitativa e quantitativa dos dados de modo satisfatório. O ferro das amostras foi analisado como ferro total expresso sob a forma de ferro férrico (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t).

### 1.1.5 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

As análises geocronológicas e isotópicas da Folha Santo Antônio de Pádua foram realizadas em três laboratórios distintos. As análises U-Pb TIMS e LA-ICPMS foram realizadas respectivamente nos laboratórios de Geocronologia da Universidade de Quebec em Montreal (GEOTOP-UQAM), Canadá, e de Brasília (UNB).

Já as análises isotópicas Sm-Nd foram executadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Maiores detalhes sobre a metodologia usada pode ser encontrada no capítulo 5.

### 1.1.6 - MAGNETOMETRIA E GAMAESPECTROMETRIA

Na Folha Santo Antônio de Pádua o intemperismo avançado, o forte gradiente do relevo, a ocupação urbana e a alta proporção de coberturas são fatores que dificultam o mapeamento geológico. Nestes casos, o uso de ferramentas geofísicas se torna extremamente importante, e dados obtidos em aerolevantamentos são os mais utilizados em áreas de difícil acesso e grande extensão.

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

Um dos levantamentos aerogeofísicos mais importantes realizados no país na década de 1970 foi o proveniente do denominado Projeto São Paulo-Rio de Janeiro (CPRM, 1995). Este projeto foi executado pela empresa de aerolevantamentos ENCAL S.A para o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). As áreas dos levantamentos estão contidas na região sudeste e sul do Brasil, compreendendo



os estados do Rio de Janeiro (Blocos 1 e 2), São Paulo (Blocos 3 e 4) e Paraná (Bloco 6). Para este trabalho foram utilizados os dados dos Blocos 1 e 2, que contam com recobrimento de 41.595 km de perfis aerogeofísicos, perfazendo uma área total de 38.000 Km<sup>2</sup>. Foram coletados dados radiométricos nos canais Urânio (U), Tório (Th), Potássio (K) e Contagem Total (CT) e dados de intensidade do campo magnético total (CPRM, 1988).

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

#### 1.1.7 - LEVANTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS

A produção de rochas e minerais industriais dependem, dentre outros fatores, da proximidade com o centro consumidor, o que torna a extração

desses bens errática e sazonal, dificultando sobremaneira a tentativa de catalogação dos mesmos. Nesse sentido faz-se necessário discutir a seguir os critérios adotados no presente relatório, para o cadastramento desses bens, com a finalidade de expor o panorama mineral da área em questão.

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

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

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georeferenciados que serviu de base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo.



## 2 – CONTEXTO REGIONAL

### 2.1- ARCABOUÇO TECTÔNICO

Três episódios tectônicos marcantes estão registrados na região sudeste brasileira. O primeiro, registrado em por rochas do embasamento cristalino, desenvolveu-se no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, resultando na edificação do Orógeno ou Faixa Ribeira durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. O segundo episódio está associado à ruptura do supercontinente, a abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das bacias marginais petrolíferas de Espírito Santo, Campos e Santos. O terceiro episódio resultou em importante reativação tectônica da margem brasileira que culminou com a implantação do Sistema de Riftes do Sudeste, associado ao extensivo magmatismo de caráter alcalino de idade Eocretácea a Eocênica.

#### 2.1.1 - A FAIXA RIBEIRA NA AMALGAMAÇÃO DO GONDWANA

##### 2.1.1.1- Introdução

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

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE, que se entende por 1400 km ao longo da costa SE do Brasil, resultado da colisão entre o paleocontinentes (cráton) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola, envolvendo também outras micropalacas. A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricana durante o Neoproterozóico–Cambriano com últimos estágios no Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.*, 2008). A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves (Figura 2.1) (Heilbron *et al.*, 2004).

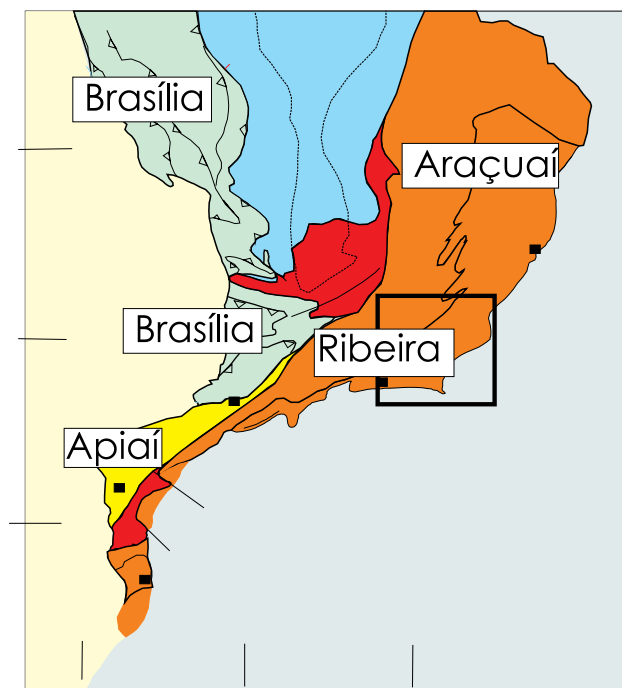


Figura 2.1-Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2000; 2004,2008; Tupinambá *et al.*, 2007)

Os diversos terrenos tectônico-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira são limitados por importantes discontinuidades estruturais: empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente destrais. Estes terrenos tectônicos foram progressivamente acrescidos junto às bordas cratônicas e às faixas móveis (terrenos) colididas previamente, em vários episódios colisionais (ca. 630 Ma; 605 Ma; 580 Ma e 520 Ma).

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira estabelecida no seu setor central compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2.2, Heilbron *et al.*, 2000;2004;2009; Trouw *et al.*, 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite Tectônico Central-LTC) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul do estado, e mergulhos para SE na porção noroeste. Já o limite basal do Terreno Cabo

Frio é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho para SE (Almeida *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000), também redobrada na região de Ponta Negra, no litoral do Estado do Rio de Janeiro. Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre ca. 605 e 570 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003), enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em ca. 530-510 Ma (Schmitt *et al.*, 2005). O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço back-arc resultou na colisão com a paleoplaca do Terreno Cabo Frio.

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

Osterrenostectônicos são compostos, geralmente, pelas seguintes unidades lito-estratigráficas:

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

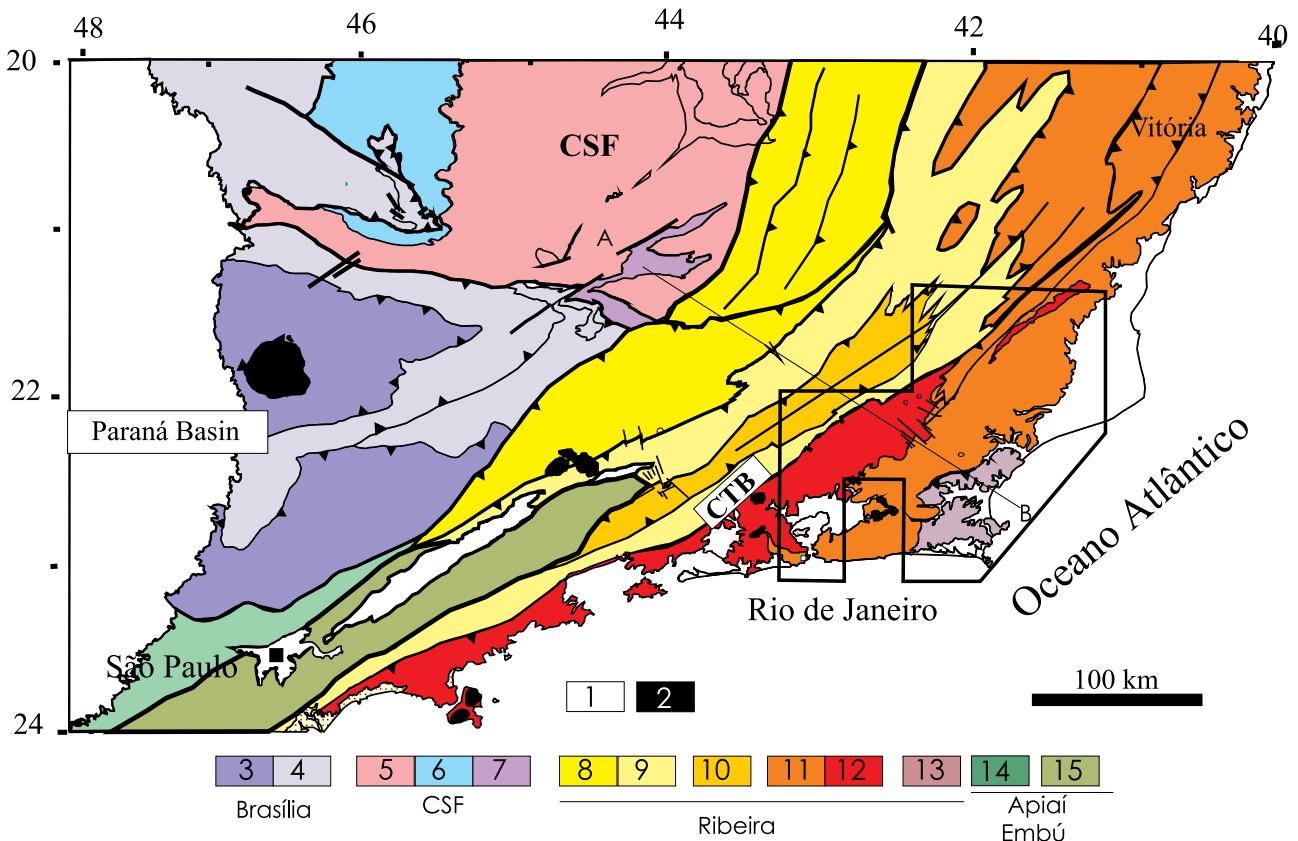


Figura 2.2-Compartimentação tectônica da região sudeste brasileira. Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9-Domínios Andreilândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12 Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11), 13- Terreno Cabo Frio. Dados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

### 2.1.1.2- Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

#### Terreno Ocidental

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

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

As associações do embasamento compreendem duas unidades distintas: a) ortognaisses migmatíticos com anfíbolitos e, subordinadamente, rochas granulíticas; b) ortogranulitos paleoproterozóicos com ampla variação composicional. Para os ortogranulitos, os dados geoquímicos e geocronológicos sugerem complexa evolução, com várias unidades litológicas, representadas por granulitos básicos do tipo MORB de 2.4 Ga, rochas com composições variando desde ácidas até intermediárias de um arco magmático juvenil de ca. 2.1-2.0 Ga e granulitos básicos alcalinos de ca. 1.7 Ga.

A margem passiva neoproterozóica (Megassequência Andrelândia) é representada por uma sucessão metassedimentar siliciclástica metamorfisada desde baixo até alto grau. A idade U–Pb de ca. 900 Ma dos zircões detríticos mais novos é usada como melhor estimativa para o máximo

deposicional da Megassequência Andrelândia (Valeriano *et al.* 2004; Valladares *et al.* 2004).

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

#### Terrenos Paraíba do Sul e Embú

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

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

Já na direção de São Paulo, o Terreno Embú é cortado a norte e ao sul por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo com componente de movimentação destal, como os contatos com os Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, denominado de Zona de Cisalhamento de Cubatão. Indicadores cinemáticos tectônicos sugerem que os Terrenos Paraíba do Sul e Embú foram colados lateralmente aos Terrenos Apiaí-Açunguí e Ocidental (Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2004). Ao longo de seu *strike* o Terreno Embú acunha junto ao Terreno Ocidental, para leste, e com o Terreno Apiaí-Açunguí, a oeste. Semelhante ao Terreno Paraíba do Sul, o Terreno Embú é composto por duas associações

litológicas: a) ortognaisses paleoproterozóicos de composições graníticas a tonalíticas; b) sequência metassedimentar composta por metapelitos, metapsamitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

A maioria dos dados geocronológicos disponíveis indica que o principal período de atividade tectônica e magmatismo sincolisional ocorreu entre 605–580 Ma (Janasi & Ulbrich 1991; Machado *et al.*, 1996b; Janasi *et al.*, 2003; Mendes *et al.*, 2006). No entanto, o Terreno Embu também registra um episódio metamórfico prévio, há *ca.* 790 Ma (Vlach 2001; Cordani *et al.*, 2002).

### Terreno Oriental

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

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

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

A deformação principal do Terreno Oriental é caracterizada por dois episódios tectônicos progressivos. O primeiro é representado por uma xistosidade de baixo ângulo subparalela ao bandamento, superposta por uma foliação plano-axial relacionada a dobras isoclinais. Todos os dados U–Pb disponíveis para granitos sin-colisionais e de minerais metamórficos caem dentro do intervalo entre 580–550 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Silva *et al.*, 2005; Tupinambá *et al.*, 2000).

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

### Terreno Cabo Frio

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

O Terreno Cabo Frio colidiu com a faixa entre *ca.* 530–510 Ma. Este episódio cambriano tem sido referido como orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004; 2009) e gerou importantes estruturas de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, destacando as grandes



dobras isoclinais (Heilbron *et al.*, 1982). Este último episódio tectônico também resultou na superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento destrais que afetaram todos os terrenos previamente amalgamados (Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Ocidental). Um dos exemplos é a Zona de Cisalhamento de Além Paraíba (Campanha, 1981), de centenas de quilômetros de extensão e com uma espessa faixa milonítica.

### 2.1.2-AQUEBRADO SUPERCONTINENTE GONDWANA

Após uma total falta de registros de eventos no Paleozóico, a partir do Cretáceo Inferior, a região sudeste brasileira experimentou os efeitos tectono-magmáticos relacionados à quebra do Supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul (Cainelli & Mohriak, 1998; Meisling *et al.*, 2001; Cobbold *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2001). O rifteamento do Gondwana no setor na margem sudeste do Atlântico Sul, entre o Barremiano e

Neocomiano, foi marcado por intensa atividade magmática ligada à evolução da pluma mantélica de Tristão da Cunha, que resultou em abundante magmatismo *onshore* e *offshore* (Bueno *et al.*, 2004).

Extensivo magmatismo basáltico, na forma de enxames de diques, ocorrem na região estudada, tal como descrito por Almeida, 1976 e outros autores (McKenzie & Bickle, 1988; Valente *et al.*, 1991; 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1994a,b; Garda, 1995; Valente *et al.*, 1995a,b; Valente, 1997; Corval, 2004; Guedes *et al.*, 2005; Dutra, 2006; Dutra *et al.*, 2005; Dutra *et al.*, 2006; Corval *et al.*, 2007). Os enxames principais são o Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM), de direção NEE, e o Enxame de Diques da Baía da Ilha Grande (EDBIG), de direção NNW. O Enxame da Serra do Mar (ESDM) pode ser subdividido também em dois grupos, o Ocidental de Alto TiO<sub>2</sub> e o Oriental de Baixo TiO<sub>2</sub> (Figura 2.3). Falhas normais e transcorrentes também se desenvolveram *onshore*, ao mesmo tempo em as bacias marginais de Campos e Santos iniciavam sua implantação.

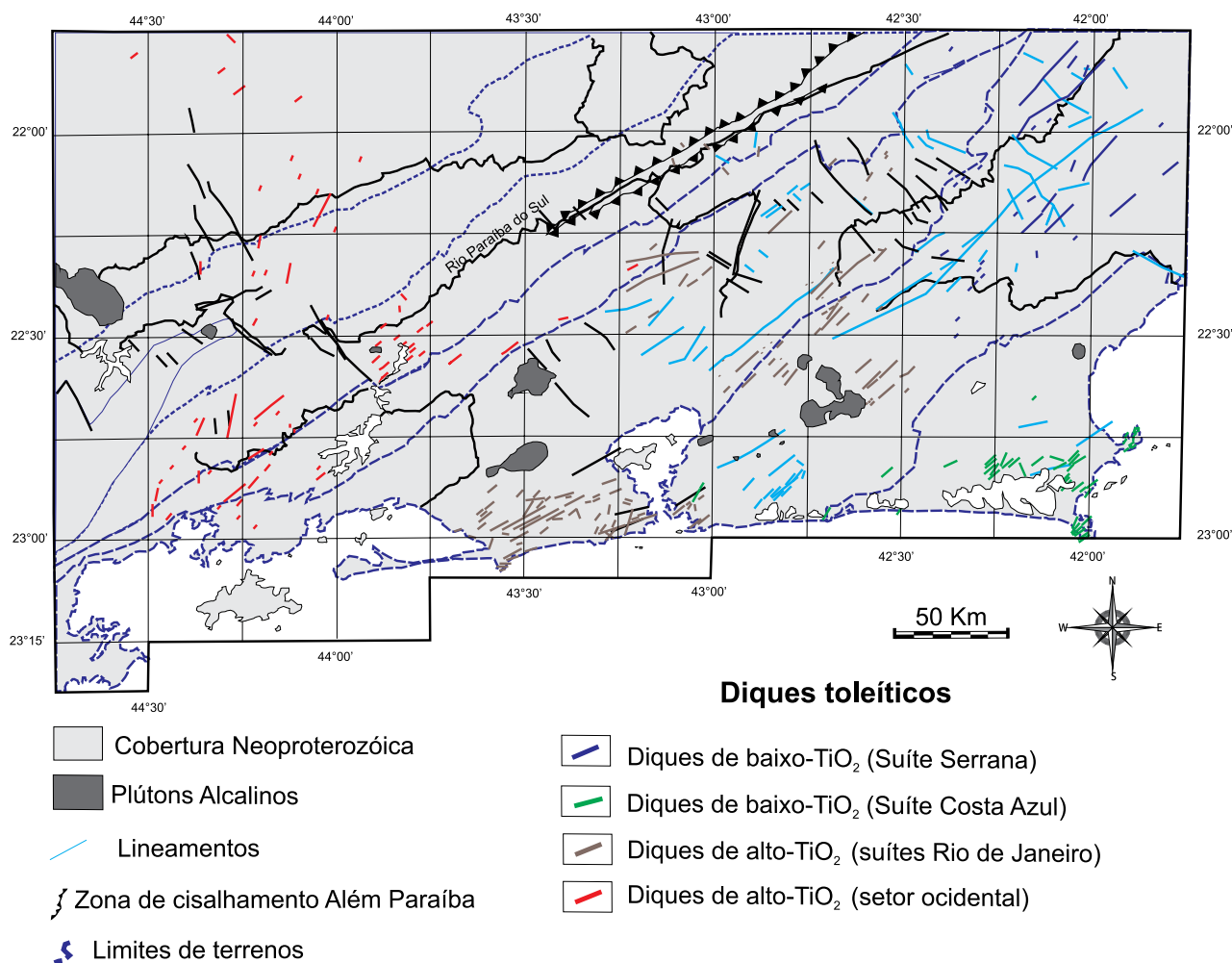


Figura 2.3-Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar (Retirado de Corval, 2009)

Os estudos pioneiros dos basaltos toleíticos que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar, região costeira do sudeste do Brasil, foram essencialmente de cunho petrográfico ou relacionados à cartografia básica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Garda, 1995; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1992; Valente, 1997). As espessuras desses diques variam de 1,0-3,0m até dezenas de metros, e a orientação geral do enxame é N40°-60°E (Almeida, 1986), ou seja, paralela as estruturas das rochas encaixantes associadas as unidades da Faixa Ribeira, um orógeno de idade brasileira (Neoproterozóico a Cambro-ordoviciano). Os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional de afinidade toleítica (Valente *et al.*, 1998a, b). Idades radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  apontam para idades do Cretáceo Inferior, principalmente, entre 145 e 126 Ma, e poucas outras do Cretáceo Superior (Amaral *et al.*, 1967; Minioli *et al.*, 1971; Guedes *et al.*, 2005; Corval, inédito).

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

Na região do Cabo de Búzios (RJ), Tetzner *et al.* (2001) descrevem diques toleíticos, relacionados à porção SE do Enxame da Serra do Mar, orientados nas direções N60E, N30E e, subordinadamente, N10E. Estes autores relatam o baixo conteúdo de  $\text{TiO}_2$  destes diques e os correlacionam aos derrames basálticos da Bacia de Campos.

### 2.1.3 - O SISTEMA DE RIFTES DO SUDESTE DO BRASIL E O MAGMATISMO ASSOCIADO

Outro episódio tectônico marcante está representado pela reativação tectônica que se desenvolveu no período entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, que originou o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB; Ricomini, 1989, Figura 2.4). Compreende uma faixa alongada e deprimida com cerca de 1000 Km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), no litoral fluminense. Nesta faixa encontram-se instaladas uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas, que podem ser agrupadas em três segmentos: a) ocidental, com a Bacia de Curitiba e os *Grabens* de Cananéia e Sete Barras; b) central, Bacia de São Paulo e as do Vale do Paraíba do Sul – Taubaté, Resende e Volta Redonda; c) oriental, bacias de Macacu e Itaboraí no *Graben* da Guanabara, e o *Graben* de Barra de São João, na região submersa (Ricomini *et al.*, 2004). A literatura vigente concorda que estas bacias se instalaram, principalmente, sobre descontinuidades pré-cambrianas (Ricomini *et al.* 2004; Zalán & Oliveira, 2005).

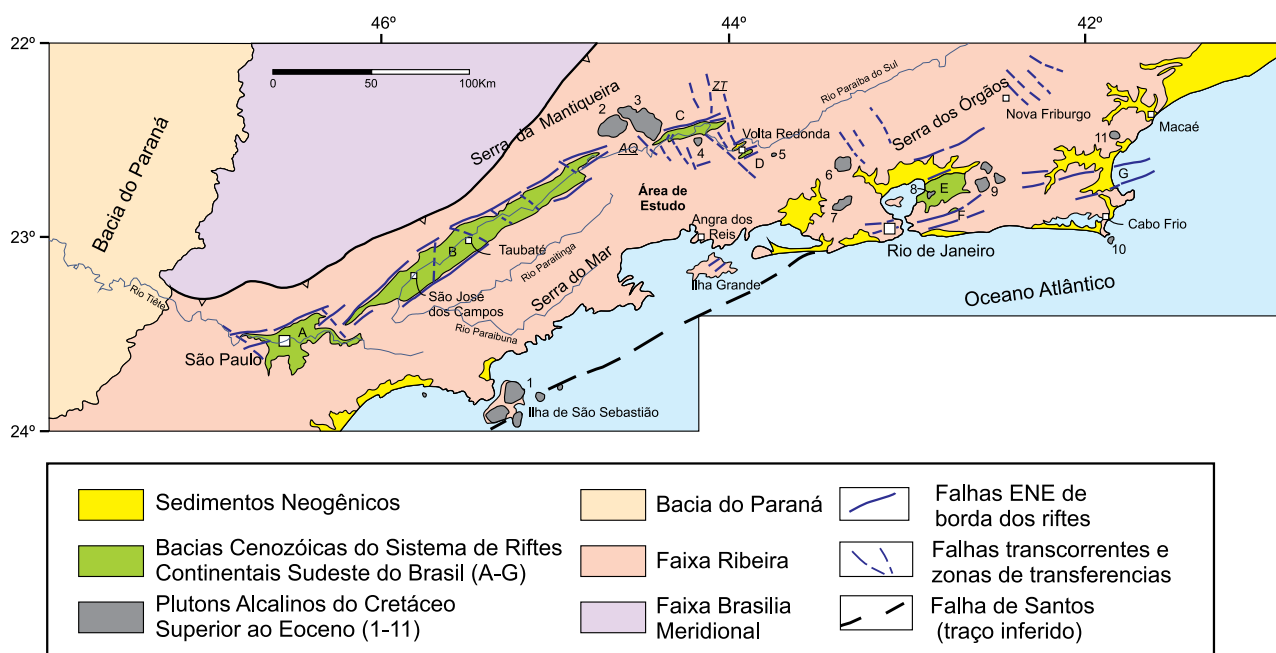


Figura 2.4-Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e Rochas Alcalinas Meso-cenozóicas, modificado de Eirado (2007)



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

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

A literatura também parece concordar quanto à idade do preenchimento destas bacias. Vertebrados e diques de rochas ankaramíticas de *ca.* 53 Ma determinam a idade paleocênica da Bacia de São José do Itaboraí, no Gráben da Guanabara (Paula Couto 1952, Bergqvist, 1996). Fósseis de mamíferos apontam idade oligocênica/miocênica para a Formação Tremembé na Bacia de Taubaté (Couto & Mezzalira, 1971), enquanto análises palinológicas apontam idade eocênica para as bacias de Resende (Lima & Amador, 1983) e de São Paulo (Melo, 1984), ratificando a proposição de contemporaneidade (Paleógeno) das bacias. Entretanto, Marques (1990) descreve a existência de duas novas unidades sísmicas, sotopostas à Formação Tremembé e com idade provável do Cretáceo Médio-Superior, sugerindo um preenchimento bem mais antigo para a Bacia de Taubaté.

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

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

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

#### 2.1. 4 - ROCHAS ALCALINAS

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, já com ambiente marinho franco, ocorreu um pulso magmático alcalino. Dezenas de ocorrências de corpos (*plutons*, *stocks*, diques e derrames vulcânicos) são encontradas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo a *Província Serra do Mar* e o Alinhamento Magmaítico de Cabo Frio (Almeida 1983, 1991), bem como alguns corpos na região do Arco de Ponta Grossa. Nos corpos plutônicos principais predominam rochas alcalinas

félsicas (sienitos) e suas idades K-Ar e Ar-Ar variam entre ca. 86 a 50 Ma. Entretanto, em alguns corpos, foram descritas variedades máficas e até ultramáficas.

Dentre os principais plutons alcalinos, se destacam os de Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Cananéia, Ponte Nova, Itatiaia, Passa Quatro, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Itaúnas, Tanguá-Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio, Morro de São João (figura 2.4).

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

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

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

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

A passagem do *Hot Spot* de Trindade como é conhecido, seria também condicionado pelas reativações das zonas de transferências neocomianas da fase-rifte, que conduziriam os magmas mantélicos

(Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas a outra zona de transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001). Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo, além de forte condicionamento estrutural pelas zonas de transferência NW, associada ao desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

## 2.2- ARCABOUÇO GEOMORFOLÓGICO

O entendimento da evolução e dinâmica da paisagem, que permeia a compreensão do relevo, no Estado do Rio de Janeiro nos faz remeter a eventos ocorridos em distintas escalas espaciais e temporais, e que estão diretamente relacionadas à intrincada e controvertida origem e evolução das serras do Mar e da Mantiqueira, o denominado Planalto Atlântico. Ao longo da história geológica que se seguiu à formação do orógeno e da aglutinação do continente Gondwana, entre o Neoproterozóico e o Cambriano (1Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, o intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e na conseqüente abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, destaca-se como um evento tectônico que teve papel fundamental na configuração cenozóica do continente Sul-Americano. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil onde foi mais intenso e gerou um amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de rifteamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformais, Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989 e outros), configurando o que atualmente define o Planalto Atlântico (Figura 2.5). Segundo Sadowski (1987) este diastrofismo teria ocorrido em três momentos principais, no Cretáceo Inferior, há 107 Ma., no Cretáceo Superior, há 84 Ma., e no Oligoceno ou Paleógeno Superior, há 30 Ma.

Como síntese da evolução da Plataforma Sul-Americana ao longo do Fanerozóico Zalán (2004) destaca três fases principais, sendo a primeira delas conhecida como Plataforma Transicional, entre ca. 500-450 Ma (Cambriano-Ordoviciano); a segunda de Plataforma Estável entre ca. 450-220 Ma (Ordoviciano ao Triássico Superior), com subfases

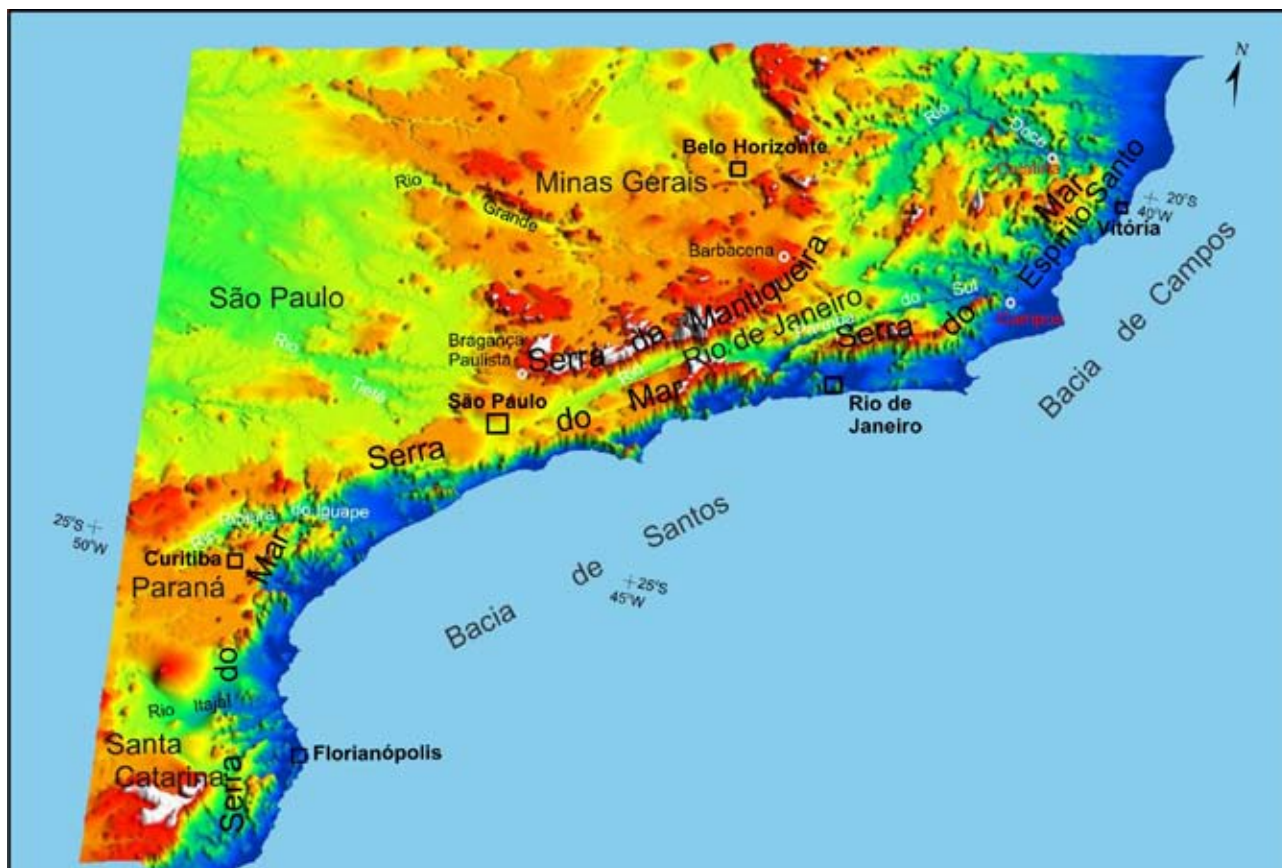


Figura 2.5 - O Planalto Atlântico, destacando a configuração do relevo associado à tectônica do Mesozóico e do Cenozóico: os altos das serras do Mar e da Mantiqueira e as bacias sedimentares continentais e da plataforma

Grandes Sinéclises Paleozóicas (450-250 Ma) e Mega-Desertos (250-220 Ma); e a terceira de Plataforma Reativada entre ca. 220-0 Ma (Triássico Superior ao atual). A esta última fase foi subdividida por Zalán (op cit), em dois episódios: a) um denominado de Episódio de Rifteamentos, entre ca. 220-98 Ma (Triássico Superior ao Cretáceo Médio), e b) o outro de Deriva Continental entre ca 98-0 Ma Cretáceo Médio ao atual). O episódio dos rifteamentos pode ainda ser subdividido nos episódios I entre ca. 220-140 Ma (Triássico Superior e o Cretáceo Inferior), e II entre ca. 140-110 Ma, Cretáceo Inferior a Médio, e III entre ca. 113-98 Ma (no Cretáceo Médio).

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, intercalados entres as fases acima citadas, os intervalos de relativa calma tectônica que se sucederam foram fundamentais para que as forças erosivas ou denudacionais esculpisse o relevo nas distintas condições climáticas reinantes. De maneira geral, a alternância entre eventos tectônicos e fases de quiescências, durante o Mesozóico e o Paleogeno, bem como neotectônicos, a partir do Neogeno (23.5 Ma. até os dias atuais), culminou no que hoje compõe a paisagem da porção costeira do sul e sudeste do Brasil.

Os testemunhos mais contundentes destas longas fases erosivas são as superfícies de aplainamento ou erosivas que truncam o embasamento rochoso e os sedimentos que preenchem as bacias sedimentares continentais e plataformais.

As primeiras classificações de superfícies foram propostas por Moraes Rego (1932), Martonne (1943) e Ruellan (1944). Este último, especificamente no Estado do Rio de Janeiro, a respeito da evolução geomorfológica na Baía da Guanabara e adjacências, caracterizou os fronts das serras do Mar e da Mantiqueira, como frentes dissecadas de blocos falhados e basculados para norte. Compartimentou ainda a área em dois blocos com formas distintas na Serra dos Órgãos, sendo que o primeiro setor, a oeste, constitui um relevo alto e regular, onde se destacam os picos da Pedra-Açu (3.339 m) e da Pedra do Sino (3.363 m), os quais seriam fragmentos da Superfície de Campos de Martonne (1943). O segundo bloco, no setor leste, encontra-se rebaixado por falhas norte-sul. O setor mais elevado, correspondente à Serra da Estrela e teria posição análoga à do Planalto da Bocaina em São Paulo.

Outras classificações surgiram com Freitas (1951), King (1956), Almeida (1964), Bigarella &



Andrade (1965), Ab'Saber (1967, 1978) e, mais recentemente, Valadão (1998). Dentre eles, King (1956), o mais discutido, reconheceu a superfície Fóssil no Carbonífero, a Desértica, no Triássico, a Pós-gondwana, no Cretáceo, a Sul-Americana, no Paleoceno, a Ciclo Velhas, no Mioceno e Ciclo Paraguaçu, no Quaternário.

Já Valadão (op cit), a partir de dados geológicos, geomorfológicos e pedológicos no leste dos estados de Minas Gerais e Bahia, reconheceu somente a existência da Superfície Sul-Americana, proposta por King (1956), desmembrando-a em três superfícies que denominou de Sul-Americana I, II e III. De acordo com este autor, na história geológica das superfícies, houve tempo suficiente para a elaboração de apenas uma grande, entre o Cretáceo e o Oligoceno e, por isso, inclui todas as descritas acima como sendo a Superfície Sul-Americana. As outras, mais novas, do Mioceno e do Plioceno, embutidas na primeira, seriam o reafeiçoamento da Sul-Americana I, desmantelada por fases alternadas de soerguimentos e abatimentos crustais.

As superfícies de aplanamento têm sido reconhecidas como elementos fundamentais das paisagens continentais, embora muitos aspectos teóricos associados a sua gênese sejam ainda controversos. Porém, atualmente, dados geocronológicos através de Traços de Fissão e Ar/

Ar, têm corroborado com o entendimento das superfícies no Planalto Atlântico, reconhecendo fases de soerguimentos tectônicos seguidas de quiescências e intensa denudação ao longo do Mesozóico e do Cenozóico (ex. Gallagher *et al.*, 1995; Guedes *et al.*, 2000; Tello *et al.*, 2003; Hadler *et al.*, 2001; Hackspacher *et al.*, 2003; Carmo *et al.* 2004, 2006; Eirado *et al.*, 2007).

Outro aspecto importante na relevo do Planalto Atlântico é que sua configuração morfológica encontra-se estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos do trend precambriano formado durante a orogenia da Brasiliano/Pan-Africana (640-480 Ma) (ex. Almeida, 1976; Hasui *et al.*, 1977, 1978; Sadowski, 1984; Heilbron, 1993; Riccomini *et al.*, 2004; Sadowski & Campanha, 2004), desenvolvidos e/ou reativados como zonas de falhas no Cretáceo e Cenozóico. Estes lineamentos correspondem regionalmente ao Sistema de Falhamento Cubatão ou Megafalha de Cubatão (Sadowski, 1984; 1991, Hasui *et al.*, 1977) que se ramificam em várias outras de direção NE por mais de 2 000 km de extensão desde os estados da região Sul até o Sudeste (Figura 2.6). As falhas recebem denominações distintas e apresentam uma história de evolução geológica complexa tanto no tipo de deformação dúctil e rúptil desde o Brasiliano até o Quaternário.

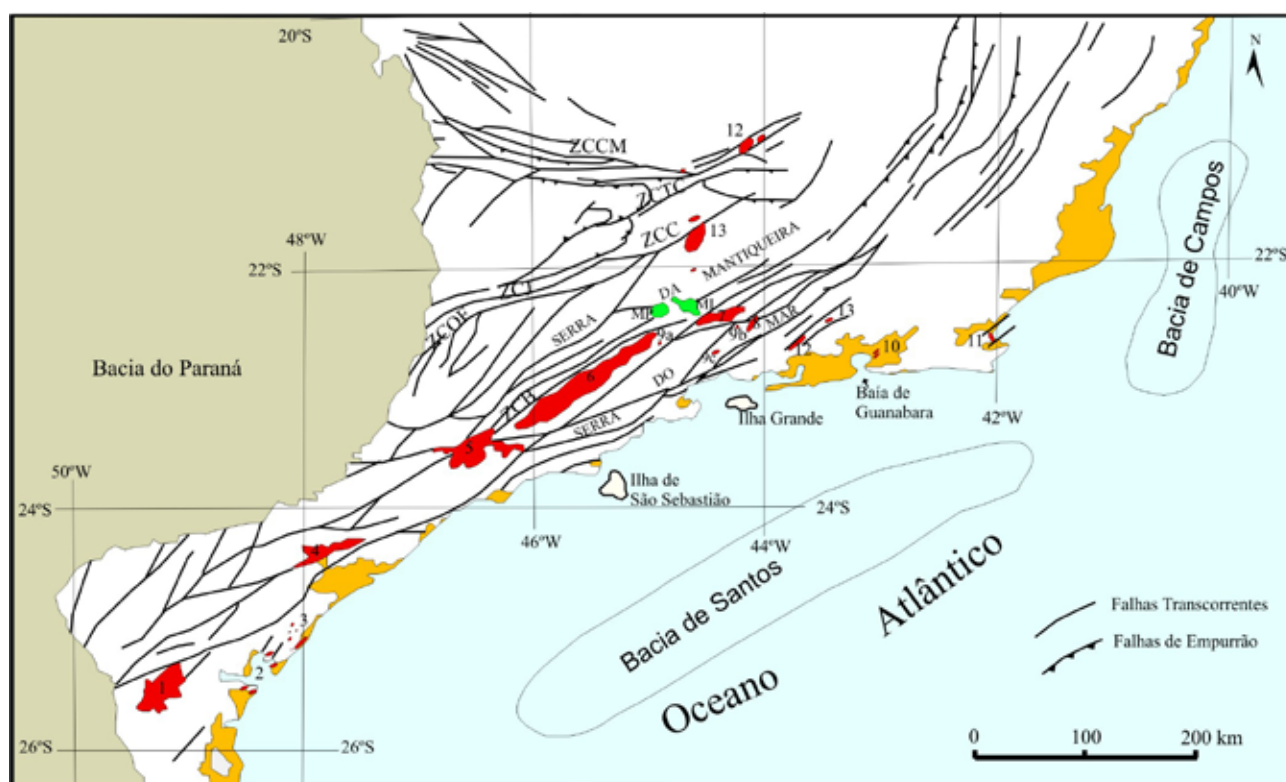


Figura 2.6 - Grandes falhas da região Sul e Sudeste do Brasil e as bacias sedimentares continentais e da plataforma ( Mod.Sadowski, 1984; 1991, Hasui *et al.*, 1977)

No Estado do Rio de Janeiro, geologicamente inseridos na Faixa Ribeira Central (ex. Trow *et al.*, 1980; Heilbron *et al.* 1991; Heilbron, 1993; Almeida, 2000), estes lineamentos são fortemente marcados por duas importantes unidades estruturais que são a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul e o lineamento CTB-Contato Tectônico Central que caracteriza a zona de sutura colagem brasileira (ex. Heilbron *et al.* 1991; Almeida, 2000). Estas estruturas reativadas, assim como o intenso magmatismo associado têm papel fundamental na configuração do relevo regional e local condicionando regiões soerguidas e abatidas e zonas preferenciais de erosão e de sedimentação ao longo de todo o cenozóico.

Como um somatório entre as forças tectônicas e erosivas ocorridas ao longo do Fanerozóico, o relevo resultante conferiu ao território fluminense uma das mais intrigantes e belas paisagens do território brasileiro, guardião de um dos mais importantes registros da história geológica e geomorfológica da região sudeste. Ressaltam-se um mosaico harmônico entre os planaltos do segmento norte da Serra do Mar e as majestosas escarpas que terminam abruptamente no oceano ou nas bordas das bacias e grábens continentais. Destacam-se as bacias de Resende e Volta Redonda (ex. Amador *et al.*, 1978; Melo *et al.*, 1985; Riccomini, 1989, Ramos, 1997) e os grábens da Guanabara (ex. Almeida, 1976; Ferrari & Silva, 1997; Ferrari, 2001), Barra de São João (Mohriak *et al.*, 1990) e Santana (Gontijo *et al.*, 2009, *in press*), pertencentes ao segmento oriental do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.*, 2004) além das bacias plataformais de Campos e de Santos, em seu segmento norte (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Zalán *et al.*, 1990; Zalán, 2004).

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

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

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

.....” a topografia da Serra do Mar indica natureza tectônica, por falhamentos escalnados..... as provas de que estes falhamentos são geneticamente tectônicos são: os alinhamentos

das escarpas, bordos retilíneos, vales suspensos, assimetria de relevo, contraste entre drenagem, escarpa e planalto, coincidência da topografia com a direção da xistosidade, adaptação da drenagem entre a morfologia e a rocha”. (Rui Osório de Freitas, 1951).

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

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

### 2.2.1 - O RELEVO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O ESTADO DA ARTE DA COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

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

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

O documento que apresenta um tratamento ainda mais generalizado das unidades morfológicas foi apresentado pela Fundação CIDE (1992) com uma classificação mais simplificada dos domínios morfológicos mapeados, sendo reconhecidas as seguintes unidades de relevo: planícies aluviais; planícies marinhas; relevos colinosos; relevos de transição entre colinas e montanhas e relevos

montanhosos. Apesar da utilização de uma classificação morfológica bastante conhecida, esta simplifica, muitas vezes, a complexidade dos fatos que constituem a dinâmica dos processos geomorfológicos nos diferentes domínios demarcados.

Dantas (2001) detalhando o relevo do estado estabelece uma subdivisão em unidades morfoestruturais e morfoesculturais (Figura 2.7). Reconheceu a partir da análise integrada a dados geológicos duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. A unidade Cinturão Orogênico do Atlântico corresponde, litologicamente, a rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana, e foi subdividida nas unidades morfoesculturais: Superfícies Aplainadas nas Baixadas litorâneas, Escarpas Serranas, Planaltos Residuais, Depressões Interplanálticas e Alinhamentos Serranos Escalonados. Estas, por sua vez, foram individualizadas e subdivididas em unidades geomorfológicas distintas por guardarem variações morfológicas próprias. As bacias sedimentares Cenozóicas, caracterizadas por rochas sedimentares poucos litificadas de idade eo-cenozóica e, sedimentos inconsolidados neocenozóicos, foram subdivididas nas unidades morfoesculturais: tabuleiros de bacias sedimentares, planícies flúvio-marinhas (Baixadas) e planícies costeiras.

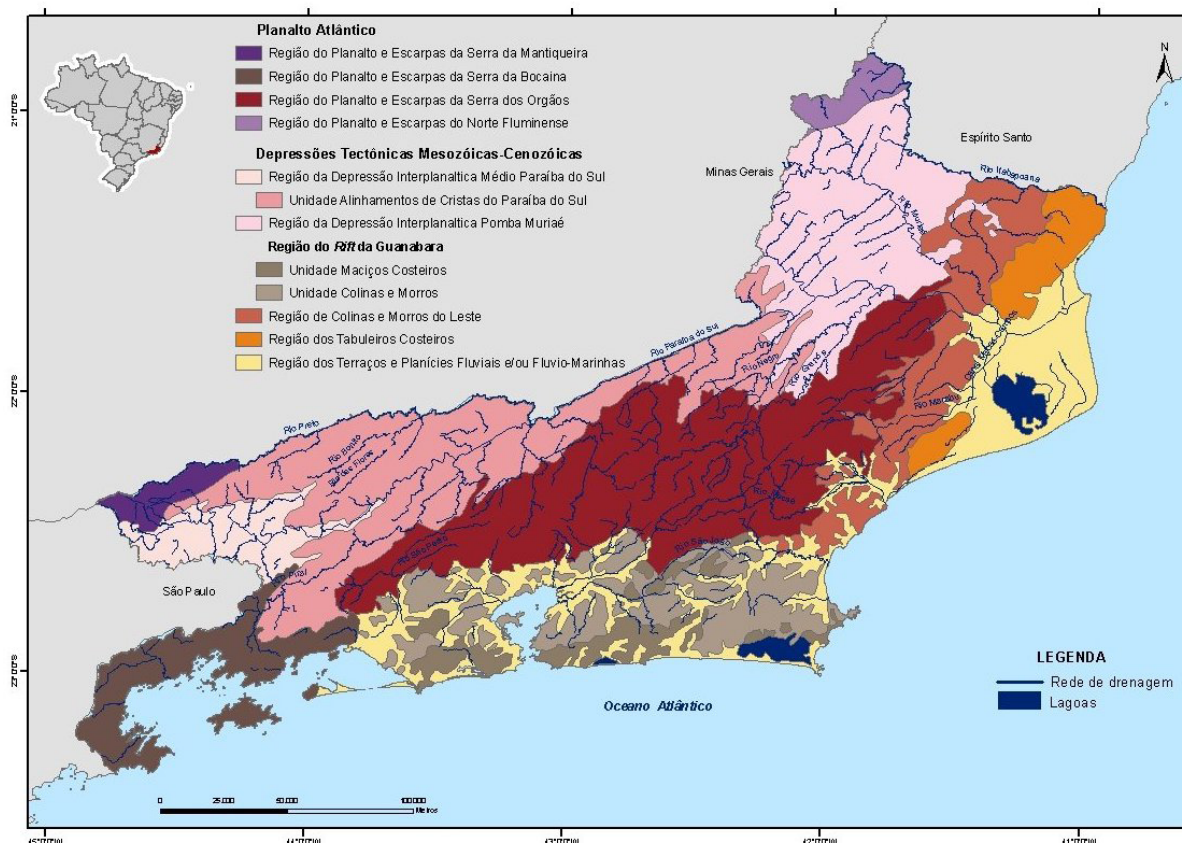


Figura 2.7 - Síntese da compartimentação geomorfológica do estado do Rio de Janeiro propostos por Dantas/CPRM (2001)

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

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

aclives de terrenos que estão localizados nas bordas de Planalto.

No Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas foram delimitadas as Regiões Morfoestruturais das Depressões Interplanálticas: Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul e Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, além do Rift da Guanabara, assim definido por Almeida (1976), que engloba a área de relevo deprimido que se estende desde a Baía de Sepetiba, a oeste, até a localidade de Barra de São João, a leste, fazendo parte do Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Rife Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Riccomini & Francisco, 1992), onde se insere o Graben da Guanabara em sua porção oriental. A região do gráben é bordejada a norte pelas escarpas da Serra do Mar, localmente Serra dos Órgãos, cujas altitudes chegam valores superiores a 2 200m de altitude, e a sul pelas Unidades dos Maciços Costeiros com altitudes médias de 1000m e pela Unidade de Colinas e Morros com altitudes entre 40 e 100 m.

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





## 3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

### 3.1- DADOS GEOFÍSICOS

#### 3.1.1- PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO REGIONAL

Os mapas aerogeofísicos com dados de magnetometria e gamaespectrometria incluindo os seguintes temas geofísicos Intensidade de Campo Magnético Total, Urânio, Tório, Potássio, Contagem Total e Ternário; foram fornecidos pela CPRM no formato de imagem GEOTIFF (Tif georeferenciado) para as dez folhas geológicas 1:100.000.

No sentido de integrar estes dados com a geologia de detalhe obtida no projeto, comparamos brevemente abaixo os resultados obtidos nestes temas, primeiramente na escala regional, integrando todos os mapas obtidos, e depois mais especificamente para a Folha Santo Antônio de Pádua.

Dentre as principais feições regionais dos mapas de Potássio (figura 3.1) destacam-se uma série de anomalias circulares relacionadas a corpos graníticos intrusivos. Já nos mapas magnéticos destacam-se anomalias lineares (SW-NE) de grande extensão, associadas tanto a diques de diabásio fanerozóicos, como aos principais contatos entre unidades tectônicas.

#### 3.1.2 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS DA FOLHA SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA

##### Magnetometria

No âmbito da folha, a análise dos dados geofísicos fornecidos, permite tecermos as seguintes interpretações:

O mapa com a intensidade total do campo magnético (figura 3.2) possui idêntico comportamento ao das outras folhas, como mostrado anteriormente na escala regional. Existe forte correlação do strike NE das anomalias magnéticas com as principais unidades geológicas aflorantes na folha. A diferença reside no fato de que as anomalias da folha Santo Antônio de Pádua possuem menor comprimento de onda.

A região que compreende o Terreno Oriental, principalmente o Domínio Costeiro na porção SE da folha, exhibe sinais magnéticos mais altos. Este domínio encerra o arco magmático neoproterozóico da faixa. O contato este terreno e o Terreno Ocidental, situado a NW, é uma importante zona de sutura, e seu mapeamento fica bem delineado pelo contraste da resposta magnética (figura 3.2). Também os ortognaisses do Complexo Quirino apresentam mais

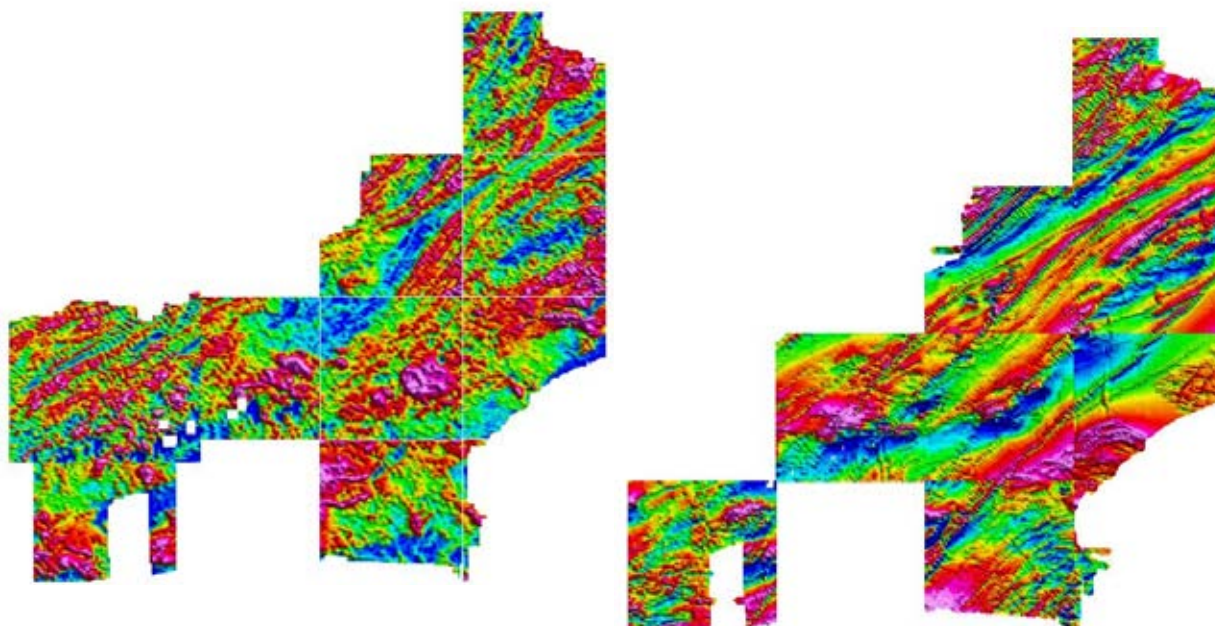


Figura 3.1-Integração dos mapas de Potássio e de Intensidade do Campo Magnético total (à direita) para as 10 folhas geológicas do Projeto Pronageo 2008. Dados Aeromagnéticos fornecidos pela CPRM, em formato geotiff

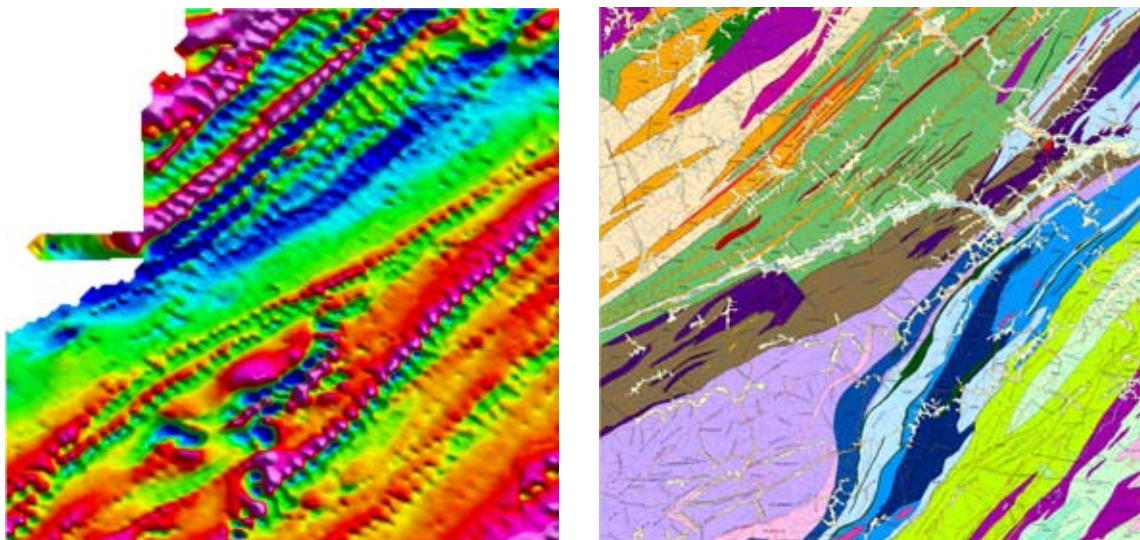


Figura 3.2-Campo Magnético total. Observar os contatos NE entre os domínios tectônicos, bem como os diques de rochas básicas integrantes do Enxame de Diques da Serra do Mar, na porção SE da folha

altos sinais magnéticos em superfície. Na porção N da folha, uma anomalia positiva com altos valores parece corresponder ao afloramento em superfície do Complexo Pedra Bonita.

Além desta compartimentação NE/SW, anomalias de strike NW também podem ser visualizadas. De uma forma geral, estas anomalias correspondem a falhas de direção NW/SE mapeadas no campo.

Outra feição importante são os diques de diabásio do enxame de Diques da Serra do Mar, que representam as maiores anomalias magnéticas na folha.

### Gamaespectrometria

Os mapas radiométricos, em especial os de Tório e Potássio apresentam excelente correlação com o conhecimento geológico disponível. Sendo possível

à delimitação de contatos entre as unidades e também a confirmação de padrão de anomalias de strike NW associadas à falhas na região.

A unidade metassedimentar do Grupo Italva, rica em rochas carbonáticas, é caracterizada por baixos valores radiométricos de Tório. O mesmo comportamento de baixo radiométrico pode ser atribuído aos ortognaisses do Complexo Rio Negro, bem como aos ortognaisses do Complexo Quirino.

Em contrapartida, altos valores radiométricos caracterizam os paragneisses da Serra do Mar, no Domínio Costeiro. Sabemos por investigação de seus minerais pesados, que esta unidade é muito rica em monazitas.

Já os leucogranitos sin-colisionais, que afloram tanto no Domínio Costeiro como no Italva, são também caracterizados por anomalias radiométricas positivas.

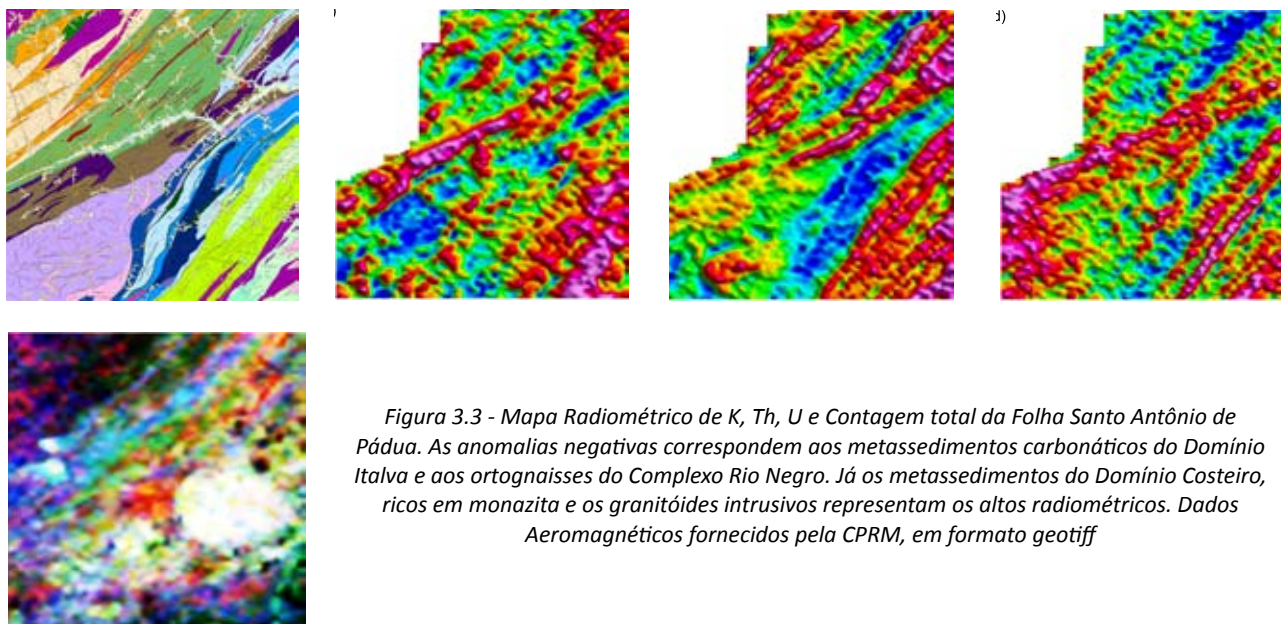


Figura 3.3 - Mapa Radiométrico de K, Th, U e Contagem total da Folha Santo Antônio de Pádua. As anomalias negativas correspondem aos metassedimentos carbonáticos do Domínio Italva e aos ortognaisses do Complexo Rio Negro. Já os metassedimentos do Domínio Costeiro, ricos em monazita e os granitóides intrusivos representam os altos radiométricos. Dados Aeromagnéticos fornecidos pela CPRM, em formato geotiff



### 3.2- ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA FOLHA SANTO ANTONIO DE PÁDUA

No mapa de domínios morfoestruturais proposto por Silva (2002), a Folha Santo Antônio de Pádua está localizada na região limítrofe entre os domínios morfoestruturais denominados de “Região da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé” e “Unidade alinhamentos de cristas do Paraíba do Sul”. Os dois domínios morfoestruturais são caracterizados por um forte controle tectônico que foi responsável pela elaboração da configuração morfológica denominada de “Depressão Tectônica Mesozóica-Cenozóica”.

Neste trecho do Estado do Rio de Janeiro foram mapeadas as cartas de Recreio, Santo Antônio de Pádua, Cantagalo e Santa Maria Madalena na escala 1:50.000 (IBGE), com controle de campo para checagem das feições reconhecidas em gabinete. As feições morfológicas reconhecidas para a área demonstram o predomínio de morfologias, predominantemente, de colinas, morros e serras

locais de pequeno amédio porte. Seus contornos entrecortados correspondem a um intenso processo de dissecação fluvial, o que pode ser corroborado por uma significativa distribuição da morfologia de planícies fluviais no entorno dessas feições (Figura 3.4). Na porção sudeste, nordeste e no segmento central da folha pode-se verificar a ocorrência de feições de serras escarpadas. No entanto, nota-se que na maior parte dos casos, que existe uma passagem gradativa para as demais feições morfológicas (presença de serras reafeiçoadas e morros) e, em apenas alguns trechos, observa-se o contato brusco entre as vertentes íngremes da feição serrana com os compartimentos das planícies fluviais.

Outro aspecto importante que pode ser comentado trata da existência de alinhamentos das morfologias identificadas na direção NE-SW e NW-SE, como pode ser exemplos a distribuição ao da planície fluvial dos rios Pomba e Muriaé. O mesmo fenômeno é observado em relação às feições de dissecação atual, que ocorrem preferencialmente nas direções E-W e N-S.

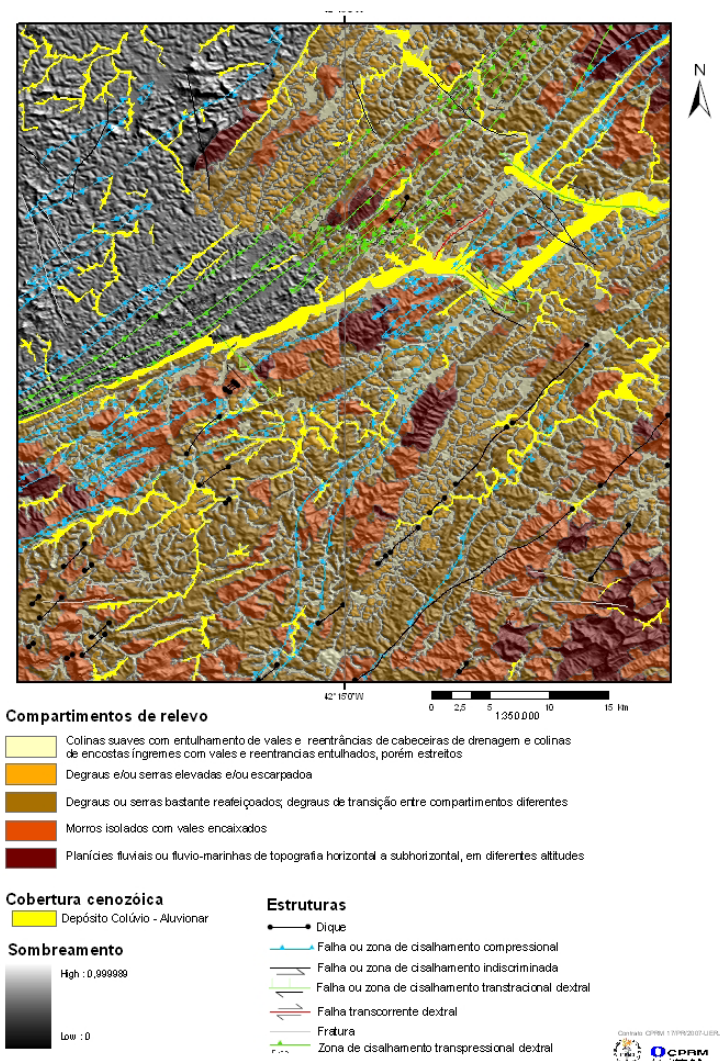


Figura 3.4-Compartmentação detalhada da folha Santo Antônio de Pádua

Na escala do mapeamento, separamos grandes compartimentos geomorfológicos, com base nos aspectos descritos acima. Esta compartimentação geomorfológica está relacionada, em parte com a tectônica de idade meso-cenozóica que afetou toda a região sudeste brasileira, bem a modelagem da paisagem no Holoceno (figura 3.5). Abaixo são apresentados de forma sintética, os seguintes compartimentos geomorfológicos identificados na folha mapeada:

Compartimento 1: Colinas no flanco da Serra da Mantiqueira, situado no estado de Minas Gerais, ao Norte do Rio Paraíba do sul. Neste compartimento, se sobressai a Serra Bonita.

Compartimento 2-Vale do Rio Paraíba do Sul

Compartimento 3-Colinas periféricas a Serra dos Órgãos, onde se destaca a Serra da Cândida, sustentada por mármores.

Compartimento 4- Serra do Mar, que constituem uma porção bem elevada na porção sudste da folha, sustentada por inúmeros corpos graníticos sin-colisionais.

O Rio Paraíba do Sul e seus afluentes, incluindo o Rio Pomba, constituem a principal bacia de drenagem da folha mapeada. Na porção sudeste, o Rio Grande e seus tributários correspondem a bacia de drenagem da região.

### 3.3 - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA PRÉVIA

Diversos trabalhos de mapeamento geológico foram realizados anteriormente na região da Folha Santo Antônio de Pádua, sendo que sua grande maioria reflete pesquisas realizadas nas décadas de 60 a 80 (Tabela 3.1). Dentre estes, destacam-se o trabalho pioneiro de Rosier (1965), bem como o Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, coordenado pelo DRM/RJ, que resultou no mapeamento do estado em folhas na escala de 1:50.000, executados por diversas empresas de geologia ativas à época (Geosol, Triservice, etc..). Os anos seguintes foram caracterizados por trabalhos de compilação para escalas mais regionais, executadas pelo DNPM, CPRM e DRM/Petrobras.

Desde o início dos anos 90, o Grupo de Pesquisa em Geologia Regional e Geotectônica da UERJ (TEKTOS/ UERJ) vem se dedicando ao mapeamento geológico detalhado na escala de 1:50.000 do Estado do Rio de Janeiro, através de financiamentos do CNPq, Faperj (Carteiras Cientistas do Nosso Estado e Pensa Rio) e Petrobras (carteiras Profex e Redes Tecnológicas) e da própria UERJ. Este programa resultou no mapeamento geológico na escala de 1:50.000 de praticamente todo o Estado Rio de Janeiro, incluindo intensiva participação de alunos de graduação que realizam seus estágios de campo curriculares, bem

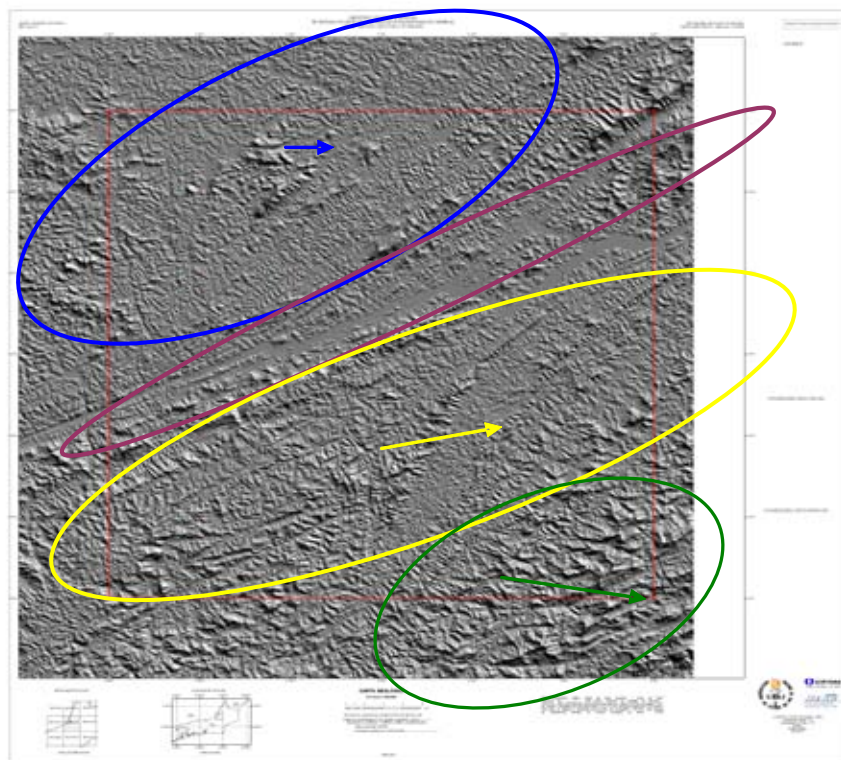


Figura 3.5 - Relevo sombreado gerado a partir do sensor SRTM. As elipses coloridas mostram os quatro maiores compartimentos geomorfológicos da folha. Em azul, o compartimento 1, com a Serra da pedra Bonita a oeste e a Serra das Frecheiras a leste. Em vinho o compartimento 2 e em amarelo o compartimento 3. Em verde o compartimento 4, com a Serra do Desengano

como de pós-graduandos que desenvolveram suas dissertações e teses em temáticas relacionadas a geologia do estado. Dados coletados durante os estágios de campo curriculares da Faculdade de Geologia da UERJ nos anos de 1999, 2000, 2001 e 2004 trouxeram informações fundamentais para o presente trabalho.

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

### 3.4 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA

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

O Terreno Ocidental é representado na região em questão, pelo Domínio Tectônico Juiz de Fora, que integra rochas paleoproterozóicas do Complexo Juiz de Fora e uma seqüência metassedimentar neoproterozóica conhecida como Megaseqüência ou Grupo Andrelândia. O Terreno Paraíba do Sul

aflora como uma klippe sinformal complexamente dobrada sobre o Terreno Ocidental. É constituída por ortognaisses paleoproterozóicos do Complexo Quirino e por um conjunto metassedimentar, rico em intercalações de mármore dolomíticos e de idade ainda incerta, denominado de Complexo Paraíba do Sul. O Terreno Oriental, que enseja as rochas geradas em ambientes de arcos magmáticos e metassedimentos neoproterozóicos, foi subdividido na região noroeste fluminense em três domínios estruturais distintos (Tupinambá *et al.*, 2007; Heilbron & Machado, 2003): a) o Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma seqüência meta-vulcanosedimentar com lentes de mármore e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arcos magmáticos; b) o Domínio Costeiro é constituído por metassedimentos pelíticos em fácies granulito a anfibolito alto, com intercalações de quartzitos impuros e pelos ortognaisses e metagabros do Arco Magmático Rio Negro (ca. 790 a 620 Ma); c) o Domínio Itálva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto meta-vulcano sedimentar com mármore calcíticos, anfibolitos (ca. 840 Ma) e paragnaisses com provável contribuição vulcânica. O Terreno Cabo Frio não aflora na região noroeste fluminense, sendo limitado por uma falha rúptil de direção NWW-SEE, na região de Macaé.

Tabela 3.1 – Principais levantamentos geológicos prévios realizados na Folha Santo Antônio de Pádua

| Autores                                 | Escala    | Órgão     | Projeto   |
|---|-----------|-----------|---|
| Rosier, 1957, 1965                      | regional  |           |   |
| Matos et al, 1983                       | 50.000    | DRM       | Mapa Geológico das Folhas Cantaglo Estado da Guanabara                                      |
| Grossi Sad et al., 198                  | 50.000    | INPE      | Mapa Geológico das Folhas Santo Antônio de Pádua e Santa Maria Madalena                     |
| Fonseca et al., 1978?                   | 1.000.000 | DNPM-CPRM | Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape             |
| Machado Filho et al., 1983              | 1.000.000 | IBGE      | RADAMBRASIL Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro e Vitória                                       |
| Silva et al. 2000                       | 400.000   | CPRM      | Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro  |
| Paiva, 200- e 2002                      | 50.000    | UERJ      | Mapa Geológico da Região de Recreio e Santo Antônio de Paiva e Santa Maria Madalena         |
| Heilbron et al., 1999, 2001, 2003, 2005 | 50.000    | UERJ      | Mapa Geológico das folhas Cantagalo, Santa Maria Madalena, Recreio e Santo Antônio de Pádua |
| Silva et al. 2006                       | 1.000.000 | CPRM      | GIS_BRASIL  |
| Peixoto, C. 2007                        | 50.000    | UERJ      | Mapa geológico da região entre Macuco e Itaocara.   |



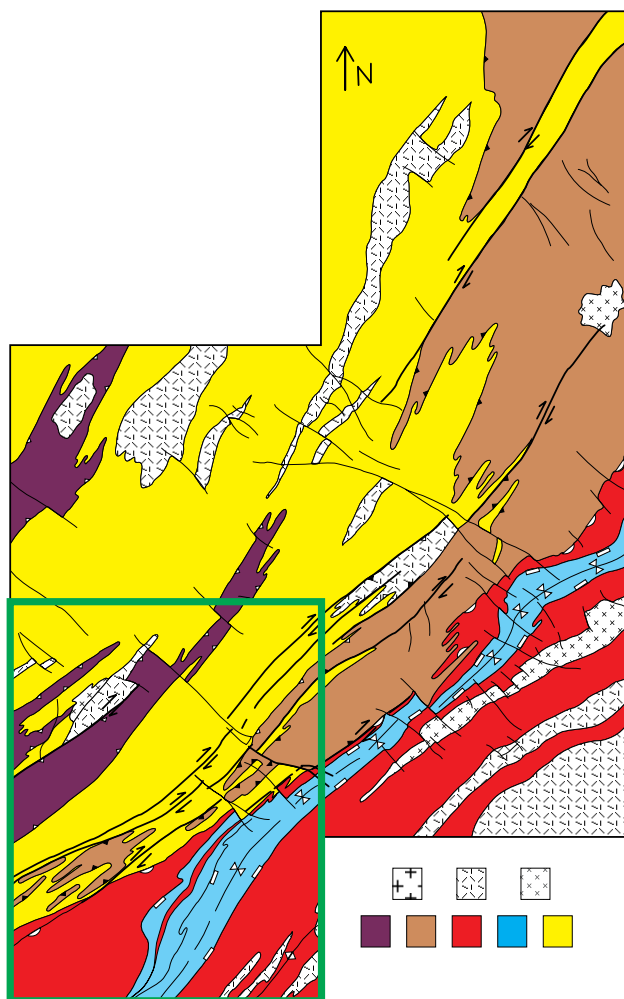


Figura 3.6-Compartimentação tectônica da região Noroeste fluminense. Legenda. Amarelo: Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental, Roxo; Terreno Paraíba do Sul. Domínios do terreno Oriental: Marrom-Domínio Cambuci, Vermelho-Domínio Costeiro, Azul; Domínio Italva. Granitóides sin-colisionais estão representados por ornamentos em branco. Modificado da Tupinambá et Al, 2007

### 3.5 - SUBDIVISÃO LITOSTRATIGRÁFICA ADOTADA

Na folha mapeada foram identificados litotipos de três grandes conjuntos: a) o embasamento cristalino, b) diques de diabásio, c) coberturas recentes.

O **embasamento cristalino** de natureza gnáissico-migmatítico-granítica pertence à faixa orogênica Ribeira, formada por rochas dobradas e cisalhadas, que se estende paralelamente ao litoral sudeste do Brasil. A Faixa Ribeira, na região enfocada, é constituída por rochas de idade proterozóica a cambriana, representantes de uma cadeia orogênica antiga e muito erodida.

Apesar da diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura corrente, a seguinte subdivisão simplificada para o embasamento cristalino pode ser

aplicada para a região alvo, e para a Faixa Ribeira e a Província Mantiqueira como um todo (Heilbron et al., 2004), a saber:

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

O conjunto de diques de diabásio integra o denominado Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM). Compreende um enxame de diques de rochas basálticas (diabásios, basaltos e subordinadamente gabros) de afinidade toleítica intrudidos no Cretáceo inferior (ca. 140-120 Ma), com direção ENE. São representantes dos primeiros estágios da quebra do supercontinente Gondwana e da individualização da América do Sul e da África, a partir de emanações basálticas da astenosfera e do manto sublitosférico subjacente.

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

#### 3.5.1- UNIDADES DE MAPEAMENTO: PROPOSTA LITO-ESTRATIGRÁFICA

A subdivisão estratigráfica adotada para este segmento centro-norte da Faixa Ribeira segue o proposto por Tupinambá et al. (2007), Heilbron & Machado (2003), com adaptações para unidades já caracterizadas no Geobank, bem como na etapa anterior do Programa Pronageo, UERJ/CPRM-Fase 1.

A Tabela 3.2 abaixo apresenta de forma esquemática, as idades de mapeamento adotadas.

Já a tabela 3.3, construída com base dados e mapas compilados, mostra uma tentativa de

correlação com as unidades propostas no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, para ilustrar que sempre que possível procurou-se adotar termos utilizados anteriormente. Entretanto,

Tabela 3.2 Unidades de mapeamento adotadas

| Siglas     | Nome da Unidade            | Descrição das Unidades  | Hierarquia   | Unidade Maior                    |
|------------|----------------------------|---|--------------|----------------------------------|
| Qca        | Depósito Colúvio-Aluvionar | Depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.  | Não Definida | Não Definida                     |
| K1βsm      | Serra do Mar               | diques de diabásio, micro-gabro e gabros toleíticos   | Suíte        | Enxame de Diques da Serra do Mar |
| εOy4-6     | Aperibé                    | granitos finos equigranulares leucocráticos   | Corpo        | Suire Aperibé                    |
| ε1y4fc     | Fecheiras                  | allanita granito cinzento, fracamente foliado a milonítico  | Suíte        | Suíte Fecheiras                  |
| ε1y4sb     | Serra do Bonfim            | biotita-hornblenda gnaiss porfirítico granítico (Pedra Olho de Pombo)   | Suite        | Suíte Serra do Bonfim            |
| NP3y2pb    | Pedra Bonita               | charnockitos, charnockitos porfiríticos, dioritos, hornblenda tonalito.   | Complexo     | Complexo Pedra Bonita            |
| NP3a γ2Sds | Desengano                  | ortognaisses porfiríticos   | Suíte        | Suíte Desengano                  |
| NP3y2lgnit | Morro do Escoteiro         | granada-muscovita granito leucocrático, foliado a homogêneo   | Suíte        | Suíte Morro do Escoteiro         |
| NP3y2lgnco | Cordeiro                   | (granada)-(muscovita)-biotita leucogranito, foliado a isotrópico  | Suíte        | Suíte Cordeiro                   |
| NP3y1sb    | Serra da Bolívia           | ortognaisse diorítico a tonalítico ou quartzo-diorítico a quartzo-sienítico; gabros e noritos   | Complexo     | Complexo Serra da Bolívia        |
| NP2y1rn    | Rio Negro                  | hornblenda-biotita gnaiss migmatítico tonalítico a granítico  | Complexo     | Complexo Rio Negro               |
| NP3itan    | Italva - anfibolito        | anfibolitos finos, localmente com cpx   | Camada       | Grupo Italva                     |
| NP3iteu    | Euclidelândia              | muscovita-sillimanita-granada-biotita gnaiss  | Unidade      |                                  |
| NP3itma    | Macuco                     | anfibiólio-biotita gnaiss a biotita gnaiss leucocrático com intercalações de anfibolito e rochas calcissilicáticas  | Unidade      |                                  |
| NP3itsj    | São Joaquim                | mármore calcítico a dolomítico ricos em grafita, com intercalações de anfibolitos e rochas meta-ultramáficas  | Unidade      |                                  |
| NP3itsp    | Serra da Prata             | hornblenda-biotita gnaiss, com intercalações de gnaisses cinzentos e leucognaisses com granulometria fina   | Unidade      |                                  |
| NPαμ       | Rochas Meta-ultramáficas   | clorita xisto, tremolita clorita xisto, tremolitito, restos de peridotito e dunito  | Corpo        | Grupo Andrelândia                |
| NPαq1      | Quartzito                  | sillimanita-granada-feldspato quartzitos, bandados, com variações para quartzitos grossos feldspáticos  | Camada       |                                  |
| NPαsgn     | Granada-biotita gnaiss     | granada-biotita gnaiss bandado com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaiss, quartzito, anfibolito e rochas calcissilicáticas  | Unidade      |                                  |
| NPαaa      | Arcádia Areal              | (granada)-biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas meta-ultramáficas, gonditos e ocorrência de sulfetos disseminados | Unidade      |                                  |

Tabela 3.2 Unidades de mapeamento adotadas (continuação)

| Siglas   | Nome da Unidade                            | Descrição das Unidades   | Hierarquia | Unidade Maior                 |
|----------|--|--|------------|-------------------------------|
| NPbjggn  | Bom Jesus do Itabapoana                    | granada-biotita gnaise, anfibólio-biotita gnaise, anfibolito, gondito, olivina-diopsídio mármore   | Unidade    | Grupo Bom Jesus do Itabapoana |
| NPbjm    | Mármore                                    | mármore dolomíticos predominantes  | Unidade    |                               |
| NPsfbgn  | São Fidélis - (sillimanita) biotita gnaise | (sillimanita)-biotita gnaise bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissicáticas   | Unidade    | Grupo São Fidélis             |
| NPsfqz   | São Fidélis-quartzito                      | sillimanita-feldspato-muscovita quartzito  | camada     |                               |
| NPsfkz   | São Fidélis - kinzigito                    | (cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaise kinzigítico; (cordierita)-(sillimanita)-biotita gnaise bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissicáticas e anfibolitos | Unidade    |                               |
| NPsfgh   | São Fidélis gnaise homogêneo               | biotita gnaise homogêneo   | Unidade    |                               |
| PRyb     | Barreiro                                   | metagabro e metagabronorito  | Suíte      | Suíte Barreiro                |
| PP2jfmng | Marangatú                                  | charnockitos frequentemente miloníticos e retrometamorfizados (Pedra Madeira)  | Unidade    | Complexo Juiz de Fora         |
| PP2jfgl  | Juiz de Fora                               | ortogranulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbítica, enderbítica e rochas gabróicas. A textura varia de granoblástica, gnáissica a milonítica.             | Unidade    |                               |
| PP2jfb   | Granulitos Máficos                         | ortogranulitos de composição diorítica a gabróica, foliados a miloníticos.   | Unidade    |                               |
| PP2q     | Quirino                                    | hornblenda-biotita gnaise migmatítico e biotita-gnaise migmatítico, com enclaves de rochas básicas   | Complexo   | Complexo Quirino              |

algumas unidades propostas anteriormente foram descartadas, quando sua caracterização ou cartografia não correspondiam aos novos dados coletados.

### 3.5.2- UNIDADES DO EMBASAMENTO PRÉ-1.7 GA

#### PP2q- Complexo Quirino/Terreno Paraíba do Sul:

O embasamento pré-1.7 Ga neste compartimento é representado pelo ortognaisses do Complexo Quirino. Esta unidade ocorre na base do Terreno Paraíba do Sul, empurrada sobre as unidades do Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental. Ocorre no segmento centro-oeste da folha, ao longo do Rio Paraíba do Sul.

Compreende rochas granitóides foliadas, com composições variando entre granítica a tonalítica. Texturas migmatíticas estão associadas à presença de leucossomas ricos em hornblenda e biotita. Subordinadamente, texturas miloníticas ocorrem no

contato basal da unidade, especialmente na região da zona de Cisalhamento Além Paraíba. Localmente, texturas porfiróides reliquiares são encontradas, com pórfiros sub-euédricos de plagioclásio e K-feldspato.

A rocha típica desta unidade é um gnaise de grão grosso, meso a leucocrático, com foliação descontínua marcada por aglomerados minerais de hornblenda e enclaves máficos alongados. Hornblenda, biotita, plagioclásio, K-feldspato, quartzo, titanita, minerais opacos e zircão integram a mineralogia destes meta-granitóides.

Enclaves centimétricos a métricos de rochas máficas e meta-ultramáficas, além de hornblenda gnaisses bandados são frequentes. Os enclaves máficos podem atingir dimensões métricas e podem incluir também gnaisses bandados, que geralmente, encontram-se estirados ao longo da foliação, mas podem apresentar formas angulares.

O Complexo Quirino apresenta diferentes fácies petrográficas que, na escala do mapeamento, não foram individualizadas. Há uma fácies biotítica, geralmente de composição granítica, pobre em



Tabela 3.3 Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada, com trabalhos prévios da literatura. Referências: Costa et al., 1978a, 1978b; Rego, 1979; Matos et al., 1980; Menezes, 1973, 1975; Reis & Mansur, 1975; Barbosa & Grossi Sad, 1983a, 1983b; Batista, 1984; Tupinambá, 1993, 1999; Sade & Dutra, 1988; Barbosa et al., Silva & Cunha, 2001, Tupinambá et al., 2007

| Domínios/<br>Compartimentos               | Unidades Propostas<br>neste trabalho   | Idades          | Unidades descritas na literatura   |
|---|--|-----------------|--|
| Domínio Juiz de Fora<br>Terreno Ocidental | Leuco-Charnokitos e charno Enderbitos  | 580-570 Ma      | Juiz de Fora/Unidades Comendador Venâncio e São José de Ubá  |
|   | Megassequencia Andrelândia<br>a) gnaisses pelíticos, b) gnaisses bandados com quartzitos                                     | Neoproterozóico | Juiz de Fora/ Unidade Raposos; Unidades Itaocara; São José de Ubá, Santo Eduardo, Três Ilhas   |
|   | Complexo juiz de Fora  | 2.4–1.7Ga       | Juiz de Fora/Unidade Itaperuna   |
| Klipe Paraíba do Sul                      | Grupo Paraíba do Sul   | ????????        | Complexo Paraíba do Sul  |
|   | Complexo Quirino   | 2.1 Ga          | Complexo Paraíba do Sul  |
| Domínio Cambuci<br>Terreno Oriental       | Leuco-Charnokitos e charno Enderbitos São João do Paraíso  | 580 Ma          | Complexo Paraíba do Sul<br>Unidade Itaocara<br>Complexo Juiz de Fora<br>Unidade Catalunha<br>Unidade Monte Verde                       |
|   | Complexo Serra da Bolívia<br>Ortognaisses e charnockitóides  | 605 Ma          |  |
|   | Grupo Bom Jesus do Itabapoana<br>gnaisses, rochas meta-vulcânicas, mármores  | Neop III.       |  |
| Domínio Costeiro/<br>Terreno Oriental     | Suíte Bela Joana: Charnockitóides e Granitóides Porfíricos foliados  | 575-565 Ma      | Unidade Bela Joana, Desengano  |
|   | Suíte Santa Maria<br>Madalena: Leucogranitos e leucocharnockitos   | 580-565 Ma      |  |
|   | Unidade Angelim: Granada-hornblenda ortognaisses   | ????????        | Unidade Angelim  |
|   | Complexo Rio Negro:<br>ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros   | 790-620 Ma      | Complexo Rio Negro   |
|   | Complexo Costeiro<br>Unidade São Sebastião do Alto:Paragnaisses com quartzitos<br>Unidade São Fidelis: Gnaisses Kingizíticos | Neoproterozóico | a) Unidade Itaocara, Complexo Paraíba do Sul, Unidade Superior, Complexo Rio Negro, Santo Eduardo<br>b) Unidade São Fidelis, Catalunha |
| Klippe de Italva                          | Grupo Italva: granada-hornblenda gnaisses, mármores e anfíblitos   | 840-600 Ma.     | Grupo Italva, Grupo Paraíba do Sul   |

enclaves máficos e em cristais maiores de hornblenda, que costuma apresentar bandas leucossomáticas centimétricas. A fácies predominante na região alvo é a fácies à hornblenda, de composição predominantemente granodiorítica, rica em enclaves máficos e *clots* de hornblenda e biotita. Na porção oeste da Folha Santo Antônio de Pádua, o Complexo Quirino passa a apresentar, próximo aos enclaves máficos, uma paragênese granulítica com plagioclásio esverdeado e ortopiroxênio.

Ao microscópio petrográfico, a fácies a hornblenda apresenta composição granodiorítica a tonalítica, com hornblenda verde a verde clara, biotita marrom, plagioclásio subhedral, quartzo anédrico, pouca

perita além de apatita, titanita e zircão como mineral acessório. Nas variedades com texturas miloníticas, os gnaisses do complexo contem fitas de quartzo e porfiroclastos de plagioclásio antipertítico e hornblenda. Nas variedades granulíticas, vênulas contendo feldspato esverdeado apresentam megacristais subedrais de ortopiroxênio associado à hornblenda e biotita parda.

#### **Complexo Juiz de Fora/Terreno Ocidental: PP2jfm, PP2jfgl, PP2jfb**

Neste compartimento, ocorre uma intercalação tectônica entre as rochas do embasamento pré-1.7

Ga (Complexo Juiz de Fora) e os metassedimentos Neoproterozóicos do Grupo Andrelândia, ambas em fácies granulito. Esta interdigitação pode ser vista na escala do mapa geológico (mapa geológico anexo) e mesmo na escala de afloramento. Nestes locais, os dois conjuntos litológicos exibem forte foliação milonítica e parageneses metamórficas indicativas de retrogressão.

O Complexo Juiz de Fora, redefinido segundo Heilbron *et al* (1993, 1998), é representado por um conjunto muito heterogêneo de ortogranulitos. Esta concepção estratigráfica corresponde, em parte, a Unidade Itaperuna usada no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio Janeiro.

Sob a denominação de Complexo Juiz de Fora foram englobadas rochas metamórficas ortoderivadas cujas paragéneses são diagnósticas para a fácies granulito. Este conjunto dispõe-se em escamas tectônicas interdigitadas com rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia. O Complexo Juiz de Fora inclui litotipos de ampla variação composicional, desde noríticas até charnockíticas, com o predomínio de termos intermediários a ácidos.

As rochas do Complexo Juiz de Fora afloram geralmente como blocos e matacões ou lajedos em córregos e na meia encosta, bem como em cortes e piso de estradas, além de lajedos extensos de rocha sã no canal das principais drenagens, como nos rios Paraíba do Sul e Rio Pomba. Os afloramentos mostram diferentes graus de alteração, apresentando-se, freqüentemente, pouco intemperizados. Quando inalteradas, as rochas do Complexo Juiz de Fora têm coloração esverdeada ou caramelo e estrutura maciça. À medida que tornam mais miloníticas, assumem coloração branca e rosada com enclaves e/ou lentes centimétricas a métricas de rochas mais escuras.

Na área abordada, o Complexo Juiz de Fora é constituído por litotipos cuja composição varia de norítica a charnockítica, passando por enderbitos e charno-enderbitos (figuras 3.7 e 3.8). Os enderbitos são os litotipos predominantes e ocorrem, comumente, intercalados com granulitos de composição charno-enderbítica a charnockítica. Bandas lenticulares de rocha norítica ocorrem associadas aos enderbitos e, freqüentemente, aos charno-enderbitos e charnockitos. Injeções e/ou bandas de rochas charnockíticas rosadas, de granulometria média a grossa, ocorrem associadas ao conjunto.

A mineralogia essencial dos granulitos compreende ortopiroxênio, clinopiroxênio,

plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita em proporções variadas, além de zircão, allanita e minerais opacos, incluindo sulfetos (pirita) como acessórios. Os tipos mais félsicos possuem principalmente ortopiroxênio, enquanto os tipos básicos, dois piroxênios. A granada ocorre localmente, e nas variedades gabróicas forma texturas coroníticas.

Quando máficos, sua composição mineralógica é dada por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, ortopiroxênio e traços de mineral opaco (magnetita, ilmenita e pirita), granada, K-feldspato (nos tipos com tendência alcalina), quartzo, biotita, apatita, titanita e zircão. Minerais secundários como sericita e carbonato ocorrem localmente. Quando ultramáficos são constituídos de clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, ilmenita e quartzo (em proporções menores que 5%).

A análise petrográfica revelou a existência de paragéneses granoblásticas com ortopiroxênio  $\pm$  clinopiroxênio + plagioclásio  $\pm$  ortoclásio  $\pm$  hornblenda + quartzo, atestando a ocorrência de metamorfismo sob condições da fácies granulito. Composições ricas em quartzo (> 20% em volume) e o domínio de plagioclásio sobre K-feldspato indicam a predominância de litotipos enderbíticos (figura 3.8).

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

Quando mais deformados, principalmente próximo aos contatos tectônicos, ou junto às zonas de cisalhamento D3, assumem forte foliação milonítica planar (figuras 3.7 e 3.8), perdem a coloração esverdeada, apresentam parageneses metamórficas de menor temperatura (retrogressão) e se transformam em conjunto gnáissico, caracterizado por uma sucessão de bandas brancas e pretas. Uma observação mais cuidadosa mostra a presença de bandas e lentes de rochas básicas intercaladas a litotipos enderbíticos a charnockíticos.

Em lâmina delgada, as variedades miloníticas mostram claros sinais de retrogressão metamórfica, como a transformação dos piroxênios para hornblenda e biotita, que formam franjas ao





Figura 3.7-Aspectos macroscópicos dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora: a) enderbites com leucossomas grossos e zona de cisalhamento; b) granulitos básicos invadidos por granulitos charnockíticos; c) granulito charnockítico com enclaves e lentes de rochas básicas; d) corpo de granulito charnockítico intrusivo nos enderbites; e) granulito charnockítico milonítico (variedade Pedra Madeira); f) detalhes da foliação milonítica com porfiroclasto de feldspato; g) granulito charnockítico rosado, com enclaves e lentes de rochas básicas; h) cristais maiores de OPX em porção pegmatóide do complexo



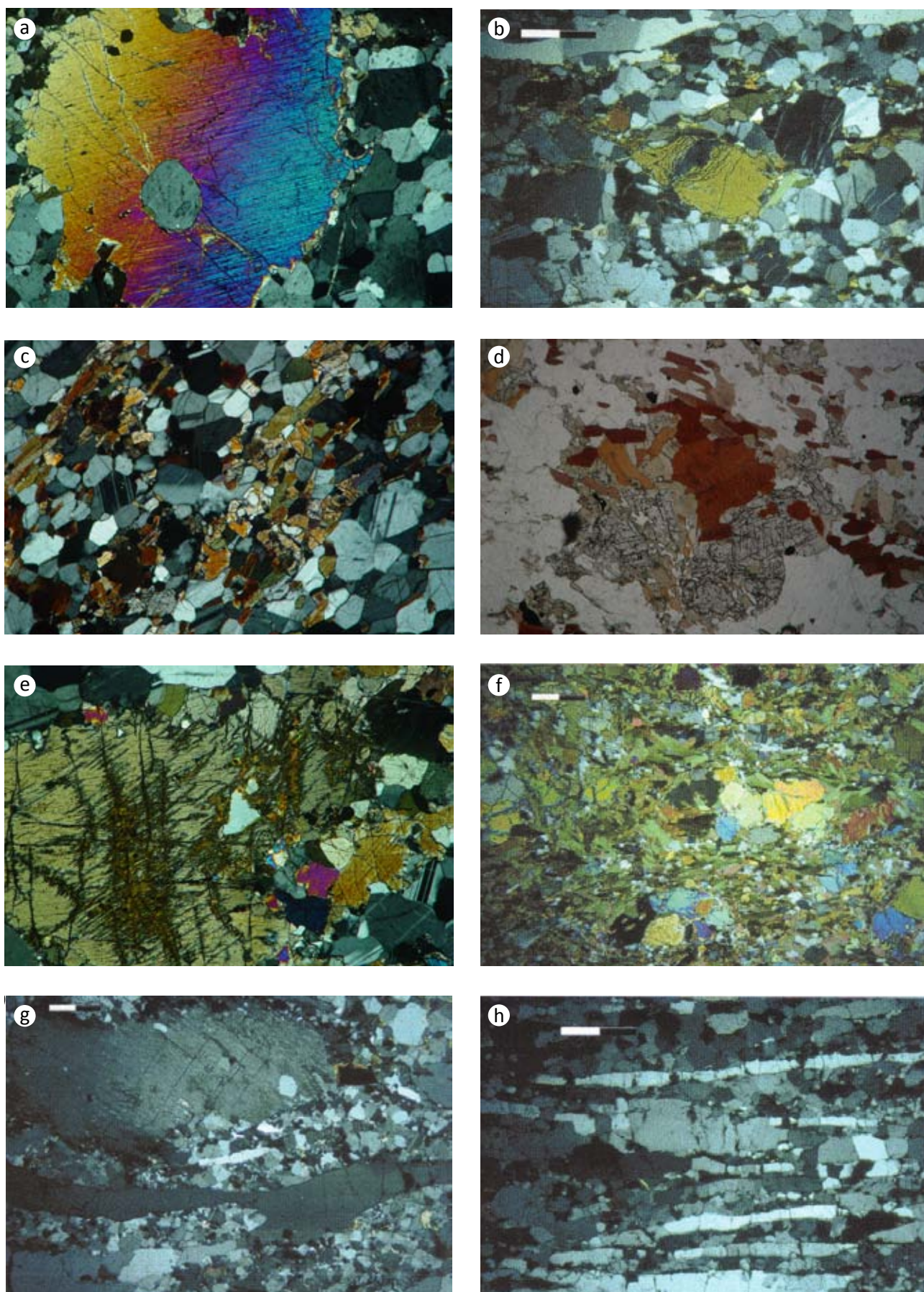


Figura 3.8-Aspectos microscópicos dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora: a) e b) porfiroclastos de CPX e OPX; c) textura granolepidoblásticas com opx, cpx, anfíbólio, bitotita, felpatos e quartzo; d) cristais de OPX se transformando em biotita; e) porfiroclasto de OPX com crescimento de biotita ao longo da clivagem; f) granulitos básicos; g) e h) granulitos charnockíticos moloníticos, com porfiroclastos de K-felspato e fitas de quartzo

redor dos porfiroclastos destes minerais, além de porfiroclastos de feldspatos com estrutura anti-pertítica e fitas de quartzo (figura 3.8).

A tabela 3.4 abaixo mostra as características petrográficas de cada um dos litotipos granulíticos do complexo.

Na folha Santo Antônio de Pádua, associado a esta unidade, ocorre a extração de uma rocha para revestimento, conhecida comercialmente como **Pedra Madeira**. Trata-se de uma faixa charnockítica milonítica encaixada por rochas enderbíticas, e no mapa geológico foi individualizada como uma unidade de mapeamento (Unidade Marangatu, **PP2jfm**). O charnockito que origina a Pedra Madeira é uma rocha leucocrática a hololeucocrática de coloração que varia em diversos tons, desde o verde (dado principalmente pelos feldspatos), rosa (dado principalmente pela presença de K-feldspato), branco e amarelo (dados pelo processo de alteração intempérica). A rocha apresenta granulometria média a grossa, com cristais de feldspato de dimensões entre 0,5 e 2 cm, além de cristais de quartzo e piroxênio visíveis na escala macroscópica, com dimensões entre 0,1 e 0,5 cm. A partir de uma análise da textura da rocha, verifica-se que, estruturalmente, ocorre uma variação desde trama protomilonítica, com porfiroclastos de feldspato de 1 a 2 cm e fitas de quartzo, passando para milonítica, com porfiroclastos de 0,5 cm e fitas de quartzo, até chegar a um charnockito ultramilonítico, sem

porfiroclastos e com fitas de quartzo formando planos bem definidos.

### 3.5.3- UNIDADES COM POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO INCERTO

#### PRyb-Suíte Barreiro

Trata-se de um conjunto de rochas discretamente foliadas, onde predominam dioritos a quartzodioritos, com fácies gabróicas mais grossas e fácies porfiríticas mesocráticas. O corpo descrito neste trabalho encontra-se na porção noroeste da Folha, 4 km a leste de Conceição da Boa Vista, nas cabeceiras do Córrego Barreiros (mapa geológico).

Nos trabalhos de campo foi possível estabelecer uma cronologia relativa dos tipos ígneos do conjunto, do mais novo para o mais antigo: a) diorito grosso mesocrático, porfirítico, com biotita e anfibólio b) diorito fino; c) leucogabro, contendo restitos de gnaiss granatífero de grão grosso. Foram encontradas texturas e estruturas próprias de fenômenos de mistura magmática (Figura 3.9).

A petrografia da fácies grossa revelou a presença de gabronorito e hornblenda gabronorito, com megacristais de plagioclásio subédrico, ortopiroxênio e clinopiroxênio em cristais menores, de textura subofítica afetada por recristalização granoblástica.

Tabela 3.4 - Composição mineralógica e características texturais dos litotipos do Complexo Juiz de Fora

| Litotipo   | Minerais<br>(em ordem decrescente de % vol.)       | Granulometria  | Textura/Estrutura                                     |
|--|--|----------------|---|
| Enderbito  | Plg, opx, hb, ort, bt, op, cpx, ap, zc             | fina a média   | granoblástica a proto-milonítica; maciça a foliada. * |
| Norito   | Plg, cpx, hb, opx, op, gr, ort, qz, bt, ap, ti, zc | fina a média   | granoblástica a proto-milonítica; maciça.             |
| Charno-enderbito e Charnockito (incluindo a variedade Pedra Madeira) | ort, qz, plg, opx, all, op, zc, ap                 | média a grossa | granoblástica a milonítica; maciça a foliada. *       |
| Bandas e Injeções de Charnockito                                     | Plg, qz, ort, opx, bt, op, ap, zc                  | fina a média   | granoblástica a proto-milonítica; maciça. *           |

Legenda: all – allanita, ap - apatita, bt – biotita, cpx – clinopiroxênio, gr – granada, hb – hornblenda, op – minerais opacos, plg - plagioclásio, opx – ortopiroxênio, ort - ortoclásio, qz - quartzo, tit - titanita, zc – zircão. Protomilonítica a ultramilonítica na Zona de Cisalhamento Além Paraíba





Figura 3.9 - a) dioritos; b) e c) gabros da Suíte Barreiro

### 3.5.4 - SUCESSÕES METASSEDIMENTARES DEFORMADAS DO NEOPROTEROZÓICO

#### Grupo Andrelândia/Terreno Ocidental

A sucessão metassedimentar neste compartimento é representada pelo Grupo ou Megasequência Andrelândia. Esta unidade caracteriza-se por uma associação de gnaisses de origem sedimentar com idade de deposição estimada entre 1,0 e 0.79 Ga, com base em análises de Zircões detriticos (Valeriano *et al.*, 2003; Valladares *et al.*, 2006).

Na região mapeada, foram separadas duas unidades: a) Unidade Arcádia Areal (NPaaa) e b) (sillimanita)-granada-biotita gnaisses (NPasgn). Quartzitos feldpáticos e rochas meta-ultramáficas também ocorrem como corpos mapeáveis na escala adotada.

#### NPaaa- Unidade Arcádia Areal:

Esta unidade ocorre na porção central da folha, distribuindo-se em uma faixa alongada de direção NE-SW, próximo ao Rio Paraíba do Sul. Caracteriza-se por uma sucessão de gnaisses bandados, com composição psamítica e semi-pelítica, que incluem uma variedade de intercalações centimétricas a métricas de rochas quartzíticas, rochas calcissilicáticas, sillimanita gnaisses e gonditos, além de corpos de rochas meta-básicas e meta-ultramáficas.

Os afloramentos de rochas gnáissicas ocorrem preferencialmente em lajes a meia encosta e nas drenagens. Ocorrem raramente afloramentos alterados deste litotipo em cortes de estradas, exceto com quando há uma abundância de rochas quartzíticas, que desenvolvem saibreas que são exploradas para uso local nas estradas vicinais.

O litotipo predominante é um gnaisse com bandamento composicional conspícuo, definido pela alternância métrica a centimétrica de camadas quartzo-feldspáticas, com diferentes proporções entre quartzo e feldspato e camadas ricas em biotita. Apesar do metamorfismo superimposto, observa-se que estas bandas de distintas composições gradam entre si, definindo o acamamento sedimentar. Sua mineralogia principal é constituída por plagioclásio com composição andesina (predominante), quartzo, microclina pertítica e biotita em proporções muito variadas; além de granada, zircão, turmalina, monazita e apatita como acessórios (figura 3.10). Carbonato e mica branca aparecem como minerais secundários derivados dos feldspatos.

Texturas migmatíticas com veios leucossomáticos, que possuem rara granada, ocorrem nas porções menos deformadas. Texturas miloníticas são freqüentes, especialmente junto ao contato com o Terreno Oriental (CTB). Porfiroclastos rotacionados de feldspato e granadas com franjas de recristalização e fitas de quartzo, são características das variedades miloníticas.

Diversas rochas supracrustais ocorrem intercaladas no biotita gnaisse bandado, na forma de camadas métricas e/ou *boudins* e lentes centimétricas, muitas vezes com contatos gradacionais: quartzitos puros; quartzitos feldspáticos grossos; sillimanita quartzitos; sillimanita granada gnaisses; rochas manganíferas compostas por quartzo, granada e anfibólio; e rochas calcissilicáticas (figura 3,11) constituídas por plagioclásio, com composição variando entre andesina e labradorita, diopsídio, granada almandina, quartzo, carbonato, hornblenda, biotita, microclina, escapolita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos não determinados.

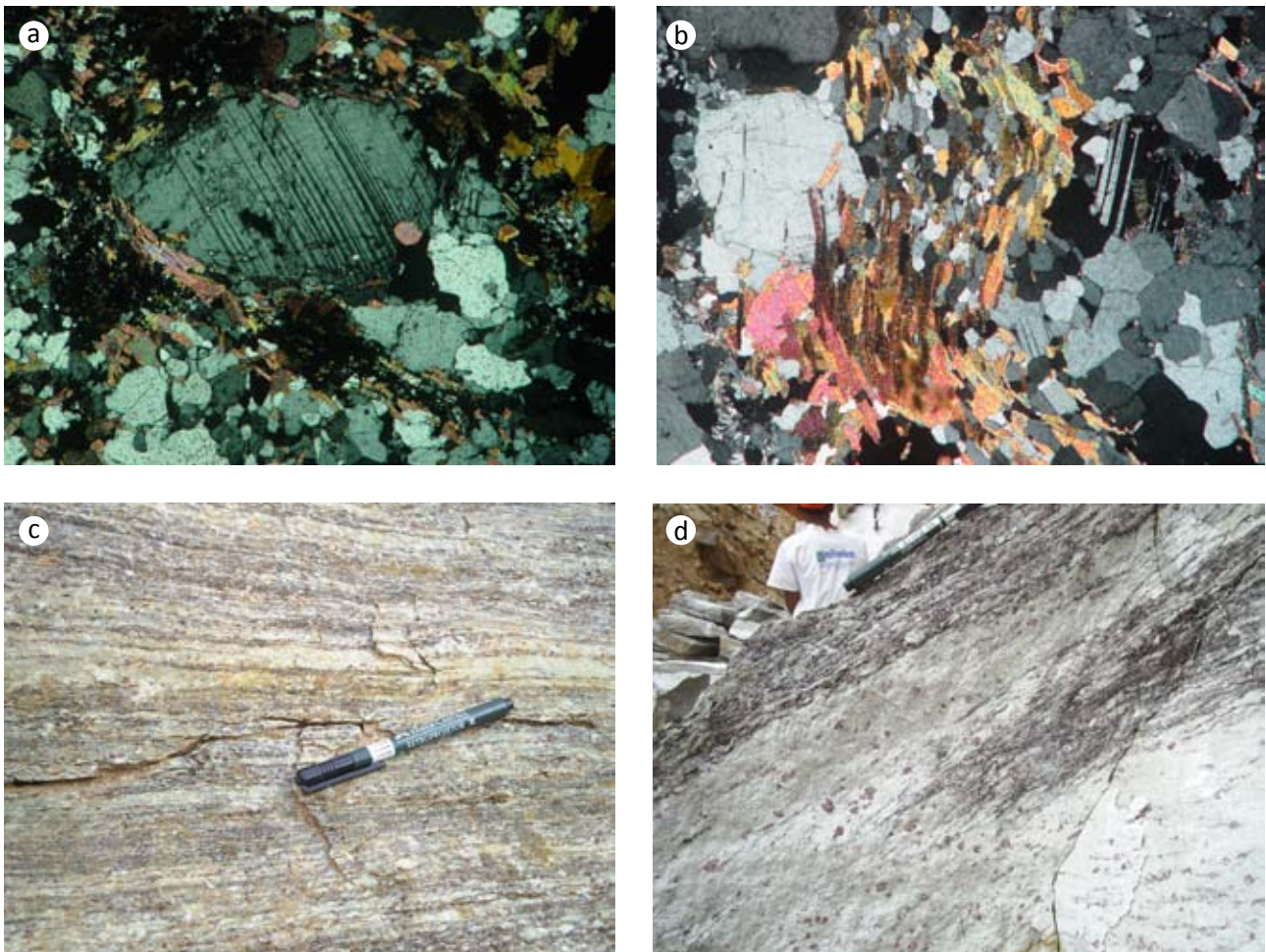


Figura 3.10 - Grupo Andrelândia: a) e b) aspectos petrográficos do biotita gnaisse bandado; c e d) granada biotita gnaisse com leucossomas brancos ricos em granada

### Npasgn- Silimanita-granada-biotita gnaisse

Esta unidade ocorre como lentes descontínuas, muito deformadas, intercaladas com os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. A faixa de maior espessura ocorre junto ao contato com os ortognaisses do Complexo Quirino, na porção noroeste da folha. Os afloramentos são em geral muito alterados em cortes de estradas ou picadas, sendo mais raras as lajes frescas, que normalmente ocorrem junto a drenagens.

Engloba gnaisses de derivação pelítica a semi-pelítica, ricos em biotita, granada e sillimanita, com abundantes intercalações métricas a centimétricas de sillimanita quartzitos, quartzitos puros, e mais raramente de rochas manganésíferas (gonditos), biotita gnaisses bandados, rochas calcissilicáticas (Figura 3.11).

Sua mineralogia principal compreende granada, quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, além de sillimanita da variedade fibrolítica e localmente espinélio do tipo hercinita. Ortopiroxênio pode

aparecer, indicando também o metamorfismo de alta temperatura. Monazita, zircão, apatita, turmalina e rutilo, são acessórios comuns. Algumas bandas muito ricas em quartzo (quartzo-gnaisses) transicionam para quartzitos feldspáticos e micáceos (figura 3.10).

Uma variedade pobre em biotita, rica em K-feldspato e granada também é muito freqüente. Veios e lentes leucossomáticas, bordejadas por melanossomas ricos em aluminossilicatos, indicam que este pacote sofreu anatexia. O bandamento migmatítico é subparalelo à xistosidade da rocha e é caracterizado pela alternância de porções leucossomáticas félsicas centimétricas e porções melanossomáticas de biotita + granada (+ sillimanita), de espessura milimétrica a centimétrica. Nas porções leucossomáticas podem ocorrer também granada, ortopiroxênio e biotita. A textura da rocha é predominantemente granoblástica, tornando-se milonítica a ultramilonítica, de granulação fina e com fitas de quartzo, próximo às zonas de cisalhamento brasileiras.



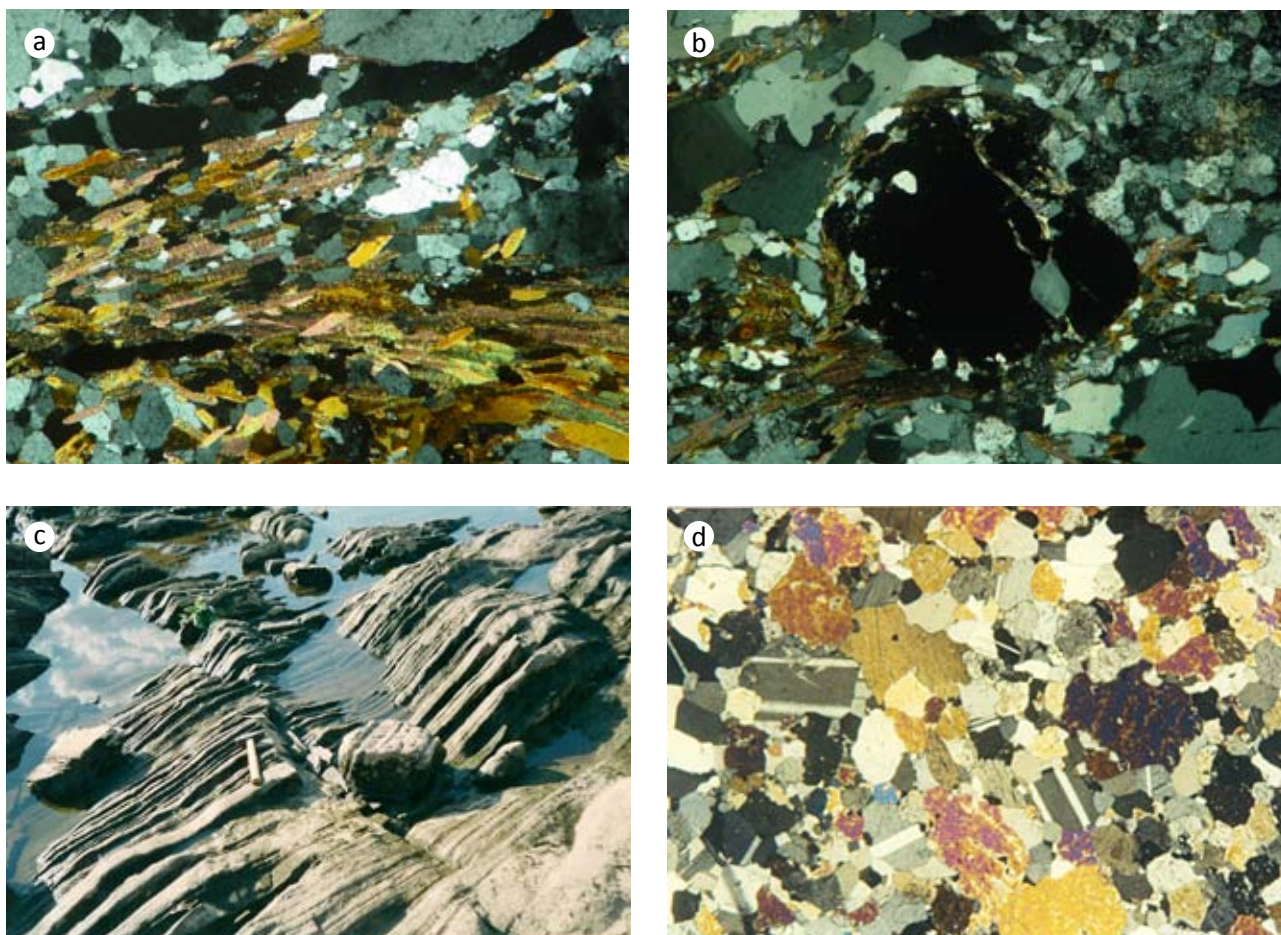


Figura 3.11-a e b) aspectos petrográficos do granada biotita gnaïsse, rico em biotita, sillimanita e com porfiroclastos de granada; g) e h) Rocha calcissilicática bandada

Texturas miloníticas são muito comuns, especialmente junto ao contato com os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, onde ocorrem intercalações centimétricas, muito tectonizadas das duas unidades. Os milonitos deste pacote são bastante rercristalizados, caracterizados por uma matriz granoblástica, com porfiroclastos de feldspatos e granada. Fitas de quartzito são freqüentes.

As lentes de rochas calcissilicáticas são de cor verde e textura granoblástica, compostas por plagioclásio, diopsídio, granada almandina, quartzo, carbonato, hornblenda, biotita, microclina, escapolita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos.

O gondito ocorre em lentes centimétricas de coloração acastanhada. Tem granulação fina a média, estrutura maciça e sua composição mineralógica é dada por quartzo, granada de cor alaranjada e por minerais opacos.

#### Na1q - Quartzitos

Compreende intercalações métricas a centimétricas de rochas quartzíticas, que normalmente afloram nas saibreiras exploradas da

região, ou em corte de estradas. Os corpos maiores compreendem quartzitos grossos puros, quartzitos micáceos, quartzitos feldspáticos e quartzito-gnaïsses. Os quartzitos variam desde puros a feldspáticos, podendo ainda conter mica branca, sillimanita, turmalina, opacos (magnetita e ilmenita) e zircão. Localmente gradam para rochas calcissilicáticas ou gonditos.

#### NPa - Anfibolitos

Rochas anfibolíticas, na forma de lentes, camadas e *boudins* métricos a centimétricos, ocorrem nas Unidades do Grupo Andrelândia, especialmente no Granada Gnaïsse. Os anfibolitos possuem coloração negra, granulação fina a média, textura granoblástica, nematoblástica ou protomilonítica. Sua composição mineralógica dada por plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, (granada), (quartzo), mineral opaco, apatita e zircão. Localmente paragêneses com granada almandina, diopsídio e quartzo foram encontradas, inidicando a fácies granulito.

As rochas metabásicas vêm sendo interpretadas como representantes do magmatismo básico sin (?)

a pós-deposicional da bacia sedimentar Andrelândia. Os resultados litogeoquímicos obtidos por Paciullo (1992) e por e Gonçalves e Figueiredo (1992), para a região da Folha Andrelândia, indicam dois conjuntos distintos de rochas metabásicas, ambos com tendência toleítica, em ambiente extensional, ligado a abertura e /ou a diversos pulsos de extensão da Bacia Andrelândia (Ribeiro *et al.*, 1995; Paciullo *et al.*, 2000).

### **NPµ Rochas Meta-Ultramáficas**

Rochas meta-ultramáficas ocorrem como lentes elípticas, de dimensões decamétricas, intercaladas nos biotita gnaisses bandados da Unidade Arcádia Areal, próximo ao contato com o Terreno Oriental. A maior ocorrência localiza-se próximo ao distrito de Córrego da Prata, a oeste da folha mapeada.

Estes corpos em geral estão totalmente metamorfisados, transformados para tremolitos, talco-tremolita xistos. A mineralogia destas rochas compreende basicamente tremolita/actinolita, talco e clorita, além de quartzo e minerais opacos.

### **NPbj-Grupo Bom Jesus do Itabapoana**

O Grupo Bom Jesus do Itabapoana corresponde a unidade metassedimentar Neoproterozóica que aflora no Domínio Cambuci, disposta estruturalmente sobre o Domínio Juiz de Fora e subjacente ao Domínio Costeiro (Terreno Oriental).

Na área mapeada, é constituído de uma sequência de rochas metavulcanossedimentares que podem ser subdivididas nas seguintes unidades: (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaisse com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaisse, biotita gnaisse, anfíbolito, rocha calcissilicática, gondito, rocha metaultramáfica e olivina-diopsídio mármore; predominantemente de composição dolomítica. Subordinadamente ocorrem lentes com hornblenda.

Os gnaisses pelíticos a semi-pelíticos, migmatíticos (**NPbjggn**), com granada são os litotipos mais comuns. Estas rochas variam de coloração cinzenta a esverdeada. O (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaisse (figura 3.12) apresenta-se comumente com alto grau de migmatização, com a presença de porções leucossomáticas, melanossomáticas e mesossomáticas como estudadas por Tupinambá (1993). Os leucossomas gerados por fusão parcial variam de composições granodioríticas a graníticas, e assumem ora cores esverdeadas, com OPX, ora cores brancas, com biotita.

A granada, o ortopiroxênio e a sillimanita nem sempre estão presentes, resultando em denominações distintas nos gnaisses, como biotita gnaisse, granada-biotita gnaisse e sillimanita-granada biotita gnaisse, sendo as duas primeiras as mais abundantes na área. Os três litotipos têm granulação variando de fina a média (no mesossoma) e de média a grossa (no leucossoma e melanossoma). Sua textura varia de granoblástica a grano-porfioblástica. No segundo caso, os porfiroblastos são predominantemente de granada (de até 5 cm de diâmetro), sendo que é também comum a presença de profiroblastos de feldspato de até 7 cm de comprimento. É comum a ocorrência de uma faciologia com feldspatos oftálmicos, tendendo a euédricos, o que sugere blastese, possivelmente associada a processos de fusão parcial da rocha. Seus minerais constituintes, guardando as devidas diferenças dentre os três litotipos, são: K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, sillimanita, ortopiroxênio, hornblenda (rara), mineral opaco, rutilo, espinélio verde, zircão e grafita. Como fases secundárias ocorrem muscovita e saussurita.

Os leucossomas ocorrem em faixas de espessura que variam desde 3 a 20 centímetros, dispostas paralelamente aos planos de bandamento e/ou xistosidade do gnaisse e têm, em geral, granulação grossa, com granada também grossa. Localmente, em zonas de cisalhamento (nos contatos com os domínios sub e sobrejacentes e em zonas de cisalhamento D<sub>3</sub>), a rocha adquire textura protomilonítica a ultramilonítica.

Os mármore (**NPbjm**, Tupinambá, 1993) ocorrem em lentes descontínuas com espessuras de poucos metros a dezenas de metros. O único corpo mapeável ocorre na porção NE da folha, entre as localidades do Funil e Cambuci, já na folha vizinha (figura 3.12). No campo, sua a exposição varia desde rocha sã pouco fraturada, a rochas esbranquiçadas com variados graus de alteração. São rochas de granulação média a grossa, cor branca a branco esverdeado, de estrutura maciça a bandada e textura granoblástica poligonal a interlobulada. Os minerais constituintes são: carbonato (predominantemente dolomita, em megacristais e em arranjo poligonal na matriz), olivina (serpentinizada nas bordas e em fraturas), flogopita, diopsídio, espinélio, talco, titanita e apatita. É comum a associação com rochas calcissilicáticas (bandas centimétricas) e com anfíbolitos (bandas centimétricas a decimétricas). Quando bandados caracterizam-se pela alternância de bandas centimétricas carbonáticas claras (carbonato, flogopita e apatita) e máficas esverdeadas com concentração de olivina e/ou diopsídio e flogopita).



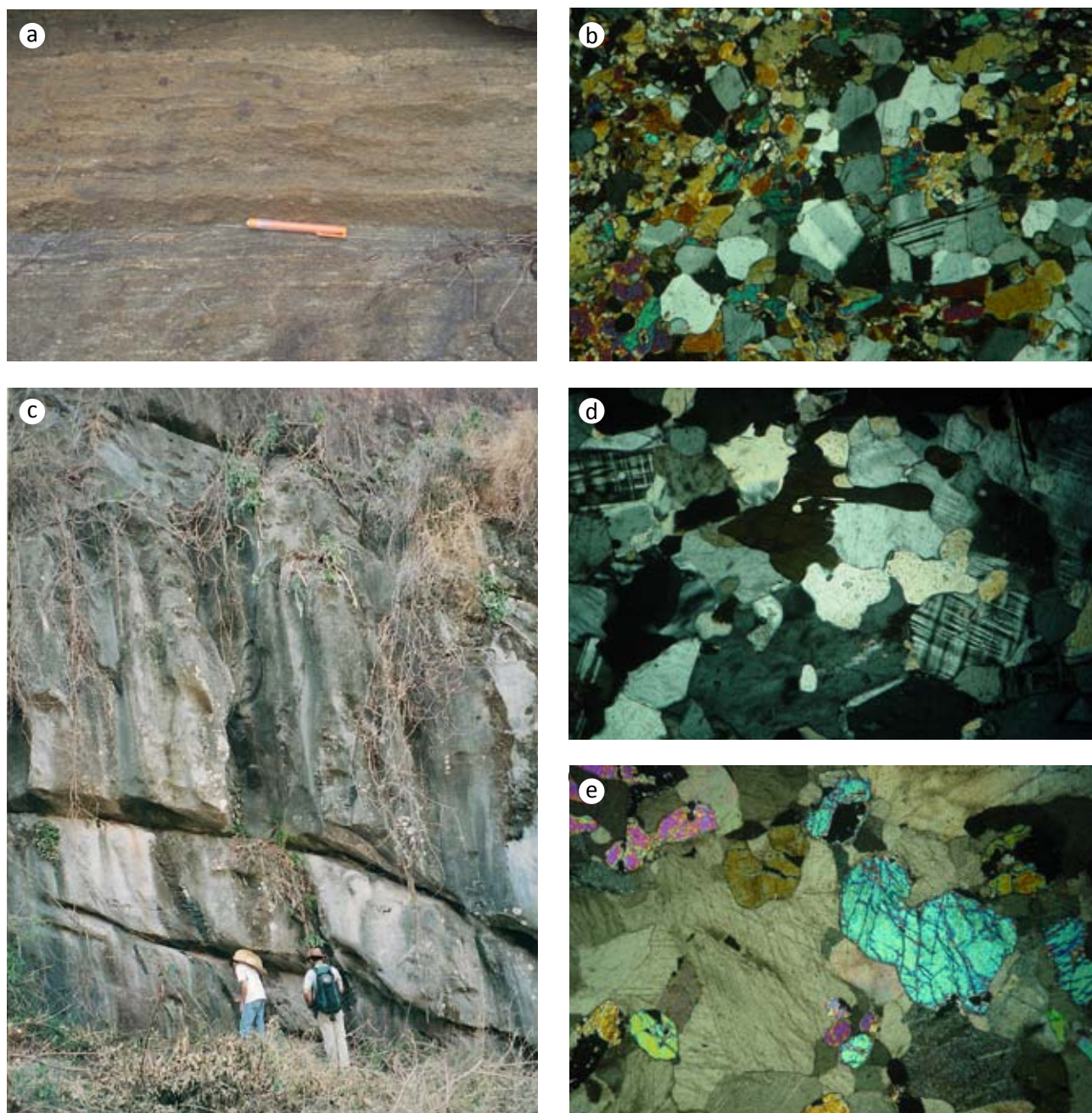


Figura 3.12-Grupo Bom Jesus do Itabapoana: a) contato do paragneisses com granada com os ortogneisses do Complexo Serra da Bolívia; b e d) aspectos petrográficos dos paragneisses; c) e e) olivina mármores

O contato do mármore com os gnaisses encaixantes é caracterizado por uma rocha pegmatóide, contendo megacrístais de quartzo, feldspato, diopsídio, e mais raramente granada.

As rochas calcissilicáticas têm cores variando de cinza claro a esverdeada, estrutura maciça a bandada (alternância, desde milimétricas até 1 cm, entre bandas claras félsicas e bandas verdes máficas) e granulação fina a média. Os minerais constituintes são: plagioclásio, ortoclásio, quartzo, diopsídio, granada, biotita/flogopita, hornblenda, mineral opaco. Como minerais secundários ocorrem clorita, sericita e muscovita. Próximo ao contato com mármore e rochas calcissilicáticas, é comum a

ocorrência de um gnaiss claro, cuja composição é dominada por uma associação entre plagioclásio e granada, quase sem biotita (Tupinambá, 1993).

Bandas e/ou lentes de espessura centimétrica a métrica (não mapeáveis) de gonditos, anfibolitos e rochas metaltramáficas são comumente observadas em associação aos gnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

#### NP3it-Grupo Italva

As unidades do Domínio Italva foram descritas anteriormente por diversos autores, com distintas

propostas de nomenclatura litoestratigráfica. Destacam-se os trabalhos de pioneiros de Rosier (1957, 1965), Menezes (1973,1975), bem como os trabalhos resultantes do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, realizado pelo DRM, nos quais para a unidade em questão podemos citar Costa *et al.* (1978a, 1978b), Matos *et al.* (1980), e Sad & Dutra (1988), que incluíram esta unidade no Complexo Paraíba do Sul. Estes últimos autores apresentaram dados litogeoquímicos inéditos e sugeriram pela primeira um ambiente tectônico de *back-arc* para o conjunto. Posteriormente, Machado Filho *et al.* (1983) separaram este conjunto do Complexo Paraíba do Sul e batizaram esta unidade de Grupo Italva, subdividido nas unidades mapeadas no projeto Carta Geológica do Estado. Neste trabalho, utilizaremos esta denominação, pois concordamos com a proposta de Machado Filho (op cit), que individualizou este conjunto como uma unidade diferente.

O Grupo Italva é composto por um conjunto meta-vulcano-sedimentar, rico em mármore e anfibolitos. Contrastando com os outros compartimentos descritos, o metamorfismo principal não ultrapassa os limites da fácies anfibolito, e a deformação principal é moderada, caracterizada por uma xistosidade grossa, além de dobras recumbentes a reclinadas, que podem ser visualizadas inclusive na escala do mapa.

Com base no mapeamento realizado, foi subdividida em seis unidades litológicas dispostas em faixas NE-SW. São elas: a) Unidade Euclidelândia: (sillimanita) (granada) biotita muscovita gnaiss; b) Unidade São Joaquim: mármore de cor branca, cinza e azul, variando desde puros ou impuros, contendo proporções variáveis de quartzo, tremolita, diopsídio, grafita e sulfetos; c) Unidade Macuco: biotita gnaiss leucocrático localmente com hornblenda; d) Unidade Serra da Prata: hornblenda biotita gnaisses mesocráticos; e) anfibolitos variando de mesocráticos a melanocráticos (variedades mais ultramáficas), frequentemente com sulfetos; e f) leucognaisses que ocorrem como lentes descontínuas, nas unidades Serra da Prata e Macuco.

### NP3iteu -Unidade Euclidelândia

Compondo a faixa localizada mais a oeste da área mapeada (Mapa Geológico, Anexo), esta unidade é representada por biotita muscovita gnaiss granítico a tonalítico (diagrama QAP da Figura 3.13). Em geral são alterados e ocorrem principalmente em corte de estrada. O relevo gerado é pouco escarpado sendo formado por morros arredondados com altitude média de 500 m.

Os afloramentos observados são homogêneos e a rocha apresenta coloração cinza, granulometria fina a grossa e foliação penetrativa, marcada pela orientação de biotita e muscovita (figura 3.14).

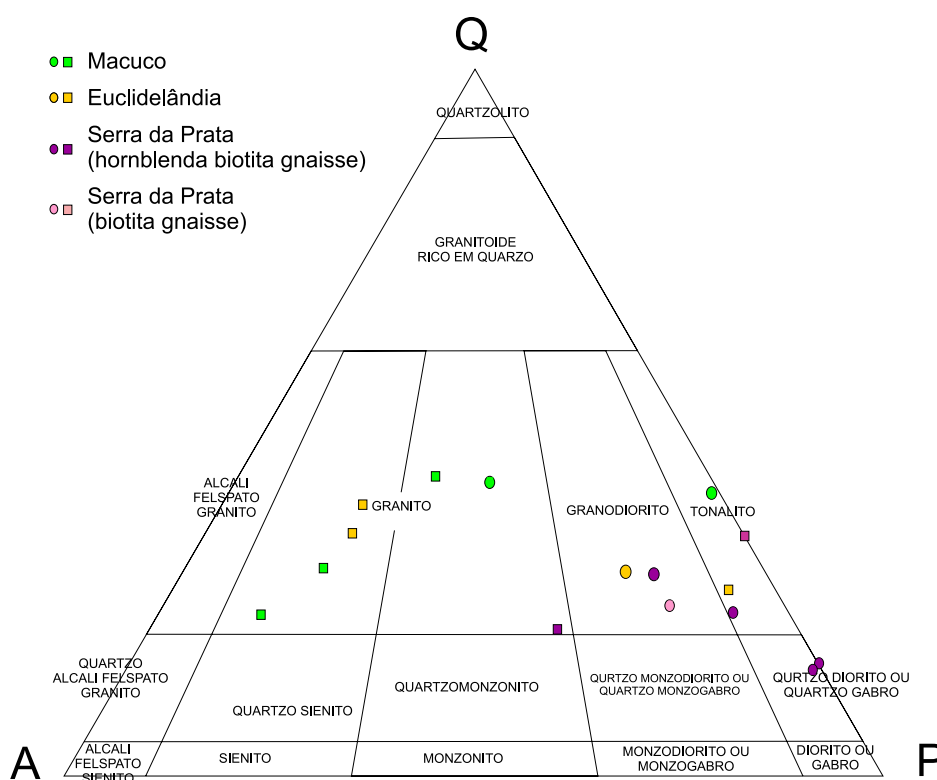


Figura 3.13-Plote das unidades do Grupo Italva no Diagrama QAP



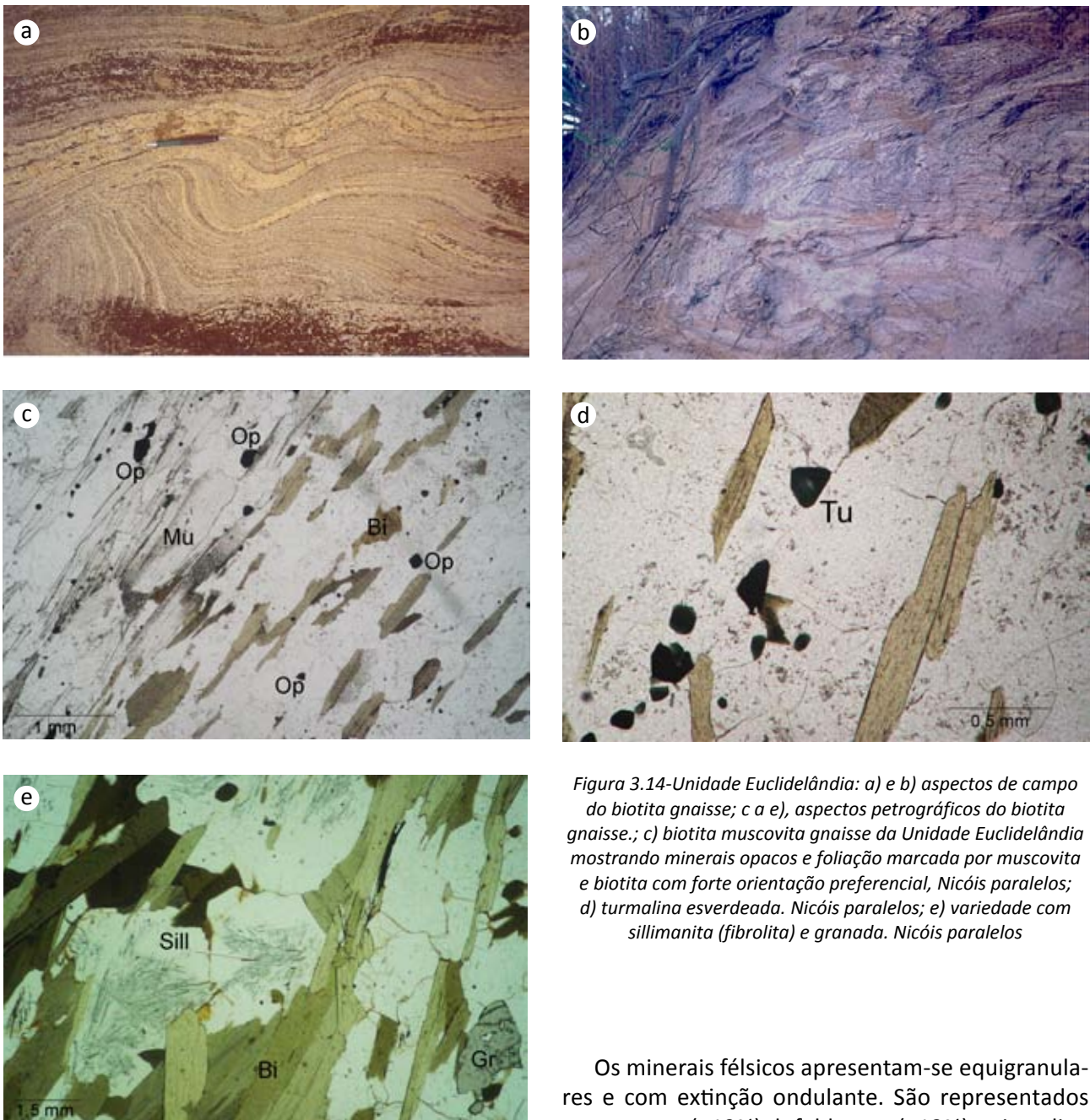


Figura 3.14-Unidade Euclidelândia: a) e b) aspectos de campo do biotita gnaiss; c a e), aspectos petrográficos do biotita gnaiss.; c) biotita muscovita gnaiss da Unidade Euclidelândia mostrando minerais opacos e foliação marcada por muscovita e biotita com forte orientação preferencial, Nicóis paralelos; d) turmalina esverdeada. Nicóis paralelos; e) variedade com sillimanita (fibrolita) e granada. Nicóis paralelos

É comum a intrusão de pegmatitos, discordantes a foliação, composto por quartzo, feldspato, turmalina e sillimanita. É notável a maior concentração de muscovita próximo aos pegmatitos. Nas valetas das estradas de terra identificou-se, com auxílio de um ímã, a presença de magnetita.

A descrição petrográfica destacou as seguintes feições: a biotita (15-26%) ocorre em palhetas bem definidas com pleocroísmo amarelado a marrom escuro e frequentemente orientadas; a muscovita (2-16%) se apresenta em forma de palhetas com clivagem bem marcada (Figura 3.15); os minerais opacos (magnetita) euédricos, triangulares e cúbicos, podendo somar até 5% da composição mineralógica da rocha (Figura 3.14).

Os minerais félsicos apresentam-se equigranulares e com extinção ondulante. São representados por quartzo (~19%), k-feldspato (~12%), microclina (~1%) e plagioclásio (~37%) que variam em proporção. Localmente observou-se turmalina idiomórfica, tabular e triangular compondo até 4% da composição mineralógica da rocha (Figura 3.14).

Como minerais acessórios observaram-se granada, titanita, zircão e allanita idiomórfica com sobrecrescimento de epidoto (Figura 3.14). Como material de alteração tem-se sericita. Pontualmente observou-se a presença de cristais prismáticos de sillimanita (fibrolita - 1 a 4%) (Figura 3.14).

A combinação dos grãos equigranulares e do arranjo paralelo das micas confere a rocha uma textura granolepidoblástica.

O contato da Unidade Euclidelândia com a Unidade São Joaquim é marcado por intercalação de ambos com contato brusco.

### NP3its-Unidade São Joaquim

Esta unidade é representada por mármore que compõem o relevo em forma de cristas, bem mais escarpadas que o relevo das outras unidades, representado pelas principais serras a centro oeste da região: Serra das Águas Quentes, Serra do Cândido e Serra Vermelha.

Os afloramentos são encontrados na base, meia encosta e topo dos morros. São predominantemente frescos e quando alterados adquirem uma coloração amarelada. Produzem um solo de cor laranja avermelhada que não preserva a estrutura da rocha formando um relevo suavizado com morros arredondados. Nas grandes pedreiras

na área, próximo a Cantagalo e Euclidelândia, as grandes exposições presentes permitem observar a intercalação dos mármore com os anfibolitos e gnaisses bandados.(figura 3.16).

Estas faixas gnáissicas (não mapeáveis) e anfibolíticas (mapeáveis ou não) estão inclusas nesta unidade. Os anfibolitos se apresentam como *boudins* e camadas centimétricas a métricas contínuas, paralelas à foliação (Figura 3.15). Em geral apresentam granulometria fina a média, são anisotrópicos e ricos em sulfetos.

Outra feição comum observada nos afloramentos de mármore são bandas centimétricas que se sobressaem no relevo. São níveis ricos em quartzo



Figura 3.15-Unidade São Joaquim: a) Frente de lavra da jazida Holcin, próximo a Cantagalo, mármore com camadas verticais de anfibolito paralelas a foliação; b) enclaves ricos em anfibólio; c)textura granoblástica grossa, com grafita; d) Variação na coloração do mármore com granulometria grossa a muito grossa com cristais romboédricos centimétricos de calcita; e) Lâmina delgada de mármore puro com palhetas de grafita pouco orientadas. Nicóis paralelos



granular e de granulometria fina sendo preservadas devido a sua composição quartzosa, que a torna mais resistente a erosão.

O contato da Unidade São Joaquim com as unidades adjacentes é dado por uma intercalação marcada por contatos bruscos desde a escala centimétrica a métrica. Camadas pouco espessas de anfibolito podem marcar esse contato. Já o contato entre as unidades Serra da Prata e Macuco não foi claramente observado.

De coloração variada desde branca, amarelada, cinza azulada de aspecto leitoso e azul (Figura 3.15), os mármores apresentam granulometria média a muito grossa com cristais de carbonatos romboédricos bem desenvolvidos que chegam até 3 cm. A presença de grafita e sulfetos disseminados ou em níveis bem marcados é comum. A textura granular dos mármores dificulta a observação de anisotropia. Esta é expressiva quando há níveis ricos em grafita ou em quartzo bem orientados marcando uma foliação penetrativa.

A análise petrográfica indica mármores puros com 98% de carbonato (calcita) e 2% de minerais opacos em forma de palhetas (grafita) tanto disseminados quanto

orientados (Figura 3.15). Os mármores com composição mineralógica mais variada apresentam quartzo e diopsídio granulares, tremolita e zircão, distribuídos esparsamente nas lâminas decritas. Os minerais (carbonatos) são predominantemente equigranulares conferindo a rocha uma textura granoblástica.

### NP3itm-Unidade Macuco

Estratigraficamente sobreposta a Unidade São Joaquim e sotoposta a da Unidade Serra da Prata, a Unidade Macuco ocupa a região central da sinformal representada pelo Domínio Italva (mapa geológico e perfis estruturais).

Os afloramentos são encontrados tanto na meia encosta e nos topos dos morros, em forma de lajedos (Figura 3.16), além de ocorrências nas drenagens e em corte de estrada. São afloramentos homogêneos indicando um provável protólito ígneo. São alterados sendo difícil a observação de afloramentos frescos. Seu relevo não é expressivo predominando morros suaves arredondados.

É representada por granada biotita gnaiss graníticos e tonalíticos (QAP – 3.13) localmente

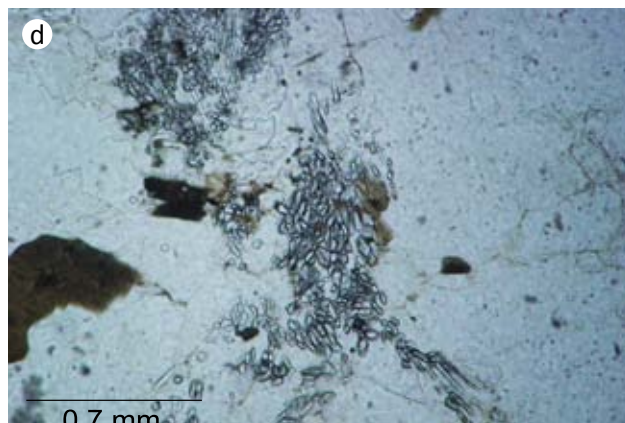
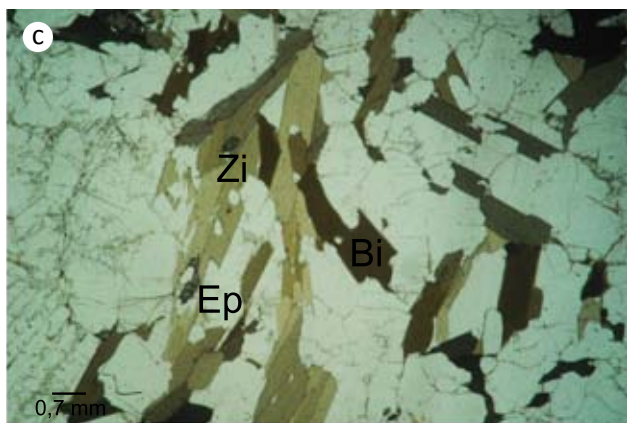


Figura 3.16-Unidade Macuco: fotos a e b) aspectos de campo do (sillimanita-granada) biotita gnaiss da Unidade Macuco; c) gnaisses com leucossomas; d) variedade do biotita gnaiss rico em biotita bem formada (SM-CM-02); e) variedade com sillimanita (agregados de cristais prismáticos) Nicóis paralelos



com sillimanita (figura 3.16), de granulometria grossa e coloração cinza claro, comumente foliados com anisotropia marcada predominantemente por biotita.

Na descrição petrográfica, de suas lâminas delgadas, o índice de coloração é dado como leucocrático com teor de minerais máficos em torno de 26%. A biotita é o mineral máfico variando de 4,5 a 24%. Encontra-se em forma de plaquetas distribuídas esparsamente, porém orientadas. Quartzo (~36%), K-feldspato (microclina + ortoclásio ~25%), plagioclásio (~28%) representam seus minerais essenciais, podendo variar um pouco sua proporção relativa. Possuem hábito xenoblástico, levemente alongados e orientados segundo a foliação formando texturas egranoblásticas e nematoblásticas. Normamente tem contatos poligonais, mas exibem extinção ondulante, indicando deformação fraca após o auge metamórfico.

Granada e sillimanita podem estar presentes. A granada (até 6%) é arredondada e distribui-se pela lâmina. Sillimanita se apresenta como agregado de cristais prismáticos, sendo a fibrolita sua forma mais comum (figura 3.16).

Dentre os minerais acessórios tem-se zircão, minerais opacos e titanita xenomórfica a hipidiomórfica com hábito característico. O material de alteração é a sericita. As texturas observadas variam de granoblástica a lepidoblástica.

### **NP3itsp-Unidade Serra da Prata**

A Unidade Serra da Prata distribui-se no núcleo da estrutura sinformal do domínio, estando sobreposta a demais unidades do Domínio Itálva. Geomorfologicamente é representada por morros suaves compondo o relevo menos expressivo da região.

O tipo mais comum de afloramento desta unidade é representado por lajedos tanto em encosta quanto no topo de morro, podendo aflorar em drenagens e corte de estradas. Os pontos visitados são, em sua maioria, alterados sendo os afloramentos frescos escassos.

Com base em sua composição mineralógica, rica em hornblenda, acredita-se que a Unidade Serra da Prata possa representar uma unidade ortoderivada, ou mesmo uma unidade com contribuição vulcânica. Compreende gnaisses migmatíticos, representados principalmente por hornblenda biotita gnaisses de coloração cinza claro a escuro e granulometria grossa, intercalados com biotita gnaisses de cor cinza clara.

O hornblenda biotita gnaisse varia de leucocrático a mesocrático e comumente apresenta enclaves de anfíbolito (Figura 3.17) de até 1m de comprimento. A textura da rocha varia de granolepidoblástica a granonematoblástica, dependendo do maior teor de biotita e hornblenda, respectivamente.

Nas lâminas delgadas analisadas, o conteúdo de anfíbólio varia de 10 a 42 % e é inversamente proporcional ao conteúdo de biotita (Figura 3.17). O anfíbólio é hornblenda de cor verde escura, xenoblástica a hipidioblástica, em geral pouco orientada e por vezes poiquiloblástica. Biotita compõe de 1 a 38 % da mineralogia da rocha e apresenta coloração amarelada a marrom escuro, hábito tabular ou xenomórfica, ocorrendo ora sem orientação principal, ora bem orientadas, definindo a foliação

Plagioclásio (35 a 48 %) e K-feldspato (ortoclásio e microclina somam de <1 a 15%) se apresentam hipidioblásticos a xenoblásticos, com formato equidimensional a pouco alongados. O quartzo é granular a pouco alongado e compõe de 16 a 29% da rocha. Ambos apresentam extinção ondulante.

Os minerais acessórios comuns para o hornblenda biotita gnaisse da Unidade Serra da Prata são apatita, zircão e minerais opacos (sulfetos). Titanita, diopsídio, allanita, epidoto, zoisita, clinozoisita e granada, são pontualmente observados. A titanita e o epidoto ocorrem em pequenos grãos xenomórficos ou losangulares. Diopsídio é xenomórfico e ocorre associado a biotita sendo bordejado por esta.

Allanita de cor amarela é um mineral comum na Unidade Serra da Prata (Figura 3.17). tem hábito idioblástico a xenoblástico, a apresenta frequentemente sobrecrecimento de minerais do grupo do epidoto. Pode ocorrer como acessório ou compor até 4% da mineralogia da rocha.

Intercalado ao hornblenda biotita gnaisse cinzento encontra-se o biotita gnaisse de cor clara e granulometria média. O contato entre ambos pode ser brusco, com aspecto de caráter intrusivo (Figura 3.17) ou gradacional (Figura 3.17), onde se observou, em lâmina, a diminuição do teor de hornblenda até sua ausência.

Dados petrográficos indicam que a composição mineralógica do biotita gnaisse de cor clara é dada por biotita (6 a 25 %) idioblástica a xenoblástica, ora disseminada ora bem orientada (Figuras 3.14 e 3.18). Dentre os minerais félsicos, tem-se quartzo (~20%), plagioclásio (~48%), K-feldspato (ortoclásio + microclina ~10%). Estes são xenomórficos, granulares a pouco alongados, frequentemente com extinção ondulante.

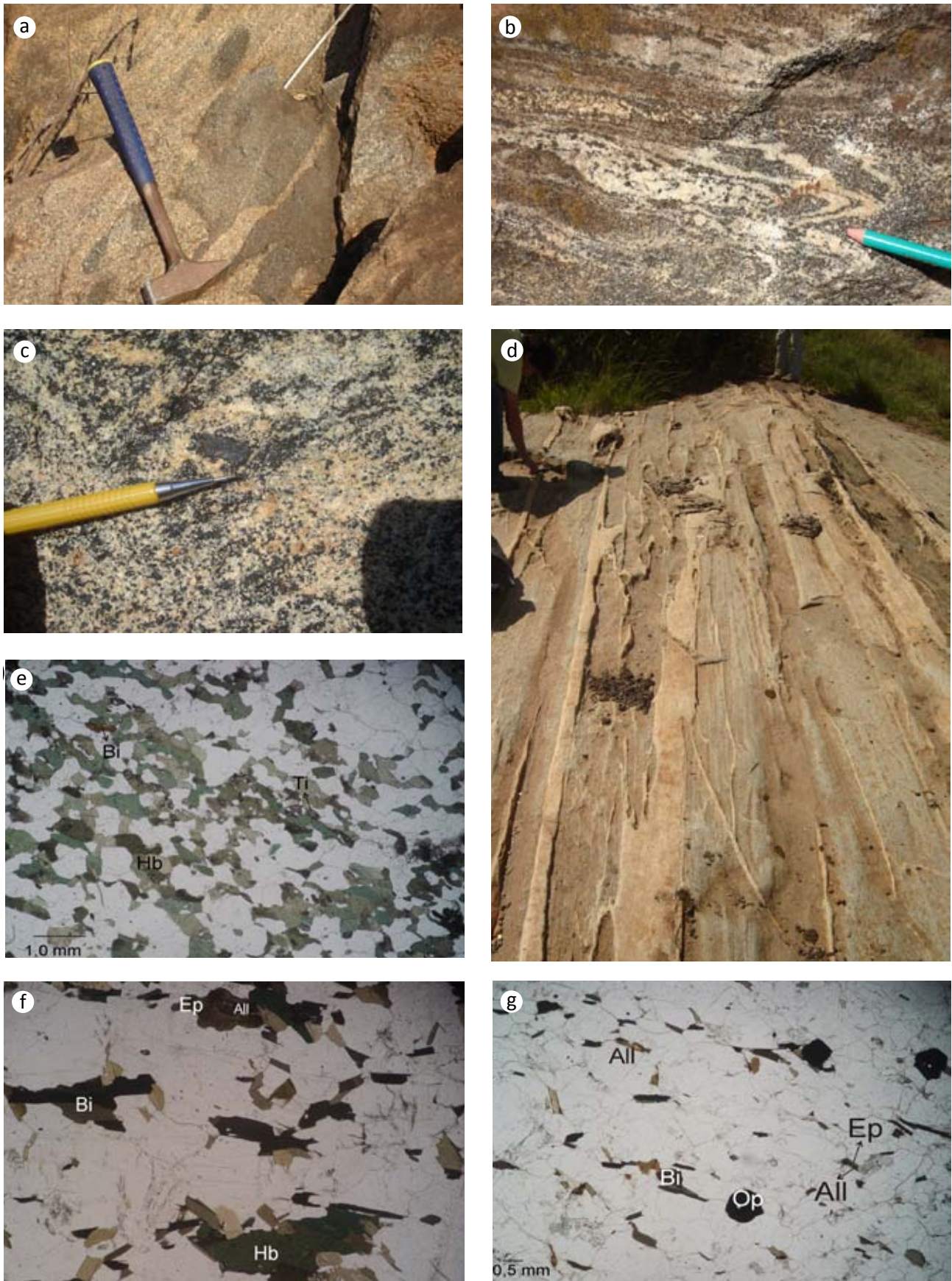


Figura 3.17-Unidade Serra da prata: a) hornblenda biotita gnaiss (SM-CM-69 – Mapa Geológico, Anexo) com enclaves de anfibólito, b) hornblenda biotita gnaiss migmatítico da Unidade Serra da Prata mostrando leucossoma com anfibólito; c) detalhe dos leucossomas com anfibólios maiores; d) Intercalação de hornblenda biotita gnaiss mesocrático (SM-CM-70A) e biotita gnaiss leucocrático (SM-CM-70B) com contato brusco entre ambos; e) lâmina delgada de hornblenda (biotita) gnaiss tonalítico. Variedade mesocrática (SM-CM-70A – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos; f) lâmina delgada de hornblenda biotita gnaiss granodiorítico. Variedade leucocrática (SM-CM-69 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos; g) lâmina delgada de biotita gnaiss (SM-CM-70B) com fraca orientação preferencial de biotita, contendo allanita com sobrecrecimento de epidoto e mineral opaco (sulfeto). Nicóis paralelos



Pontualmente observaram-se cristais maiores de plagioclásio que poderiam ser interpretados como fenocristais reliquias. Em algumas lâminas há feições de recristalização onde pequenos grãos de contatos retos se agrupam nas bordas de grãos maiores.

Como minerais acessórios têm-se zircão, apatita e minerais opacos (sulfeto). Granada, hornblenda, titanita, allanita, epidoto, zoisita, clinzoisita e diopsídio são localmente observados. A granada ocorre como pequenos grãos arredondados distribuídos em toda lâmina. A hornblenda está diretamente associada à biotita, ambas em equilíbrio compondo um só cristal tabular. Os minerais acessórios tais como titanita, allanita, epidoto, zoisita, clinzoisita e diopsídio, ocorrem da mesma forma que do que foi anteriormente descrito para o hornblenda biotita gnaiss.

Amostras da Unidade Serra da Prata plotadas no diagrama QAP de Streckeisen para rochas plutônicas, a partir de análise modal quantitativa e estimada, indicam composição variando de quartzo diorito, tonalito, granodiorito e granito (QAP - Figura 3.13).

Os enclaves máficos característicos da Unidade Serra da Prata são representados por anfibolitos de granulometria fina a média. Não apresentam forma bem definida e sua dimensão varia de poucos centímetros a cerca de um metro. Além de hornblenda e plagioclásio, os enclaves apresentam biotita, quartzo, titanita, apatita, zircão e sulfetos (pirita).

### NP3itan-Anfibolito

Encontram-se associados tanto aos mármores quanto aos gnaisses do Grupo Italva. Ocorrem desde lentes e *boudins* de escala centimétrica a camadas delgadas vistas na escala do mapa (Figura 3.18). Os anfibolitos encontram-se geralmente alterados e afloram, principalmente, a meia encosta de morros, em corte de estradas e, em maior frequência, como blocos de pequenas dimensões.

Nos gnaisses, os anfibolitos ocorrem como *boudins* e lentes, enquanto que no contato com os gnaisses ou com os mármores é comum a observação de pegmatitos compostos por feldspato, quartzo e por vezes biotita. Já nos afloramentos frescos de mármores, os anfibolitos ocorrem como camadas métricas a centimétricas contínuas, paralelas à foliação. Entretanto, nos afloramentos mais alterados observam-se somente blocos de pequenas dimensões dispersos no solo (Figura 3.18).

Em amostra de mão, apresentam coloração cinza a preto, granulometria fina a grossa e geralmente

são homogêneos. Quando bem foliados apresentam bandas quartzo-feldspáticas e sua foliação é marcada pela forte orientação dos anfibólios. Seu índice de cor varia de mesocrático a melanocrático, nas variedades ultramáficas com teores de anfibólio chegando a 90%. É freqüente a presença de sulfetos.

A análise petrográfica revelou que o anfibolito apresenta granulação fina à média, normalmente com orientação mineral marcada pela biotita e hornblenda, e textura granonematoblástica (figura 3.18). Mineralogicamente é composto por hornblenda, plagioclásio, diopsídio, quartzo, biotita além dos minerais acessórios como zircão, titanita e opacos. Às vezes, apresentam bandamento composicional, intercalando bandas félsicas compostas por plagioclásio de granulação fina com bandas máficas compostas de anfibólio e clinopiroxênio de granulação média. Também pode apresentar textura homogênea, granoblástica, não havendo orientação preferencial dos grãos minerais.

Os anfibólios são de coloração marrom e pleocroísmo verde escuro (figura 3.18). Estes minerais são geralmente tabulares e sem orientação, mas ocasionalmente apresentam hábitos granulares com grãos de tamanhos variados conferindo a rocha uma textura heterogranular. Os minerais félsicos, em geral, são granulares a pouco alongados podendo apresentar extinção ondulante. Quando orientados, os anfibólios tabulares associados a plagioclásios e clinopiroxênios granulares, conferem ao anfibolito uma textura granonematoblástica.

Os cristais de plagioclásio são, em sua maioria, subeudrais e possuem geminação polissintética. A biotita se apresenta em ripas e o anfibólio predomina nas porções máficas, mas em alguns casos se encontra sob a forma de pórfiros centimétricos em matriz fina de plagioclásio.

### Grupo São Fidélis – NPsf

O Grupo São Fidelis corresponde ao conjunto de sucessões metasedimentares que afloram no Domínio Costeiro do Terreno Oriental, na porção sudeste da folha mapeada. Esta unidade é intrudida pelas rochas ígneas geradas no período pré-colisional da Orogênese Brasileira (Complexo Rio Negro) neste setor da Faixa Ribeira (Heilbron & Machado, 2003, Tupinambá *et al.*, 2000).

Este conjunto metassedimentar foi subdividido em três unidades de mapeamento. A unidade basal está representada por gnaisses pelíticos (NPsfkz) com granada e silimanita, além de cordierita localmente (kinzigigitos), que



Figura 3.18-Anfibolitos do Grupo Italha : a) e b) aspectos de campo dos anfibolitos; c) lâmina delgada de anfibolito mesocrático com hornblenda de coloração verde a marrom, mineral opaco e clinopiroxênio. Nicóis paralelos

possuem intercalações de (anfíbólio)-biotita gnaisses homogêneos (NPsfgh), Mais para o topo, predominam granada biotita gnaisses bandados (NPsfbgn) com muitas intercalações rochas quartzíticas (NPsfqz), que puderam ser individualizadas na escala do mapa.

### NPsfkz- Gnaiss Kinzigítico

Esta unidade do Grupo São Fidelis ocorre na porção sudeste da folha Santo Antônio de Pádua, ocupando os flancos da Serra do Desengano e a região de contato com os metassedimentos da Klippe de Italha. Foi definido originalmente por Silva *et al.* (1978) como Unidade São Fidelis na área homônima, na região norte do Estado do Rio de Janeiro, como um conjunto de migmatitos predominantemente bandados com lentes de rochas calcissilicáticas e intercalações de quartzito. Trata-se de um conjunto de gnaisses de origem metassedimentar de predominância metapelítica, caracteristicamente portadores de granada e sillimanita.

Os afloramentos ocorrem predominantemente em lajes à meia encosta, cortes de estradas e leitos de drenagens Boas exposições ocorrem ao sul do Rio Grande, na porção sudeste da folha, bem como ao longo da rodovia que liga Macuco a Itaocara. Compreende gnaisses kingizíticos, de coloração

cinza claro a cinza escuro, granulação média a grossa e, localmente, apresentam bandamento metamórfico fino, dado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas centímetricas. Possuem xistosidade bem definida e frequentemente encontram-se muito migmatizados, dando origem a estruturas metatexiticas e diatexiticas, cujos leucossomas apresentam granada e, localmente, cordierita peritéticas (figura 3.19). Lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos ocorrem nos gnaisses.

Os veios leucossomáticos, de espessura centimétrica, são compostos por quartzo, feldspatos e granada (figura 3.19), sendo comum a presença de pórfiros/porfiroclastos oftálmicos de K-feldspato que podem atingir até 10 cm de comprimento. Os melanossomas ocorrem ao redor dos leucossomas e correspondem a níveis de concentração de biotita e granada e, localmente, cordierita e/ou sillimanita.

A análise petrográfica dos gnaisses revelou que seus minerais constituintes são: K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, granada, sillimanita (figura 3.19), e subordinadamente, cordierita, outros minerais opacos não determinados, zircão, apatita. Palhetas de muscovita, sericita e carbonato são produtos secundários gerados pela transformação parcial de feldspatos.



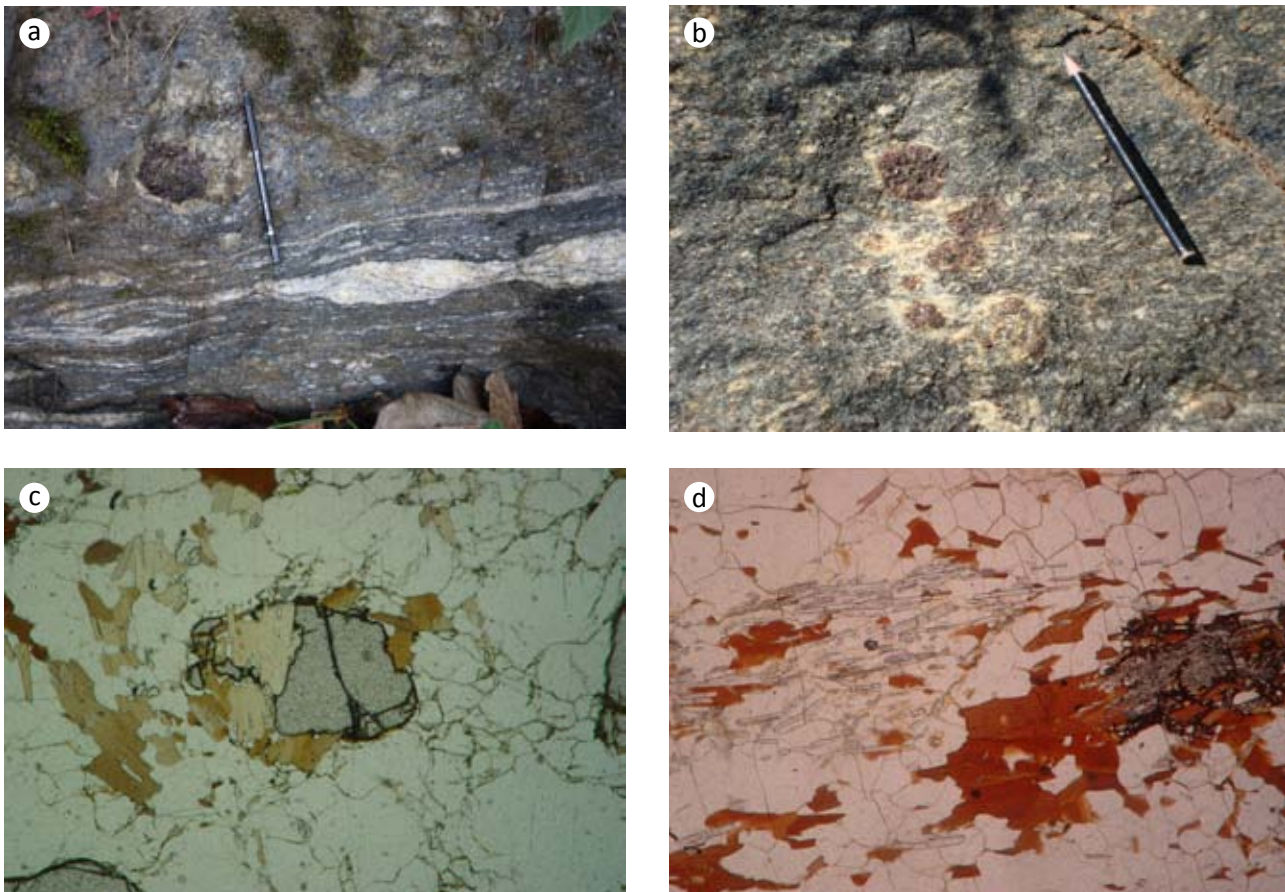


Figura 3.19-Grupo São Fidelis/Unidade dos Kinzigitos: a e b) aspectos de campo; c e d) aspectos petrográficos com granada e sillimanita fibrolítica

A descrição petrográfica revela que os leucossomas são compostos essencialmente por quartzo e plagioclásio, ambos com extinção ondulante. Biotita em ripas e sillimanita fibrosa se dispõem paralelamente formando fitas melanossomáticas. Localmente, em um afloramento alterado, observou-se considerável quantidade de grafita em sua composição mineralógica.

#### **NPsfbgn- Biotita Gnaiss Bandado**

Esta unidade, informalmente denominada de Unidade São Sebastião do Alto, compreende (granada)-biotita gnaisses bandados com freqüentes camadas centimétricas a métricas de quartzitos feldspáticos a puros (**NPsfqz**). Em algumas regiões estas intercalações se tornam muito espessas, atingindo até 120 m e puderam ser cartografadas na escala do mapeamento.

A rocha predominante é o biotita gnaiss de estrutura bandada complexa (bandamento metamórfico e migmatítico estromático, figura 3.20). Os afloramentos típicos desta unidade ocorrem na estrada que liga São Sebastião do Alto a Santa Maria Madalena. Quando frescos, formam lajedos a

meia encosta e em leitos de rios. Quando alterados, formam barrancos de coloração rosada.

O gnaiss tem cor cinza clara, granulação fina a média e textura variando de granoblástica a porfiroblástica, com porfiroblastos/porfiroclastos médios a grossos (0,2 a 0,7 cm) de granada e feldspatos. Os minerais constituintes são microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, sillimanita, mineral opaco, zircão e apatita. Muscovita, sericita e carbonato são fases secundárias.

Nas zonas de cisalhamento D3, o gnaiss adquire foliação milonítica e bandamento composicional fino, com o desenvolvimento de fitas de quartzo.

Os quartzitos formam intercalações abundantes nesta unidade (mapa geológico, figura 3.20) e normalmente gradam para biotita gnaisses muito quartzosos no contato com o gnaiss encaixante. Estas intercalações compreendem uma variedade de quartzitos, com granulometria variando entre grossa e muito grossa, com teores variáveis de feldspatos, muscovita, biotita, minerais opacos, rutilo, monazita zircão e apatita. Ocorrem também níveis de sillimanitito, sillimanita xistos/gnaisses e gnaisses muito quartzosos. Apesar de encontrarem-se totalmente recristalizados, no entanto, variações





Figura 3.20-Gnaisses Bandados da Unidade São Sebastião do Alto, Grupo São Fidelis: a) e b) aspectos macroscópicos dos gnaisses; c) e d) quartzitos feldspáticos com sillimanita; e) e f) aspectos petrográficos dos gnaisses com granadas e feldspatos, biotita e sillimanita

granulométricas primárias compatíveis com seu grau de pureza estão preservadas. Estas bandamento composicional foi interpretado como o acamento sedimentar primário preservado (S0).

Dados U-Pb/LA de zircões detríticos destes quartzitos foram obtidos por Valladares *et al.* (2007) para a região próxima a Nova Friburgo e Anta. Os dados obtidos indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arquenas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Dados Shrimp obtidos por Schmitt *et al* (2005) para gnaisses desta unidade na folha vizinha, indicam

também deposição no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e do Arco Magmático Rio Negro. Além de quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos foram descritas.

#### NPsfgh- Biotita gnaise homogêneo

Finalmente, a terceira unidade deste conjunto compreende biotita gnaisses homogêneos, com uma textura peculiar na qual se destacam palhetas centimétricas de biotita distribuída de forma

esparsa, em meio a uma matriz mais clara. Esta unidade ocorre intercalada nos gnaisses da unidade do gnaiss kinzigítico na porção extremo sul da folha, próximo a Santa Maria Madalena.

### 3.5.5- GRANITÓIDES RELACIONADOS ÀS ETAPAS EVOLUTIVAS DO ORÓGENO BRASILIANO

Na região abordada, a Orogênese Brasileira está registrada pelos estágios pré-colisional (790, 630-595 Ma), sincolisional 1 (595-560 Ma), sin-colisional 2 (535-510 Ma) e pós-colisional/ colapso orogenico (520-490 Ma) descritos por Heilbron & Machado (2003). Estes intervalos de tempo são balizados por idades U-Pb obtidas de amostras de zircão, monazita e titanita, disponíveis na literatura anteriormente referida.

O estágio pré-colisional (630-595 Ma), ou acrescionário, engloba os processos relacionados à edificação do Arco Magmáticos Rio Negro. Neste estágio foi gerada a suíte  $\gamma_1$  que é constituída, predominantemente, por tonalito e granodiorito, com diorito subordinado e freqüentes enclaves máficos. Mais recentemente, granitóides com assinaturas de arcos magmáticos foram descritos para os domínios Cambuci (Complexo Serra da Bolívia) e Italva (Unidade Serra da Prata).

O estágio sin-colisional 1(595-560 Ma) relaciona-se a colagem da margem ativa representada pelo do arco magmático. Caracteriza-se por profusiva geração de rochas granitóides das suítes  $\gamma_2$  e  $\gamma_3$ , que compreendem granitos tipo S, I e híbridos. Estes corpos mostram indícios da deformação principal D1+D2, como a foliação regional, além de dobras destas fases de deformação.

O estágio sin-colisional 2 (535-510 Ma) relaciona-se a docagem do Terreno Cabo Frio e resultou na geração de granitos fortemente controlados pelas zonas de cisalhamento D3, como a de Além Paraíba.

Finalmente, o último estágio (510-490 Ma) da orogenese brasileira resultou no colapso do orógeno em ambiente transtensional, e em granitos, por vezes associados a rochas gabróicas.

#### 3.5.5.1-Granitóides Pré-colisionais $\gamma_1$

##### NP2 $\gamma_{1rn}$ - Complexo Rio Negro

O Complexo Rio Negro ( $\delta_1$ ) representa o magmatismo calcioalcalino pré-colisional principal deste segmento do orógeno. Compreende ortognaisses com composição variando entre tonalítica a

granítica. Esta unidade aflora na porção sudoeste da folha mapeada, e se expressa na topografia como lajedos de grande porte (com comprimento de até poucos quilômetros), onde os litotipos estão bem conservados (figura 3.21). Também são freqüentes em lajes ao longo das drenagens principais, incluindo o proprio Rio Negro homônimo.

O Complexo Rio Negro também ocorre em uma escama tectonizada, intercalada com o contato basal do Grupo Italva, próximo ao distrito de Laranjais (vide mapa geológico em anexo).

Compreende um conjunto de ortognaisses de composição e texturas variadas. Sua composição varia desde tonalitos, granodioritos e subordinadamente granitos (figura 3.21). Lentes de rochas dioríticas ocorrem principalmente nos tipos de composição intermediária. Dioritos e gabros são freqüentes e muitas vezes formam corpos mapeáveis no complexo. Texturas porfiróides, contendo plagioclásio e/ou microclina são comuns (figura 3.21).

A mineralogia essencial dos ortognaisses compreende biotita, quartzo, plagioclásio, K-feldspato, além de hornblenda nos tipos tonalíticos. Zircão, monazita, apatita, e opacos são acessórios comuns.

Os dados litogequímicos e as idade U-Pb, obtidos em áreas vizinhas, indicam ambientes tectônicos de arcos magmáticos que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004, 2005; Heilbron & Machado, 2003; Porto Jr, 2004). Na área próximo a Laranjais, Heilbron & Machado (2003) reportaram uma idade U-Pb/TIMS de 633 +/- 5 Ma em hornblenda gnaisses tonalíticos do complexo.

##### NP $\gamma_{1sb}$ - Complexo Serra da Bolívia

Em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci são encontrados dois complexos plutônicos gnaissificados ( $\delta_1$ - pré-colisional), que foram integrados ao Complexo Serra da Bolívia. Foram inicialmente descritos por nossa equipe ao sul do Rio Paraíba do Sul, entre as cidades fluminenses de Carmo e Itaocara, em áreas cartografadas anteriormente intergrantes da Unidade Itaocara. Na folha Santo Antônio de Pádua ocorrem como sinformais cavalgadas sobre as unidades do Domínio Juiz de Fora do terreno Ocidental. Seus contatos são marcados por rochas com foliação miloníticas das duas unidades. Foram descritos como dois corpos, denominados de São Primo na porção oeste, e Serra da Bolívia (Figura 3.22) propriamente dito, na porção leste a partir de Itaocara, recebendo a denominação da serra homônima.





Figura 3.21-Complexo Rio Negro: a e b) aspectos de campo dos ortognaisses, com variedades tonalíticas e dioríticas; c) corpos pegmatíticos cortando granitos porfiróides; d) detalhe da textura porfirítica reliquiar

Na região noroeste fluminense receberam várias denominações, sendo incluídas por Costa *et al.* (1978 a,b) nas unidades Monte Verde, Bela Joana e Associação II indivisa.

Predominam no Complexo Serra da Bolívia ortognaisses de grão médio à grosso, inequigranulares a porfiríticos, com hornblenda e/ou biotita em matriz quartzo-feldspática. São encontrados gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos e quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos, e monzogranitos (figura 3.22). Adotando-se os critérios de Lameyre & Bowden (1982), percebe-se a presença de pelo menos duas séries plutônicas distintas, ambas de natureza calci-alkalina: tonalito-granodiorito e outra série monzonítica, além de rochas graníticas e meta-gabros.

No mapeamento geológico foram identificadas quatro associações litológicas diferentes. A que mais se destaca compreende hornblenda-biotita granitóides, com granulometria grossa, de cor cinza a cinza escura, textura granoblástica, ora com fraca foliação descontínua, ora com forte xistosidade variando até foliação milonítica junto aos contatos basais. Sua mineralogia principal é dada por quartzo, biotita, feldspato e hornblenda. Por vezes ocorrem

cristais de opx. Sua composição varia de granodiorítica, tonalítica e diorítica (figuras 3.23, 2.24).

Outra associação é representada por leucogranito gnaisse (figuras 3.22 a 3.24), com composição monzo a sienogranítica, por vezes com porfiroblastos tabulares de feldspato. Sua mineralogia compreende quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. Apresenta granulometria fina e cor cinza clara. Sua foliação é marcada principalmente pela orientação das biotitas. Como mineral traço ocorre a granada. É comum encontrar enclaves máficos dentro do leucogranito. São em geral enclaves ricos em biotita e geralmente estão orientados de acordo com a foliação.

A terceira associação compreende Gnaisse Mesocráticos, com composição variando desde dioritos, quartzo-dioritos, monzo-dioritos e monzo-gabros (figuras 3.22 a 3.24), que ocorre em forma de paredões nas serras e em lajes nos cortes de estrada. São compostas por quartzo, feldspato, plagioclásio, biotita e hornblenda e piroxênios. Como acessórios ocorrem titanita, zircão e allanita. As variedades de monzo-dioritos e monzo-gabros possuem teores baixos de quartzo. Texturalmente apresentam porções homogêneas maciças de textura granítica e porções com textura gnáissica com pequenos



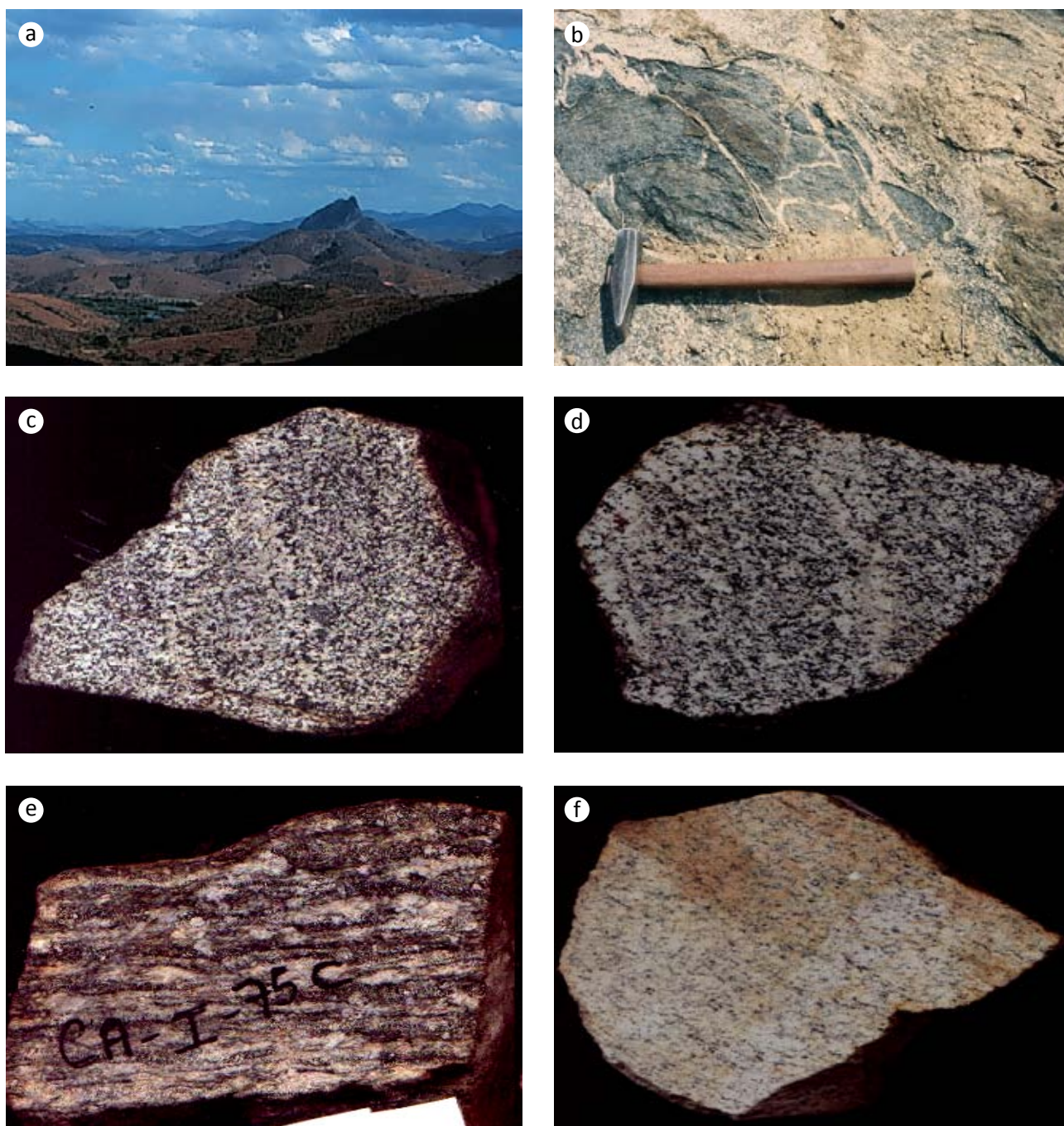


Figura 3.22-Complexo Serra da Bolívia: a) Serra da Bolívia vista de SE; b) aspecto de campo dos ortognaisses; c) amostra de mão de quartzo diorito, b) quartzo monzonito foliado com pórfiros de feldspato, c) monzogranitos foliado; d) leucogranito

leucossomas e melanossomas formando foliações penetrativas e descontínuas. Sua granulometria média a grossa, com pontos de granulometria fina. Apresenta rochas faneríticas, holocristalinas, de coloração escura (verde escuro acinzentado).

A quarta associação compreende Monzogranitos, Quartzo-monzonitos e Quartzo-sienitos. Um local típico de afloramento desta associação ocorre Serra da Prata e nas margens da rodovia que liga Carmo a Cantagalo, no Corpo São Primo. É formada por rochas de coloração cinza, mesocráticas, de granulometria grossa, com textura gnáissica porfirítica, com foliação marcante composta de quartzo, feldspato e biotita.

A partir da análise modal, classificamos as rochas do Complexo Serra da Bolívia de acordo com o diagrama QAP de *Streckeisen* (1975) como granodioritos, quartzomonzonitos, tonalitos, monzogranitos, quartzosienitos, quartzo monzodioritos e quartzodioritos (Figura 3.24). Porém não foi possível executar o mapeamento das suas fácies, já que estão espalhadas e diversificadas ao longo de toda a área de estudo.

Dados preliminares litogeoquímicos indicam pelo menos duas suítes magmáticas, que compreendem granito-granodiorito-diorito e granodiorito-sienito-monzonito, além de gabro noritos. Os dados



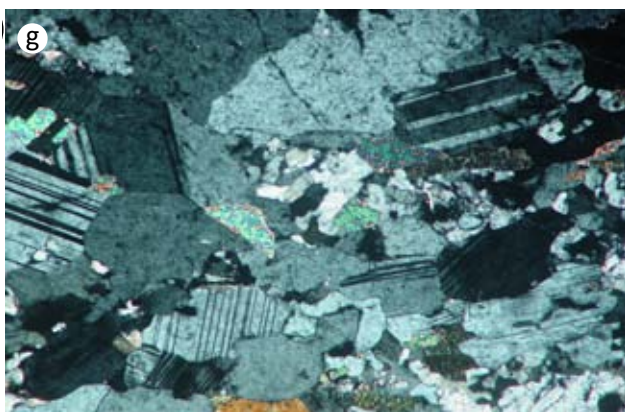
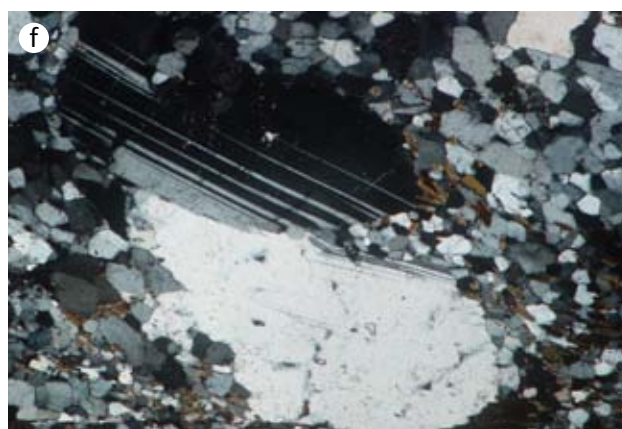
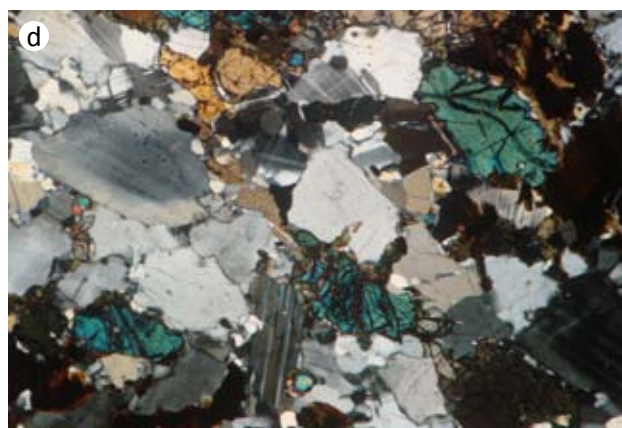
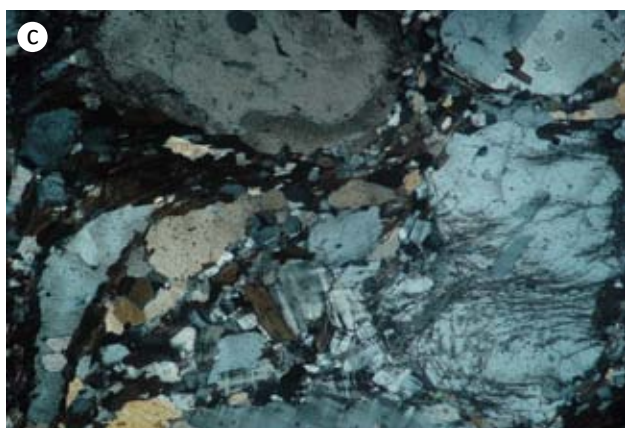
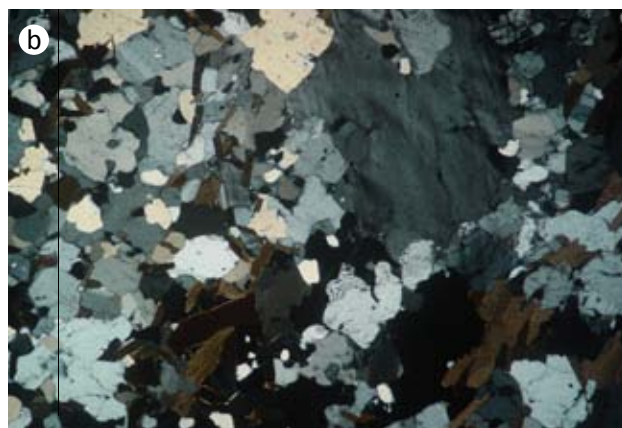
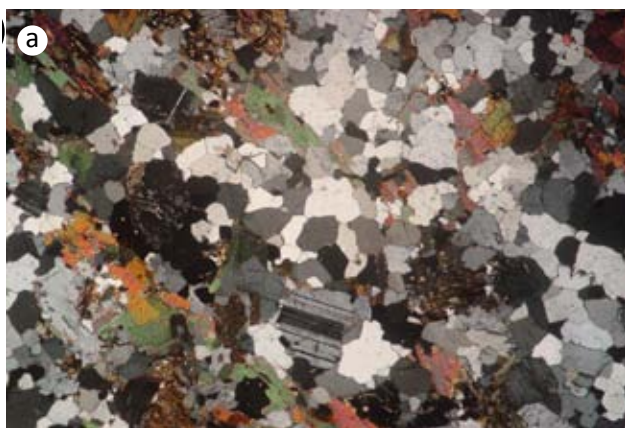


Figura 3.23- Aspectos petrográficos do Complexo Serra da Bolívia: a) opx charnoenderbito, com transformação do ortopiroxênio para biotita, b) monzogranito com textura equigranular, c) monzogranito milonítico, d) hornblenda tonalito gnaiss, e) biotita granodiorito gnaiss, f) detalhe de pórfiros reliquiares de plagioclásio com geminação, g) leucogneiss com mica branca

litogeoquímicos indicam que estas suítes são representantes de magmatismo calcioalcalino com assinaturas típicas para arcos magmáticos (ver item 5 do presente relatório). A idade de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma em amostra gabronorito coletada na Serra da Bolivia, município de Aperibé,, será reportada adiante.

### 3.5.5.2-Granitos Sin-Colisão 1 ( $\gamma_2$ e $\gamma_3$ , sin-D1+D2): ca. 590-560 Ma

#### Corpos Mapeados nos terrenos Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e Paraíba do Sul

Grandes corpos descontínuos de granitóides sin-colisionais tipo-S, tipo I ou híbridos estão localizados ao longo dos contatos entre os dois conjuntos acima descritos. Estas granitóides possuem texturas que variam desde pouco deformadas a miloníticas e formam corpos tabulares dispostos preferencialmente junto aos contatos tectônicos entre embasamento e a cobertura neoproterozóica. Duas associações principais de rochas foram mapeadas: a) granitóides porfiríticos e b) granada leucogranitos a leucocharnockitos

#### NP3 $\gamma$ 2ck- Suíte Salvaterra

Estes granitóides (Duarte *et al.* 2000, 2003; Tupinambá *et al.* 2003) ocorrem como corpos tabulares alongados paralelos a foliação regional. Os corpos de maior expressão afloram na porção noroeste da folha, próximo a recreio e ao contato entre os terrenos Ocidental e Paraíba do Sul. Corpos menores ocorrem nos contatos tectonizados entre

os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora e os metassedimentos do Grupo Andrelândia. Enclaves de rochas refratárias dos dois conjuntos ocorrem nestes corpos, como por exemplo, rochas calcissicáticas, gnditos e quartzitos, além de rochas metabásicas.

Os (granada) charnockitos, (granada) charno-enderbitos e (granada) enderbitos dessa suíte são rochas leucocráticas, de coloração ora esverdeada (com ortopiroxênio) ora esbranquiçada (sem ortopiroxênio), granulação média a grossa, estrutura maciça a gnaissificada e textura granular (localmente porfirítica) a granoblástica (localmente porfiroblástica), figura 3-25. Os pórfiros/porfiroblastos observados são de K-feldspato, quartzo e granada. A feição mosqueada da unidade é atribuída a uma variação na composição da fase fluida, sendo que a mais rica em CO<sub>2</sub> resulta em coloração esverdeada e com ortopiroxênio, enquanto que a mais rica em H<sub>2</sub>O é atribuída a rochas com coloração esbranquiçada e sem ortopiroxênio. Localmente, texturas protomiloníticas ou miloníticas são observadas.

Sua composição mineralógica é dada por: plagioclásio, ortoclásio (+ microclina, quando milonítico), quartzo, granada, biotita, ortopiroxênio, mineral opaco, zircão, apatita, allanita. A hornblenda ocorre nas variedades quando miloníticas. Já a granada é um mineral que, embora seja um dos critérios de identificação da unidade, nem sempre está presente em quantidade marcante (> 2%).

Sua constituição modal aponta para composições que variam desde charnockíticas a enderbíticas, sendo estas últimas as dominantes. Contém enclaves de rochas metassedimentares (rochas calcissilicáticas, paragneisses pelíticos),

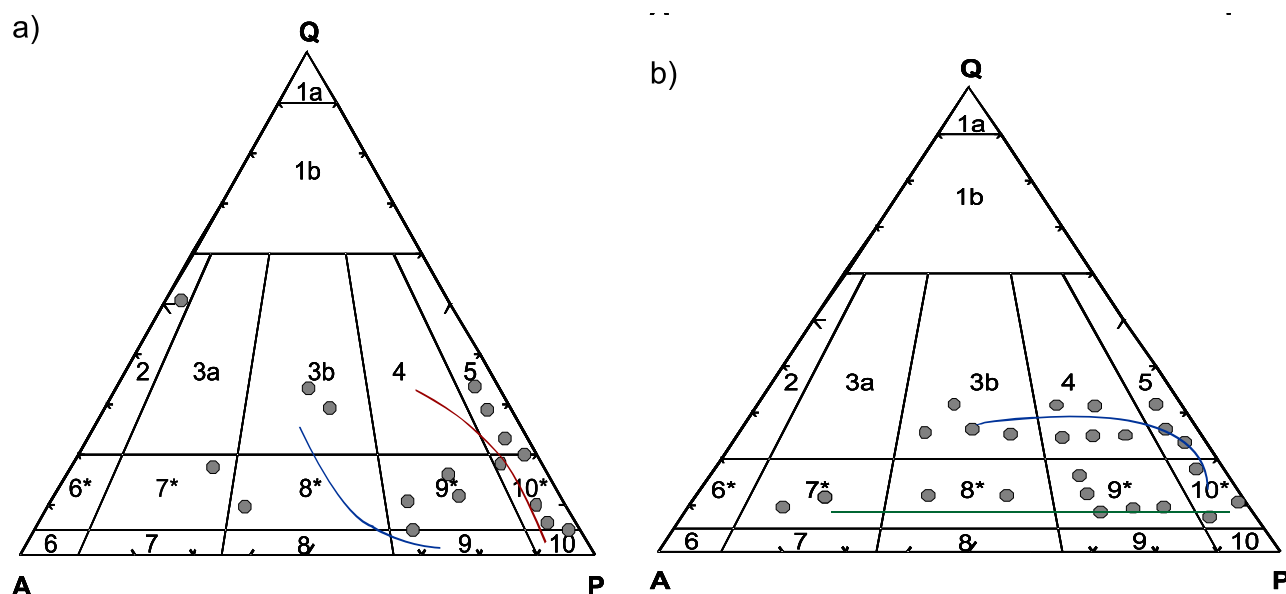


Figura 3.24-Aspectos petrográficos do ortogneisses do Complexo Serra da Bolivia. a) corpo primo próximo a Carmo, b) corpo principal na Serra da Bolivia, próximo a Itaocara



anfíbolitos e de ortogranulitos (enderbitos bandados, charno-enderbitos e charnockitos), interpretados, respectivamente, como pertencentes à Megassequência Andrelândia e ao Complexo Juiz de Fora.

Corpos menores de granada leucogranito e leucocharnockito (lentes centimétricas a *stocks*) encontram-se encaixados em rochas pelíticas da Megassequência Andrelândia, comumente associados a porções melanocráticas constituídas de granada e biotita. Essas feições sugerem que este magmatismo está relacionado à fusão parcial, principalmente do conjunto metassedimentar, com contribuições de ortonaisses do Complexo Juiz de Fora.

Idades de corpos semelhantes datados na região de Juiz de Fora situam-se no intervalo entre ca. 585 e 570 Ma. Estes granitóides foram anteriormente incluídos, em parte ou integralmente, nas unidades Raposo e Comendador Venâncio (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c).

#### NP3 $\gamma$ 2pb- Suíte Pedra Bonita

Esta unidade compreende um conjunto de rochas granitóides que se associam na escala de afloramento, que ocorrem na Serra Bonita, localizada

a NE da cidade de Pirapitinga, na divisa dos estados de Minas Gerais e do Rio de Janeiro, na porção norte da folha mapeada. Os afloramentos desta unidade ocorrem como paredões e lajes frescas na encosta da Serra da Pedra Bonita.

Compreende hornblenda biotita gnaisse granítico porfirítico, hornblenda biotita granito, com variações de cores entre rosa e verde, além de rochas enderbíticas que constituem a maior proporção do conjunto (figura 3.25).

O hornblenda biotita gnaisse tem textura megaporfirítica, com cristais de K-feldspato de até 5 cm, com composição predominantemente sienogranítica, e mais raramente monzogranítica. Sua textura varia de milonítica, nas bordas do corpo a praticamente não deformada no centro, onde texturas magmáticas primárias podem ser encontradas. Hornblenda, biotita, K-feldspato peritítico, quartzo, plagioclásio, além dos acessórios, apatita, zircão e monazita, constituem a mineralogia desta fácies. O hornblenda biotita granito corresponde a 10% em área da unidade e possui composição monzogranítica, índice de cor mesocrático e textura granoblástica a levemente foliada. A sua mineralogia é idêntica a da fácies porfirítica.

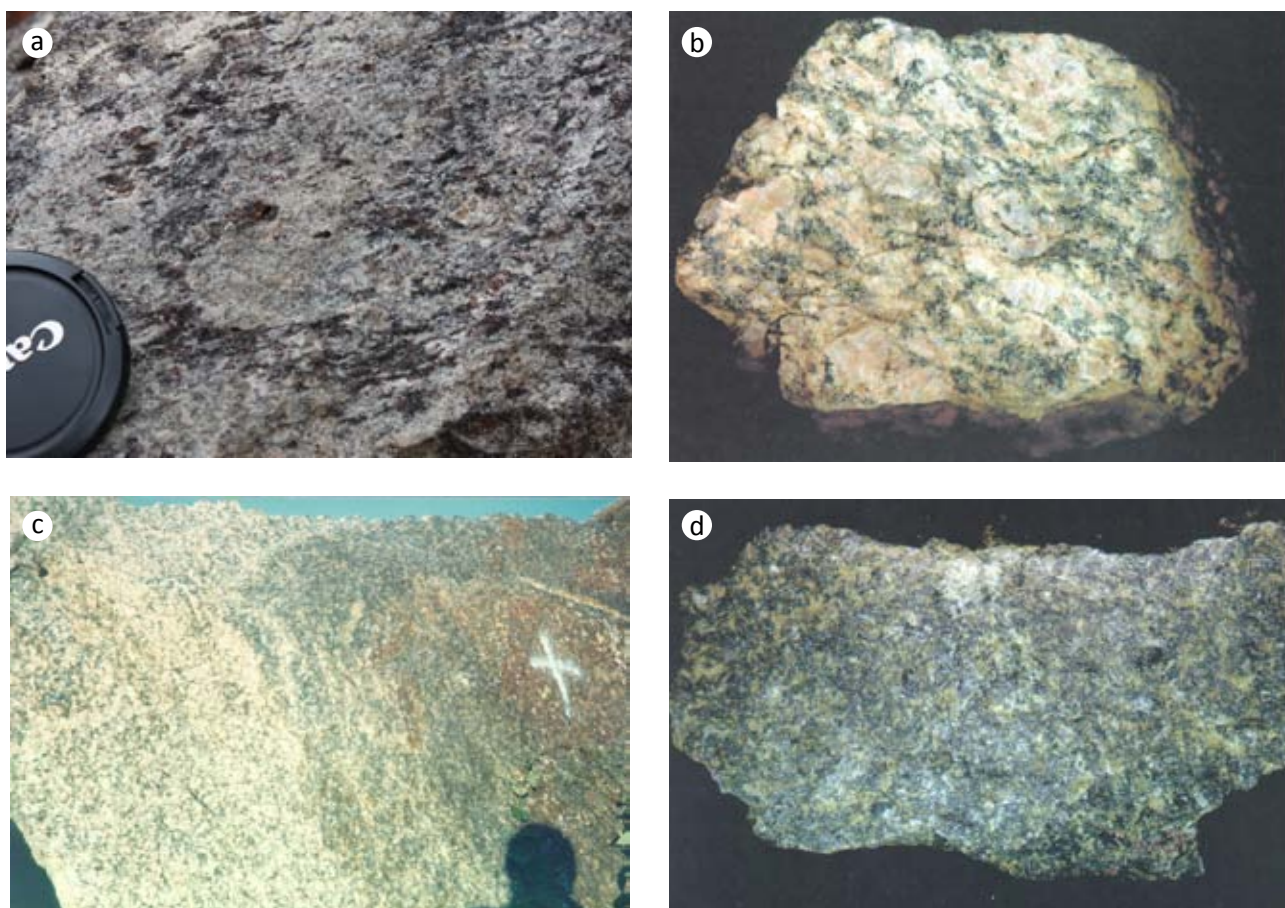


Figura 3.25-Rochas Granitóides: a) Granada Charnockito Suíte da Salvaterra; b a d) charnockitos, enderbitos e gabros da Suíte Pedra Bonita

As rochas enderbíticas ocupam cerca de 50% da unidade, e compreendem enderbitos granoblásticos e levemente foliados, compostos por CPX, OPX, hornblenda, plagioclásio, quartzo, zircão, minerais opacos e rara granada (figura 3.25).

#### Corpos no Domínio Cambuci/Terreno Oriental

A migmatização tanto dos ortognaisses como dos metassedimentos do Domínio Cambuci atingem graus elevados de anatexia, a ponto de gerar corpos granitóides diatexiticos mapeáveis na escala de 1:50.000. Estes diatexitos, denominados de Suíte São João do Paraíso ( $\delta 2$ -sin-colisão I) compreendem leuco-charnockitos a charno-enderbitos, com OPX, CPX e anfibólio. Enclaves de rochas refratárias, como sillimanita gnaisses, granada quartzo-gnaisses, calcissilicáticas e granulitos básicos são encontrados. Estes corpos de rochas granitóides são especialmente freqüentes e atingem maiores dimensões na porção basal deste compartimento tectônico, junto ao contato com o Domínio Juiz de Fora subjacente. Na região da Folha Santo Antônio de Pádua são menos expressivos, e portanto praticamente não ocorrem na escala do mapa geológico.

#### Corpos no Domínio Italva/Terreno Oriental

Neste domínio, o metamorfismo está situado na fácies anfibolito, em temperaturas próximas ao início da anatexia. Portanto, poucos corpos de leucogranitos, indicativos de fusão mínima são as únicas manifestações do magmatismo sin-colisional.

#### NP3 $\gamma 2$ Ignit-Suíte Escoteiro

O maior corpo deste tipo de granitóide aflora ao sul da folha, próximo a Macuco. Estas rochas ocorrem em afloramentos situados nas encostas de morros,

em drenagens e lajedos em corte de estrada. Os afloramentos observados são frescos (figura 3.26).

É uma rocha de cor esbranquiçada, de granulometria fina a grossa e textura homogênea. A ausência de foliação é consequência da escassez de minerais micáceos, inferiores a 10 %.

Sua mineralogia é composta por quartzo comumente com extinção ondulante, microclina, plagioclásio formando porfiroblastos, biotita xenoblástica distribuída esparsamente e palhetas de muscovita (4%) sem orientação preferencial (figura 3.26). O material de alteração é a clorita e a sericita e o mineral acessório é o zircão. A textura da rocha é inequigranular. Ocorrem como lentes descontínuas dentro das unidades Macuco e Serra da Prata.

#### Corpos no Domínio Costeiro/Terreno Oriental

Numerosos corpos plutônicos metamorfisados e foliados ocorrem no Domínio Costeiro do Terreno Oriental. O conjunto de maior expressão areal está representado pelas Suítes Desengano e Bela Joana (Rego, 1989) que englobam gnaisses porfiríticos e charnockitos porfiríticos. Estas suítes ocorrem em uma faixa que se estende desde Santa Maria Madalena até o Rio Muriaé. O tipo litológico mais comum é o (Opx)-biotita granito porfirítico, foliado, com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, subordinadamente, que atingem 8 cm de comprimento. Variações na coloração de cinzento a esverdeado ocorrem com freqüência. Nos últimos, o OPX é a fase mineral máfica estável. Englobam lentes dos metassedimentos das duas unidades acima descritas e seus contatos são claramente intrusivos. Em geral, nas proximidades desde corpos porfiríticos, ocorrem numerosos corpos de leucogranitos, mais ou menos foliados, e muitas vezes também com coloração esverdeada (leuco-charnockitos). Estes granitóides possuem idades entre 580 e 560



Figura 3.26-Aspectos de campo e petrográficos da Suíte Morro do Escoteiro

Ma, e são interpretados como representantes do magmatismo sin-colisional deste setor do orógeno. ( $\delta 2$ -sin-colisão I).

### NP3 $\gamma$ 2ds- Suíte Desengano

A Suíte Desengano é constituída de granitos a tonalitos, porfíricos a inequigranulares, localmente com granada e/ou anfibólio. São em geral gnaissificados, e a gênese desta foliação relaciona-se ao período sin-colisional da Orogênese Brailiana. Na área da Folha Santo Antônio de Pádua, ocorrem três corpos alongados de direção NE-SW, na região entre Santo Sebastião do Alto e Santa Maria Madalena. As melhores exposições ocorrem em lajes em leitos de rios e meia encosta. Sustenta relevos do tipo colinas e morros arredondados. Excelentes afloramentos podem ser visitados ao longo do Rio Grande (Figura 3.27).

As rochas dessa suíte são homogêneas, de coloração cinzenta, granulação média a grossa (eventualmente a matriz é fina) e estrutura variando de isotrópica a foliada. A foliação pode ser primária, de fluxo magmático, delineada pelo arranjo dos pórfiros de feldspatos, ou metamórfica, dada pela orientação preferencial das plaquetas de biotita.

A textura da rocha varia de inequigranular/granoblástica a porfírica/porfiroclástica e seus minerais constituintes são: plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, granada, mineral opaco, zircão e apatita. Enclaves centimétricos de anfibólito, biotita-granada gnaisse e rocha calcissilicática são comuns e, muitas vezes, encontram-se dobrados.

#### 3.5.5.3-Granitos Sin-Colisão 2 ( $\gamma 4$ , sin-D3)

Na área da folha Santo Antônio de Pádua afloram ainda corpos menores de granitóides, alojados nas às zonas de cisalhamento D3. Estas rochas foram agrupadas em duas suítes:

a) Suíte Bonfim, que corresponde a uma variedade de rocha ornamental conhecida como “Pedra Olho de Pombo”, e b) Suíte Fecheiras.

### €1 $\gamma$ 4fc-Suíte Fecheiras

Granitos incluídos na Suíte Fecheiras ocorrem sob a forma de diques e sills. Os mais expressivos destes corpos situam-se as margens do Rio Pomba, próximo a Itaocara, e no vale do Ribeirão Fecheiras, na porção NE da folha. Estes possuem direção SW-NE, subparalela àquela das rochas encaixantes (gnaisses do Domínio Cambuci). A extensão desses corpos é

de no mínimo, 4,5 km e sua espessura varia de 100 a 150, podendo atingir 200 m. As melhores exposições ocorrem em afloramentos de meia encosta e em blocos e matacões alinhados *in situ*, tanto em topos de morros como na beira de encostas. Correspondem a granitos, de coloração cinza a cinza rosado, com texturas equigranulares (finos a médios, figura 3.28), podendo ser tanto isotrópicos (o que é comum no núcleo dos corpos) como foliados (comum nas bordas dos mesmos). Essa foliação é, em geral, subparalela àquela das rochas encaixantes, o que, associado ao fato de ocorrer nas bordas dos corpos, sugere que seja de natureza primária (foliação de fluxo). Os contatos com as rochas encaixantes podem ser bruscos ou difusos e é comum a presença de fitas biotíticas semelhantes a *schlierens*. Os minerais constituintes são: ortoclásio, microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, apatita, zircão, allanita, titanita e mineral opaco.

### €1 $\gamma$ 4sb-Suíte Serra do Bonfim: Pedra Olho de Pombo

Esta suíte de rochas granitóides ocorre na área mapeada basicamente ao longo do flanco SE da Serra do Bonfim e constitui-se em importante rocha ornamental na região noroeste do estado. É conhecida como “Pedra Miracema ou Olho de Pombo”.

No campo possui relação de contato claramente intrusiva nos granulitos do Complexo Juiz de Fora, bem como nos paragnaisse do Grupo Andrelândia. Apófises discordantes e bifurcações de corpos maiores foram mapeadas em escala de maior detalhe.

A unidade compreende hornblenda biotita granitóides porfíricos, com muitas variações texturais e variável conteúdo de hornblenda. Estas rochas ocorrem preferencialmente ao longo dos contatos entre as unidades do Domínio Juiz de Fora. Quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita formam a mineralogia principal, além de allanita, opacos, zircão e apatita, como minerais acessórios. Sua composição modal situa-se no campo dos sienogranitos a monzogranitos (figura 3.27).

A foliação principal é definida pela orientação principal das fitas e lentes de quartzo, pelos porfiroclastos de hornblenda e por palhetas de biotita. O quartzo ocorre em fitas descontínuas e lentes, ou grandes monocristais, fraturados, subdivididos em fragmentos com contatos perpendiculares a borda da fita ou lente. Os feldspatos formam pórfiros hipidioblásticos de até 2 cm, e podem se transformar em porfiroclastos nas variações com texturas miloníticas a ultramiloníticas. Os porfiroclastos de



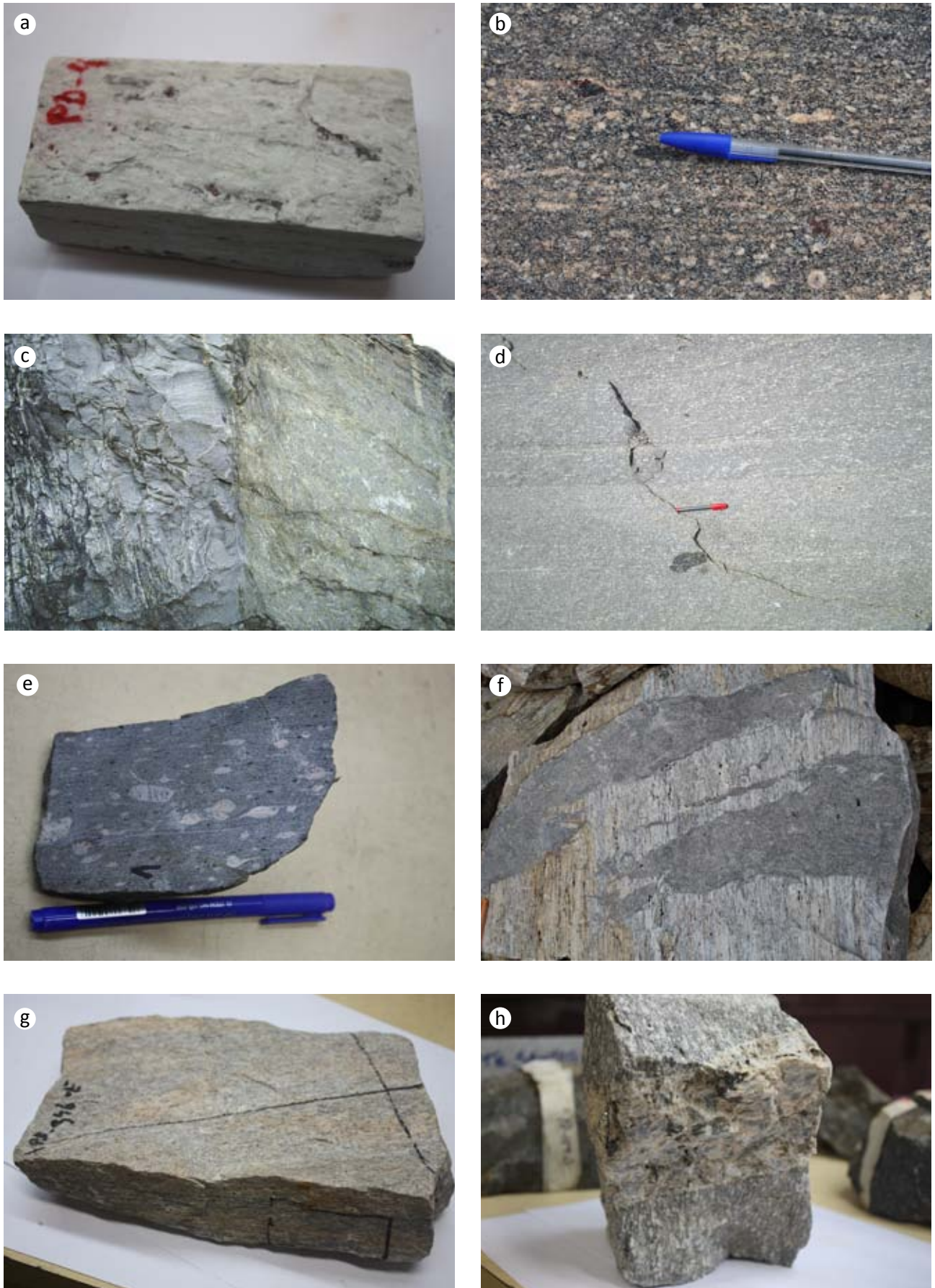


Figura 3.27-Rochas Granitóides: a) granada leucogranito associado aos paragnaisses do Grupo Andrelândia; b) granito porfiróide foliado da Suíte Desengano; c) contato entre o Hornblenda biotita granitóide da Suíte Bonfim com os granulitos do Complexo Juiz de Fora, a direita; d)duas fácies, sendo uma porfirítica na Suíte Bonfim; e) mesmo granitóide com forte foliação milonítica e porfiroclastos de anfibólio e feldspato; f) granito tardios, não foliados intrusivos nos granulitos do Complexo Juiz de Fora; g) amostra de mão do granito da Suíte Frecheiras; h) rochas pegmatíticas

felsdapatito exibem bordas recristalizadas, sendo em alguns casos, totalmente recristalizados. Também ocorrem na matriz da rocha, como agregados poligonais, totalmente recristalizados, apresentando comprimento inferior a 2 mm.

Já a hornblenda ocorre como porfiroclastos com comprimento  $\leq 5$  mm e eixo maior paralelo a foliação principal da rocha. Também ocorrem pequenos cristais arranjados em trilhas paralelas a foliação principal. A biotita ocorre como cristais com menos de 3 mm apresentando orientação preferencial paralela a foliação principal. Também ocorrem substituindo os porfiroclastos de hornblenda, nas bordas ou ao longo de fraturas.

Minerais opacos, zircão e allanita são os acessórios principais e ocorrem dispersos na matriz da rocha, geralmente como cristais euédricos inferiores a 2 mm, podendo chegar a 6 mm, principalmente a allanita. Os minerais opacos geralmente ocorrem mais agrupados em trilhas paralelas a foliação principal.

Enclaves com composição semelhante a rochas calciosilicáticas ocorrem como lentes no granitóide Olho de Pombo. Possuem coloração verde clara e branca. São compostos por diopsídio, plagioclásio, hornblenda, biotita, além de minerais opacos, zircão e allanita. A biotita ocorre tanto como cristais que definem a foliação principal, como também substituindo os porfiroclastos de hornblenda, nas bordas ou ao longo de fraturas.

#### 3.5.5.4-Granitos pós-Colisionais ( $\gamma 5$ e $\gamma 6$ )

##### €O $\gamma$ 5-6 Suíte Aperibé.

Compreende granitos não foliados, de composição monzo a sienogranítica. O maior corpo mapeável, ocorre próximo a Aperibé, em uma pedreira situada junto ao Rio Pombo. O granito possui granulometria fina a média, com textura inequigranular, tendo titanita e/ou zircão como acessórios frequentes. Exibe xenólitos dos gnaisses encaixantes.

##### Diques e Stocks Graníticos (€O $\gamma$ 5-6 )

Corpos tabulares de granito de posicionamento claramente pós-tectônico ocorrem na área. Esses corpos têm extensões variando de 500 m a 5 Km e, podendo atingir até 15 km. Suas espessuras variam

de 75 a 200 m. Formam e diques e stocks de direção NE-SW e diques de direção NW-SE, claramente associados a estruturas rúpteis ou dúctil-rúpteis como falhas e fraturas. As melhores exposições são obtidas em blocos alinhados em topos de morros e encostas e em lajedos em leitos de rios. Correspondem a granitos isotrópicos e equigranulares (granulação fina a média) que apresentam contatos bruscos com as rochas encaixantes. Nessas zonas de contato, é comum a ramificação de aplitos a partir desses granitos para as rochas encaixantes adjacentes. Exibem cores claras e são constituídas por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, allanita, zircão e mineral opaco. A presença de cristais de allanita com halo avermelhado é característica comum dessas rochas.

### 3.6- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO FANEROZÓICO

#### 3.6.1- - DIQUES DE DIABÁSIO - KBSM

##### 3.6.1.1- Introdução

Os processos magmáticos relacionados à reativação da Plataforma Sul-americana e consequente fragmentação do Gondwana no Mesozóico (c.a. 132 Ma; Turner *et al.*, 1994); 193-161 Ma; Guedes *et al.*, 2005) são representados na Folha Santo Antônio de Pádua pelos diabásios que constituem o Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente, 1997) (Figura 3.28). Estes diabásios intrudem, principalmente, gnaisses e granitóides do Neoproterozóico/Cambro-Ordoviciano que integram os terrenos tectônicos do Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004; Schmitt *et al.*, 2004). De um modo geral, o enxame é constituído por diques de basaltos transicionais com afinidade toleítica que integram diferentes suítes de baixo-TiO<sub>2</sub> e alto-TiO<sub>2</sub> (Tetzner *et al.*, 2001; Corval, 2005, 2009; Dutra, 2006), à semelhança da Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka (Peate, 1997). Trabalhos anteriores indicaram a predominância de diabásios de baixo-TiO<sub>2</sub> que foram agrupados na denominada Suíte Serrana (Monteiro & Valente, 2003; Dutra, 2006). Na folha mapeada, as melhores exposições destes diabásios são encontradas na região próximo a Santa Maria Madalena.

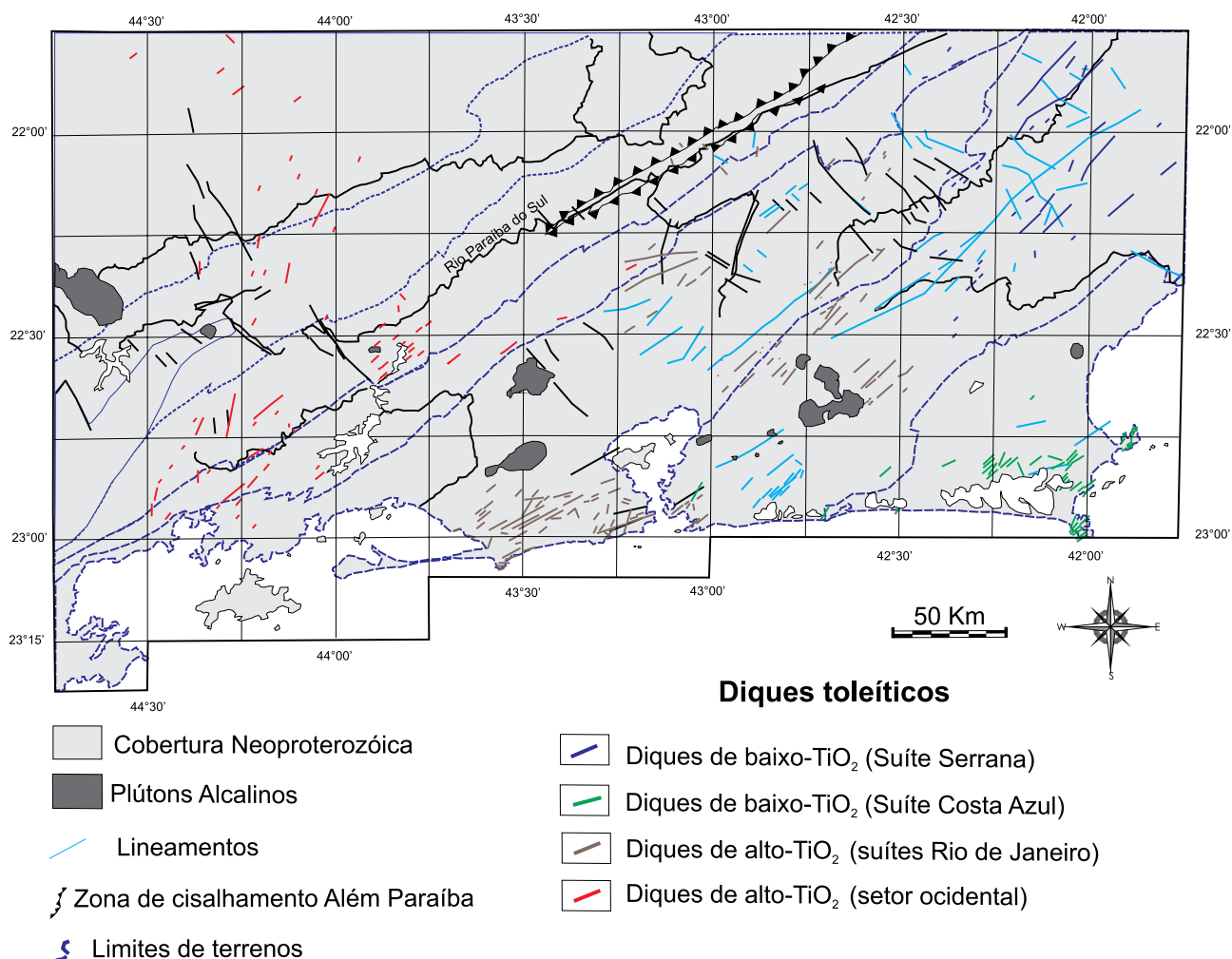


Figura 3.28-Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar

### 3.6.1.2- Aspectos de campo e petrográficos

Os diabásios ocorrem como afloramentos muito frescos em drenagens ou, mais comumente, como blocos *in situ* alinhados. Eles têm espessuras estimadas que variam desde dezenas a centenas de metros, enquanto suas extensões variam na ordem de centenas a milhares de metros. A direção preferencial destes diques é NE-SW. Os diabásios são diaclasados apresentam típica esfoliação esferoidal (Figura 3.29). De um modo geral, os diques estão associados a feições topográficas positivas. Entretanto, essas feições são inexpressivas quando comparadas àquelas associadas às rochas encaixantes.

Os diabásios são constituídos, essencialmente, de plagioclásio e clinopiroxênio (augita e pigeonita). Minerais opacos, apatita e quartzo ocorrem como minerais acessórios. Subordinadamente, texturas gráficas foram observadas nas rochas estudadas. Saussurita sobre grãos de plagioclásio, e biotita e uralita sobre grãos de piroxênios são os produtos de alteração mais frequentes. As amostras coletadas na porção central dos diques são holocristalinas, inequigranulares seriadas e intergranulares (Figura 3.29). Texturas subofíticas também foram observadas nestas rochas. Fenocristais não foram observados nas porções centrais das intrusões. Raros grãos grossos (>3mm) e corroídos de plagioclásio foram interpretados como xenocristais.



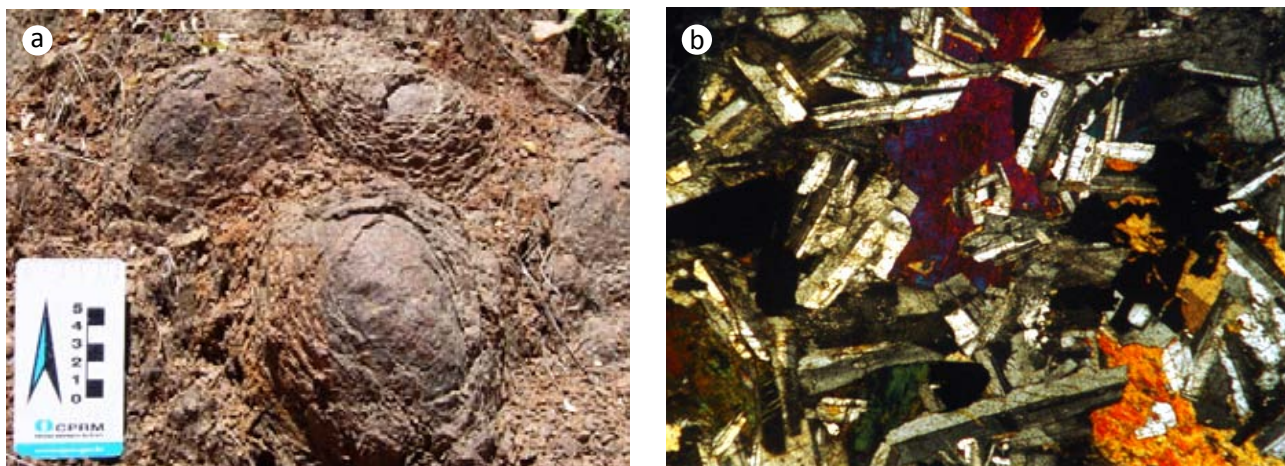


Figura 3.29-Diques de Diabásio: a) Esfoliação esferoidal em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena (Ponto: RN-SV-1). Visada para S; b) Fotomicrografia mostrando textura intergranular com grãos subédricos de augita nos interstícios dos grãos de plagioclásio em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena (nicóis cruzados; amostra: SMM-SV-2)

Já a margem resfriada dos diques é caracterizada por microfenocristais de plagioclásio e augita, assim como glomeropórfiros monominerálicos de augita e plagioclásio, envolvidos por uma matriz fina com vidro intersticial. A textura granofírica, associada à predominância de fenocristais de plagioclásio em relação à augita, e a ausência de fenocristais de olivina, indicam o caráter evoluído dos líquidos representados pelos diabásios estudados. Os minerais opacos anédricos encontrados nos diabásios da porção nordeste do Enxame de Diques da Serra do Mar parecem relacionados a processos *subsolidus* tardios.

### 3.6.2- Coberturas sedimentares cenozóicas - CZ

Inclui sedimentos do rifte paleógeno bem como coberturas pleistocênico-holocênicas. No conjunto mais antigo incluem-se sedimentos clásticos continentais representados principalmente por psamitos e ruditos fluviais, além de leques aluviais. Dentre as coberturas holocênicas incluem-se depósitos fluviais encontrados nas margens dos grandes rios.

## **4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO**

### **4.1 - GEOLOGIA ESTRUTURAL PRECAMBRIANA/CAMBRO-ORDOVICIANA**

O estudo da geometria das diversas estruturas observadas nos três compartimentos tectônicos permitiu a subdivisão da deformação dúctil pré-cambriana em dois conjuntos:

- Fases da Deformação Principal ( $D_1 + D_2$ ) e
- Deformações Tardias ( $D_3$  e  $D_4$ ).

Esta subdivisão adotada levou em consideração a relação com a geração de foliações penetrativas nos conjuntos litológicos, bem como o posicionamento temporal das estruturas com relação ao ápice do metamorfismo observado nas unidades supracrustais. Estes dados foram computados em estereogramas para cada um dos domínios estruturais identificados. O estilo estrutural observado nestes domínios pode ser visualizado nas figuras e fotos apresentadas ao longo deste capítulo, ou ainda nos perfis que integram o mapa geológico e que ilustram a deformação em uma escala mais regional. A análise integrada deste conjunto de dados estruturais resultou na elaboração e discussão de um modelo cinemático da deformação.

A deformação principal ( $D_1 + D_2$ ), foi concomitante com a evolução do metamorfismo progressivo nas unidades supracrustais e nas associações do embasamento Paleoproterozóico (Complexo Juiz de Fora e Complexo Quirino). Esta etapa foi responsável pela formação da xistosidade principal e pelo imbricamento tectônico observado. Como o estilo e a orientação da deformação principal apresentam especificidades em cada um dos domínios tectônicos, as estruturas destas fases serão descritas separadamente nos itens seguintes.

De outro lado, as fases tardias ( $D_3$  e  $D_4$ ) atingiram este complexo conjunto de escamas tectônicas formado no curso da deformação principal, em condições de pressão e temperatura pós-pico metamórfico resultando, portanto, na deformação da xistosidade principal pré-existente. Os elementos estruturais gerados nestas fases de deformação serão abordados ao longo deste capítulo.

#### **4.1.1 - DEFORMAÇÃO PRINCIPAL NO DOMÍNIO JUIZ DE FORA/TERRENO OCIDENTAL**

Este compartimento se caracteriza por um intenso imbricamento tectônico entre rochas metassedimentares, pertencentes ao Grupo Andrelândia, e rochas granulíticas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora. Esta intercalação tectônica pode ser verificada tanto em escala de afloramento, onde são observadas com frequência lascas de diversas dimensões (centímetros a dezenas de metros) de rochas granulíticas embutidas no conjunto supracrustal; como na escala de mapa, que se caracteriza por um conjunto de lentes amendoadas na direção NE-SW (vide mapa geológico).

A estruturação do Domínio Tectônico Juiz de Fora é definida basicamente por forte foliação milonítica paralela ao bandamento tectônico, com lineação mineral associada, e por dobras intrafoliais, sendo mais raras dobras em escala mesoscópica.

A deformação principal ( $D_1 + D_2$ ) se distribuiu de maneira heterogênea neste compartimento, de modo que se alternam faixas com freqüentes dobras intrafoliais transpostas, com faixas onde a forte foliação milonítica é a única estrutura visível (região próxima ao Rio Paraíba do Sul). Esta alternância, interpretada como decorrente da partição da deformação principal, ocorre tanto em escala de afloramento como em mapa.

A morfologia das dobras  $D_2$  em escala de afloramento é principalmente do tipo IC, próximo a similares (classe 2 de Ramsay & Hubber, 1987). Outra característica das dobras  $D_2$  neste domínio é seu caráter simétrico, forte caráter acilíndrico, resultando em eixos bastante curvos, sendo que muitas vezes este grau de curvatura do eixo é alto bastante para sua classificação como dobras em bainha, segundo Skjerna (1989). Predominam dobras inclinadas a reclinadas, com faixas onde os eixos das dobras  $D_2$  possuem mergulhos mais suaves (figura 4.1).



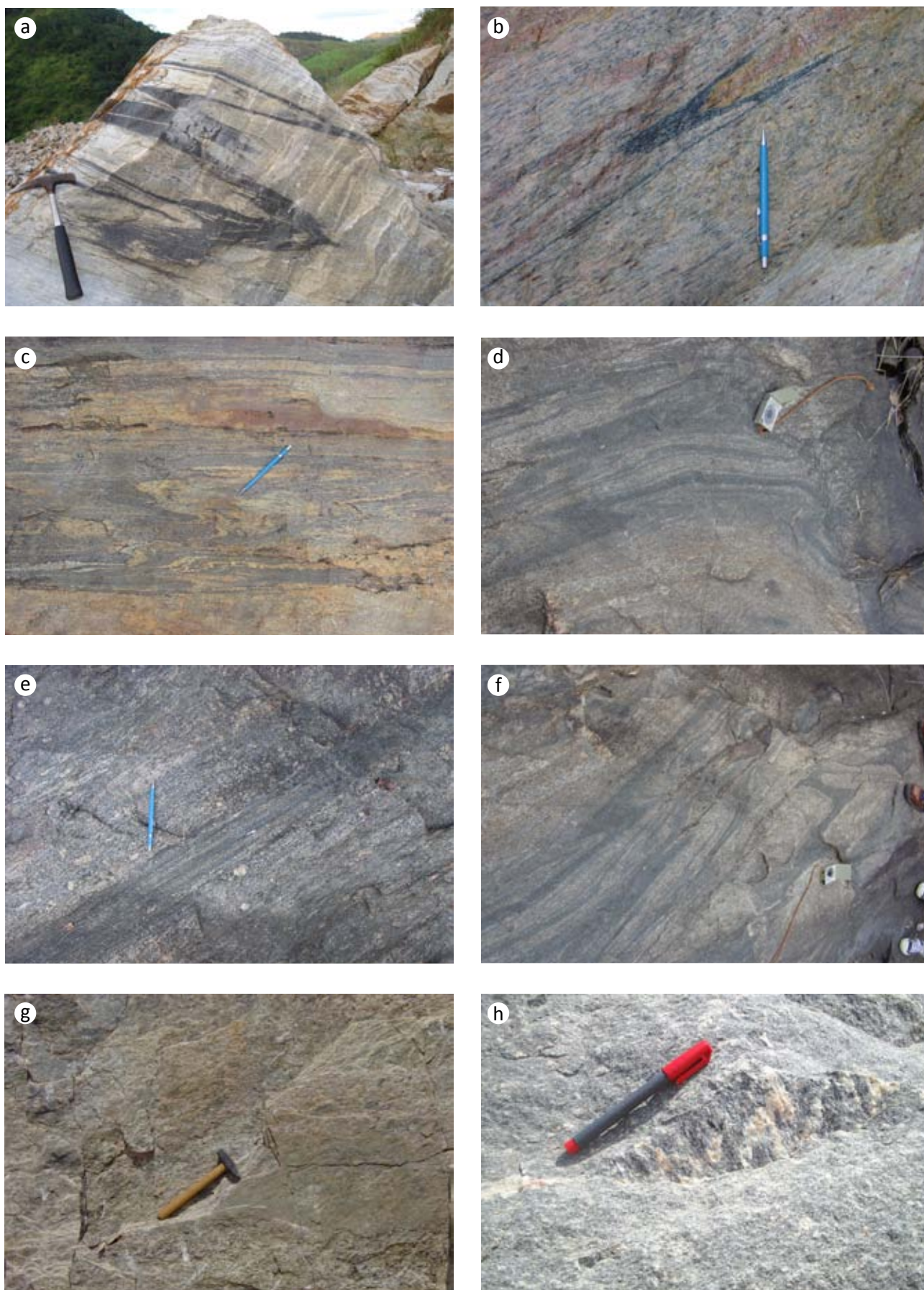


Figura 4.1-Estruturas da Deformação Principal D1+D2 no Domínio Juiz de Fora, Terreno Oriental: a) e b) Dobras D2 assimétricas, com vergência para NW, no ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora; c) Dobras D2 nos paragneisses do Grupo Andrelândia; d) padrão de interferência entre D2 e D3 nos ortogranulitos Juiz de Fora; e) e f) Partição da Deformação entre zonas com dobras D2 e zonas com foliação milonítica S2; g) exemplo de lineação de estiramento L2 oblíqua e h) exemplo de lineação de estiramento L2 down dip



### Foliação S<sub>2</sub> e Lineação de Estiramento

Macroscopicamente, a foliação milonítica S<sub>2</sub> é marcada pelo arranjo planar dos diversos minerais e/ou conjuntos de minerais constituintes de todos os litotipos pré-cambrianos, bem como pelo forte paralelismo de veios ou lentes leucossomáticas e níveis melanossomáticos, comuns neste grau metamórfico. Desta forma, muitas vezes a deformação principal resulta na geração de bandamento composicional de origem tectônica, cuja atitude é paralela à foliação S<sub>1</sub> e ao acamamento sedimentar (So). Os efeitos da intensa deformação intracristalina resultaram na diminuição do tamanho dos grãos por recristalização dinâmica. Como a deformação é muito heterogênea pode-se observar, em muitos afloramentos, os vários estágios de diminuição no tamanho dos minerais. Por exemplo, níveis pegmatíticos com grãos de até 7-8 cm de comprimento se transformam em rochas

quartzo-feldspáticas finas, com raros porfiroclastos de feldspato, e podem chegar a ultramilonitos, assemelhando-se a quartzitos impuros no campo. Sua orientação média obtida em estereograma é 140/72, embora ocorram medidas subverticais e com mergulhos íngremes para NW (figura 4.2).

Ao microscópio, a foliação milonítica S<sub>2</sub> é caracterizada por porfiroclastos de feldspatos, hornblenda, piroxênio e granada (figura 4.3) bordados por franjas de recristalização visíveis a olho nu nas litologias mais grossas. Os porfiroclastos estão imersos na matriz onde os minerais exibem diversas características de intensa deformação intracristalina, tais como: extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação, formação de subgrãos, *microboudinage*, fitas de quartzo, “peixes” de mica em litotipos apropriados (figura 4.2).

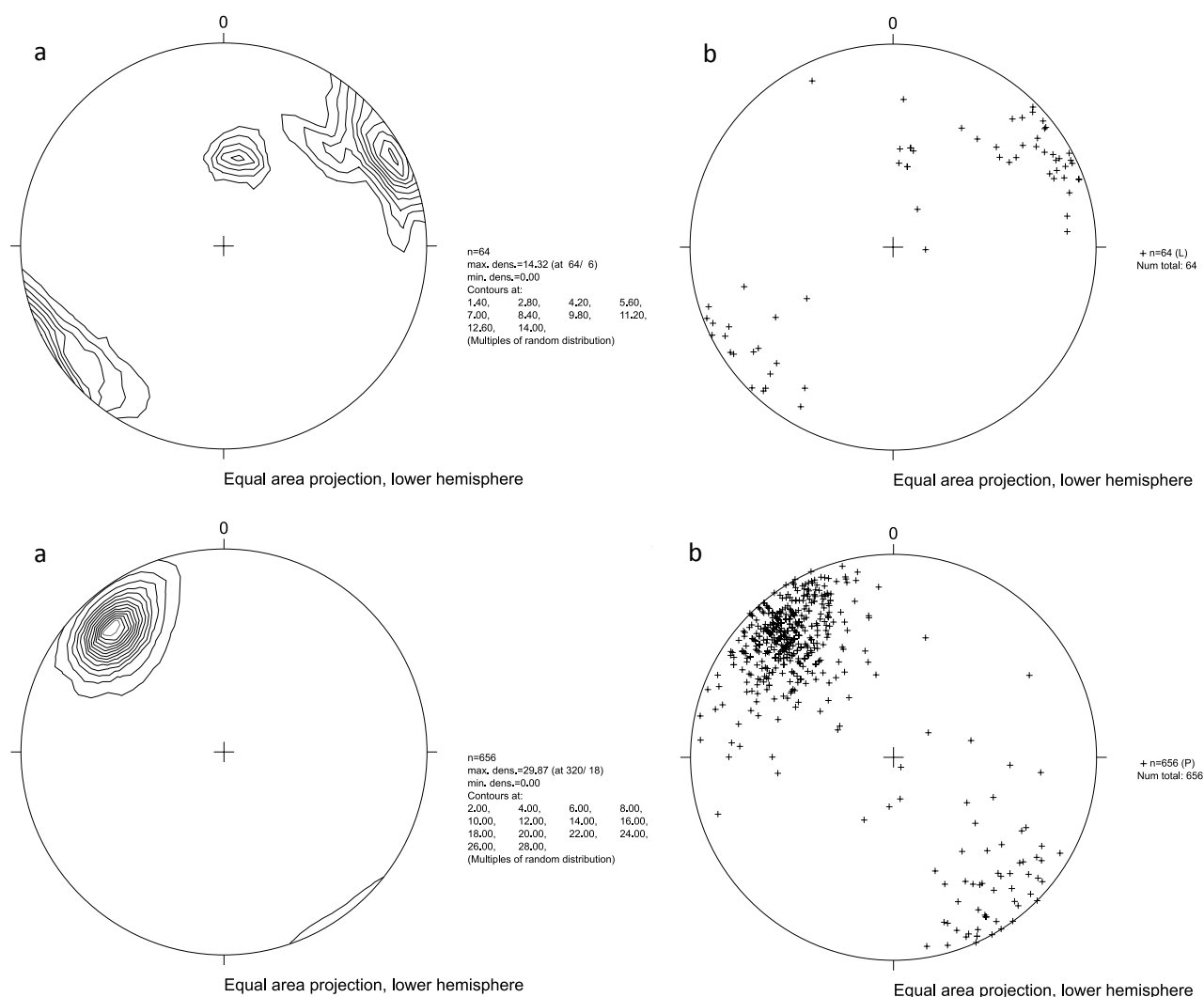


Figura 4.2-Plote da Lineação de Estiramento L2 (a, b) e da Foliação Principal S1+S2 (c, d) no Domínio Juiz de Fora

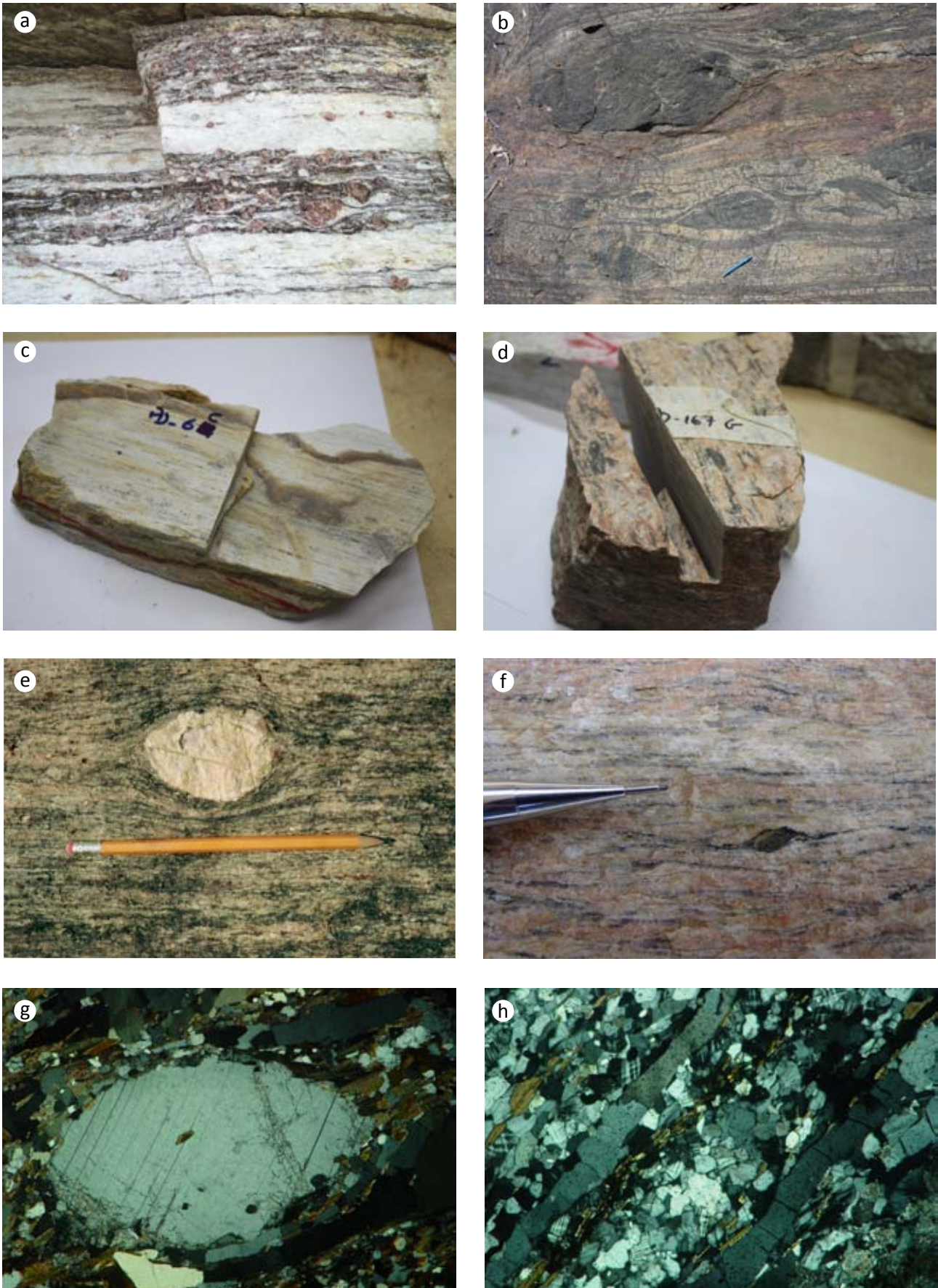


Figura 4.3- a) Foliação milonítica S2 no granada gnaissse do Grupo Andrelândi a; b) Foliação Milonítica S2 nos orto granulitos do Complexo Juiz de Fora, com boudins assimétricos de rochas básicas; c) ultramilonito e d), g) e h) milonito do Complexo Juiz de Fora, com forte lineação de estiramento; e) porfiroclasto simétrico de felsdspato; f) porfiroclasto de piroxênio; aspectos microscópicos da foliação milonítica S2, com porfiroclastos (g) e fitas de quartzo (h)



Ao redor de *boudins* (centimétricos a métricos) formam-se franjas de recristalização. A orientação da foliação interna destes *boudins* e a forma das franjas de recristalização costumam fornecer ótimos indicadores cinemáticos. Foliações S e C e *duplexes* da foliação milonítica ocorrem em escala milimétrica à métrica, originando também indicadores cinemáticos (figura 4.3).

A lineação de estiramento Le2 associada à foliação milonítica  $S_2$  caracterizam a deformação principal neste domínio tectônico. Pode ser observada em quase todos os afloramentos, sendo definida pela orientação preferencial de minerais individuais alongados, comumente quartzo, anfibólios, piroxênios, ou pelo estiramento de conjuntos minerais. Nas zonas de deformação mais intensa, a lineação mineral torna-se mais evidente do que a foliação  $S_2$ , e em casos extremos são gerados verdadeiros L-tectonitos.

A lineação mineral e/ou estiramento possui orientação sub-paralela aos eixos das dobras da fase principal. Sua atitude, obtida em estereogramas, apresenta ora caimentos suaves para NE ou SW (máximo em 064/06, baixo rake), ora caimentos íngremes para NNE ou SSW (alto rake), vide figura 4.2. Esta variação é causada por uma combinação da partição da deformação transpressiva em zonas com maior componente de encurtamento (empurrões), e zonas com alto componente direcional (*strike slip*), bem como pelo redobramento D3 subsequente. Os indicadores cinemáticos associados a Le2 indicam componentes inversos e trancorrentes dextrais, predominantemente, ilustrando claramente seu caráter transpressivo, tal como apontado por muitos autores.

Em muitos afloramentos, verificou-se que a lineação mineral gira no plano  $S_2$  resultando na formação freqüente de dobras em bainha, por fluxo diferencial do cisalhamento simples durante a evolução da deformação.

#### 4.1.2 - DEFORMAÇÃO PRINCIPAL NO TERRENO PARAÍBA DO SUL

O Terreno Paraíba do Sul está tectonicamente sobreposto ao Terreno Ocidental (representado pelo Domínio Juiz de Fora), mostrando estilo estrutural e condições metamórficas distintos, que indicam uma deformação em níveis crustais mais rasos. Na escala do mapa aparece como lentes sinformais sobrepostas às unidades do Domínio Juiz de Fora. Seu contato basal é marcado por rochas miloníticas das duas unidades tectônicas.

As estruturas mais evidentes relacionadas à deformação principal são a xistosidade principal e dobras fechadas. As unidades deste terreno apresentam-se muito dobradas pela deformação D3 subsequente, porém, comparado às rochas do Domínio Juiz de Fora, é menos freqüente a ocorrência de tramas miloníticas relacionadas às zonas de cisalhamento D2. Os milonitos observados nas rochas do Terreno Paraíba do Sul, associados à deformação principal, ocorrem, principalmente, na zona de contato com o terreno subjacente, onde a foliação principal ( $S_1 + S_2$ ) assume, em geral, mergulhos mais íngremes. Nesta zona de contato tectônico, a lineação mineral e/ou de estiramento e os indicadores cinemáticos encontrados indicam, normalmente, movimentação oblíqua, dextral e inversa. Além de milonitos, L-tectonitos são comuns nesta de contato com o Domínio Juiz de Fora, especialmente junto ao Rio Paraíba do Sul.

A foliação principal ( $S_1 + S_2$ ) no Terreno Paraíba do Sul é caracterizada por uma xistosidade grossa, sendo definida pelo arranjo dos principais minerais constituintes, bem como concordante a obandamento composicional e migmatítico dos diversos litotipos. Esta xistosidade possui mergulhos muito variados, desde subhorizontais até subverticais, ora para SE ou para NW, em função do redobramento imposto pela fase de deformação tardia  $D_3$ . No entanto, o mais freqüente da foliação principal é possuir mergulhos íngremes para SE, apresentando atitude com máximo em 147/71 (Figura 4.4). Apesar das atitudes íngremes, a envoltória geral da foliação é menos íngreme (vide perfis no mapa geológico).

Apesar da deformação principal ( $D_1 + D_2$ ) ter culminado na formação de uma foliação milonítica  $S_2$ , junto aos contatos com o Domínio Juiz de Fora, verifica-se na maior parte dos afloramentos que o dobramento  $D_2$ , apesar de transpor e localmente criar uma foliação penetrativa  $S_2$  plano-axial, não mascarou a xistosidade  $S_1$ . Observa-se também, localmente nos litotipos mais micáceos, especialmente nos melanossomas do biotita gnaisse do Complexo Quirino, que a deformação principal originou uma xistosidade de crenulação. Ao microscópio, morfologicamente, consiste de uma foliação mais espaçada, onde se alternam bandas com microdobras da xistosidade  $S_1$ , apresentando intensa recristalização nas charneiras (arcos poligonais em biotita e sillimanita) e bandas com estes minerais já recristalizados e/ou crescidos na direção de  $S_2$ .

Em relação aos elementos lineares deste terreno, a etapa de deformação principal gerou lineações minerais e de estiramento, junto ao contato com



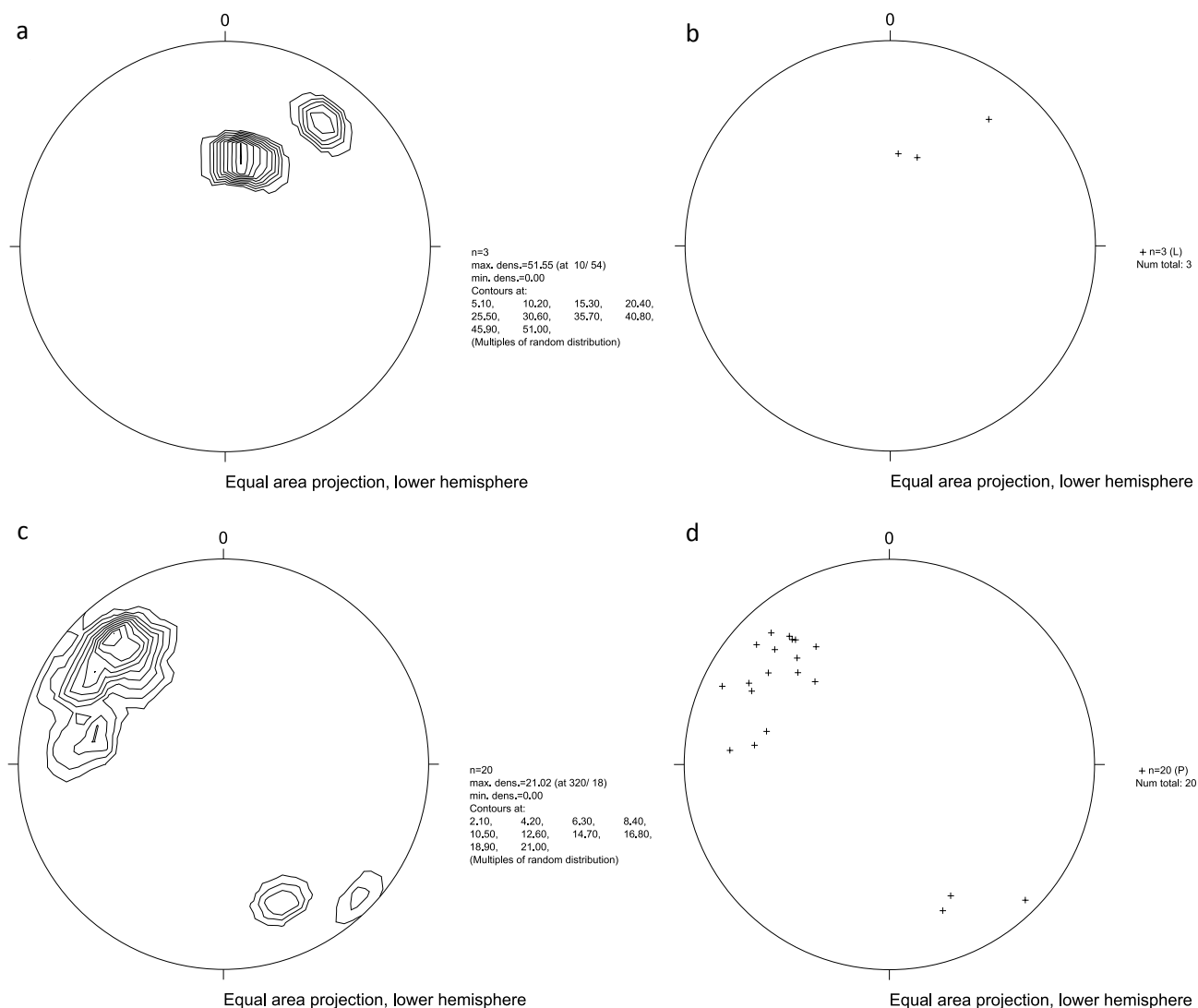


Figura 4.4 - Plote da Lineação de Estiramento L2 (a, b) e da Foliação Principal S1+S2 (c, d) no Terreno Paraíba do Sul

o Domínio Juiz de Fora subjacente. Ambas as lineações apresentam, em geral, caimentos suaves a moderados para NE e SW, ocorrendo, pontualmente, caimentos íngremes (figura 4.4). Esse conjunto de lineações é paralelo aos eixos das dobras  $D_2$ , porém, muitas vezes, é difícil diferenciá-las da lineação mineral relacionada às dobras tardias  $D_3$ .

#### 4.1.3- DEFORMAÇÃO PRINCIPAL NO DOMÍNIO CAMBUCI/TERRENO ORIENTAL

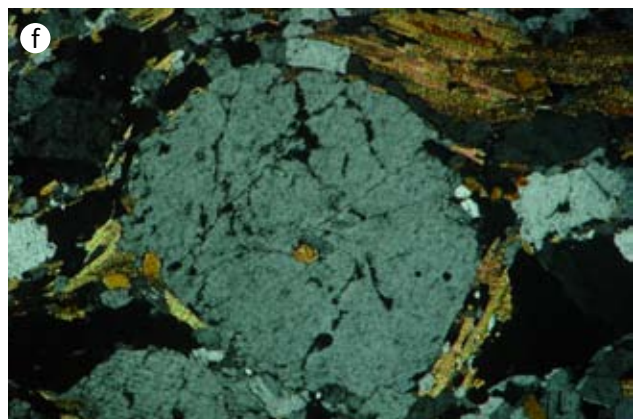
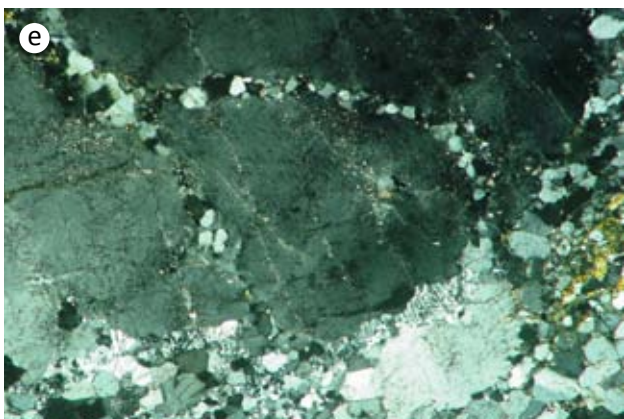
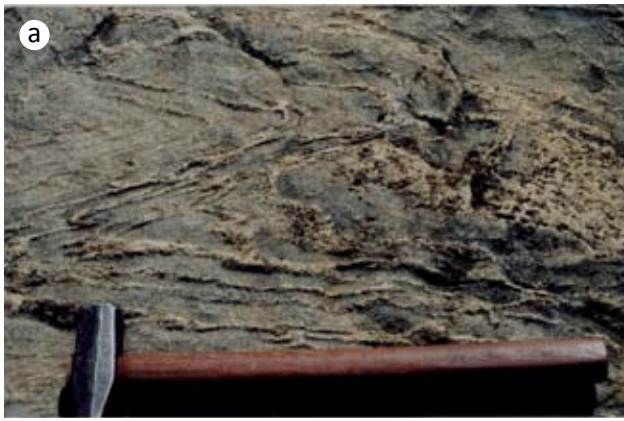
O Domínio Cambuci representa o compartimento basal do Terreno Oriental. Sua ocorrência é restrita a região noroeste fluminense, e representa um importante elo com as unidades da Faixa Araçuaí, correspondendo ao conjunto representado pelo Grupo Rio Doce e pelo Arco Magmático Galiléia (Tupinambá et al., 2007; Pedrosa Soares et al., 2009).

Ocorre a partir da região de Cantagalo, como klippen sinformais sobre as unidades do Domínio

Juiz de Fora do Terreno Ocidental, bem como uma unidade intercalada tectonicamente este o domínio anteriormente citado e o Domínio Costeiro, na região entre Itaocara e a porção nordeste da folha mapeada (vide mapa geológico).

Seus contatos basais são representados por rochas com texturas miloníticas. A estrutura mais marcante deste compartimento é a foliação S2, representada por uma xistosidade grossa que transiciona para uma xistosidade de crenulação apertada nos níveis mais micáceos dos paragneisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. Sua orientação média obtida em estereograma é de 137/84, com medidas mergulhando para o quadrante NW, ilustrando e estruturação sinformal da unidade (figuras 4.5 e 4.6).

As dobras encontradas são apertadas a isoclinais, muitas vezes com espessamento da zona de charneira. As dobras são encontradas mais comumente nos paragneisses e nas lentes de mármore do Grupo Bom Jesus do Itabapoana



Figuras 4.5– Deformação Principal nos ortognaisses do Complexo Serra da Bolívia a) Dobras D2 e foliação S2 no ortognaisses; b) amostra de mão com xistosidade grossa; c) aspectos ígneos preservados; d) forte foliação S2; e) recristalização na borda e em fraturas de feldspatos, f) porfiroclasto de feldspato

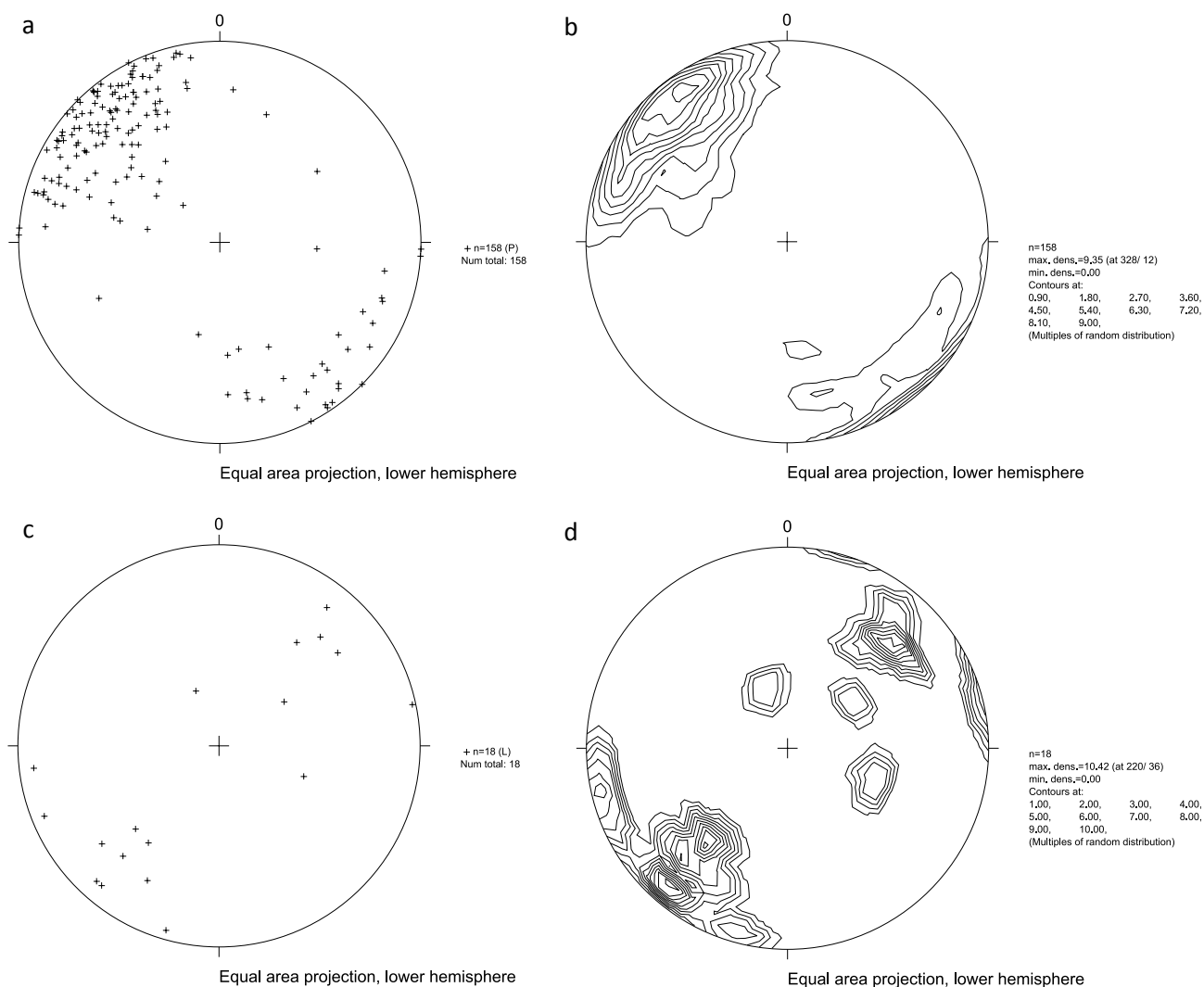


Figura.4.6- Plote da Foliação Principal S1+S2 (a, b) e Plote da Lineação de Estiramento L2 da (c, d) no Domínio Cambuci, Terreno Oriental

#### 4.1.4 - DEFORMAÇÃO PRINCIPAL NO DOMÍNIO COSTEIRO

O Domínio Costeiro é caracterizado pela ocorrência de rochas metassedimentares de alto grau (fácies granulito) e muitas rochas granitóides intrusivas (pré, sin tardi e pós-colisionais). Ocorre em estruturação regional sinformal, entre os domínios Juiz de Fora e Cambuci, e ao Domínio Itálva a ele sobreposto (vide mapa geológico).

A deformação principal é representada pela foliação metamórfica S1, paralela a veios leucossomáticos de origem anatética e por dobras D2 apertadas, com planos axiais sub-horizontais a inclinados, gerando dobras recumbentes, reclinadas a inclinadas. Localmente forma-se uma

nova xistosidade plano-axial, S2, principalmente nos níveis mais micáceos dos gnaisses pelíticos e em quartzitos micáceos com sillimanita do Grupo São Fidelis. A xistosidade principal S1//S2 é materializada pela orientação de todos os minerais metamórficos, e sua orientação média obtida em estereograma é 320/54, embora na porção norte deste compartimento, na região entre Cantagalo e Itaocara, predomine mergulhos para SE (Figuras 4.7 e 4.8, mapa e perfil estrutural em anexo).

A lineação mineral L2 não é muito freqüente, já que predominam texturas migmatíticas e altas temperaturas. Sua orientação medida em estereograma é muito variada, com média em 010/54, mas com variações por todo o quadrante NE, e mesmo para sul (figura 4.8).



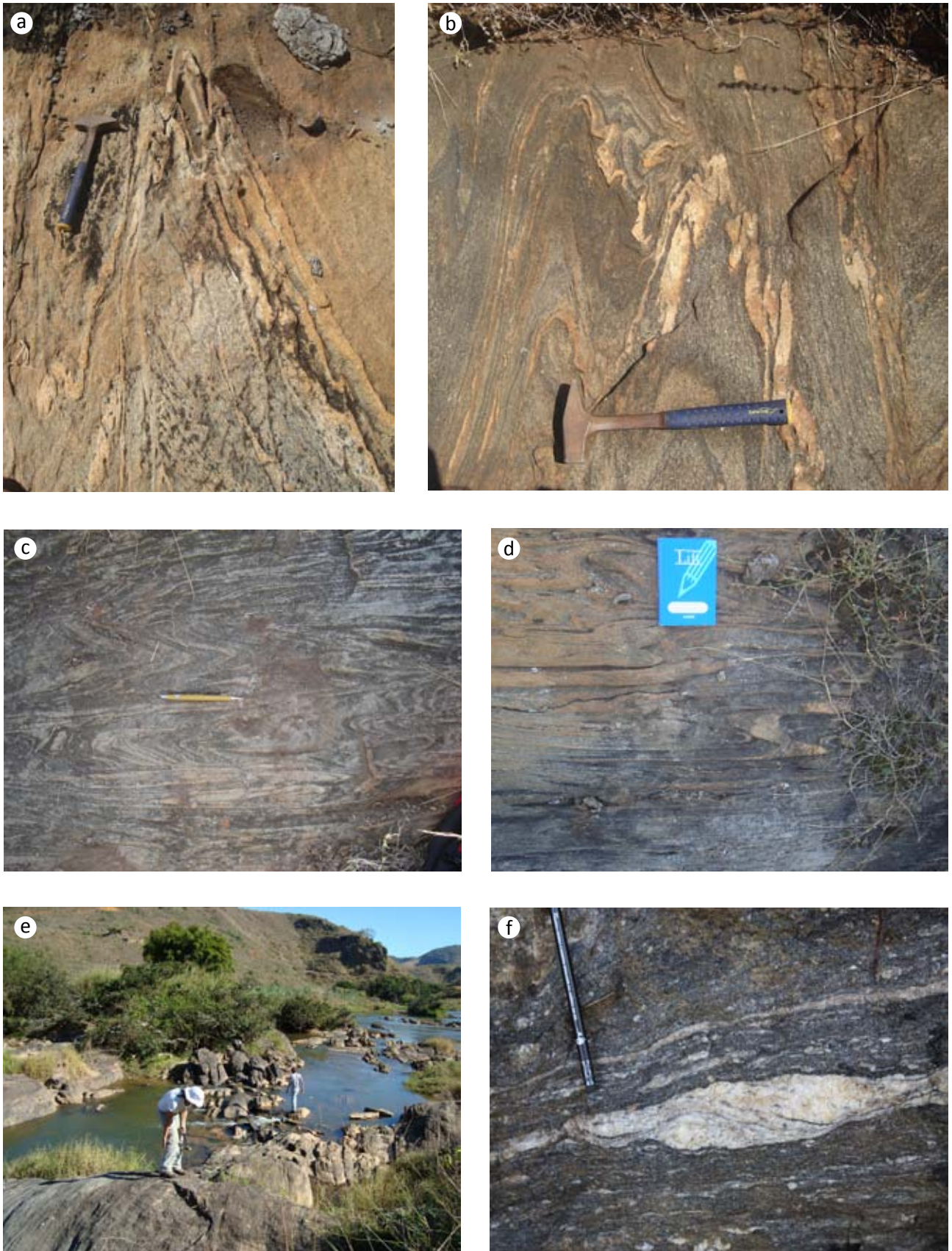


Figura 4.7-Deformação Principal no Domínio Costeiro, Terreno Oriental:a) e b) dobras D2; c) e d) afloramentos com zonas de cisalhamento e dobras apertadas D2; e) e f) aspectos da foliação S2

# costeiro

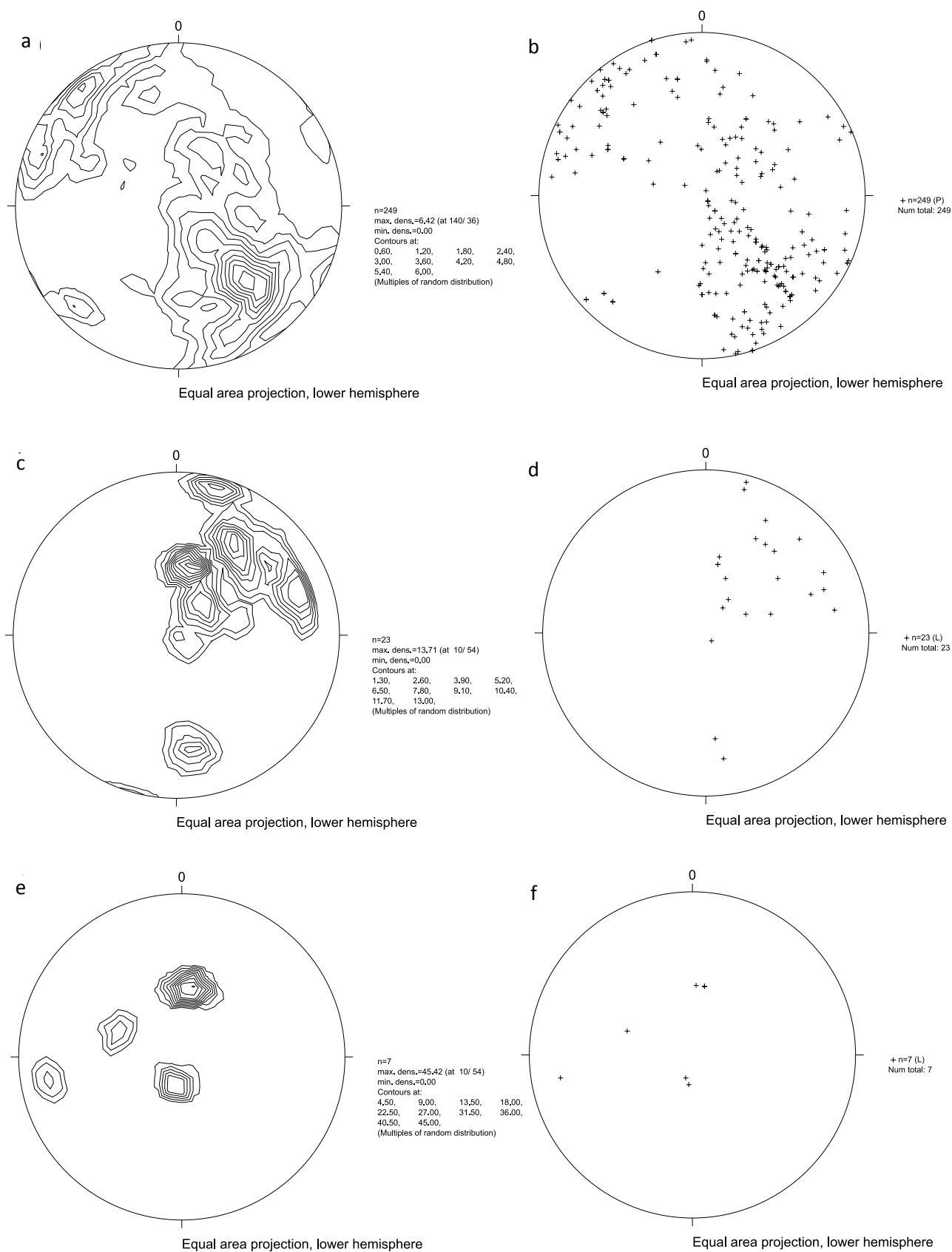


Figura 4.8- (a, b) Plote da Foliação Principal S1+S2; (c, d) Lineação de Estiramento Le2; (e, f) L2e próximo ao contato Norte do Domínio Itá



#### 4.1.5 - DEFORMAÇÃO PRINCIPAL NO DOMÍNIO ITALVA/TERRENO ORIENTAL

A primeira fase ( $D_1$ ) gerou a foliação principal ( $S_1$ ) observada em todas as unidades, com exceção da Suíte Morro do Escoteiro. É representada por uma xistosidade penetrativa marcada pela orientação de minerais como biotita e hornblenda na Unidade Serra da Prata, biotita na Unidade Macuco, biotita e muscovita na Unidade Euclidelândia e hornblenda prismática nos anfibolitos.

A foliação  $S_1$  foi deformada por um segundo evento ( $D_2$ ) gerador de dobras apertadas, reclinadas a recumbentes, com planos axiais subparalelos a foliação  $S_1$  transposta (figura 4.9). Somente em poucos afloramentos observamos o desenvolvimento de foliação  $S_2$ , representada por uma foliação de crenulação nos litotipos ricos em biotita. Associadas a esta fase estão lineações de estiramento  $L_{est2}$  com caimento para NE (Figura 4.9) como mostra o estereograma B da figura 4.10.

Os eixos  $E_2$  apresentam direção e caimento para NW, NE e SW. Esta dispersão provavelmente resulta do redobramento dos eixos  $E_2$  pelo evento  $D_3$  descrito mais adiante.

Em mapa observa-se o predomínio, em toda a área, de  $L_{est2}$  com baixo rake e trend para NE (Mapa Geológico, Anexo). As lineações de maior obliquidade concentram-se exclusivamente a NW da área. A variação do rake das lineações de estiramento sugere que a deformação ( $D_2$ ) que atuou no Domínio Italva não foi apenas ortogonal ao strike geral NE-SW, mas principalmente oblíqua com componente cisalhante dextral.

Na porção NW, o contato basal do Domínio Italva é representado por uma região muito deformada, com desenvolvimento local de foliação milonítica em rochas carbonáticas e anfibolíticas e por uma repetição tectônica entre unidades do Grupo Italva com ortognaisses do Complexo Rio Negro do Domínio Costeiro sotoposto, como por exemplo, na região entre Euclidelândia e Laranjal. (vide mapa geológico). O contato sudeste, entretanto, é marcado por uma região muito alterada, com poucos afloramentos, onde não foram observadas claramente estas relações. Chama atenção o contraste metamórfico entre as rochas do Domínio Italva, em fácies anfibolito, com os paragneisses do Grupo São Fidelis do Domínio Costeiro, que já apresentam parageneses da fácies granulito, sugerindo um pulo metamórfico.

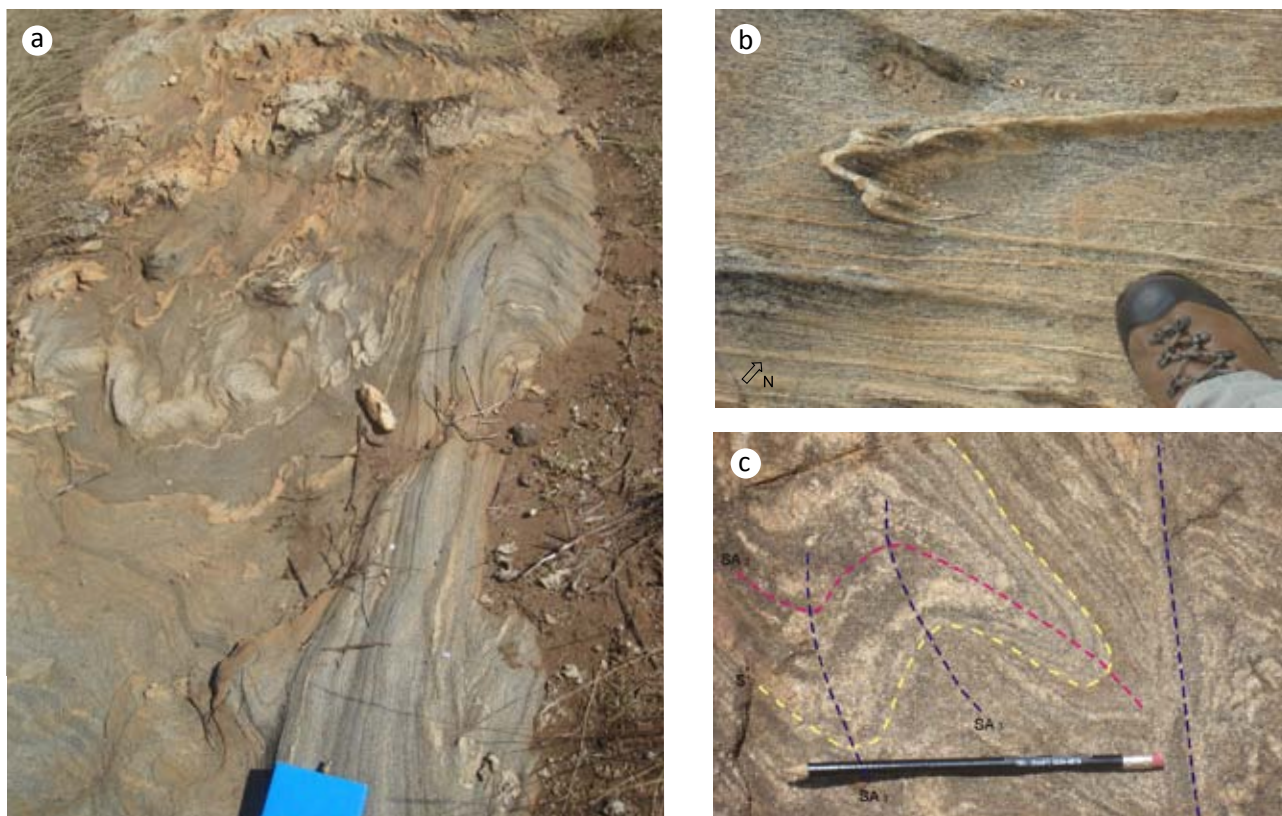


Figura 4.9-Deformação  $D_2$  no Domínio Italva, Terreno Oriental: a) dobras  $D_2$  associadas a zonas de cisalhamento nos gnaisses da Unidade Macuco; b) dobra apertada  $D_2$ , Reclinada, com eixo paralelo a lineação de estiramento (50/45) nos gnaisses da Unidade Serra da Prata; c) Afloramento da Unidade Macuco no qual se observa as três fases de deformação, com dobra apertada redobrada por dobras abertas. Legenda: em vermelho, superfície axial ( $SA_2$ ) dobrada pelo  $D_2$ ; em amarelo, foliação ( $S_2$ ) dobrada pelo  $D_2$ ; Em azul, superfície axial ( $SA_3$ ) e zona de cisalhamento paralela geradas durante  $D_3$



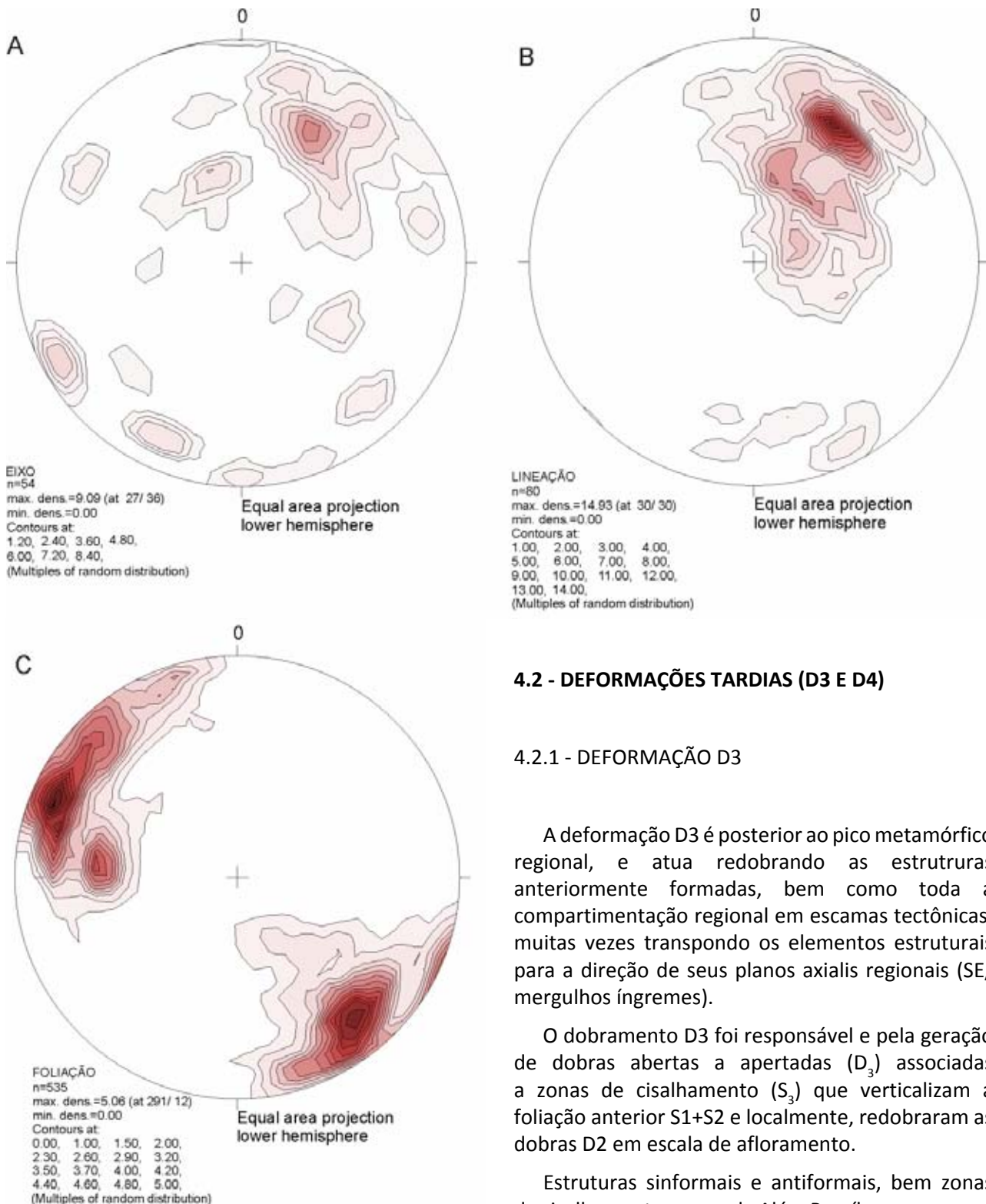


Figura 4.10- Estereogramas com contorno de densidade. A) eixo  $E_2$  (NW, NE e SE) e  $E_3$  (NE e SW); b) lineação de estiramento ( $L_{est2}$ ); c) pólos de foliação  $S_2$  (275/35) e  $S_3$  (291/12 e 140/18)

## 4.2 - DEFORMAÇÕES TARDIAS (D3 E D4)

### 4.2.1 - DEFORMAÇÃO D3

A deformação D3 é posterior ao pico metamórfico regional, e atua redobrando as estruturas anteriormente formadas, bem como toda a compartimentação regional em escamas tectônicas, muitas vezes transpondo os elementos estruturais para a direção de seus planos axiais regionais (SE/mergulhos íngremes).

O dobramento D3 foi responsável e pela geração de dobras abertas a apertadas ( $D_3$ ) associadas a zonas de cisalhamento ( $S_3$ ) que verticalizam a foliação anterior  $S_1+S_2$  e localmente, redobram as dobras D2 em escala de afloramento.

Estruturas sinformais e antiformais, bem zonas de cisalhamento, com a de Além Paraíba, ocorrem na escala do mapa geológico e mostram a importância regional deste fase de deformação (figura 4.11, 4.12).



Figura 4.11-Deformação D3: dobras D3 em a) paragneisses do Grupo São Fidelis; b) e c) nos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora; d) zona de cisalhamento de dobras D3; e) dobras D3 apertadas em leucossomas da Unidade Serra da Prata; f) clivagem de crenulação S3 em gnaisses micáceos da Unidade Macuco



## Perfil esquemático geológico - estrutural

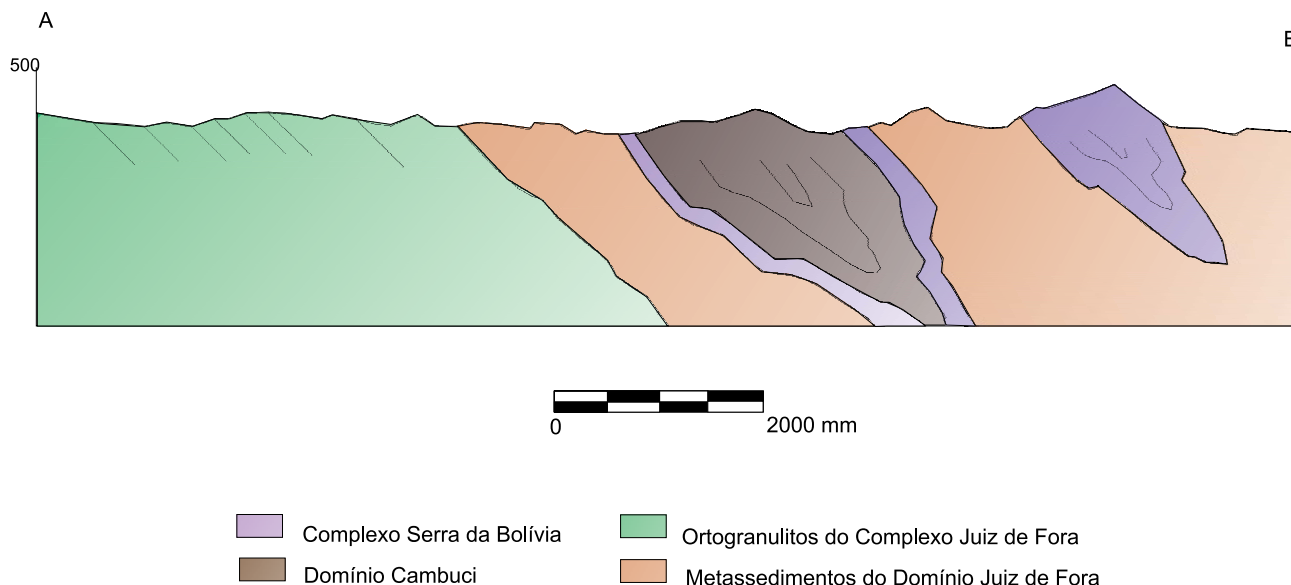


Figura 4.12 - Exemplo de sinformal revirado regional D<sub>3</sub>, no Domínio Cambuci, entre Santo Antônio de Pádua e Itaperuna

As dobras D<sub>3</sub> são do tipo normal, revirada e inclinada, com planos axiais empinados com eixos subhorizontais, associadas às zonas de cisalhamento de alto ângulo de direção NE-SW, na extensão do orógeno, que produziram tramas miloníticas. Estas zonas de cisalhamento são predominantemente destrais e paralelas ao plano axial das dobras D<sub>3</sub> (figura 4.13).

Nas zonas de cisalhamento D<sub>3</sub> a foliação principal (S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>) mostra forte transposição, dando origem a uma nova foliação penetrativa S<sub>3</sub>, que é milonítica, paralela ao bandamento gnáissico e, por vezes, associada ao intenso estiramento de enclaves máficos. A foliação milonítica S<sub>3</sub> está associada à marcante lineação de estiramento mineral e, ao microscópio observa-se tramas que variam de milonítica a ultramilonítica, com microestruturas tipo fitas de quartzo e porfiroclastos de ortopiroxênio e feldspatos, com bordos de biotita e/ou clinopiroxênio. A Zona de Cisalhamento Além Paraíba ((Campanha & Ferrari, 1984), ou do Rio Paraíba do Sul), posicionada na zona de contato tectônico entre os terrenos Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e Paraíba do Sul, ou seja, uma zona de cisalhamento anterior associada a etapa de deformação principal D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> (vide Mapa Geológico e Figura 4.13). Nesta região é comum a intercalação, seja por cisalhamento ou por dobras, de litotipos de ambos os terrenos. Assim, observa-se na Zona de Cisalhamento de Além Paraíba (D<sub>3</sub>), de direção N60E, a superposição de rochas miloníticas nos dois terrenos tectônicos relacionadas às duas etapas de deformação distintas. Portanto, não é fácil dentro desta megazona de cisalhamento separar milonitos formados em D<sub>2</sub> daqueles gerados posteriormente,

em D<sub>3</sub>. Uma feição freqüente em afloramento, é que a milonitização D<sub>3</sub> transforma os granulitos esverdeados do Complexo Juiz de Fora em gnaisses fitados de coloração branca e preta (Figura 4.14).

Vários indicadores cinemáticos nas zonas de cisalhamento e foliação D<sub>3</sub> foram observados, como dobras assimétricas, foliações oblíquas, foliação interna e externa em *boudins*, porfiroclastos tipo sigma e delta, além de outros indicadores de giro que foram analisados sempre quando associados à lineação de estiramento. Em alguns pontos, onde a deformação foi mais intensa, observa-se a ocorrência de verdadeiros L-tectonitos. Os indicadores cinemáticos são consistentes com componentes de movimentação dextral e inversa, tal como apontado por diversos autores.

Esta fase de deformação foi mais intensa, tanto no Domínio Juiz de Fora como no Terreno Paraíba do Sul, na porção NW da folha Santo Antônio de Pádua, gerando uma sucessão de dobras apertadas reviradas, que deformam o contato entre os Terrenos Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e Paraíba do Sul (mapa geológico e perfil estrutural).

Na região central e sudeste da folha, as dobras D<sub>3</sub> em escala regional são fechadas a abertas, e podem ser visualizadas por diversas estruturas antiformais e sinformais observadas nos domínios Costeiro, Cambuci e Italva (vide mapa geológico e perfil estrutural da Figura 4.12). Regionalmente, as unidades do Domínio Italva estruturam uma sinformal regional como sugerem o perfil geológico estrutural (Mapa Geológico, Anexo) e no estereogramas com a foliação S<sub>2</sub> regional. Esta sinformal apresenta



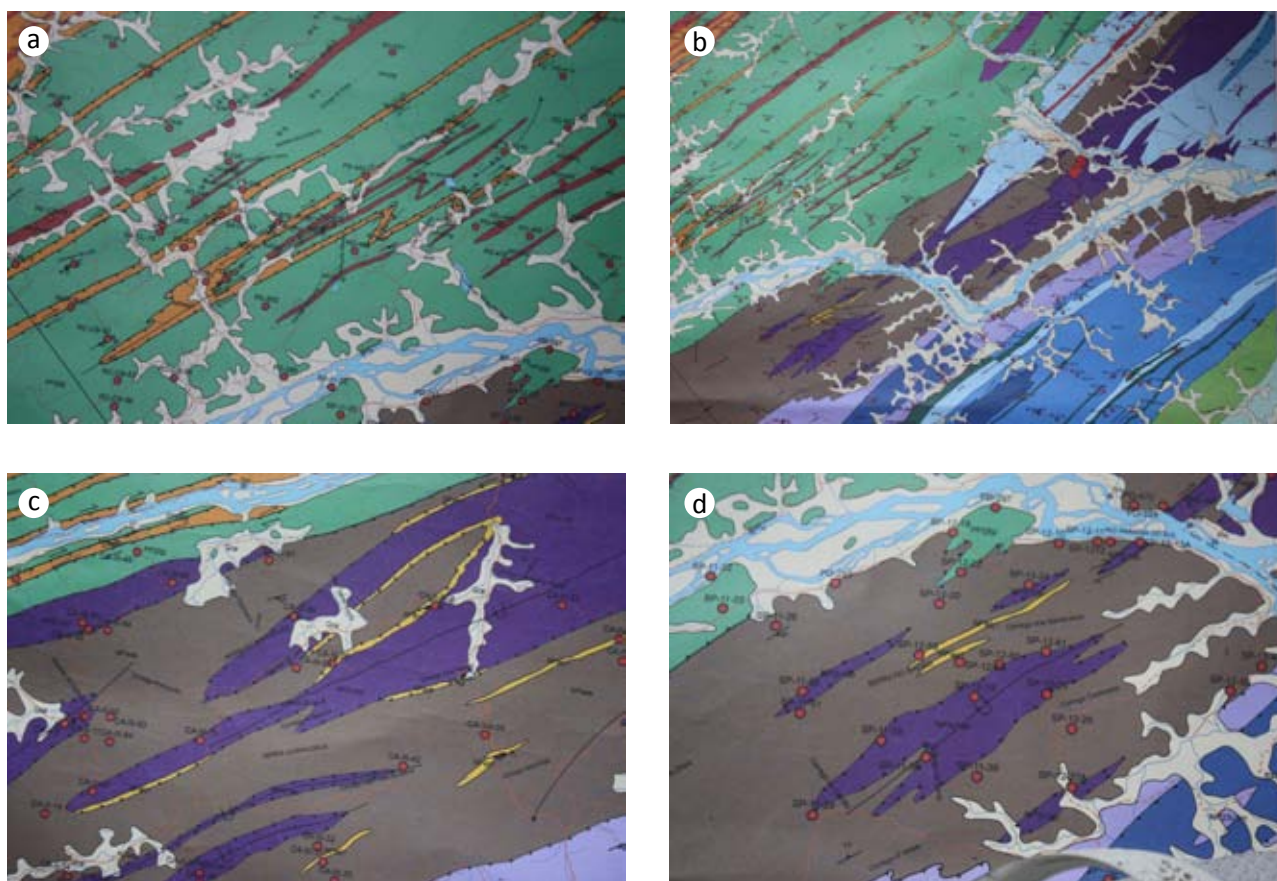


Figura 4.13 - Exemplos de Dobras D3 na escala do mapa geológico: a) Domínio Juiz de Fora; b); c) e d) Domínio Cambuci

flancos subparalelos de alto ângulo e eixo geral  $E_3$  com caimento de  $43^\circ$  para NE.

Os eixos  $E_3$  apresentam direção de caimento para SW e NE (principal). Mostram-se subparalelos aos eixos  $E_2$  (NE) bem como à lineação de estiramento  $L_{est2}$ , como observado muito claramente no Domínio Italva. Este paralelismo dos eixos D2 e D3 resultam na geração de padrões de interferência do tipo dobra dobrada. A natureza acilíndrica das dobras  $D_3$  também foi verificada em vários afloramentos, com a variação na atitude do eixo em uma mesma zona de charneira.

#### 4.2.2- DEFORMAÇÃO D4

A fase de deformação  $D_4$  gerou zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, subverticais a inclinadas com *trend* NW-SE, ortogonal às estruturas geradas nas fases anteriores, ou seja, à extensão maior do orógeno, apresentando dobras de arrasto que giram as foliações previamente formadas. As estruturas resultantes ocorrem de forma local neste segmento da Faixa Ribeira e se concentram em zonas restritas.

A discreta foliação desenvolvida nestas zonas de cisalhamento é milonítica e pode-se observar uma íntima relação com o alojamento dos plútons leucograníticos. Pode-se destacar também que, associados a estas zonas de cisalhamento  $D_4$ , ocorrem veios de quartzo e intrusões concordantes de pegmatitos e granitos (Figura 4.14).

Essas zonas de cisalhamento, paralelas aos planos axiais das dobras  $D_4$ , possuem direções variando entre NNW e NNE ( $N40W$  a  $N30E$ ) com mergulhos subverticais para ESE ou WSW. Os exemplos da Figura 4.14 ilustram exemplos destas zonas de cisalhamento em escala de afloramento. Devido a sua ocorrência local, possuem indicadores de movimentação variados, em função da heterogeneidade dos campos de *stress* para cada região. Entretanto, mostram preferencialmente movimentação de rejeito vertical com pequenos componentes de sentido direcional sinistral e, em geral, o bloco leste é abatido. Os dados apresentados para esta fase podem ser interpretados como indicativos do início de um processo de “relaxamento” crustal, possivelmente associado a estágios iniciais de abatimento (colapso) do orógeno.





Figura 4.14 - Estruturas D4: a) e b) Exemplos de zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis D4; c) e d) rochas granitóides e leucossomas encaixados em zonas de cisalhamento D4

### 4.3 - TECTÔNICA RÚPTIL FANEROZÓICA

Os eventos de reativação tectônica fanerozóica são caracterizados na região pelas estruturas de natureza rúptil, representadas, por diques de rochas básicas, falhas e fraturas. De maneira, geral esta tectônica rúptil está relacionada à fragmentação do Gondwana Ocidental e abertura do Atlântico Sul, a partir do Jurássico-Cretáceo, e a reativação terciária que, regionalmente, é responsável pela geração do Sistema de Riftes Continentais do Sudeste Brasileiro.

Como já referido anteriormente, foram mapeados poucos diques básicos na região, que possuem direção NNE. Em relação às falhas e, principalmente, fraturas subverticais, predomina o conjunto de orientação NW, destacando o set no intervalo N20–50W (figuras 4.15 e 4.16). Em afloramentos no leito do Rio Paraíba do Sul foram descritas falhas com rejeito vertical normal e horizontal dextral, com bloco abatido para NE (figura 4.15). As falhas observadas são mais freqüentes na porção leste da Folha Santo Antônio de Pádua, junto aos Rios Paraíba do Sul e Pomba, onde nota-se o marcante controle



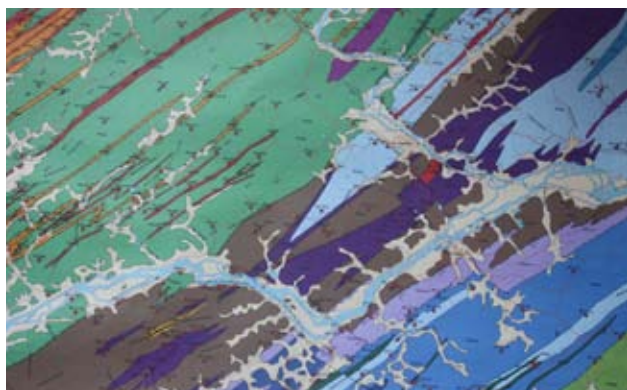


Figura 4.15-Estruturas relacionadas a Reativação Meso-Cenozóica: a) falhas oblíquas, normais dextrais, em escala de mapa. Observar o controle destas estruturas nos Rios Paraíba do Sul e Pomba; b) e c) Vista do Gráben de Itaocara, próximo a cidade Homônima, ao longo do Rio Pomba



estrutural dessas estruturas sobre a orientação da rede de drenagem. Na porção NW da Folha, destaca-se a falha de direção aproximada N-S, na porção centro-norte.

Este conjunto de falhas e fraturas, possivelmente, deve estar relacionado com a tectônica formadora do *Graben* de Itaocara (figura 4.15), situado a leste, na confluência dos rios Pomba e Paraíba

do Sul, no Estado do Rio de Janeiro. Este pequeno *graben* apresenta-se controlado por falhas NW e NE, mostrando reativação de antigas estruturas dúcteis de idade brasilianas (Tupinambá *et al.*, 2003). A tectônica fanerozóica pode, em parte, estar associada à reativação da deformação tardia dúctil-rúptil  $D_4$  (pós-colisional), cujas estruturas também mostram orientação NNW.

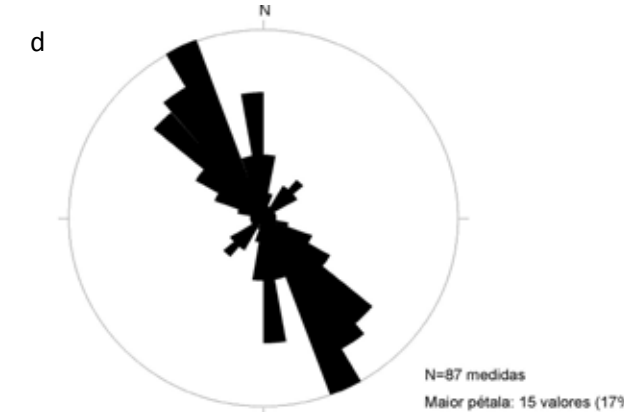


Figura 4.16- a) e b) falhas normais dextrais de pequeno rejeito; c) set de fraturas NW em afloramento de granulitos do Complexo Juiz de Fora; d) Roseta com medidas de fraturas na porção NW da folha



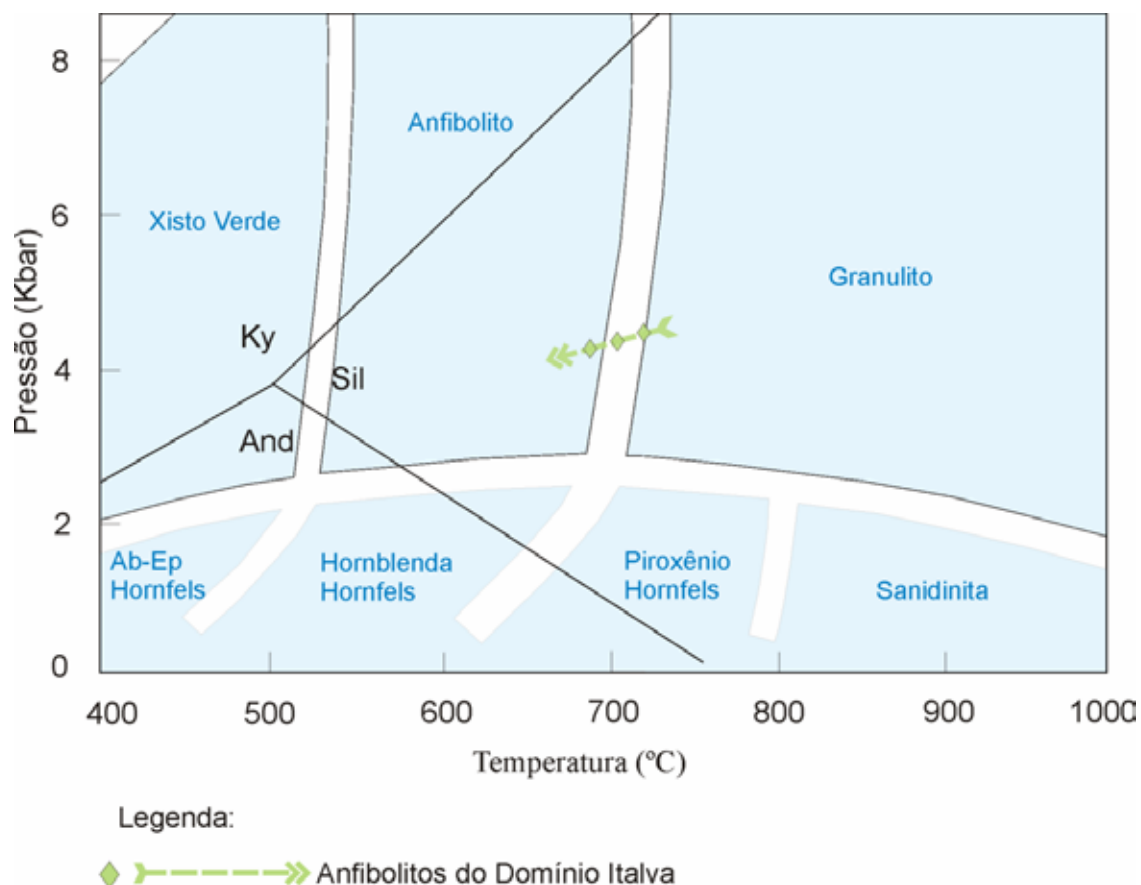


Figura 4.17 - Caminho P-T para o Domínio Itálva. Modificado de Marques (2009)

#### 4.4 - EVENTOS METAMÓRFICOS DO PRECAMBRIAN/OCAMBRO-ORDOVICIANO

##### 4.4.1 - TERRENO OCIDENTAL

Dois eventos metamórficos distintos,  $M_1$  e  $M_2$ , estão registrados nas rochas do Domínio Juiz de Fora. Para o evento metamórfico  $M_1$ , os registros encontrados correspondem a um arranjo granoblástico de paragéneses minerais diagnósticas para a facies granulito, impressas apenas nos litotipos do Complexo Juiz de Fora. Paragéneses com ortopiroxênio ocorrem nos tipos intermediários a ácidos, e ortopiroxênio + plagioclásio  $\pm$  clinopiroxênio  $\pm$  hornblenda  $\pm$  quartzo, nos granulitos básicos. Relações microestruturais indicam que estas paragéneses são mais antigas do que a foliação principal  $S_2$  (milonítica ou não) e, portanto, formadas em período anterior àquele caracterizado pela tectônica de empurrões responsável pelo empilhamento dos domínios/terrenos tectônicos nesse setor da faixa.

Paragéneses relacionadas a  $M_2$  encontram-se registradas tanto nos litotipos do Complexo Juiz de Fora quanto naqueles do Grupo Andrelândia e têm seus minerais dispostos ao longo da foliação principal  $S_2$ . Entretanto, a evolução de  $M_2$  é aparentemente mais complexa, uma vez que evoluções distintas são observadas para cada uma das unidades. Nos metapelitos do Grupo Andrelândia são verificadas paragéneses, muitas vezes diagnósticas da facies granulito, como por exemplo, ortoclásio + plagioclásio + granada + biotita + sillimanita  $\pm$  ortopiroxênio + quartzo + mineral opaco  $\pm$  hercinita. Nos metabasitos do Grupo Andrelândia, a paragéneses registrada é dada por clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + mineral opaco  $\pm$  granada + biotita  $\pm$  ortopiroxênio.

Paragéneses da facies granulito evoluindo para facies anfibolito superior ocorrem na matriz recristalizada das rochas do Complexo Juiz de Fora. Nos ortogranulitos básicos, texturas coroníticas de granada + hornblenda formam-se em torno de cristais de clino e ortopiroxênio; nos ortogranulitos intermediários a ácidos, hornblenda e/ou biotita formam-se na matriz e na foliação milonítica,

enquanto clino e ortopiroxênio são porfiroclastos. Estas relações mostram a existência de gradientes (locais) de T e/ou  $P_{\text{fluidos}}$  durante o processo metamórfico (aquecimento e/ou desidratação da sucessão metassedimentar e resfriamento e/ou hidratação do conjunto de ortogranulitos.  $M_2$  foi também responsável pela geração de corpos granitóides/charnockitóides tipo-S a híbrido da Suíte Salvaterra, formados predominantemente pela anatexia das rochas metassedimentares desse domínio. Leucossomas paralelos à foliação principal, considerados de mesma origem, ocorrem nos litotipos metassedimentares.

## 4.5 - TERRENO ORIENTAL

### 4.5.1 - METAMORFISMO NO DOMÍNIO CAMBUCI

Dois eventos termais distintos são registrados nas rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana no domínio homônimo. Paragêneses relacionadas ao evento mais antigo ( $M_1$ ?) encontram-se impressas em anfibolitos deste grupo e morfologias de grãos e relações texturais deixam dúvidas sobre sua natureza ígnea ou metamórfica (Marques, 2009). Nesses casos, clinopiroxênio e ortopiroxênio aparentemente eudrais a subedrais ocorrem em arranjo granular ou granoblástico em equilíbrio com plagioclásio e mineral opaco. A definição correta da morfologia é dificultada, uma vez que os grãos de piroxênio encontram-se coroados por granada, hornblenda e quartzo, relacionados ao metamorfismo principal na área ( $M_2$ ). Considerando que os contatos entre esses anfibolitos e as rochas metassedimentares do Grupo Bom Jesus do Itabapoana são normais, sugere-se que o primeiro evento termal, seja ígneo ou metamórfico, tenha se desenvolvido sob condições báricas mais amenas do que aquelas relacionadas a  $M_2$ , uma vez que, somente neste segundo evento, houve formação de granada. Com exceção desses casos mais específicos e restritos, os anfibolitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana apresentam hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + granada + quartzo + mineral opaco, como equilíbrio estável durante a fase  $D_2$  e, assim, indica condições da facies granulito de pressão intermediária para  $M_2$ .

As rochas metapelíticas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana apresentam paragêneses com granada-K-feldspato-sillimanita, diversas vezes acompanhadas de ortopiroxênio estável e cuja formação foi contemporânea ao desenvolvimento

da foliação principal  $S_2$ . Essas rochas são bastante migmatizadas e seus leucossomas, paralelos à xistosidade e bandamento  $S_2$ , têm granada e, menos frequentemente, ortopiroxênio. Similarmente, as rochas da Suíte São João do Paraíso apresentam paragêneses com granada, K-feldspato e, localmente, são verdes e têm ortopiroxênio. No caso dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, é comum a presença de ortopiroxênio estável em paragênese com os demais minerais, além do desenvolvimento de cores esverdeadas, provavelmente decorrentes de pressão parcial de  $CO_2$  relativamente alta.

### 4.5.2 - METAMORFISMO NO DOMÍNIO COSTEIRO

Nos kinzigitos do Grupo São Fidélis, paragêneses com K-feldspato-sillimanita-granada registram, na foliação principal  $S_2$ , um primeiro evento metamórfico, possivelmente correlacionado ao evento  $M_1$  definido para a área da folha Itaperuna. Paralelamente a  $S_2$  ocorrem leucossomas com granada e, localmente, também com ortopiroxênio e/ou cordierita, além de melanossomas na forma de grumos, *schlieren* e/ou bandas máficas. Cordierita é descrita como mineral consituente dos kinzigitos em diversos locais do Domínio Costeiro, o que inclui a área em questão, áreas adjacentes e também a área da cidade do Rio de Janeiro (Khun *et al.*, 2004, Pires *et al.*, 1986). Nesta última ocorrência, o crescimento de cordierita em paragnaises e leucossomas associados é considerado tardio e, portanto, indicado para representar o desenvolvimento de um segundo estágio metamórfico denominado  $M_2$  (Pires *et al.*, 1986). Além disso, nas rochas kinzigíticas desse domínio é claramente observada a existência de duas gerações distintas de estruturas migmatíticas. Leucossomas, melanossomas e mesossomas associados a  $S_2$  encontram-se dobrados e/ou milonitizados em zonas de cisalhamento relacionadas a  $D_3$ , enquanto que nessas zonas e nos planos axiais associados a dobras  $D_3$ , ocorre uma nova geração de neossomas, não deformados, cujas características mineralógicas são muito semelhantes àquelas dos neossomas associados a  $D_2$ .

Ortopiroxênio é localmente encontrado em associação às paragêneses das rochas das Suítes Desengano e Angelim, interpretadas como produtos da cristalização de magmas gerados pela fusão parcial das rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis.

Os ortognaisses do Complexo Rio Negro, embora sem paragêneses diagnósticas para a definição de facies metamórfica, apresentam estruturas

migmatíticas geradas *in situ*, pela fusão parcial de seus protólitos. Nessas rochas, diferentemente do que ocorre para as demais unidades desse domínio, não foram observados grãos de ortopiroxênio nem colorações esverdeadas sugestivas de alta pressão parcial de CO<sub>2</sub>. Sendo assim, as evidências sugerem, ao menos, que as condições de mínimo granítico tenham sido ultrapassadas, embora a pressão de H<sub>2</sub>O tenha se mantido relativamente alta.

As feições descritas evidenciam evolução dessas rochas sob regime de pressão intermediária e condições termais transicionais da fácies anfíbolito para a granulito ou, alternativamente, considerando a presença de ortopiroxênio e equilíbrios com cordierita, condições termais francas da fácies granulito.

#### 4.5.3 - METAMORFISMO NO DOMÍNIO ITALVA

De todos os domínios estruturas ocorrentes na área, o Domínio Italva é o que registra condições menos intensas de metamorfismo e as paragêneses encontradas indicam que o limite superior da fácies anfíbolito não foi ultrapassado. As rochas metapelíticas do Grupo Italva apresentam paragêneses com sillimanita + muscovita primária, ambas dispostas ao longo da foliação principal no domínio, considerada S<sub>2</sub>. Condições de fusão granítica mínima foram ultrapassadas, uma vez que essas rochas apresentam leucossomas, em geral em

forma de veios ptigmáticos, cujos melanossomas têm concentrações de sillimanita e muscovita. Isso indica que o metamorfismo se deu sob condições de P e T intermediárias entre aquelas da primeira e da segunda isógrada da sillimanita, respectivamente, entre as condições de estabilidade dos equilíbrios sillimanita + muscovita e sillimanita + K-feldspato. Leucossomas também ocorrem nos hornblenda-biotita gnaisses do Grupo Italva, o que indica que as condições mínimas para haver fusão granítica foram ultrapassadas. Alguns anfíbolitos do Grupo Italva mostraram-se bons para a análise metamórfica, uma vez que contém paragêneses com clinopiroxênio. Isso indica condições de fácies anfíbolito superior e está de acordo com o obtido para as rochas metassedimentares desse grupo.

A paragênese metamórfica presente na Unidade Serra da Prata é essencialmente hornblenda, biotita, e plagioclásio. Eventualmente constatou-se a presença de granada, piroxênio (diopsídio) e minerais do grupo do epidoto (zoisita, clinozoisita e epidoto).

Integrando as observações petrográficas das diversas unidades aos dados geotermobarométricos de anfíbolitos do Domínio Italva realizado por Marques (2009), as condições metamórficas para o Domínio Italva apresentam temperatura entre 697° C e 720° C sendo esta última a temperatura do pico metamórfico. A pressão é em torno de 5 Kb e as condições metamórficas são de fácies anfíbolito superior atingindo a zona de transição com o fácies granulito.



## **5 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA**

### **5.1 - INTRODUÇÃO**

Neste capítulo serão apresentadas e discutidos os dados geoquímicos (litogeoquímica e geoquímica isotópica Sm/Nd) e geocronológicos obtidos no desenvolvimento do projeto.

As amostras foram processadas no Laboratório de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia/UERJ. Essas amostras foram cortadas, britadas e em seguida pulverizadas pelo moinho de bolas para que o material pulverizado fosse armazenado em frascos identificados e vedados, que foram enviados ao *Activation Laboratories* (ACTLABS) no Canadá, onde foi feita a análise química de rocha total sendo dosados os óxidos maiores, os óxidos menores e os elementos traços incluindo os terras raras, a qual foi utilizada a técnica analítica "*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*" (ICPS).

As análises U/Pb foram obtidas no Laboratório de Geocronologia da UNB, por LA-ICPMS, enquanto que os dados Sm/Nd foram rodados no LAGIR-UERJ usando a metodologia TIMS. Os dados foram tratados em softwares específicos, como Excel, Newpet e Isoplot, e os diagramas finais editados em Corel Draw.

### **5.2 - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO JUIZ DE FORA**

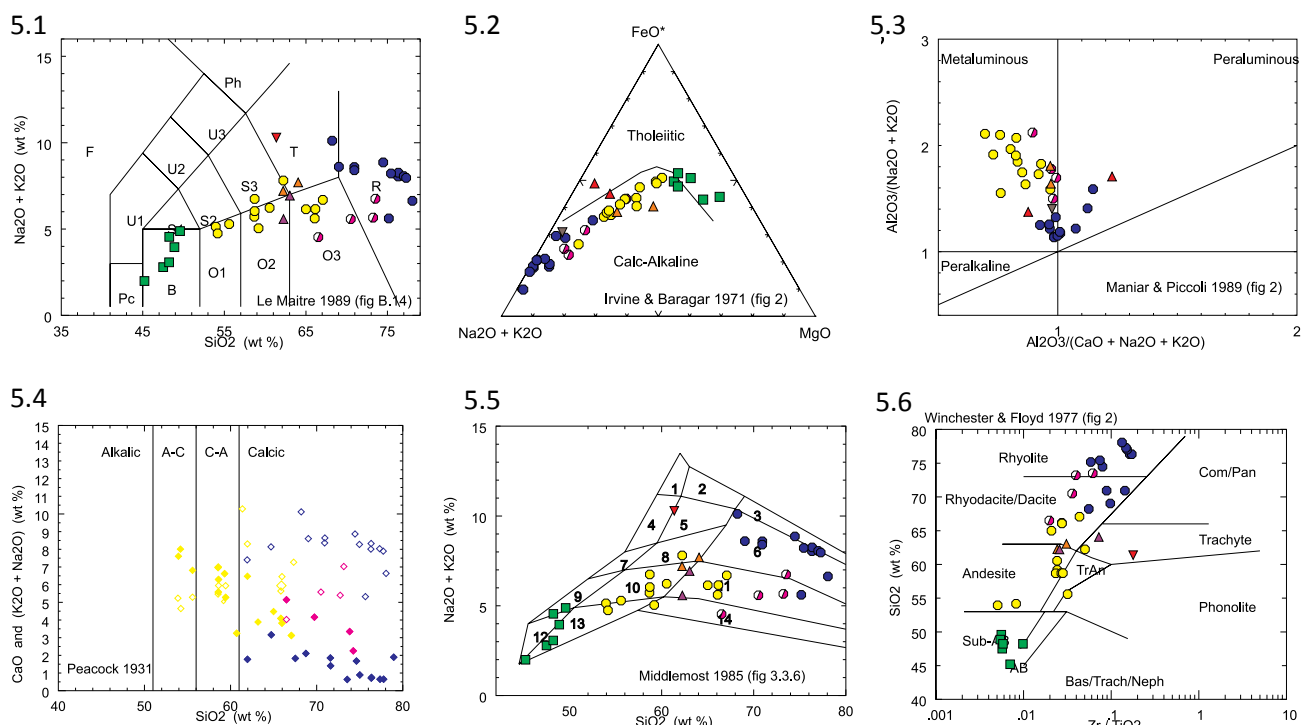
Como descrito anteriormente, o Complexo Juiz de Fora compreende um conjunto heterogêneo de rochas granulíticas ortoderivadas. Para o estudo geoquímico deste complexo na folha Santo Antônio

de Pádua foram selecionadas rochas ácidas a básicas, procurando também uma boa distribuição areal na unidade.

#### **5.2.1 - CLASSIFICAÇÃO DAS SÉRIES E ROCHAS**

Os granulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz de Fora, na região estudada, correspondem a rochas da série calcioalcalina, com exceção de uma amostra que possui características da uma série transicional a alcalina (CI-23-30, triângulo invertido). Compreende pelo menos três grupos ou suítes de rochas calcioalcalinas (círculos), além um grupo muito distinto do ponto de vista geoquímico, que foi representado por triângulos nos diagramas apresentados a seguir. O plote destas amostras nos diagramas Alc x SiO<sub>2</sub> e AFM de Irvine e Baragar (1971) das figuras 5.1 e 5.2 ilustram esta subdivisão proposta. Todas as suítes mostram tendência metaluminosa (Figura 5.3). Já as rochas básicas, formam um conjunto bastante homogêneo e integram a série toleítica (quadrados verdes)

Dentre as suítes calcioalcalinas, o Grupo 1 apresenta principalmente rochas de composição tonalítica e subordinadamente diorítica (círculos amarelos). O conjunto mais heterogêneo de rochas félsicas (triângulos) poderia estar associado ao Grupo 1, representado talvez rochas cumuláticas e /ou diferenciados deste conjunto. As rochas félsicas, charnockíticas (incluindo as variedades conhecidas como Pedra Madeira) são abundantes na área e formam o Grupo 2 (círculos azuis), enquanto que um conjunto de rochas charno-enderbíticas representam o Grupo 3 (círculos cortados rosa). Os diagramas das figuras 5.4 a 5.6 ilustram esta subdivisão e classificação geoquímica



Figuras 5.1 a 5.6-Plote das rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora nos diagramas a) Alc x SiO<sub>2</sub> de Le Maitre (1983); b) AFM de Irvine e Baragar (1971); c) Classificação de Shand (Maniar e Piccoli, 1989; d) Classificação de peacock; e) e f) diagramas classificatórios de Middlemost (1985) e Winchester & Floyd (1977). Símbolos: círculos azuis- série calcioalcalina de Alto K; círculos de cor magenta cortadas- calcioalcalina de baixo K; círculos amarelos-série calcioalcalina de médio K; triangulos- rochas anômalas; quadrados verdes- série toleítica

### 5.2.2 - DIAGRAMAS DE HARKER E NORMALIZAÇÃO PARA ETR

A análise da correlação de elementos maiores nos diagramas binários tipo Harker, separam muito bem as séries calcioalcalinas descritas anteriormente. Para todas as suítes, o comportamento dos elementos maiores, como por exemplo MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figura 5.7) indicam correlação negativa com a diferenciação, enquanto que Alc, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e K<sub>2</sub>O mostram que as rochas do Grupo 1 possuem correlação positiva para estes elementos, contrastando com a tendência para correlação negativa com os charnockitos do Grupo 2. As rochas do Grupo 3 apresentam sempre uma posição intermediárias entre as outras duas. Os elementos menores também separam muito bem os grupos de rochas granulíticas. Os charnockitos do Grupo 2 são enriquecidos em HFS e LILE, como por exemplo em W, Y, Nb, Ba, Zr, Hf e Rb, e apresentam baixos teores de Sr (figura 5.8).

Os elementos terras raras, plotados em aranhogramas normalizados pelo condrito, bem como o plote das razões La/Le ilustram também a separação proposta. As amostras dos grupos 1 e 2 mostram padrão fracionado, com anomalias negativas de Eu, enquanto que o grupo 3 mostra anomalias positivas de Eu. Também o comportamento dos REE nos grupos 1 e 3 indicam correlação positiva entre o aumento no conteúdo deste elementos e a diferenciação, enquanto que os charnockitos do Grupo 2 mostram comportamento inverso (figura 5.9). As amostras anômalas, representadas por losangos possuem comportamento que ora se apresentam semelhantes ao Grupo 1, ora formam um conjunto a parte. Seus padrões de ETR se assemelham ao conjunto dos tonalitos. Digno de nota são os altos teores de Ba, Zr e Hf das amostras com características transionais.

As rochas da Série Toleítica (quadrados verdes) são muito homogêneas, com exceção da amostra PT-29C e formam um grupo de Baixo TiO<sub>2</sub> (valores abaixo de 1.5 %). As rochas desta série mostram um padrão não

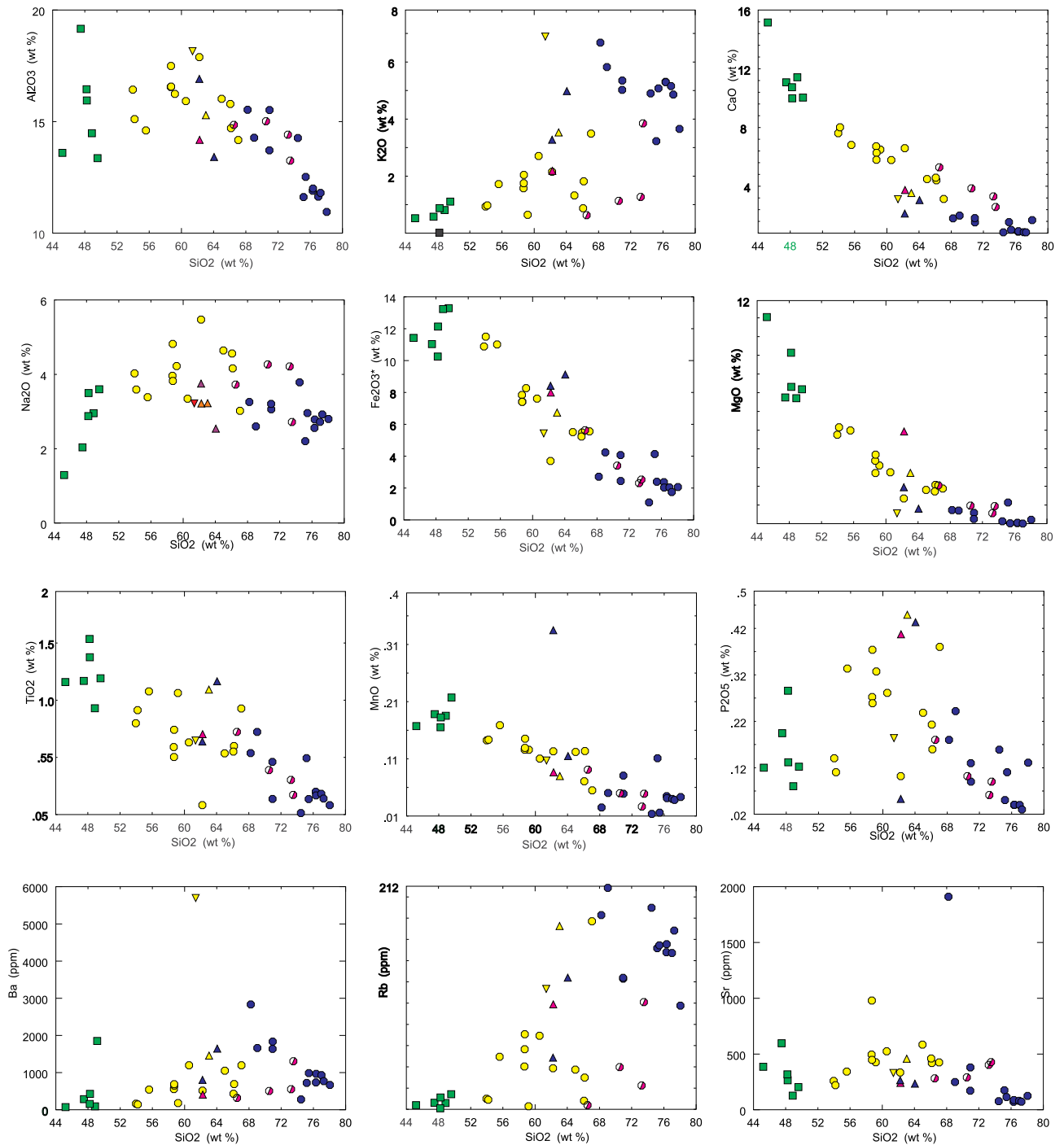


Figura 5.7-Diagramas de Variação de Harker para os elementos maiores do Complexo Juiz de Fora. Símbolos como na figura 5.1



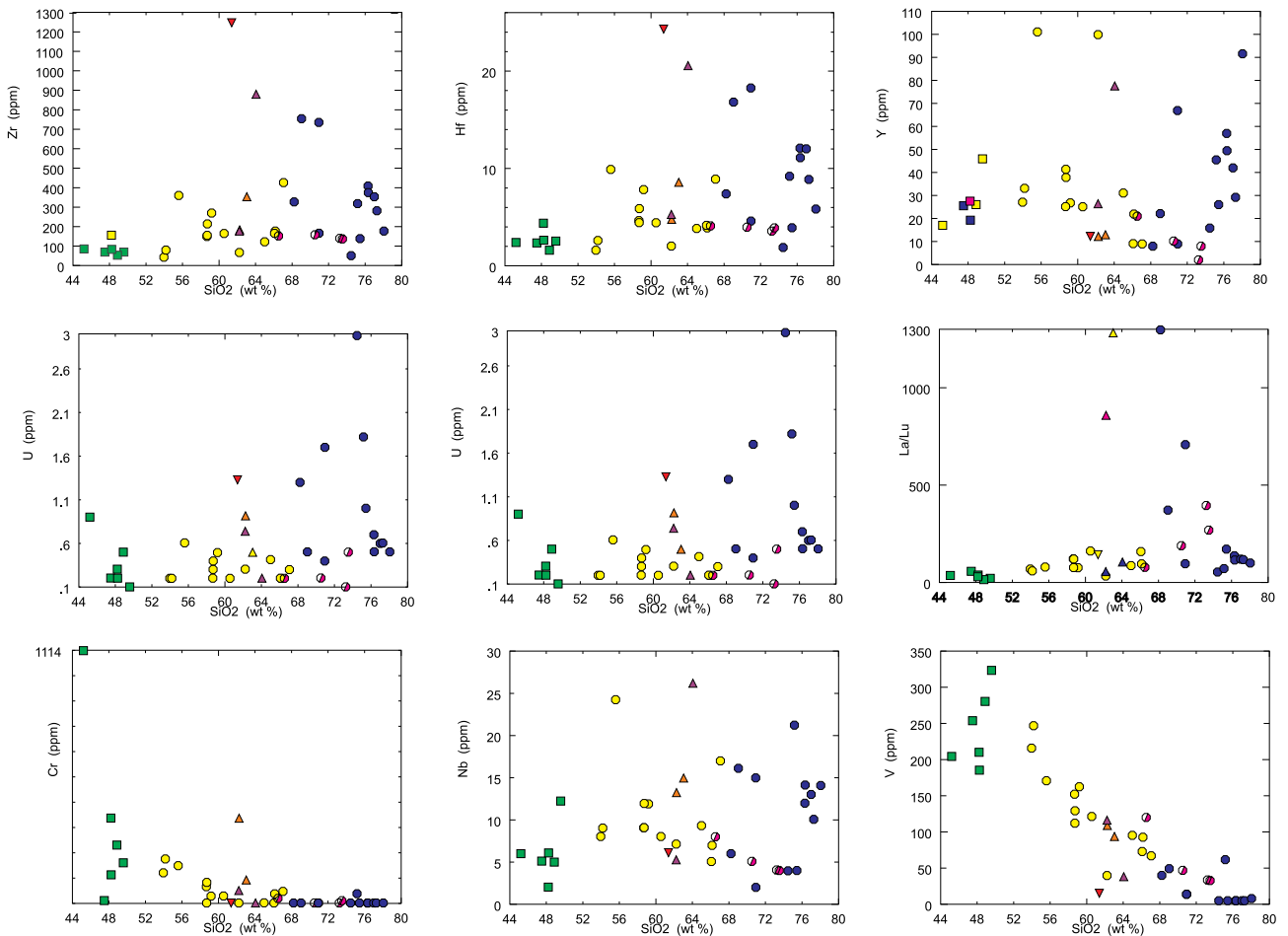


Figura 5.8-Diagramas de Variação de Harker para elementos menores e traços do Complexo Juiz de Fora. Símbolos como na figura 5.1

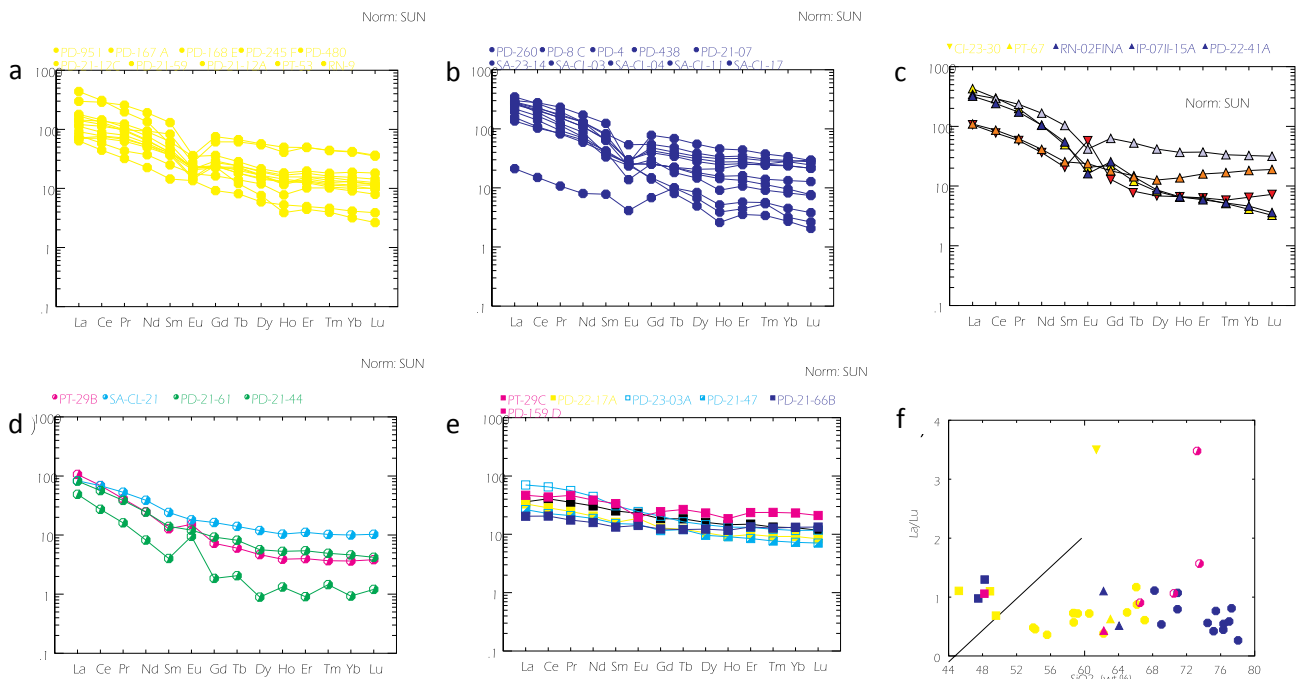


Figura 5.9-Diagrama de ETR normalizado ao condrito Sun & McDonough, (1989) para os granulitos do Complexo Juiz de Fora: a) séries calcioalcalina de médio K; b) série calcioalcalina de alto K; c) série calcioalcalina de baixo K; d) rochas anômalas; e) rochas toleíticas; f) razão La/Lu para as amostras estudadas

fracionado de ETR normalizado pelo condrito, além de enriquecimento da ordem de 20 a 90 vezes o valor do condrito. Seu padrão assemelha-se a toleitos de arco, ou mesmo basaltos do tipo E-Morb. Vale a pena ressaltar os altos teores de Cr e Ni deste conjunto.

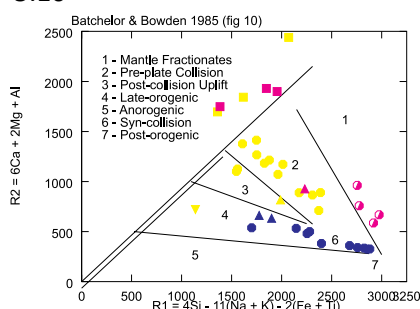
apresentam padrões compatíveis com arcos magmáticos, sendo que as amostras do Grupo 2, mais ácidas mostram algumas características geoquímicas mais evoluídas, e poderiam estar relacionadas a ambientes sin a tardi-colisionais (Figuras 5.10 a 5.11).

### 5-2.3 - AMBIENTE TECTÔNICO

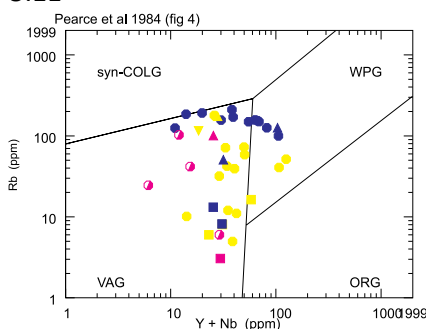
Em todos os diagramas que apontam para ambientes tectônicos, os três grupos calcioalcalinos

Os granulitos básicos, integrantes da série toleítica, possuem características de toleitos de arco ou de basaltos de fundo oceânico (figuras 5.12 a 5.16)

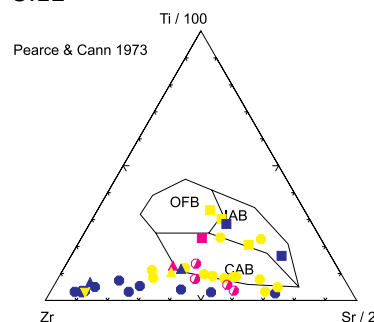
5.10



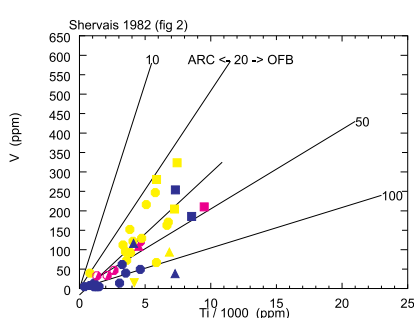
5.11



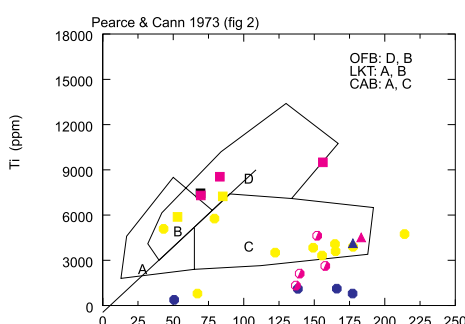
5.12



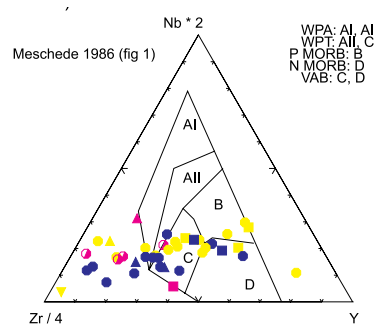
5.13



5.14

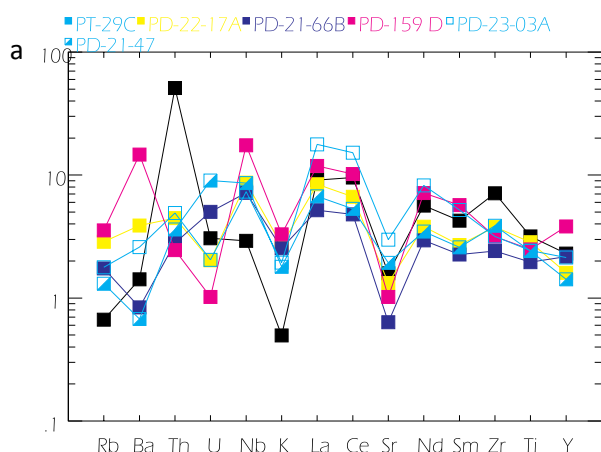


5.15



Figuras 5.10 a 5.15-Diagramas de discriminação tectônica para as rochas do Complexo Juiz de Fora. Rochas Ácidas e intermediárias: a) R1XR2 de Batchelor & Bowden (1985); b) diagramas Y + Nb x Rb de Pearce et al. (1984). Rochas básicas: c) Ti/100 x Sr/2 x Zr de Pearce & Cann (1972); d) V x Ti/100 de Shervais (1982); e) Pearce & Cann (1972); f) diagrama ternário Nb\*2 x Zr/4 x Y de Meschede (1986). Símbolos como na Figura 5.1

Norm: Sun(1980)E-Morb



Norm: IAT

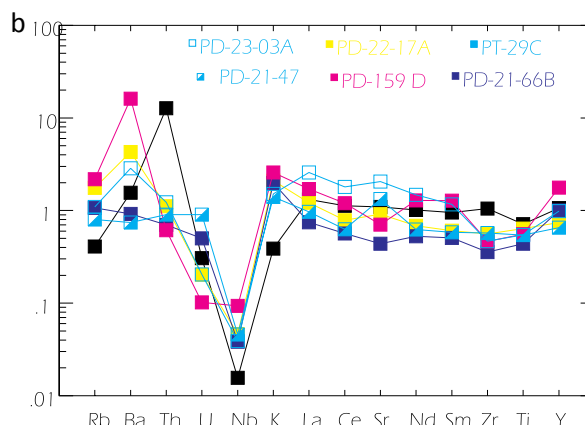


Figura 5.16- Plote das rochas toleíticas em diagramas de normalização segundo E-morb (a) e IAT (b)

### 5.3 - GEOQUÍMICA DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA

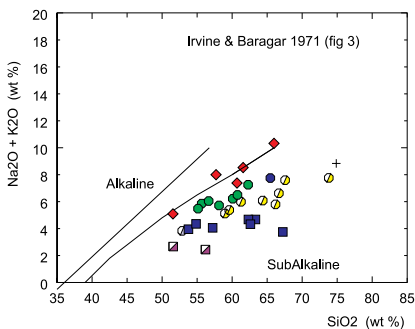
Foram selecionadas amostras para análises litogeoquímicas, representativas das diferentes litologias do Complexo Serra da Bolívia, sendo 9 do Corpo São Primo, e 20 do corpo Serra da Bolívia propriamente dito.

#### 5.3.1 - CLASSIFICAÇÃO DAS SÉRIES E ROCHAS

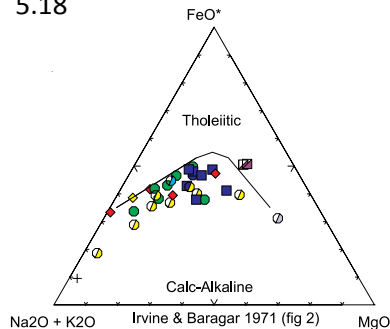
Os corpos granitóides das Serras da Bolívia e São Primo são semelhantes do ponto de vista

geoquímico. Compreendem pelo menos quatro grupos ou suítes de rochas subalcalinas, e um grupo transicional a alcalino (representado por losangos vermelhos nos diagramas). Dentre as rochas subalcalinas, três suítes pertencem série calcioalcalina com progressivo aumento em alcalis foram distinguidas, e no Corpo Serra da Bolívia propriamente dito, e apenas duas amostras integram uma série toelítica (quadrado meio preenchido nos diagramas). O plote destas amostras nos diagramas Alc x SiO<sub>2</sub> e AFM de Irvine e Baragar (1971) das figuras 5.17 e 5.18 ilustram, esta subdivisão proposta.

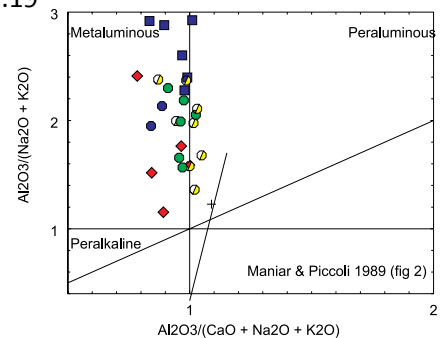
5.17



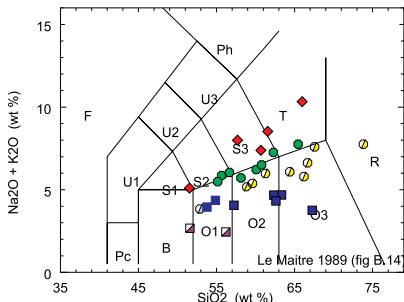
5.18



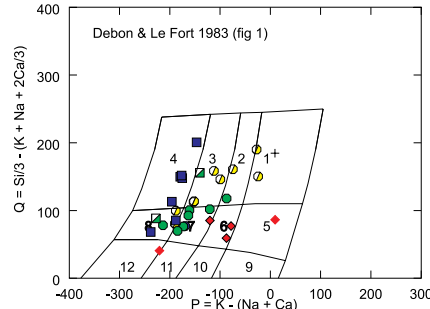
5.19



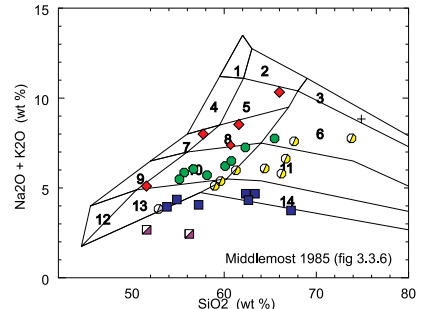
5.20



5.21



5.22



Figuras 5.17 a 5.22- Plote das Rochas do Complexo Serra da Bolívia: 5.17- diagrama Alc x SiO<sub>2</sub> e 5.18- diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); c) Índice de Shand, (Maniar e Piccoli, 1989); d) diagrama classificatório de Le Maitre (1989); e) diagrama classificatório de Debon & Lê Fort (1983); f) diagrama classificatório de Middlemost (1985). Símbolos: Losangos vermelhos-série transicional (TR), Bolas Azuis (CA1), Bolas cortadas amarelas (CA2), e quadrados azul escuro (CA3)-séries calcioalcalinas, Quadrados cortados roxos-série toelítica (TH)

As rochas das séries calcioalcalinas são principalmente metaluminosas segundo o Diagrama de Maniar e Piccoli (1989), figura 5.19.

Utilizando os elementos maiores e menores, como por exemplo, o próprio teor em álcalis, e o plote das rochas analisadas no diagrama QAP modal, verifica-se que é possível dividir o conjunto em três suítes calcioalcalinas metaluminosas: a primeira (CA1) é mais rica em álcalis, principalmente K, e mais pobre em quartzo, enquanto que a segunda (CA2) é representada por uma suíte de médio K e rica em quartzo, e a terceira (CA3) é relativamente mais pobre em alcalis.

O plote destas suítes calcioalcalinas no diagrama de Peacock (1931) indica respectivamente

duas séries calcioalcalinas normais e outra com tendência cálcica, reforçando a subdivisão feita anteriormente.

Com base nos diagramas das figuras 5.20 a 5.22 verificamos que a série transicional é caracterizada por alto teor em álcalis e compreende quartzo-dioritos, quartzo monzodioritos, quartzo-monzonito e quartzo-sienitos. Já a séries calcioalcalinas normais, de médio K, incluem por tonalitos, granodioritos e granitos. Finalmente, a serie calcioalcalina de baixo K inclui rochas gabróicas, tonalitos e granodioritos.

As duas rochas da série toelítica incluem um tonalito e um quartzo diorito.



### 5.3.2 - DIAGRAMAS DE HARKER E NORMALIZAÇÃO PARA ETR

A análise da correlação de elementos maiores nos diagramas binários tipo Harker, separam muito bem as séries calcioalcalinas da série transional descrita anteriormente. Para ambas as suítes, o comportamento de MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,

TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> indicam correlação negativa com a diferenciação, enquanto e K<sub>2</sub>O indica correlação positiva, demonstrados nas figura 5.23. Já os elementos menores mostram maior dispersão, sendo que elementos como Rb, Y, Nb e Zr também definem as séries encontradas anteriormente conforme as figura 5.24. As rochas da série transional (TR) possuem elevados teores de Hf, Zr, Y, U e Nb.

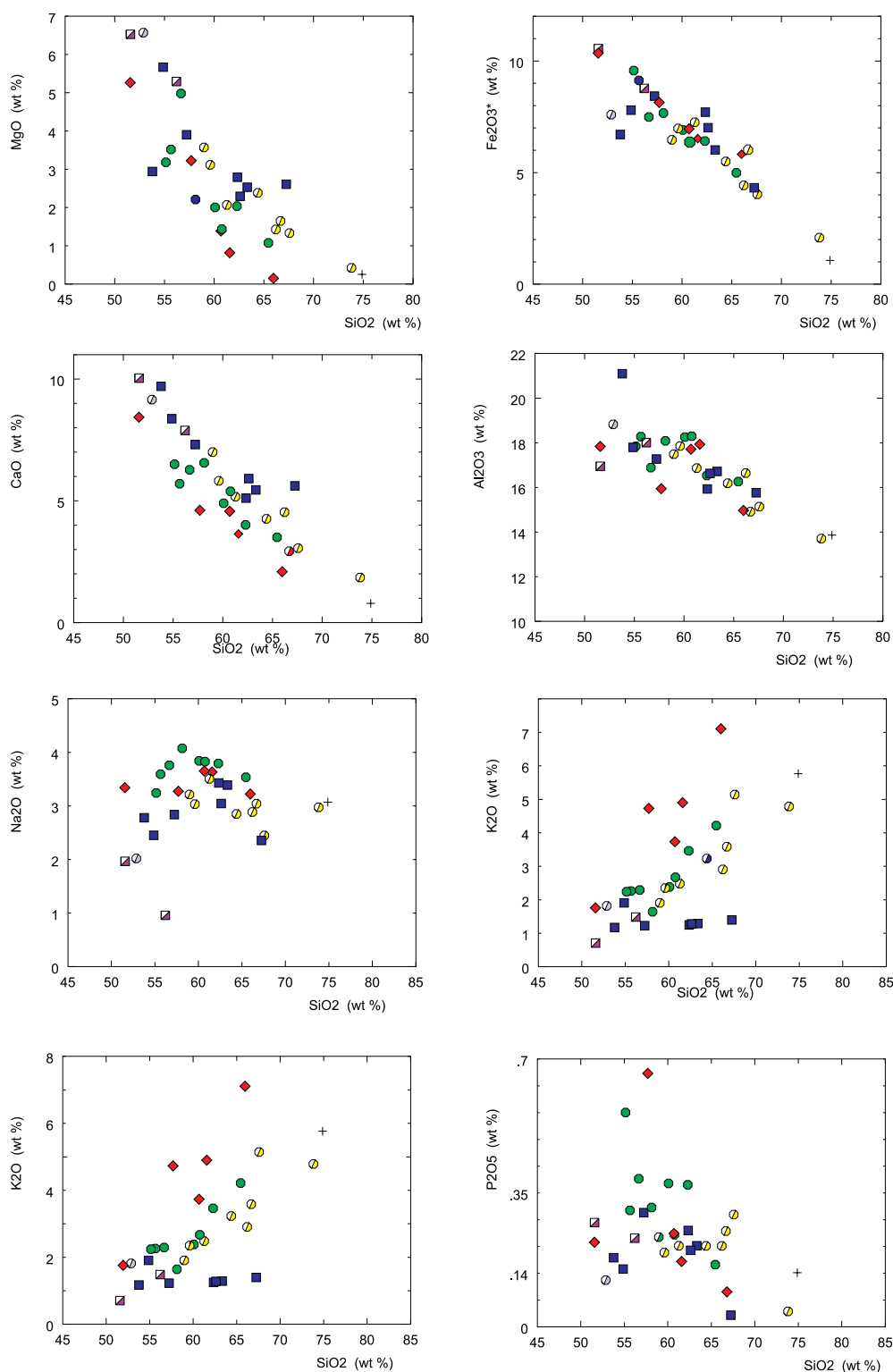


Fig 5.23- Diagramas de Variação de Harker para os elementos maiores do Complexo Serra da Bolívia. Símbolos como na figura 5.17

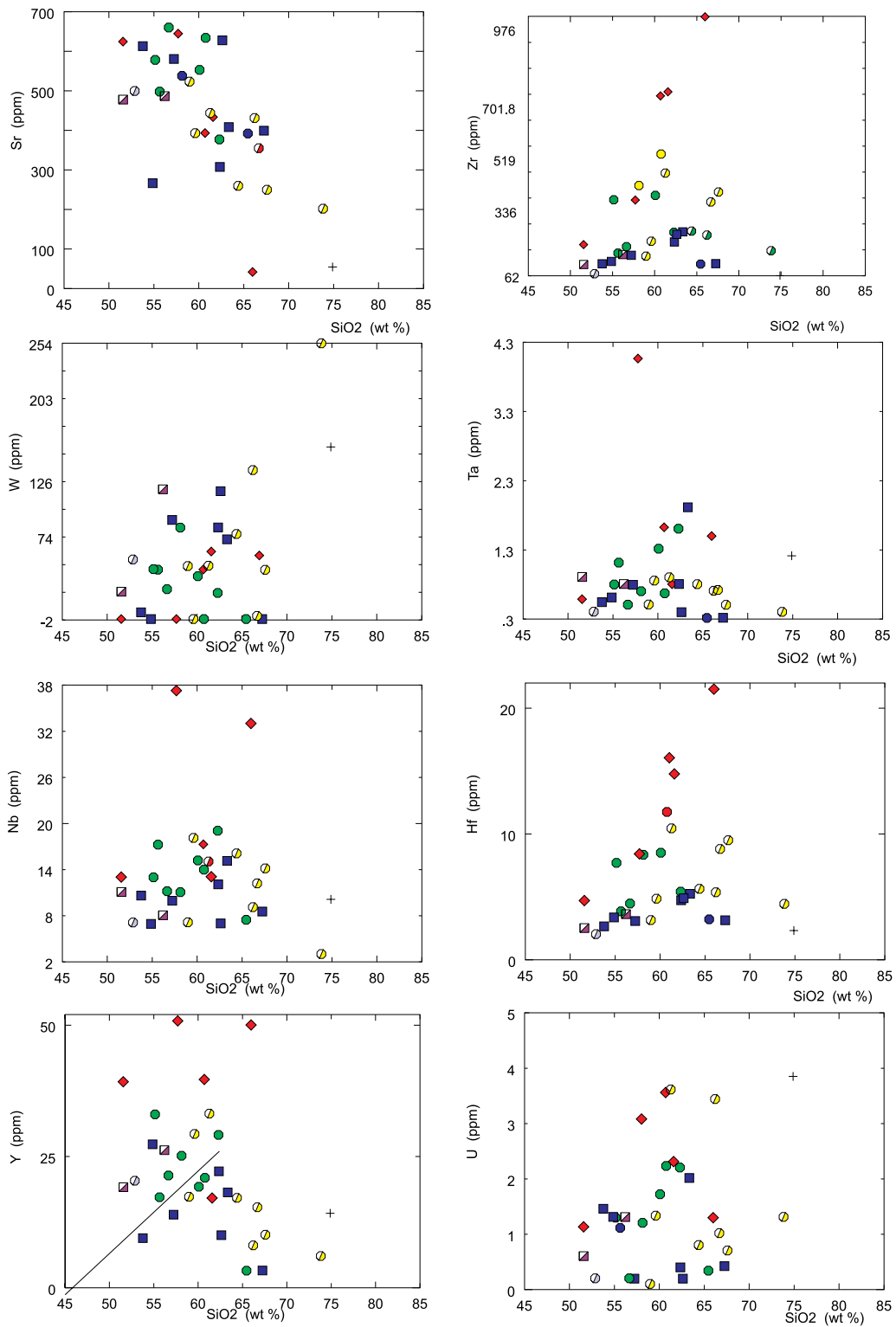


Figura 5.24-Diagramas de Variação de Harker para elementos menores e traços do Complexo Serra da Bolívia. Símbolos como na figura 5.17

Os diagramas de normalização para ETR por condritos (Sun), da figura 5.25 indicam que a suíte transicional de Alto K é muito mais enriquecida em ETRL (1000 a 200 vezes o valor do condrito), possui maior fracionamento se comparado às suítes calcioalcalinas de médio K, bem como marcada anomalia negativa de Eu. Os padrões dos elementos terras raras normalizados por condrito também distinguem bem as três séries calcioalcalinas: a série CA1 possui menor fracionamento de ETRP e

praticamente não apresenta anomalias de Eu, a série CA2 possui maiores conteúdos de ETR leves e pesados e marcada anomalia negativa de Eu, contrastando com a série CA3 de baixo K, que apresenta anomalias positivas deste elemento.

As rochas da série toleítica também mostram algum enriquecimento em ETRL, e anomalias positivas de Eu, sugerindo padrões compatíveis com basaltos de arcos magmáticos (IAT).

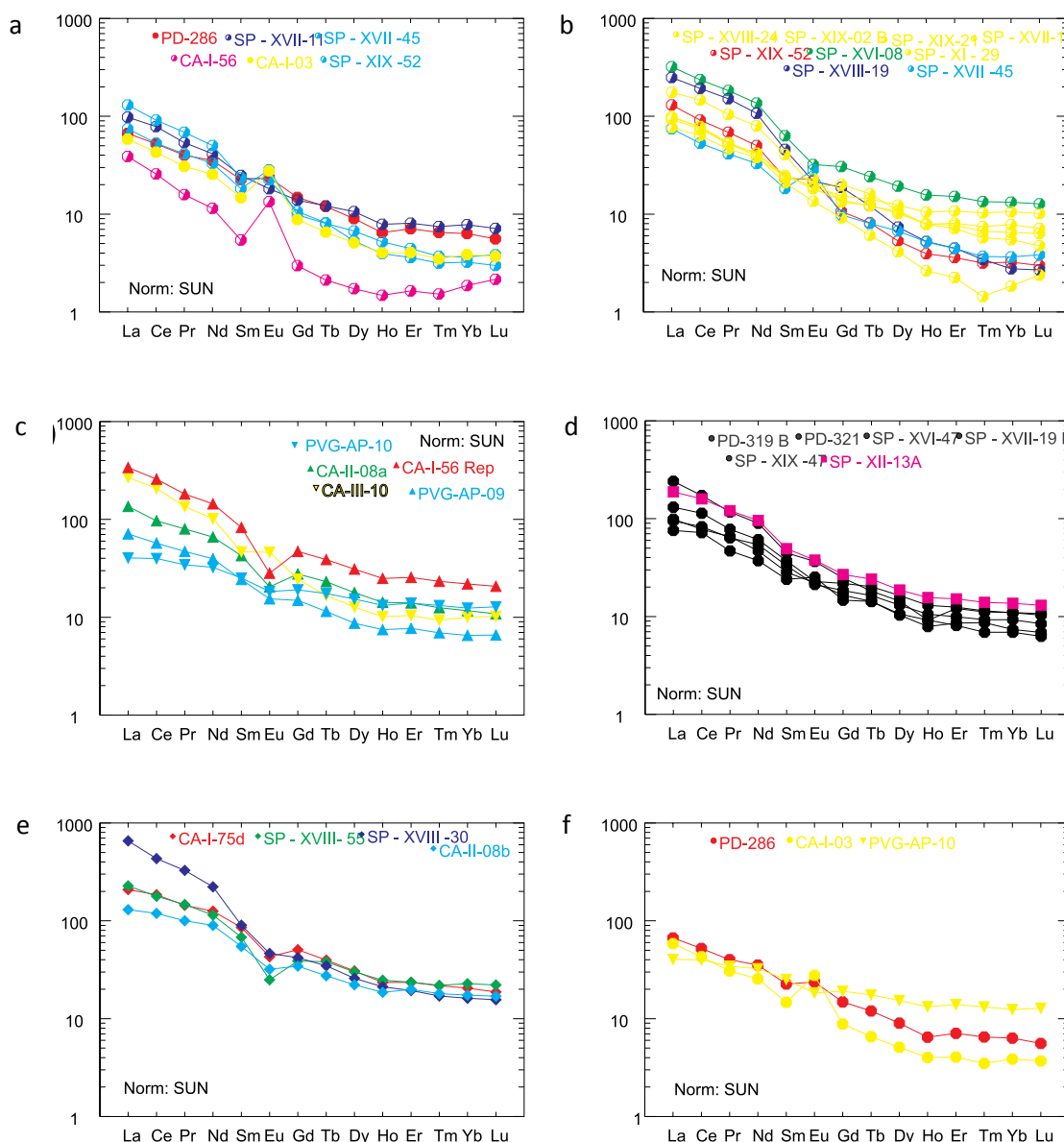


Figura 5.25-Diagrama de ETR normalizado ao condrito Sun & McDonough, (1989) para os ortognaisses do Complexo Serra da Bolívia. Símbolos como na figura 5.17

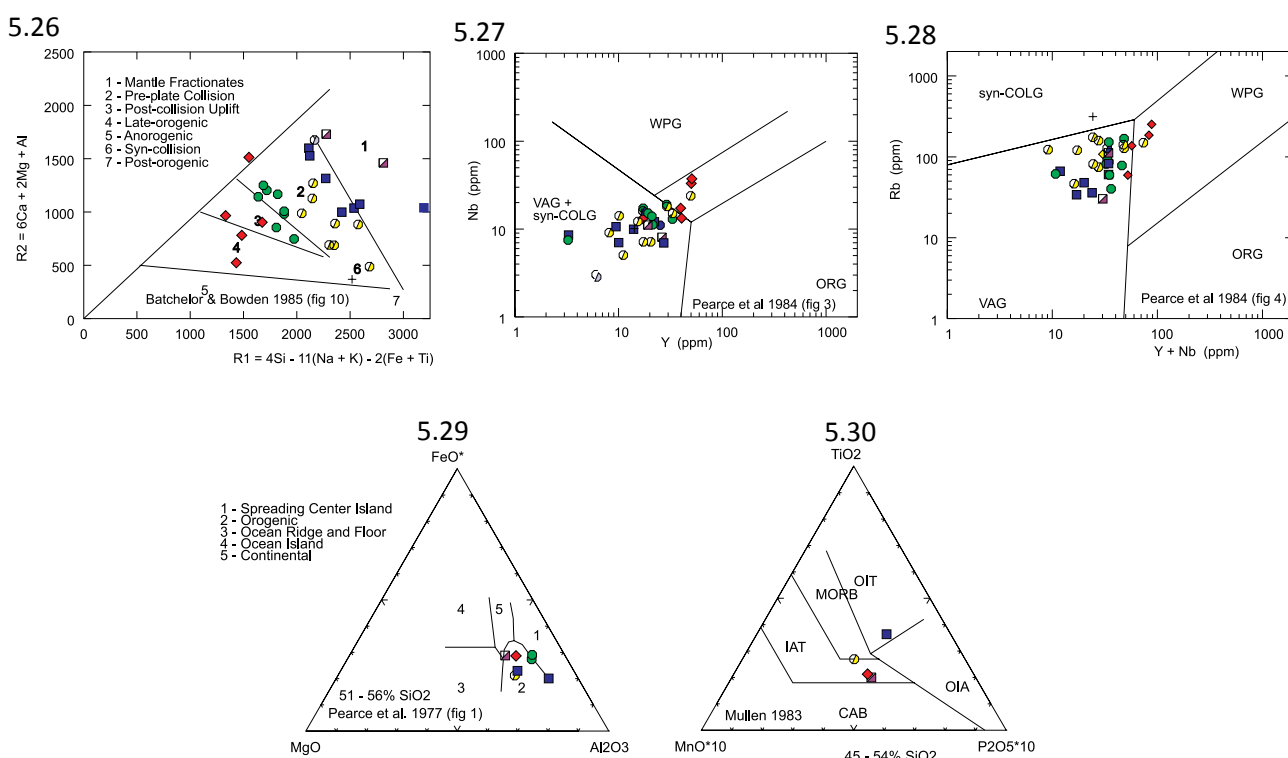


### 5.3.3 - AMBIENTE TECTÔNICO

Os gráficos para ambientes tectônicos das figuras 5.26 a 5.28 sugerem que as rochas das séries calcioalcalinas (CA1, CA2 e CA3) integrantes do Complexo Serra da Bolívia foram formadas em ambientes convergentes do tipo de arcos magmáticos. Tanto no Diagrama R1R2 de Batchelor e Bowden (1985) com nos diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984) fica claro o caráter deste ambiente.

Já as rochas da série transional (TR) possuem características mais maduras, provavelmente formadas com a evolução do processo de subducção.

Tal interpretação é coerente com o fato deste complexo estar encaixada no Domínio Cambuci do Terreno Oriental. Já as rochas da série toleítica, apesar de em número reduzido, também tem seu plote em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, compatível com eventos pré colisionais de arcos magmáticos (IAT), de acordo com as figuras 5.29 a 5.30.



Figuras 5-26 a 5.30-Diagramas de discriminação tectônica para os ortognaisses do Complexo Serra da Bolívia: Rochas Ácidas e intermediárias: 5.26- R1XR2 de Batheclor & Bowden (1985); 5.27- diagrama N x Y e 5.28- Y + Nb x Rb de Pearce et al. (1984). Rochas intermediárias 5.29- FeO\* x MgO x Al2O3 de Pearce et al (1977); rochas básicas: 5.30- Ti x MnO \*10 x P2O5\*10 de Muellen (1983). Símbolos como na Figura 5.17

### 5.4- GEOQUÍMICA DO COMPLEXO RIO NEGRO E DOS ANFIBOLITOS DO DOMÍNIO ITALVA

O presente ítem apresenta dados geoquímicos, baseados em elementos maiores e traços, incluindo Elementos Terras Raras (ETR), obtidos para os anfibolitos do Domínio Italva e para rochas do Complexo Rio Negro. Os dados geoquímicos obtidos por Moraes (2006) foram incluídos neste capítulo. Adicionalmente obtivemos uma análise do biotita gnaisse da Unidade Macuco, para comparação. Os resultados estão apresentados a seguir.

#### 5.4.1- CLASSIFICAÇÃO DAS SÉRIES E ROCHAS

Segundo o diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ ) de Irvine e Baragar (1971) tanto os anfibolitos quanto as rochas do Complexo Rio Negro e da Unidade Macuco são supersaturadas em sílica situando-se no campo subalcalino (Figura 5.31).

As rochas metabásicas quando plotadas no diagrama ternário AFM, definem um trend toleítico, a exceção de três amostras que plotam no limite com o campo calcioalcalino (representadas por triângulos em todos os diagramas). Já os



Os diagramas  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$  de Middlemost (1985) e Le Maitre (1989) bem como o diagrama  $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$  (Figura 5.37)(Figuras 5.34 a 5.38) projetam as rochas metabásicas nos campos do picrito, basalto toleítico, andesito basalto, andesito e komatiito, indicando que existem variedades ultramáficas.

As rochas do Complexo Rio Negro plotam no campo do andesito/tonalito e andesito basalto/diorito e, segundo o diagrama  $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$  (Gill, 1981), definem um conjunto de médio potássio. A rocha da Unidade Macuco e o leucogranito do Complexo Rio Negro plotam exclusivamente no campo dos riolitos/granitos (Figura 5.34 a 5.38). A plotagem nestes diagramas classificatórios é condizente com os dados petrográficos obtidos.

#### 5.4.2- ELEMENTOS TERRAS RARAS

No diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados para condrito (Sun & McDonough, 1989), as rochas máficas mostram o baixo conteúdo destes elementos, entre 10 e 50 vezes o condrito, bem como o padrão horizontalizado, pouco fracionado (Figura 5.39B) sugerindo afinidade com basaltos de fundo oceânico (MORB), derivados de uma fonte mantélica empobrecida. Os outros três anfibolitos, que já se destacavam do conjunto (SP-14-23, SP-18-27 e SP-11-03, Figura 5.39C) apresentam certo grau de fracionamento em relação aos elementos terras raras leves, bem como anomalias negativas de Eu.

Os ortognaisses do Complexo Rio Negro apresentam maiores teores de ETR, bem como um padrão mais fracionado dos ETR e anomalias positivas de Eu (Figura 5.39 A). O leucogranito do Complexo Rio Negro mostra-se mais fracionado em relação às demais rochas analisadas. O fracionamento da Unidade Macuco também pode ser observado pela alta razão La/Yb.

#### 5.4.3- AMBIENTES TECTÔNICOS

Nos diversos diagramas tectono-magmáticos baseados em elementos traços (Figura 5.40), as rochas metabásicas plotam no campo dos basaltos de fundo oceânico (MORB), segundo os diagramas Cr x Ti de Pearce (1975) na figura 5.40c; Nb x La de Gill (1981) na figura 5-40a; Ti/1000 x V de Shervais (1982)

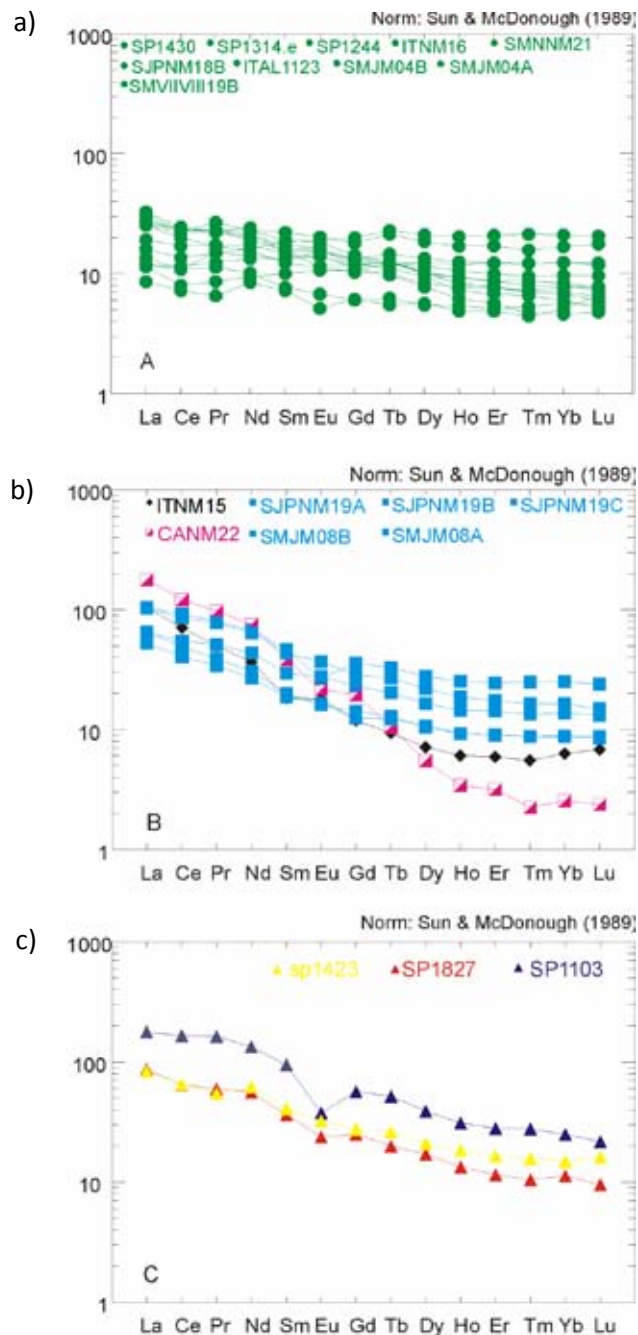


Figura 5.39- Diagrama de ETR normalizado ao condrito Sun & McDonough, (1989) para anfibolitos (A e C) do Domínio Itaipava e para ortognaisses do Complexo Rio Negro (quadrado) e biotita gnaisse da Unidade Macuco (losango) em (B)

na figura 5.40b e Zi x Ti de Pearce e Cann (1973) da figura 5.40d. Entretanto, os diagramas mostram alguma dispersão, sendo que alguns anfibolitos plotam nos campos de toleítos de baixo potássio e mais raramente em basaltos calcioalcalinos e basaltos intraplaca (Figura 5.40e e 5.40f).



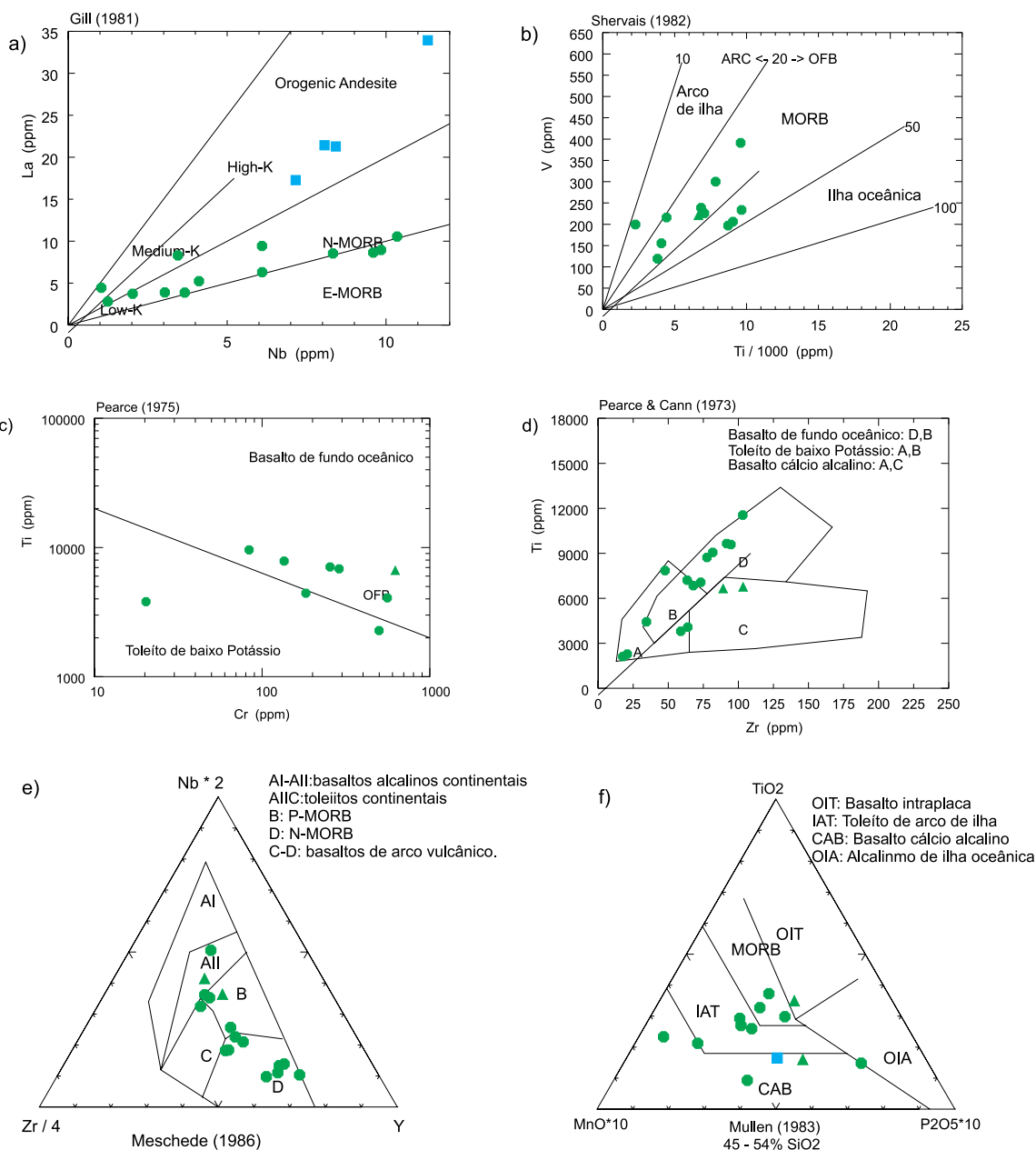


Figura 5.40- Diagramas discriminantes tectono-magmáticos dos Anfibolitos do Grupo Itaipava: a) Nb x La de Gill (1981); b) Ti/1000 x V de Shervais (1982); c) Cr x Ti de Pearce (1975); d) Zr x Ti de Pearce e Cann (1973). Entretanto, alguns anfibolitos mostram alguma dispersão e plotam nos campos de toleitos de baixo potássio e mais raramente em basaltos calcioalcalinos. Símbolos como na Figura 5.31

Para as rochas da série calcioalcalina utilizou-se os diagramas ternários (Y x Nb) e (Y + Nb x Rb) de Pearce *et al.* (1984) para discriminação de ambientes tectônicos de rochas granitóides. As amostras plotam no campo de granitos de arco magmático (Figura 5.41a, 5.41b). Já para o diagrama R1 x R2 (Batchelor e Bowden, 1985) as rochas do Complexo Rio Negro plotam no campo pré-colisional, típico para ambientes de subducção, enquanto que o gnaisse Macuco e o leucogranito plotam no campo sincolisional (Figura 5.41c).

Os dados geoquímicos obtidos para as rochas metabásicas indicam protólitos derivados de rochas de fundo oceânico, com alguma contribuição de toleitos e talvez de basaltos calcioalcalinos de arcos. Já as rochas do Complexo Rio Negro apontam claramente para derivação de arcos magmáticos em ambientes convergentes.

O leucogranito gnaisse do Complexo Rio Negro indica claramente sua derivação de granitos sincolisionais e levemente peraluminosos, comportamento semelhante ao obtido nos paragnaises da Unidade Macuco.

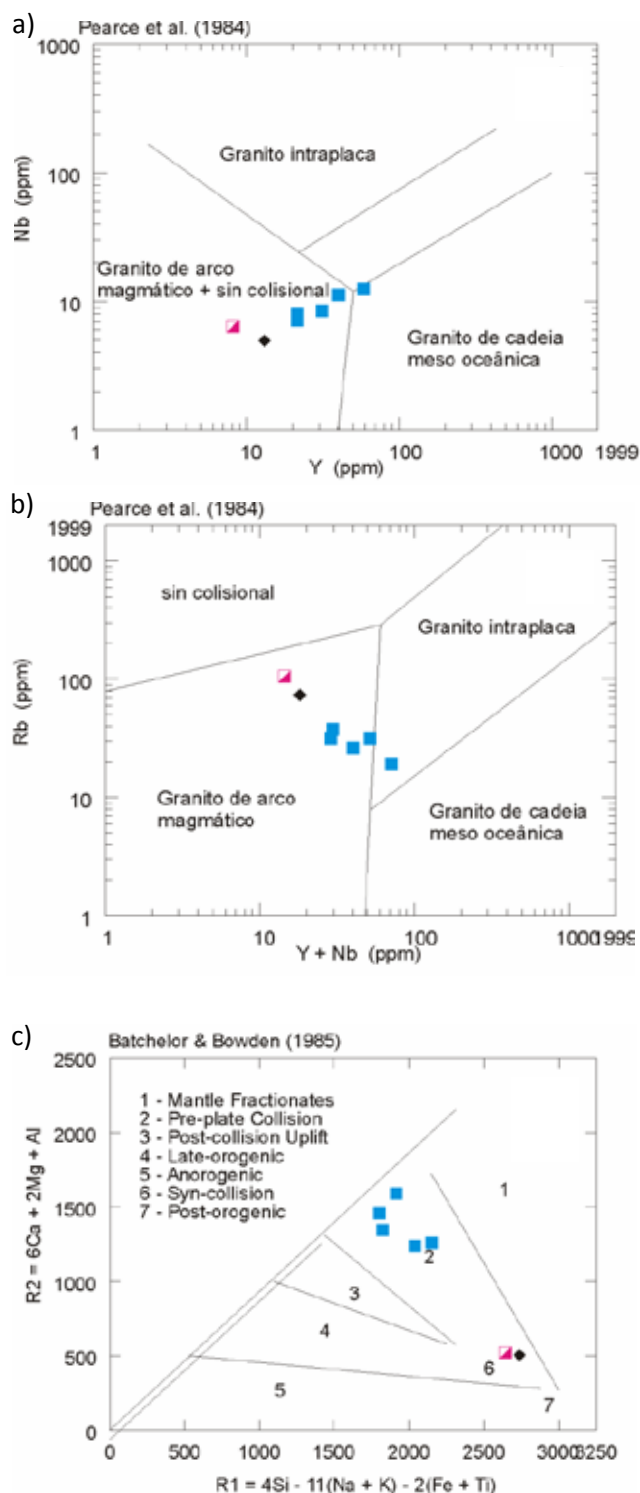


Figura 5-41-Diagramas discriminantes para ortogneisses e leucogranito gnaiss do Complexo Rio Negro. a) diagrama  $N \times Y$  e b)  $Y + Nb \times Rb$  de Pearce et al. (1984); c)  $R1 \times R2$  de Batchelor & Bowden (1985)

## 5.5- GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES SIN A PÓS-COLISIONAIS

Neste item apresentamos os dados geoquímicos obtidos para granitos sin a tardi-colisionais da Folha Santo Antônio de Pádua, assim distribuídos: a) 10 amostras para o Complexo Pedra Bonita, b) 4 amostras para Suíte Bonfim (Pedra Olho de Pombo ou Miracema), c) 3 amostras para a Suíte Frecheiras, d) 2 amostras para hololeugranitos encaixados em paragneisses, e e) 1 amostra para os charnoenderbitos da Suíte Salvaterra.

Todos os dados indicam que os granitóides pertencem a série calcioalclina, a exceção de uma amostra coletada no Complexo Pedra Bonita, e possuem características metaluminosas (Figuras 5.42 a 5.44).

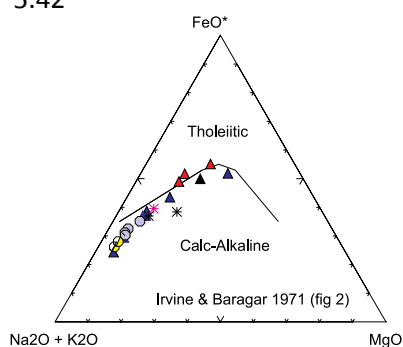
Os dados geoquímicos do Complexo Pedra Bonita indicam que as rochas ácidas, de composição granítica (triângulos azuis) são distintas dos grupos de rochas intermediárias que apresentam baixos teores de quartzo (triângulos vermelhos) e básicas (triângulos roxos). As rochas ácidas classificam-se como granitos s.s a adamellitos (figuras 5.45 a 5.47), possuem altos teores de ETR, alto fracionamento entre os elementos ETRL e ETRP e pronunciada anomalia negativa de Eu. As rochas intermediárias compreendem uma série pobre em quartzo, com monzonitos, quartzo-monzonitos e monzondioritos, com padrões menos enriquecidos em ETR e praticamente não apresentam anomalias de Eu. As duas amostras de rochas básicas compreendem um gabro e uma amostra com tendência alcalina. Seus padrões de ETR são ainda menos enriquecidos e é evidente a anomalia positiva de Eu (figura 5.48, figura 5.49). Nos diagramas discriminantes de ambientes das figuras 5.50 a 5.54, como era esperado, as rochas graníticas situam-se no limite entre as rochas sin a pos-colisionais, enquanto que as intermediárias a básicas indicam grande dispersão, e em alguns caso assemelham-se a rochas do Complexo Juiz de Fora. Este conjunto apresenta teores mais elevados de Sn, Zn e As se comparados aos valores das rochas ácidas, por sua vez mais enriquecidas em Rb, Th e U. Portanto, é possível, que este conjunto possa representar restos do embasamento as rochas em meio às rochas granitóides.

Os outros granitóides analisados plotam no campo das rochas graníticas s.s., todas com altos teores em LILE e nos elementos ETRL, sendo que as rochas da Suíte Frecheiras apresentam-se mais enriquecidas em Th e U, quando comparadas a Suíte Bomfim e aos hololeucogranitos. Com relação aos elementos terras raras, a Suíte Bomfim apresenta alto fracionamento nos ETR, e anomalias negativas de Eu e Ho. A Suíte Frecheiras e as amostras de hololeucogranitos são praticamente indistinguíveis em termos geoquímicos, também com anomalias

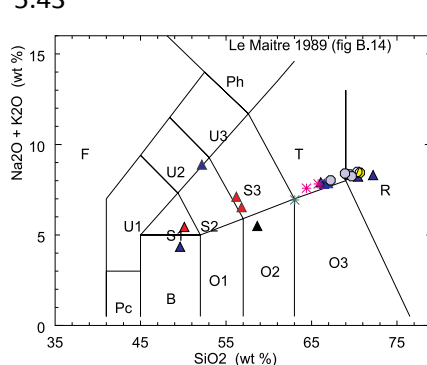
negativas de Eu e Ho, e teores um pouco menores de ETP (figura 5.39). Nos diagramas discriminantes para ambientes tectônicos estas plotam no campo tardi-colisional e intraplaca, enquanto que a Suíte Bomfim mostra afinidades com ambientes sin-colisionais (figuras 5.50 a 5.54)

A única amostra da Suíte Salvaterra analisada possui composição granodiorítica a granítica, com alto fracionamento de ETL em relação a ETRP (figuras de 5.42 a 5.54).

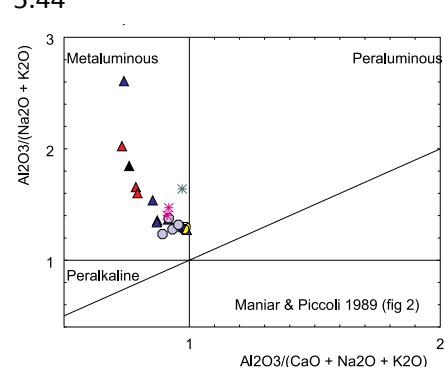
5.42



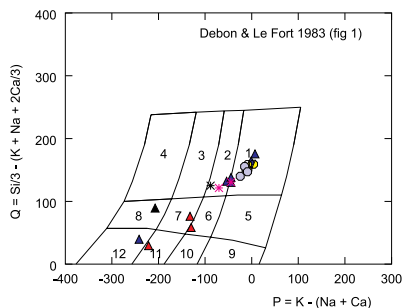
5.43



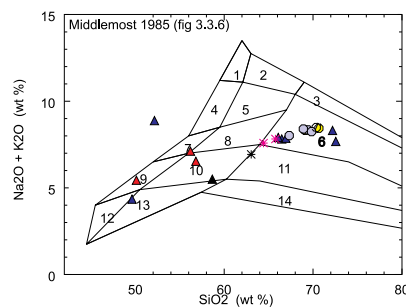
5.44



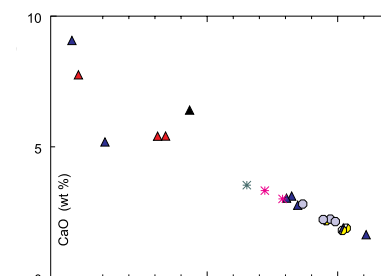
5.45



5.46



5.47



5.48

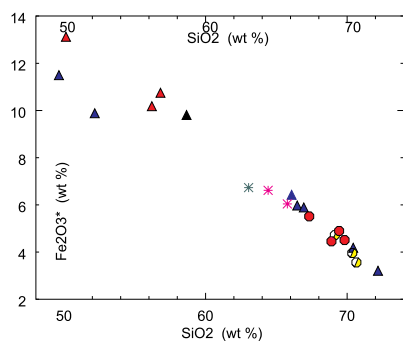


Figura 5.42 a 5.48-Plote das rochas granitóides sin a tardi tectônicas: 5.42- diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); 5.43- Alc x SiO2 de Lê Maitre (1989); 5.44- Índice de Shand, (Maniar e Piccoli, 1989); 5.45- diagrama classificatório de Debon & Lê Fort (1983); 5.46-diagrama classificatório de Le Maitre (1989); 5.47-diagrama CaO x SiO2; 5.48- diagrama FeO x SiO2. Símbolos: Suíte Pedra Bonita-triângulos; Suíte Bomfim- círculos roxos; Suíte Frecheiras- círculos amarelos cortados; Leucogranitos- asteriscos magenta; Suíte Salvaterra- asterisco azul



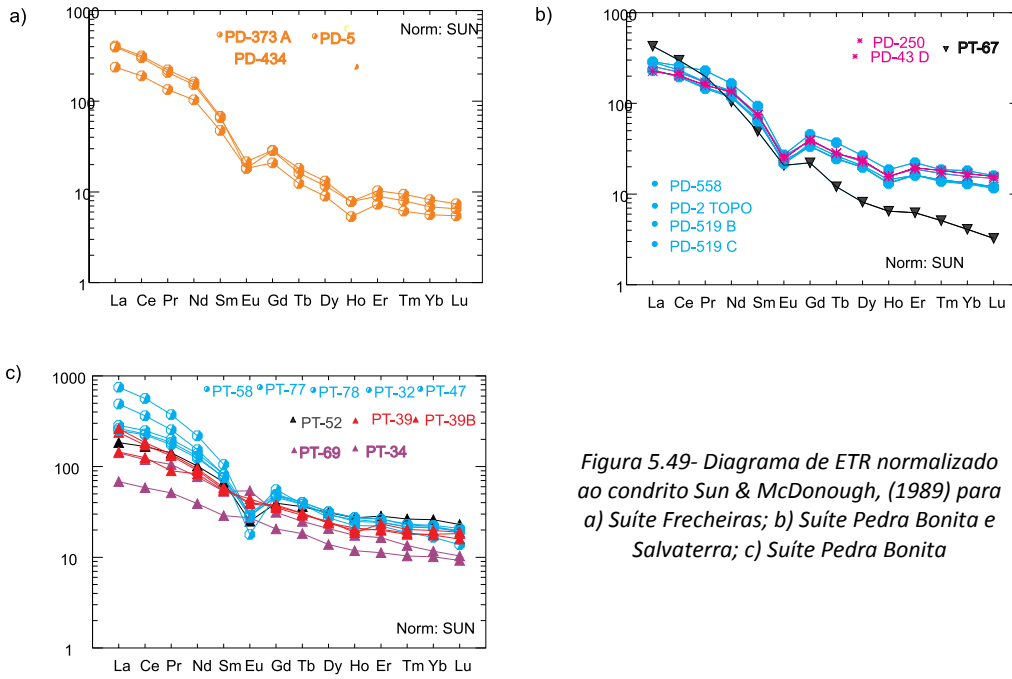
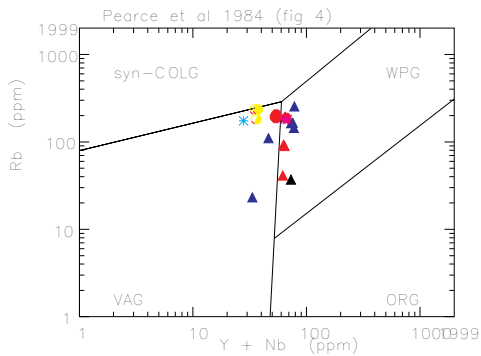
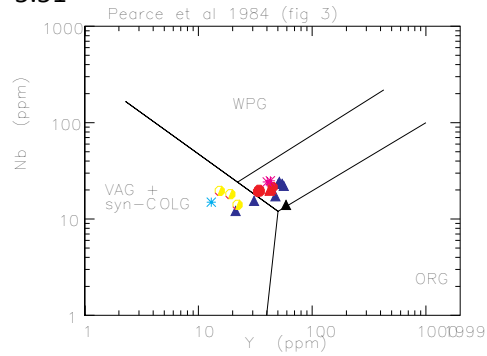


Figura 5.49- Diagrama de ETR normalizado ao condrito Sun & McDonough, (1989) para a) Suíte Frecheiras; b) Suíte Pedra Bonita e Salvaterra; c) Suíte Pedra Bonita

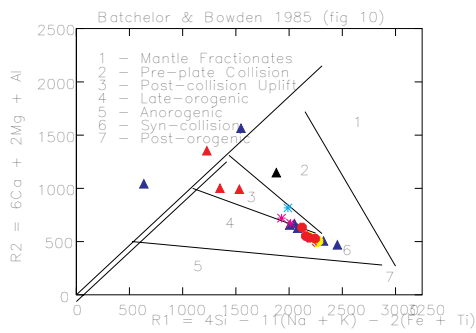
5.50



5.51

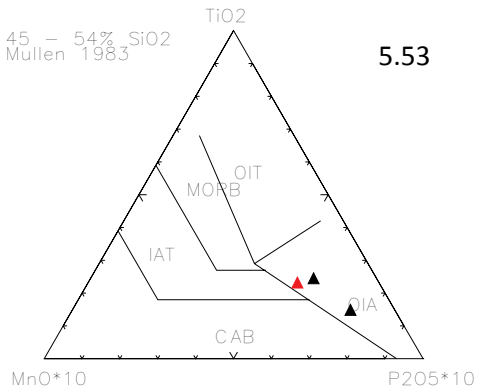


5.52

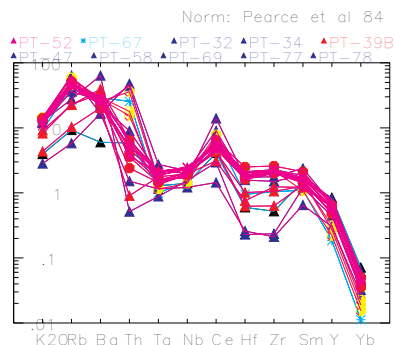


45 - 54% SiO<sub>2</sub>  
Mullen 1983

5.53



5.54



Figuras 5.50 a 5.54- Diagramas discriminantes para rochas granitóides: 5.51- diagrama N x Y e 5.50- Y + Nb x Rb de Pearce et al. (1984); 5.52- R1XR2 de Batchelor & Bowden (1985); 5.53- Diagrama T<sub>1</sub>O<sub>2</sub> x MnO\*10 x P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Muellen 1983); 5.54- Normalização de Pearce et al. 84

## 5.6 - GEOQUÍMICA DOS DIQUES TOLEÍTICOS DO CRETÁCEO

Dez amostras de diabásio na área estudada foram selecionadas para análises litogeoquímicas (elementos maiores e traços, incluindo elementos terras-raras). Os valores de perda ao fogo (PF) das amostras dos setores centro-norte e nordeste do Enxame de Diques da Serra do Mar, selecionadas para este estudo, estão, em geral, abaixo de 2% peso, o que é indicativo do baixo grau de alteração das amostras estudadas. O ferro foi analisado como ferro total sob a forma de ferro férrico ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$ ).

Os dados litogeoquímicos mostram que os diabásios da Folha Santo Antônio de Pádua integram uma série subalcalina (Figura 5.55) com tendência toleítica (Figura 5.56). A afinidade toleítica da série é corroborada pela presença de hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW em todas as amostras estudadas (Tabela 5.1) eles são classificados, em base química, como basaltos e andesito-basaltos (Figura 5.57)

Os dados litogeoquímicos mostram que há tanto diabásios de baixo- $\text{TiO}_2$  quanto de alto- $\text{TiO}_2$  na área estudada. Quatro das dez amostras estudadas integram uma suíte de baixo- $\text{TiO}_2$  ( $\text{TiO}_2 < 2\%$  peso), enquanto que seis integram uma suíte de alto- $\text{TiO}_2$  ( $\text{TiO}_2 < 2\%$  peso), segundo os critérios discriminantes utilizados comumente na literatura (Peate, 1997). De um modo geral, estes dados corroboram a hipótese levantada por alguns autores que a heterogeneidade mantélica em províncias basálticas continentais ocorrem tanto em escala regional quanto local (Corval, 2009).

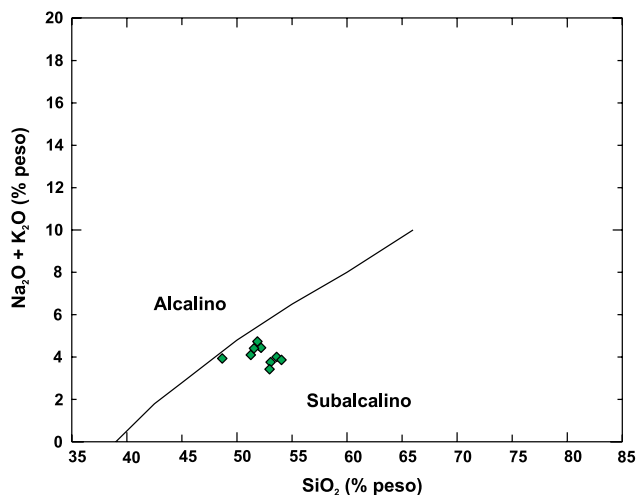


Figura 5.55- Diagrama TAS de discriminação de séries de com a curva de Irvine & Baragar (1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica

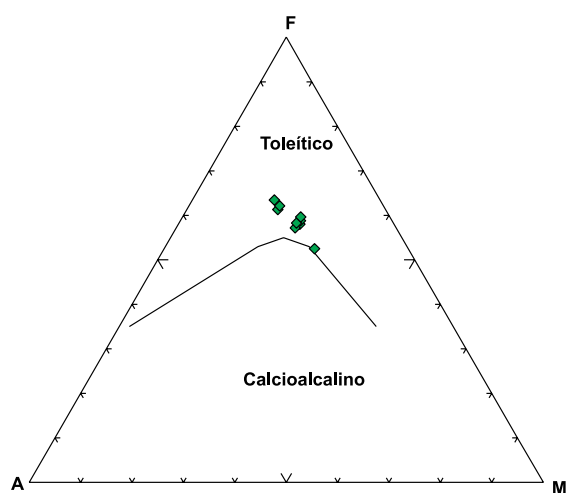


Figura 5.56- Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcioalcalina com a curva de Irvine & Baragar (1971) para os diabásios estudados. A =  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; F =  $\text{FeO} + 0,8998\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; M =  $\text{MgO}$  (em % peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica

## 5.7- GEOCRONOLOGIA U-PB

### 5.7.1- METODOLOGIA

Após o processamento e preparação das amostras realizado nos Laboratório de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ), uma delas foi encaminhada ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília para serem analisadas segundo o método LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), enquanto a outra foi realizada por TIMS, nos Laboratórios do GEOTOP, localizado na Universidade de Quebec em Montreal (UQAM).

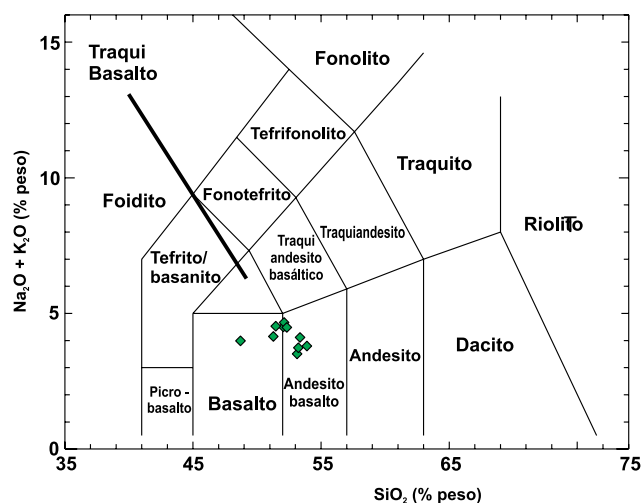


Figura 5.57- Diagrama de classificação de rochas de LeMaitre (1989) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica

Tabela 5.1- Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW das amostras estudadas

| Valores | Q    | Hy    | Ol   | Ne   | Or    | Ab    | An    | Di    | Mt   | Il   | Ap   | Total  |
|---------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|--------|
| Máximo  | 7,12 | 19,60 | 0,00 | 0,00 | 13,12 | 27,34 | 25,64 | 21,57 | 3,53 | 8,43 | 2,16 | 100,30 |
| Mínimo  | 0,00 | 14,85 | 0,00 | 0,00 | 6,24  | 20,85 | 14,62 | 12,32 | 2,47 | 2,15 | 0,41 | 100,11 |

Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são os seguintes: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopísídeo, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita

O método laser ablation-ICP-MS prevê a ejeção de material através de um feixe de laser, a ionização desse material por um plasma induzido por argônio e a medição da razão isotópica pelo espectrômetro de massa (Machado e Simonetti, 2001). O equipamento utilizado consiste em um multi coletor ICP-MS Thermo Neptune acoplado a um sistema de laser New Wave UP-213 através de tubos Tygon (Bouman *et al.*, 2005, <http://e-groups.unb.br/ig/labo/geocron/>).

As amostras são inseridas em uma célula de teflon (duas de cada vez) juntamente com um zircão padrão e levadas ao New Wave UP-213 para serem analisadas. Os padrões utilizados neste trabalho foram UQ-Z1 e GJ. O diâmetro do feixe de laser utilizado é de 30  $\mu\text{m}$ . O material analisado é transportado, através do tubo Tygon, por um fluxo de gás hélio (He) até o ICP. Antes de chegar ao ICP o He é combinado ao gás argônio (Ar) a fim de manter a qualidade analítica do plasma (Bouman *et al.*, 2005; Buhn *et al.*, 2009). O fluxo de gás He é previamente filtrado por um tubo de quartzo preenchido com ouro a fim de remover o mercúrio (Hg). O mercúrio é um contaminante comum em gás He e Ar e o isótopo  $^{204}\text{Hg}$  interfere com o isótopo  $^{204}\text{Pb}$  na correção de Pb comum (Bouman *et al.*, 2005; Buhn *et al.*, 2009).

O MC-ICP-MS está equipado com nove detectores Faraday sendo um central, quatro do lado de alta concentração de U-Pb e quatro do lado de baixa concentração de U-Pb. O espectrômetro de massa é equipado com seis contadores de íons, posicionados acima dos detectores Faraday e devidamente configurados a fim permitir a análise de alta sensibilidade de isótopos de Pb e U (Buhn *et al.*, 2009, IN: <http://e-groups.unb.br/ig/labo/geocron/>).

Os dados foram visualizados no software Evaluation (Neptune Software) e transferidos para uma planilha Excel para a redução dos mesmos. Para a construção de diagramas de concórdia a partir dos resultados isotópicos obtidos utilizou-se o programa estatístico Isoplot/Ex 3.00 (Ludwig, 2003).

Já as análises por TIMS, seguiu a metodologia usual utilizada no Geotop. Para maiores detalhes

ver Heilbron e Machado (2003) e Machado *et al* (1996).

### 5.7.2- RESULTADOS OBTIDOS PARA A FOLHA SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA

Foram selecionadas para análises, duas amostras de rochas associadas ao magmatismo pré-colisional da faixa. A primeira é representada pelo gabro norito do Complexo Serra da Bolívia, intrusivo em paragneisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. A segunda é um hornblenda gnaisse da Unidade Serra da Prata-Grupo Italva, que apresenta características de contribuição vulcânica e/ou plutônica calcioalcalina. Os resultados estão reportados nas tabelas 5-2 e 5-3 abaixo.

#### Amostra SMM-CB-85

O hornblenda biotita gnaisse Serra da Prata foi a primeira amostra escolhida para análise. Foi utilizado a metodologia U-Pb/LA\_ICPMS, nos Laboratórios da UNB.

Os zircões são límpidos de cor rosada com brilho vítreo e hábito prismático. A aparência dos zircões varia no tamanho (100  $\mu\text{m}$  a 300  $\mu\text{m}$ ) desde arredondados (1:1) a prismas alongados (6:1) (figura 5.58a).

No total de 35 análises realizadas 75 % são concordantes. Nove análises (Z1, Z3B, Z3N, Z6, Z7, Z9, Z10, Z15B e Z29 – Tabela 5.2) foram descartadas por apresentar alto erro e/ou plotarem acima da curva concórdia.

A análise de 23 spots, com razão Th/U maior que 0,1, forneceram a idade média concordante de  $861 \pm 34$  Ma interpretada como idade de cristalização magmática. (Figura 5.58c).

Já a análise da borda de três zircões (Z14B, Z17B e Z23B – Tabela 5.2) forneceu idade concordante de  $601 \pm 2,5$  Ma (Figura 5.58e). Esses zircões apresentam razão Th/U menor que 0,1 reforçando a interpretação desta idade como idade do metamorfismo.



Tabela 5.2 - Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CB-85 da Unidade Serra da Prata

| Samplef<br>SM-CB-85 | (206)% | Th/U | 6/4 ratio | 7/6 ratio | 1s(%) | 7/5 ratio | 1s(%) | 6/8     | 1s(%) | 7/6 age | 1s(%) | 7/5 age | 1s(%) | 6/8 age | 1s(%) | Rho  | Conc (%) |
|---------------------|--------|------|-----------|-----------|-------|-----------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|------|----------|
| Z1                  | 0.48   | 0.33 | 3596      | 0.06529   | 1.4   | 1.2394    | 1.8   | 0.13768 | 1.1   | 784     | 29.6  | 819     | 10.2  | 832     | 8.9   | 0.54 | 106      |
| Z2                  | 0.64   | 0.27 | 2378      | 0.06727   | 2.1   | 1.2740    | 2.3   | 0.13736 | 1.1   | 846     | 43.1  | 834     | 13.3  | 830     | 8.4   | 0.39 | 98       |
| Z3B                 | 0.09   | 0.04 | 20660     | 0.06251   | 1.0   | 0.7255    | 1.5   | 0.08418 | 1.0   | 692     | 22.1  | 554     | 6.3   | 521     | 5.2   | 0.66 | 75       |
| Z3N                 | 0.26   | 0.31 | 6587      | 0.08787   | 12.0  | 2.1470    | 17.2  | 0.17721 | 12.4  | 1380    | 230.3 | 1164    | 119.4 | 1052    | 120.1 | 0.72 | 76       |
| Z4                  | 0.33   | 0.30 | 5318      | 0.06655   | 2.0   | 1.2615    | 2.3   | 0.13749 | 1.1   | 824     | 42.0  | 829     | 13.0  | 830     | 8.5   | 0.41 | 101      |
| Z5                  | 0.69   | 0.31 | 1984      | 0.06724   | 1.9   | 1.3326    | 2.3   | 0.14374 | 1.3   | 845     | 40.3  | 860     | 13.4  | 866     | 10.2  | 0.50 | 102      |
| Z6                  | 0.40   | 0.32 | 4299      | 0.07103   | 1.3   | 1.3479    | 1.7   | 0.13764 | 1.1   | 958     | 27.0  | 867     | 10.1  | 831     | 8.8   | 0.60 | 87       |
| Z7                  | 0.85   | 0.26 | 2053      | 0.06405   | 3.4   | 1.1988    | 4.9   | 0.13574 | 3.5   | 743     | 72.2  | 800     | 27.0  | 821     | 26.8  | 0.69 | 110      |
| Z8                  | 0.58   | 0.23 | 3008      | 0.06649   | 2.6   | 1.2775    | 2.9   | 0.13936 | 1.3   | 822     | 53.9  | 836     | 16.5  | 841     | 10.5  | 0.40 | 102      |
| Z9                  | 0.35   | 0.24 | 5764      | 0.06427   | 2.4   | 1.2296    | 2.6   | 0.13876 | 1.1   | 751     | 49.9  | 814     | 14.7  | 838     | 9.0   | 0.37 | 112      |
| Z10                 | 0.65   | 0.24 | 2663      | 0.06729   | 1.7   | 1.4181    | 2.0   | 0.15284 | 1.1   | 847     | 35.3  | 897     | 12.0  | 917     | 9.2   | 0.47 | 108      |
| Z11N                | 0.42   | 0.28 | 4107      | 0.06682   | 4.3   | 1.2816    | 4.6   | 0.13911 | 1.8   | 832     | 88.9  | 838     | 26.5  | 840     | 14.4  | 0.38 | 101      |
| Z11B                | 0.22   | 0.23 | 8019      | 0.06704   | 1.9   | 1.3122    | 2.2   | 0.14196 | 1.1   | 839     | 40.6  | 851     | 12.9  | 856     | 8.8   | 0.43 | 102      |
| Z12                 | 0.29   | 0.30 | 4189      | 0.06552   | 1.7   | 1.2554    | 2.0   | 0.13896 | 1.1   | 791     | 36.5  | 826     | 11.6  | 839     | 8.5   | 0.47 | 106      |
| Z13                 | 0.32   | 0.18 | 5345      | 0.06716   | 1.6   | 1.3369    | 2.0   | 0.14438 | 1.2   | 843     | 34.1  | 862     | 11.9  | 869     | 9.9   | 0.55 | 103      |
| Z14N                | 0.22   | 0.33 | 8025      | 0.06770   | 2.6   | 1.3453    | 3.2   | 0.14412 | 1.9   | 859     | 55.0  | 866     | 18.9  | 868     | 15.3  | 0.55 | 101      |
| Z14B                | 0.04   | 0.03 | 43184     | 0.06078   | 1.0   | 0.8119    | 1.2   | 0.09688 | 0.8   | 631     | 20.9  | 604     | 5.7   | 596     | 4.5   | 0.46 | 94       |
| Z15N                | 0.29   | 0.21 | 3957      | 0.06960   | 1.5   | 1.3476    | 1.8   | 0.14042 | 1.0   | 917     | 30.4  | 867     | 10.5  | 847     | 8.3   | 0.52 | 92       |
| Z15B                | 0.12   | 0.06 | 14430     | 0.06078   | 1.3   | 0.7585    | 1.8   | 0.09051 | 1.2   | 632     | 29.1  | 573     | 7.8   | 559     | 6.2   | 0.62 | 88       |
| Z16                 | 0.24   | 0.29 | 7104      | 0.06814   | 2.8   | 1.3173    | 3.3   | 0.14022 | 1.7   | 873     | 58.2  | 853     | 19.1  | 846     | 13.7  | 0.49 | 97       |
| Z17N                | 0.54   | 0.26 | 3210      | 0.06768   | 2.4   | 1.3275    | 2.6   | 0.14225 | 1.1   | 859     | 49.6  | 858     | 15.2  | 857     | 8.8   | 0.35 | 100      |
| Z17B                | 0.11   | 0.04 | 19777     | 0.05922   | 1.1   | 0.7932    | 1.4   | 0.09714 | 0.8   | 575     | 24.7  | 593     | 6.2   | 598     | 4.5   | 0.45 | 104      |
| Z18                 | 0.25   | 0.29 | 7044      | 0.06742   | 1.5   | 1.2951    | 1.9   | 0.13932 | 1.1   | 851     | 32.1  | 844     | 10.8  | 841     | 8.5   | 0.52 | 99       |
| Z19                 | 0.39   | 0.31 | 4399      | 0.06675   | 3.6   | 1.3205    | 4.0   | 0.14348 | 1.8   | 830     | 75.2  | 855     | 23.4  | 864     | 14.8  | 0.43 | 104      |
| Z20                 | 0.24   | 0.29 | 7099      | 0.06828   | 1.6   | 1.3339    | 2.0   | 0.14168 | 1.1   | 877     | 33.7  | 861     | 11.4  | 854     | 8.8   | 0.50 | 97       |
| Z21                 | 0.19   | 0.28 | 10145     | 0.06904   | 1.6   | 1.4451    | 1.9   | 0.15181 | 1.0   | 900     | 32.9  | 908     | 11.4  | 911     | 8.9   | 0.49 | 101      |
| Z22                 | 0.24   | 0.30 | 7168      | 0.06829   | 1.7   | 1.4372    | 2.0   | 0.15264 | 1.0   | 877     | 35.1  | 905     | 11.9  | 916     | 8.9   | 0.48 | 104      |
| Z23N                | 0.30   | 0.30 | 5690      | 0.06944   | 3.4   | 1.3758    | 3.8   | 0.14370 | 1.8   | 912     | 69.5  | 879     | 22.5  | 866     | 14.7  | 0.45 | 95       |
| Z23B                | 0.00   | 0.04 | 427030    | 0.06064   | 1.1   | 0.8279    | 1.3   | 0.09902 | 0.8   | 626     | 23.0  | 612     | 6.1   | 609     | 4.5   | 0.47 | 97       |
| Z24                 | 0.26   | 0.09 | 9583      | 0.06941   | 1.7   | 1.3579    | 2.0   | 0.14189 | 1.1   | 911     | 34.1  | 871     | 11.5  | 855     | 8.4   | 0.49 | 94       |
| Z25                 | 0.26   | 0.23 | 6550      | 0.06822   | 1.8   | 1.3896    | 2.1   | 0.14774 | 1.0   | 875     | 36.7  | 885     | 12.1  | 888     | 8.6   | 0.45 | 101      |
| Z26                 | 0.14   | 0.29 | 12030     | 0.06810   | 3.0   | 1.3910    | 3.4   | 0.14814 | 1.7   | 872     | 61.1  | 885     | 20.1  | 891     | 14.1  | 0.46 | 102      |
| Z27                 | 0.20   | 0.27 | 8719      | 0.06904   | 1.4   | 1.3982    | 1.8   | 0.14688 | 1.2   | 900     | 29.3  | 888     | 10.9  | 883     | 9.7   | 0.58 | 98       |
| Z28                 | 0.15   | 0.20 | 11569     | 0.06794   | 1.5   | 1.4004    | 1.8   | 0.14950 | 1.0   | 867     | 31.2  | 889     | 10.8  | 898     | 8.6   | 0.50 | 104      |
| Z29                 | 0.20   | 0.29 | 8628      | 0.06699   | 1.6   | 1.4252    | 1.8   | 0.15430 | 0.8   | 838     | 34.1  | 900     | 10.9  | 925     | 6.9   | 0.33 | 110      |

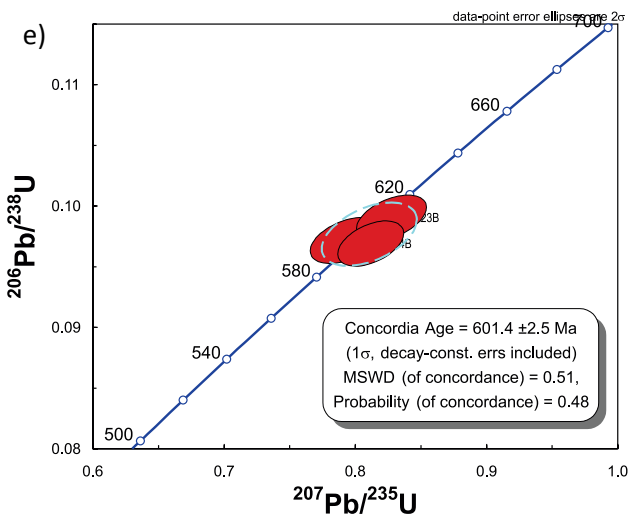
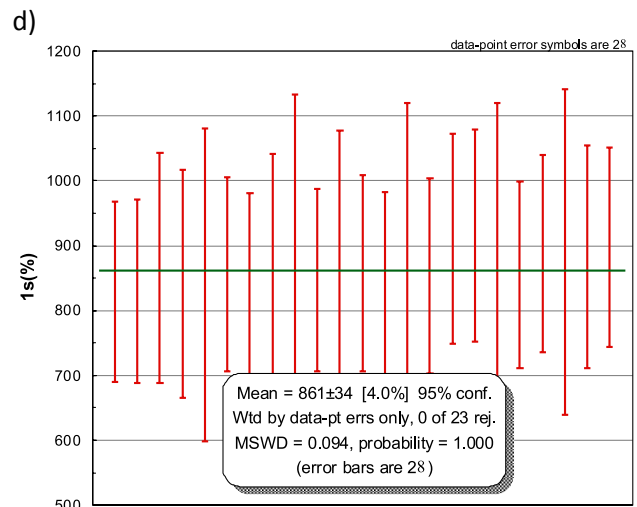
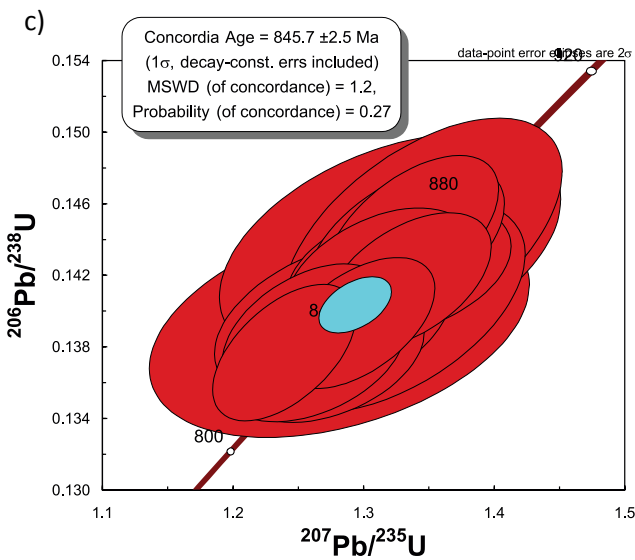
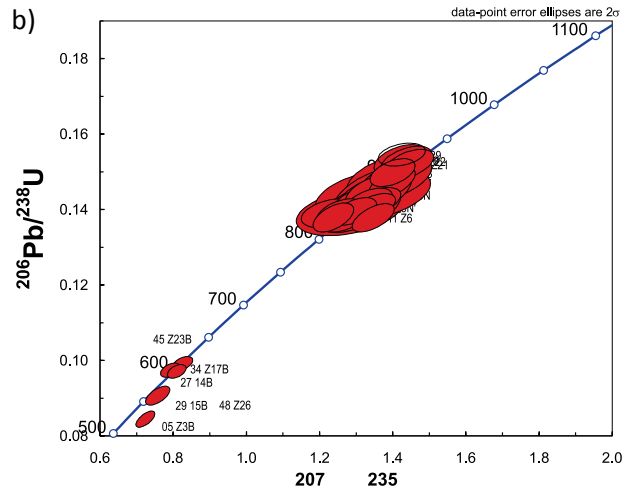


Figura 5.58- Dados U-Pb do hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorito) da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85): a) Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1, 3:1, 5:1 e 6:1; b) diagrama concórdia da amostra estudada; c) diagrama concórdia para amostras que indicam a idade de cristalização; d) Diagrama de idade média fornecido por análise de 23 spots da amostra; e) diagrama concórdia fornecido por bordas de três zircões (Z14B, Z17B, e Z23B – Tabela 5.2)

**Amostra TUP**

O gabro norito do Complexo Serra da Bolívia foi analisado pelo método U-Pb/ TIMS, na UQAM, no Canadá. Três zircões límpidos com formato sub-equidimensional (2:1) com aspecto de zonação magmática desta amostra forneceram uma idade muito precisa de 596 +/- 5 Ma. A idade foi interpretada como idade de cristalização de uma das séries calcioalcalinas que integram este complexo (Figura 5.59).

**5.8- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA SM/ND E IDADES MODELO TDM**

**5.8.1 - METODOLOGIA**

As análises de Sm e Nd foram realizadas pelo método TIMS (thermal-ionization mass spectrometer), no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia, na Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

O procedimento analítico utilizado no LAGIR para análises Sm-Nd foi detalhado em Valeriano *et al* (2009). Para a preparação química adiciona-se a 100 gramas da amostra, 45-50 ug de uma solução traçadora dupla de <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd. As amostras são digeridas com uma mistura de HF (6 mL) and HNO3 6N (0.5 mL), em bombas de teflon (PTFE) acomodadas em jaquetas de aço para alta pressão, por cinco dias, ou dependo do tipo de rocha ou mineral, em bequers de teflon (PTFE) em placa quente, nas capelas. A separação de Sm e Nd é feita usando-se HCl em duas colunas de troca catiônica: a primeira extrai os elementos terras raras da amostra com a resina do tipo. AG 50 W-X8 (100-200 mesh), enquanto que a segunda, do tipo LN-spec (150 mesh), extrai Sm e Nd.

Posteriormente as soluções com Sm e Nd são depositadas separadamente em filamentos duplos

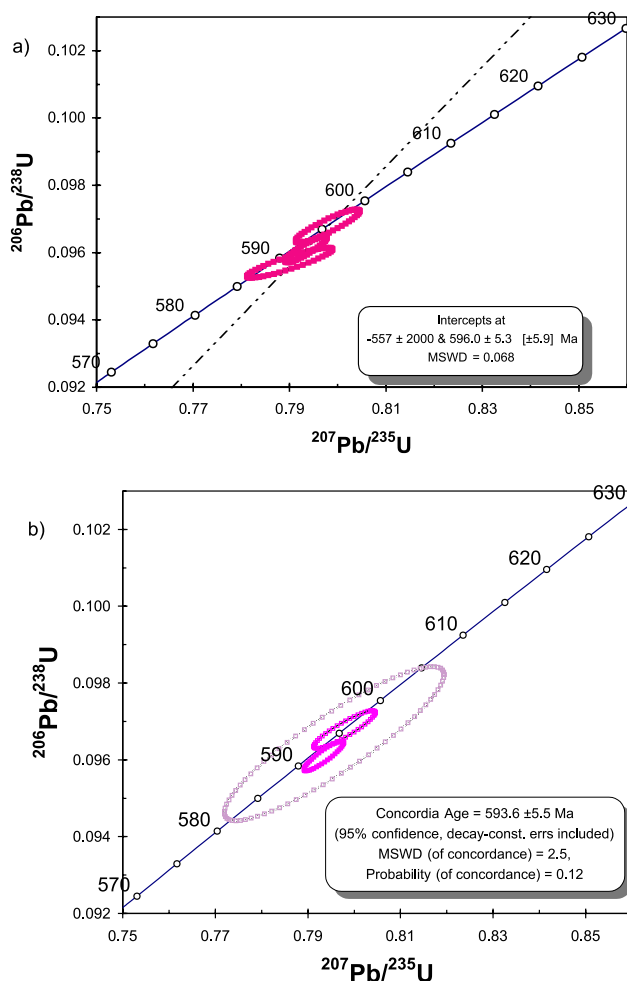


Figura 5.59-Dados U-Pb do enderbito da Suíte Serra da Bolívia. a) discórdia com os três pontos; b) idade concórdia com dois pontos

de Re usando gel de sílica e H3PO4 como ativadores. As análises espectrométricas foram realizadas no espectrômetro de massa multi-coletor da marca TRITON-Finnigan usando o modo estático, com um arranjo de 8 coletores do tipo Faraday. As razões isotópicas de Nd são normalizadas pelo padrão La Jolla (<sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219), e correções são feitas para os traçadores utilizados bem como para os brancos abaixo de 1 ng para Nd e 0.1 ng para Sm

Serra da Bolívia

Tabela 5.3 - U-Pb data

| Pb rad. (ppm) | Pb com. (pg) | Atomic ratios                        |                                      |                                     |      |                                     |      | Ages                                 |      |                                     | Disc. % |                                     |                                      |
|---------------|--------------|--------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|--------------------------------------|------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|--------------------------------------|
|               |              | <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb | <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | +/-  | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | +/-  | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | +/-  | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |         | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup> |
| 12.2          | 11           | 4690                                 | 0.109                                | 0.0961                              | 0.17 | 0.79343                             | 0.22 | 0.05988                              | 0.14 | 592                                 | 593     | 599                                 | 1.4                                  |
| 7.1           | 8            | 5806                                 | 0.124                                | 0.0968                              | 0.21 | 0.7979                              | 0.34 | 0.05979                              | 0.28 | 596                                 | 596     | 596                                 | Conc.                                |
| 10.7          | 102          | 716                                  | 0.129                                | 0.0957                              | 0.19 | 0.79004                             | 0.46 | 0.05987                              | 0.40 | 589                                 | 591     | 599                                 | 1.7                                  |



## 5.8.2 - RESULTADOS

Na folha Santo Antônio de Páduas foram escolhidas 10 amostras de ortognaisses do Complexo serra da Bolívia. Desta unidade, 10 amostras representativas das distintas séries calcioalcalinas detectadas na geoquímica, foram escolhidas para realização de análises Sm-Nd. Os resultados obtidos são apresentados na tabela 5.4.

Os valores de TDm obtidos distribuem-se entre ca. 2,01 e 1,38 Ga, com valores do parâmetro petrológico end calculado para T=605 Ma (valor médio das idades obtidas para o complexo), variando entre

-11,1 e -5,5, indicando contaminação crustal mais antiga. Estas indidades poderiam indicar misturas como os metassedimentos do Grupo Bom Jesus do Itapaboana, ou mesmo por um embasamento do arco que não aflora na área mapeada pelo Projeto Pronageo em todo o Estado do Rio de Janeiro.

Dentre os valores de TDm obtidos, os mais antigos entre ca. 2,01 e 1,81 pertencem a rochas das séries toleítica e calcioalcalina de baixo K. Já os valores mais jovens, entre ca. 1,77 e 1,34 são encontrados nas outras séries calcioalcalinas (médio e alto K) e transicional, talvez indicando maior contribuição juvenil no período de formação destas suítes de arco.

Tabela 5.4- Dados Isotópicos Sm-Nd dos ortognaisses do Complexo serra da Bolívia  
Análises obtidas junto ao LAGIR/UERJ

| Rock unit        | group | Sm <sub>ID</sub><br>(ppm) | Nd <sub>ID</sub><br>(ppm) | Nd/<br>Sm | <sup>143</sup> Nd/<br><sup>144</sup> Nd <sub>(m)</sub> | Std error<br>1 sigma | <sup>147</sup> Sm/<br><sup>144</sup> Nd <sub>(m)</sub> | time (i)<br>Ma | <sup>143</sup> Nd/<br><sup>144</sup> Nd <sub>(i)</sub> | <sup>143</sup> Nd/<br><sup>144</sup> Nd <sub>(i,CHUR)</sub> | eNd <sub>(i)</sub> | eNd <sub>(o)</sub> | T <sub>(DM)</sub><br>(Ga) |
|------------------|-------|---------------------------|---------------------------|-----------|--|----------------------|--|----------------|--|---|--------------------|--------------------|---------------------------|
| Monzogranite     | CA1   | 5,9                       | 27,0                      | 4,6       | 0,511876   | 0,000001             | 0,132521   | 605            | 0,511351   | 0,511858  | -9,9               | -14,9              | 2,04                      |
| Leucogranite     |       | 4,4                       | 17,0                      | 3,9       | 0,511932   | 0,000003             | 0,154976   | 605            | 0,511317   | 0,511858  | -10,6              | -13,8              | 2,58                      |
| basic rock       | TOL   | 5,5                       | 25,3                      | 4,6       | 0,511900   | 0,000003             | 0,131452   | 605            | 0,511379   | 0,511858  | -9,4               | -14,4              | 1,98                      |
| Tonalite         | CA1   | 5,2                       | 27,2                      | 5,2       | 0,511822   | 0,000003             | 0,116478   | 605            | 0,511360   | 0,511858  | -9,7               | -15,9              | 1,81                      |
| Qtz-monzodiorite | CA3   | 4,7                       | 24,0                      | 5,1       | 0,511780   | 0,000003             | 0,117936   | 605            | 0,511312   | 0,511858  | -10,7              | -16,7              | 1,90                      |
| Granodiorite     | CA1   | 3,7                       | 20,3                      | 5,5       | 0,511725   | 0,000001             | 0,109807   | 605            | 0,511290   | 0,511858  | -11,1              | -17,8              | 1,83                      |
| Tonalite         | CA2   | 5,3                       | 28,7                      | 5,4       | 0,511809   | 0,000003             | 0,111091   | 605            | 0,511369   | 0,511858  | -9,6               | -16,2              | 1,74                      |
| Qtz-sienite      | ALC   | 17,9                      | 107,4                     | 6,0       | 0,511704   | 0,000003             | 0,100596   | 605            | 0,511305   | 0,511858  | -10,8              | -18,2              | 1,72                      |
| Qtz-monzonite    | ALK   | 18,9                      | 188,0                     | 10,0      | 0,511626   | 0,000002             | 0,060625   | 605            | 0,511385   | 0,511858  | -9,2               | -19,7              | 1,38                      |
| Qtz-monzodiorite | CA3   | 7,7                       | 38,5                      | 5,0       | 0,512053   | 0,000002             | 0,120570   | 605            | 0,511575   | 0,511858  | -5,5               | -11,4              | 1,54                      |
| Granodiorite     | CA2   | 5,2                       | 33,7                      | 6,5       | 0,511822   | 0,000004             | 0,093656   | 605            | 0,511450   | 0,511858  | -8,0               | -15,9              | 1,50                      |

## **6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA**

### **6.1- EMBASAMENTO PRÉ-1,8 GA DA FAIXA RIBEIRA**

As rochas mais antigas mapeadas da região do projeto integram o embasamento pré-1.8 Ga da Faixa Ribeira. As rochas do embasamento correspondem aos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, no Domínio Juiz de Fora-Terreno Ocidental e aos ortognaisses do Complexo Quirino, no Terreno Paraíba do Sul.

#### **Complexo Juiz de Fora**

Na região da Folha Santo Antônio de Pádua (1:100.000- Programa Pronageo), o Complexo Juiz de Fora é constituído por litotipos cuja composição varia de norítica a charnockítica, passando por enderbito e charno-enderbitos. Os enderbitos são os litotipos predominantes e ocorrem, comumente, intercalados com granulitos de composição charno-enderbítica a charnockítica. Bandas lenticulares de rocha norítica ocorrem associadas aos enderbitos e, mais raramente, aos charno-enderbitos e charnockitos. Injeções e/ou bandas de rochas charnockíticas rosadas, de granulometria média a grossa, ocorrem associadas ao conjunto. Na área-alvo ocorre ainda uma variedade charnockítica que origina a Pedra Madeira.

Os dados geoquímicos obtidos indicam que os granulitos intermediários a ácidos do CJF compreendem pelo menos três grupos ou suítes de rochas calcioalcalinas, além um grupo muito distinto do ponto de vista geoquímico, que poderia corresponder a rochas de origem cumulática. Já as rochas básicas, formam um conjunto bastante homogêneo e integram a Série Toleítica.

Os grupos calcioalcalinos apresentam padrões compatíveis com ambientes tectônicos de arcos magmáticos, sendo que as amostras mais ácidas mostram algumas características geoquímicas mais evoluídas, e poderiam estar relacionadas a ambientes sin a tardi-colisionais. Os granulitos básicos, integrantes da serie toleítica, possuem características de toleitos de arco ou de basaltos de fundo oceânico.

Dados geocronológicos indicam que a rochas de arco magmático intra-oceânico do complexo

formaram-se ao redor de 2,22 a 2,05 Ga, e incluem restos de rochas de fundo oceânico de 2,4 Ga. O conjunto foi amalgamado com outros micro-continentes ao redor de 2,05 para foram o paleocontinente São Francisco. (Heilbron *et al.* 2011; Noce *et al.*)

#### **Complexo Quirino**

O embasamento pré-1.7 Ga neste compartimento é representado por ortognaisses do Complexo Quirino, que se localizam na base de uma megaestrutura sinclinal do Terreno Paraíba do Sul-Embú. Para o topo da estrutura, grandes dobras reclinadas, com flancos invertidos, intercalam ortognaisses do Complexo Quirino com metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul (Valladares *et al.* 2003; Tupinambá *et al.* 2003a,b). A rocha típica desta unidade é um gnaisse de grão grosso, meso a leucocrático, foliação descontínua marcada por aglomerados minerais de hornblenda e com enclaves dioríticos e de gnaisses bandados alongados de dimensões decimétricas a métricas.

O Complexo Quirino apresenta duas fácies: a) biotítica, de composição granítica, pobre em enclaves máficos e em cristais maiores de hornblenda, que costuma apresentar bandas leucossomáticas centimétricas; b) à hornblenda, de composição granodiorítica à tonalítica, com hornblenda verde a verde clara, biotita marrom, plagioclásio subhedral, quartzo anedral, pouca pertita e apatita como mineral acessório, rica em enclaves máficos e aglomerados de hornblenda e biotita. Na terminação nordeste da Klippe Paraíba do Sul, o Complexo Quirino passa a apresentar, próximo aos enclaves máficos, paragêneses granulíticas em vênulas contendo feldspato esverdeado e megacristais subedrais de ortopiroxênio, formado a partir de hornblenda e biotita parda.

O Complexo Quirino compreende rochas granitóides tonalítico-granodioríticos (ca. 2,19 e 2,17 Ga) com enclaves de rochas meta-ultramáficas, metamáficas e calcissilicáticas (ricas em tremolita). Foi interpretado por Valladares *et al.* (2007) como representante de arcos magmáticos evoluídos. Sua relação com as unidades do embasamento do Cráton do São Francisco ainda são fonte de muita especulação.

## 6.2- BACIAS NEOPROTEROZÓICAS: UNIDADES METASSEDIMENTARES

### Sucessões de Margem Passiva: Grupo Andrelândia

O Grupo Andrelândia de Ebert (1958) foi interpretado como uma megasseqüência de margem passiva (Paciullo *et al.*, 2000). Ocorre em todos os domínios que integram o Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira, a sul e sudeste do Cráton do São Francisco (domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora), bem como nos terrenos alóctones (*nappes*) que ocorrem na porção sul do Orógeno Brasília, a sudoeste do Cráton do São Francisco.

Em termos regionais, esta megasseqüência foi estudada por Paciullo (1997), Paciullo *et al.* (2000), Ribeiro *et al.*, (1995, 2003), Campos-Neto (2000) e Heilbron *et al.*, (2000). Dados isotópicos e geoquímicos foram publicados em Machado *et al.* (1996), Heilbron *et al.* (1989), Gonçalves e Figueiredo (1992), Valladares *et al.* (2001, 2004) e Valeriano *et al.* (2004).

Na região ao sul do Cráton do São Francisco, foi subdividida em duas seqüências que gradam lateralmente para sucessões distais com intercalações de fácies pelágicas (Paciullo *et al.*, 2000): a) A Sequência Carrancas, basal, que inclui, da base para o topo, paragnaisses bandados com intercalações de anfibolitos; paragnaisses bandados com intercalações de anfibolitos, quartzitos e filitos; b) A Sequência Serra do Turvo que compreende clorita-biotita-filitos e plagioclásio biotita xisto/gnaiss de granulação fina a média e sem bandamento, com fragmentos isolados de granitóides do embasamento; biotita xisto a gnaiss, de granulometria grossa, com intercalações de anfibolito, gondito, quartzito e rochas calcissilicáticas

A interpretação paleoambiental indica deposição em bacia de margem passiva, com fácies plataformais e distais. A ocorrência de seixos pingados na região de Arantina e a relação entre as unidades da Sequência Rio do Turvo sugerem influência de glaciação. Entretanto, dados isotópicos de Sr e Nd do plagioclásio gnaiss desta seqüência indicam contribuição juvenil, que tanto pode ter sido gerada por magmatismo intrabacinal, como por contribuição de arco magmático neoproterozóico (Campos-Neto, 2000). Desta forma, a deposição de fácies do topo da Bacia Andrelândia poderia ser contemporânea aos estágios iniciais da Orogênese Brasileira.

Dados geoquímicos dos anfibolitos intercalados sugerem progressivo afinamento crustal, desde ambiente continental até oceânico transicional

a normal. Idades-modelo Sm-Nd entre 1,2 e 1,05 Ga sugerem um limite máximo de idade para a deposição desta unidade.

Idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (LA-ICPMS) em zircões detríticos de quartzitos da Sequência Carrancas no Domínio Autóctone e na porção externa do Orógeno Brasília, indicam fontes essencialmente paleoproterozóicas, mas subordinadamente arqueanas e mesoproterozóicas. A idade do zircão mais novo (*ca.* 900 Ma, Valeriano *et al.*, 2004) é a melhor estimativa, até o momento, para a idade máxima de deposição da Megasseqüência Andrelândia. As idades de metamorfismo nos orógenos Brasília (630-580 Ma) e Ribeira (605-560 Ma) balizam a idade mínima da sedimentação Andrelândia.

Na área da Folha Santo Antônio de Pádua ocorrem sucessões mais distais que foram correlacionadas às duas seqüências descritas por Paciullo *et al.* (2000). Estas unidades metassedimentares estão intercaladas tectonicamente com unidades do embasamento, o que dificulta interpretações paleoambientais. Entretanto, predominam gnaisses psamíticos a pelíticos com poucos quartzitos, e maior proporção de gonditos e rochas calcissilicáticas, que poderiam indicar deposição em porções mais profundas da Bacia Andrelândia.

## 6.3- ARCOS MAGMÁTICOS

O Terreno Oriental é o único da faixa que encerra rochas granitóides relacionadas a processos de subducção no intervalo de tempo entre (*ca.* 840??) 790-605 Ma. O Terreno Oriental é formado por três escamas tectônicas, listadas abaixo da base para o topo, seguindo uma seção NW-SE: a) Domínio Cambuci; b) Domínio Costeiro; c) Domínio Italva.

Nos três domínios estruturais do Terreno Oriental ocorrem rochas com afinidades de arco magmáticos, que registram vários episódios de subducção no Neoproterozóico:

- **Complexo Serra da Bolívia/Domínio Cambuci:** Neste domínio os ortognaisses estão encaixados em granada-biotita gnaisses com lentes de mármore rochas calcissilicáticas e Hb-biotita gnaisses Grupo Bom Jesus do Itabapoana. O Complexo Serra da Bolívia compreende três suítes calcioalcalinas, uma suíte transicional alcalina, e uma suíte toleítica (IAT). Existem apenas duas idades disponíveis



para este complexo, ca.760 Ma na região próximo a Carmo, e ca. 595 na região da Serra da Bolívia, próximo a Itaocara (RJ). Os paragneisses apresentam, em parte, proveniência do próprio arco magmático. Na região sul do Estado do Espírito Santo ocorrem níveis intercalados com texturas vulcânicas e composição dacítica (Grupo Rio Doce) Saleno (2007).

- **Complexos Rio Negro e Trajano de Moraes/** Domínio Costeiro. Os ortogneisses com enclaves dioríticos e gabróicos intrudem paragneisses pelíticos com quartzitos e calcissilicáticas do Grupo São Fidelis. Compreendem várias suítes calcioalcalinas (Médio e Alto-K2O) e uma suíte toleítica. Dois intervalos de idades U-Pb foram encontrados, em ca. 790 Ma para conjuntos de ortogneisses bandados ricos em dioritos, como por exemplo, no município de Rio de Janeiro, e 635-605 Ma ortogneisses com composição de tonalitos, granodioritos e granitos. Dados Sm-Nd apontam dois conjuntos, sendo um mais primitivo, com idades TDM entre 1.3-0.9 Ga e com valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivo a próximos de zero, enquanto que o segundo é mais evoluído com idades TDM entre 1.2 -1.6 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos indicando contaminação crustal.
- **Unidade Serra da Prata e Macuco /**Domínio Italva. Compreendem hornblenda biotita gnaisses e biotita gnaisses (vulcânicas??) intercalados com mármore, anfíbolitos e pelitos. Os gnaisses têm afinidade calcioalcalina, com assinatura de arcos magmáticos, enquanto que os anfíbolitos possuem assinaturas de E-N-MORB ou IAT. Esta associação é compatível com o desenvolvimento de bacias de retro-arco associadas a arcos primitivos. As idades U-Pb obtidas indicam dois estágios, em ca. 860-840 Ma e ca. 790-760 Ma.

Estes dados sugerem que processos de subducção foram ativos durante todo Criogeniano.

#### 6.4-SUCESSÕES DE MARGEM PASSIVA(?) A ATIVA: GRUPOS BOM JESUS DO ITABAPOANA, COSTEIRO E ITALVA

##### Grupo Bom Jesus do Itabapoana

A porção meta-vulcano-sedimentar do Domínio Cambuci é representada pelo Grupo Bom Jesus do

Itabapoana, que corresponde, em parte, às unidades Catalunha e São Fidélis de Costa *et al* (1978a, 1978b) e Batista (1984, 1986) e à Suíte Metassedimentar Catalunha (Tupinambá 1993a,b).

O litotipo mais comum é representado por um gnaisse migmatítico, contendo granada e biotita em abundância e, localmente, sillimanita. Ortopiroxênio (hiperstênio) presente no leucossoma e no melanossoma, e quartzo rutilado no leucossoma apontam para fusão parcial na fácies granulito. Rochas manganíferas, semelhantes a gonditos, ocorrem em duas variedades: a mais comum, com granada e quartzo e outra mais rara, com anfíblio, piroxênio, granada e com feldspato ausente. Corpos descontínuos e alongados de olivina mármore dolomítico com espessura de até 20 metros são encontrados mais frequentemente próximos à localidade-tipo da unidade, diminuindo a sua ocorrência em direção à divisa com o Estado do Espírito Santo.

Nesta unidade ocorrem ainda gnaisses bandados com uma alternância entre níveis máficos e félsicos em várias espessuras, de lâminas a camadas métricas. As bandas félsicas têm composição tonalítica a granodiorítica, com porfiroblastos de k-feldspato. As bandas máficas, de espessura milimétrica a decimétrica, são constituídas por até 20% de biotita com inclusões de magnetita. O limite dos níveis máficos é abrupto e retilíneo de um lado e gradacional e irregular de outro, o que pode ser interpretado como uma feição primária, possivelmente de origem vulcânica. Na continuidade desta unidade em direção a Faixa *Áraçuaí*, Salino (2007) descreve rochas com texturas vulcânicas e idades de 595 Ma, intercaladas em paragneisses do Grupo Rio Doce, equivalente de grau metamórfico menos elevado desta unidade.

A interpretação global é de que estas unidades (Bom Jesus do Itabapoana-Rio Doce) teriam provavelmente se depositado em ambiente de margem, em uma bacia do tipo *fore-arc*, com contribuição do arco magmático Bolívia-Galiléia (Heilbron *et al.*, 2009, Pedrosa Soares *et al.*, 2009; 2007; Tupinambá *et al.*, 2007; Saleno, 2007).

##### Grupo São Fidelis

Compreende paragneisses de alto grau, pelíticos a semi-pelíticos, com intercalações de quartzitos, sillimanita xistos e gnaisses ricos em quartzo. Estas rochas metassedimentares encaixam os ortogneisses do Complexo Rio Negro. As associações de litofácies parecem representar unidades mais distais. Estudos de zircão detrítico conduzidos por vários autores

indicam contribuição mixta, incluindo desde fontes arqueanas, até fontes derivadas do próprio arco Rio Negro, sugerindo que a sedimentação, pelo menos em parte, possa ter ocorrido em ambiente de margem ativa (Valladares *et al.*, 2007; Schmitt *et al.*, 2005).

### Grupo Italva

Esta unidade compreende paragneisses psamíticos, hornblenda biotita gnaisses com provável contribuição vulcânica, mármores predominantemente calcíticos, de ambientes plataformais, além de anfíbolitos com relações de campo sugestivas para rochas vulcânicas.

Os dados geoquímicos indicam que os anfíbolitos tem assinaturas de fundo oceânico a toleitos de arco, enquanto que os gnaisses a hornblenda possuem assinaturas calcioalcalinas de arco. As idades obtidas para as duas associações situam-se entre ca. 860 e 840 Ma.

A integração dos dados obtidos sugere deposição em ambiente de bacia *back-arc*, tal como sugerido por Sad *et al.* (1985) e Heilbron & Machado (2003). A novidade interessante é o intervalo de idade obtido, indicando que os processos de subdução a leste do São Francisco (posição atual) começaram no Criogeniano, por volta de 840 Ma.

## 6.5- GRANITÓIDES RELACIONADOS A EPISÓDIOS DE COLISÃO CONTINENTAL

No intervalo de tempo entre ca. 590 Ma a 560 Ma ocorre a geração de rochas granitóides relacionadas à colisão continental terrenos da Faixa Ribeira (Colisão 1). Neste período de tempo, micro-continentes (por ex. Paraíba do Sul) e os Arcos Magmáticos do Terreno Oriental foram amalgamados ao São Francisco (Heilbron *et al.*, 2009). Poucas idades mais antigas (ca. 620-605) indicam que a convergência se iniciou antes deste período de geração de rochas magmáticas.

Estas rochas granitóides estão associadas ao espessamento crustal (D1+D2) resultante do empilhamento destas escamas tectônicas, e se alojam preferencialmente ao longo destas descontinuidades.

Os granitóides possuem composição muito variada (tipos S, I e híbridos), sugerindo derivação tanto das unidades metassedimentares, como de ortogneisses do embasamento. O magmatismo está associado a intensa deformação D1+D2 e ao metamorfismo regional na faixa. Na Folha Santo Antônio de Pádua, estão representadas pelas suítes Salvaterra, São João do Paraíso, Angelim, Bela Joana, Desengano, Cordeiro e Morro do Escoteiro.

Posteriormente, a colisão do Terreno Cabo Frio (aflorante nas folhas vizinhas de Casimiro de Abreu, Macaé e Cabo Frio) no Cambriano, ca. 530-510 Ma resultou em novo episódio de deformação regional D3, que gerou nos terrenos previamente amalgamados dobras abertas a apertadas, além de zonas de cisalhamento subverticais dextrais, como a de Além Paraíba. Granitóides se alojam nestas zonas de maior deformação, bem como nos planos axiais de dobras D3.

## 6.6-COLAPSO OROGÊNICO

A evolução terminal da Faixa Ribeira neste setor estudado, culmina com o colapso do edifício orogênico, resultando em nova fase de deformação transtensiva, que gerou dobras e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis com trend NW, ortogonal ao orógeno. Granitos, como o corpo de Itaocara, bem como pegmatitos se alojam nestas estruturas. Este período marca a transição para o estágio de estabilidade do Supercontinente Gondwana.

## 6.7- REATIVAÇÃO FANEROZÓICA

Após longo período sem registro geológico, no Cretáceo Superior, a partir de ca. 135 Ma, ocorrem diques de rochas básicas toleíticas associadas ao processo de fragmentação do Gondwana, com a abertura do Oceano atlântico Sul e a implantação de nossas bacias marginais petrolíferas de Campos e Santos.

Falhas oblíquas, normais e dextrais, bem como um arranjo de fraturas estão associados a este período de reativação, que se estende até o Eoceno.

## **7 – RECURSOS MINERAIS**

### **7.1- INTRODUÇÃO**

Os recursos minerais localizados na Folha Santo Antônio de Pádua relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil, assumindo um papel significativo na economia mineral da região, há a produção de águas minerais. De modo geral, os insumos utilizados na construção civil, excetuando-se petróleo e gás natural, representam a quase totalidade da produção mineral do Estado do Rio de Janeiro.

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

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

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

dos títulos minerários. Os requerimentos de pesquisa e de licenciamento não foram considerados no banco de dados como indicadores de recursos minerais, sendo utilizados apenas como parâmetro para verificação do interesse no setor mineral do estado.

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georeferenciados que serviu de base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. Os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.), o que gerou por vezes uma imprecisão dos dados e a duplicidade de pontos catalogados em fontes distintas. Nesse caso, a localização principalmente de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite fornecidas pelo programa GoogleEarth forneceram maior precisão geográfica.

O trabalho de campo foi essencial para obtenção dos dados referentes à descrição geológica nas frentes de lavras, depósitos ou ocorrências, bem como a obtenção com precisão das coordenadas geográficas das mesmas. Na ocasião, foram registrados os dados de produção, matéria prima e produto comercializado, mercado consumidor, quantidade de empregados etc. a fim de obter informações acerca da importância econômica das empresas para a economia local.

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

A partir daí, foi definido o grau de importância de cada ponto cadastrado, considerando as categorias mina ativa e paralisada, garimpo ativo e paralisado, ocorrência e indício, as quais estarão assinaladas no mapa anexo a este relatório, conforme normas fornecidas pelo requerente. A maioria das extrações paralisadas principalmente de areia, argila e saibro não deixam vestígios, sendo consideradas para efeito do banco de dados, as indicações fornecidas pela fonte bibliográfica.

A lista de substâncias minerais apresentada nesse relatório, bem como no mapa e no banco de dados, segue a nomenclatura estabelecida pela requerente.



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

## 7.2 - PANORAMA MINERAL

No cômputo geral, os diversos municípios que integram a folha Santo Antônio de Pádua, na escala de 1:100.000 têm caracteristicamente uma vocação voltada para a produção rural. A região, entretanto, apresenta uma atividade mineral desenvolvida onde os maiores destaques devem ser dados às explorações de rochas para cantaria e ornamental e, de mármore para a indústria cimenteira. As rochas de cantaria são denominadas comercialmente de “Pedra Paduana” (ou “Olho de Pombo”) e “Pedra Madeira”, e são extraídas de inúmeras pedreiras espalhadas ao longo de serras situadas na porção norte da área em estudo. A extração de mármore ocorre na região de Cantagalo, onde várias empresas de grande porte atuam (Holcim, Lafarge, Votorantim entre outras), e é denominada de Pólo Cimenteiro de Cantagalo.

A produção de materiais utilizados na construção civil é representada, além das já citadas, pela areia, argila, rocha para brita e saibro. Há também exploração de água mineral. Foram cadastradas 290 localidades com a presença de recursos minerais, estando 110 em atividade, 119 depósitos inativos, 28 ocorrências e 7 depósitos não explorados.

Também podem ser arrolados dentre os bens minerais da região as ocorrências de grafita-manganês que se encontram distribuídas na porção noroeste do estado do Rio de Janeiro ao longo de uma faixa de direção N60E. Além desses existem também os minerais de pegmatito como caulim, feldspato, mica e rubelita.

Os processos protocolados no DNPM em dezembro de 2008 correspondem a 60 pedidos para concessões e requerimentos de lavra, 28 para licenciamentos e 221 para autorizações e requerimentos de pesquisa e requerimentos de licenciamento. É importante salientar que as substâncias solicitadas nos processos para pesquisa não necessariamente correspondem ao produto a ser pesquisado.

A seguir, a descrição dos recursos minerais da região que abrange a Folha Santo Antônio de Pádua, listados por ordem alfabética.

### Água Mineral

O Estado do Rio de Janeiro, apesar de ser o quarto maior produtor nacional de águas minerais, somente tem parte da demanda anual de 400 milhões de litros coberta pela produção interna que gira em torno de 250 milhões de litros. Esse tipo de atividade de exploração desperta um enorme interesse conforme indicam os dados colhidos junto ao DNPM (2008) onde se verificam mais de 1.500 pedidos de pesquisa, 500 autorizações e 35 concessões de lavra no estado do Rio de Janeiro.

Dados do Martins *et al.* (2006) revelam que o parque produtor do estado é constituído por 27 empresas em plena atividade, destacando-se alguns pólos produtores como Nova Friburgo, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua e Magé.

Santo Antônio de Pádua merece destaque em relação aos demais pólos produtores do Estado em função de ter possuído um estabelecimento balneário (Hotel das Águas). Os quatro tipos de águas aí encontradas são efetivamente minerais. Três das fontes produtoras históricas: Pagé (litinada), Farol (magnésiana) e a Iodetada de Pádua (iodetada, litinada, brometada, alcalina, bicarbonatada e fluoretada) encontram-se na sede municipal. Já a fonte (Solu) produtora de água carbogásica encontra-se no distrito de Ibitiguaçu. A vazão dessas fontes foi bastante limitada não atingindo 5 mil litros por dia provavelmente não compensando o envase. Atualmente, encontram-se paralisadas necessitando de estudos de reavaliação hidrogeológicas e econômicas para o seu possível reaproveitamento.

A marca da empresa Nacss Mineralis, em Santo Antônio de Pádua, está em fase de implantação. A vazão estimada é de 432 mil litros por dia, e está classificada como fluoretada e fracamente radioativa na fonte.

Em Cantagalo, ocorre a marca Calita classificada como alcalino-terrosa cálcica fluoretada. A fonte está atualmente paralisada, mas sua vazão chegou a 118,9 mil litros por dia. Essa fonte percola mármore com intercalações de anfíbolitos pertencentes ao domínio Italva.

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

### Areia

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

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

A extração de areia em geral, em todas as regiões, se processa através de bombas de sucção e de forma artesanal, com uso de pás. Neste último caso, sempre atuam na ilegalidade sob a alegação da baixa produtividade.

Na região existem 31 locais de extração de areia, estando 13 em atividade e o restante inativo. Localizam-se nas bacias de drenagem dos rios Paraíba do Sul e Pomba.

Em geral são explorações de pequeno porte extraíndo areia de depósitos fluviais holocênicos. De uma maneira geral, os depósitos recebem contribuição principalmente das rochas ortogranulíticas de composição variada pertencentes ao Complexo Juiz de Fora e rochas paraderivadas pertencentes a Megasequência Andrelândia.

Em geral, extraem o material com auxílio de balsa e bomba de sucção. A produção destina-se ao consumo local.

### Argila

Nessa região existem catalogados cinco pontos de extração de argila, estando três em atividade. Todos estão localizados na região do pólo cimenteiro de Cantagalo.

Trata-se provavelmente de um depósito de solo residual proveniente da alteração intempérica dos mármores. A exploração é feita em barrancos com auxílio de pás e retroescavadeiras.

### Manganês e Grafita

Historicamente, em Santo Antônio de Pádua são conhecidos diversos locais com a presença de rochas manganésíferas-grafitosas tais como Nossa Senhora



Figura 7.1 – Matacão de rocha manganésífera e grafítica em colúvio, Morro Grande, município de Santo Antônio de Pádua, RJ

do Amparo (Bonsucesso), Comprido, Boa Vista e Teimoso, além de: Morro Grande e Papagaio, Barra Alegre, Retiro, Santo Antônio e fazenda Brun em Santa Cruz.

Nesse trabalho, foram catalogadas três minas paralisadas e outras sete ocorrências de manganês associadas à gonditos.

A grafita de Santo Antônio de Pádua (ocorrência) encontra-se associada a lentes manganésíferas, provavelmente derivada de gonditos, sendo o material entremeado por finos veios quartzosos. Apresenta coloração preta e pode ser considerada de fato como um minério de manganês grafítico (figura 7.1). Predominante na composição do minério tem-se a psilomelana e a pirolusita, variando a porcentagem de grafita associada entre 5 % e 15%.

A visita de campo atingiu as frentes de lavras abandonadas no topo do morro, afloramentos de corte de estrada e colúvio com vestígios de manganês e grafita. Nas galerias abandonadas (Teimoso, Bonsucesso) e em Pirapetinga na Fazenda Bela Vista em Minas Gerais, nas margens do Rio Paraíba do Sul foi possível identificar as zonas de minério manganésífero (figuras 7.2 e 7.3). Em Teimoso e Bonsucesso, a grafita encontra-se predominantemente disseminada na rocha manganésífera e também em cristais euédricos lamelares preenchendo vênulas milimétricas (figura 7.4). Calculou-se um corpo de minério de até dois metros de espessura com direção N60E com caimento subvertical SE. Em Pirapetinga, existe uma galeria com aproximadamente 200 metros de extensão que se encontra desabada (figura 7.5). O corpo de minério



Figura 7.2 – Entrada desmoronada da mina paralísada de manganês de Teimoso, município de Santo Antônio de Pádua, RJ



Figura 7.3 – Matações de rocha manganésifera, próximo a mina paralísada de manganês de Teimoso, município Santo Antônio de Pádua, RJ



Figura 7.4 – Rocha manganésifera com níveis milimétricos de grafita, mina paralísada de Bom Sucesso em Santo Antônio de Pádua, RJ



Figura 7.5 – Galeria de mina de manganês paralísada, Pirapetinga, MG

apresentava direção N75E e até 56% de MnO. Essas jazidas são similares às ocorrências de Itaperuna.

Na região de Cantagalo ocorre grafita disseminada nos mármorees da Unidade Italva, (pedreiras Tanquinho, Irajá, Alvorada), e em Itaocara (Laranjais).

### Mármore

De uma maneira geral, no estado do Rio de Janeiro, ocorrem duas faixas constituídas por mármorees: uma, dolomítica, se estende de Barra Mansa até Paraíba do Sul e Três Rios; a outra, essencialmente calcítica, vai de Cordeiro, passando pelos municípios de Cantagalo, São Sebastião do Alto, atingindo Cambuci, Itaocara e Italva.

Os mármorees que constituem a faixa situada entre Cordeiro e Italva situam-se ao longo da Serra das Águas Quentes por aproximadamente 45 km de

extensão. Foram catalogados 67 registros, sendo 10 depósitos ativos, 40 depósitos não explotados ou paralísados e 17 ocorrências.

Em geral, constituem megalentes de mármorees com direção N10-15E intercaladas com anfíbolitos e encaixadas em biotita gnaiss (figura 7.6). Apresentam um caimento vertical a subvertical (figura 7.7).

A rocha tem em geral textura sacaroidal, coloração variando de branco a branco azulado, aspecto maciço predominante (figura 7.8). Compõe-se essencialmente de calcita, dolomita e mica como mineral traço.

A rocha calcária constitui um dos principais bens minerais encontrados na região, sendo lavradas, exclusivamente, para a produção de cimento, pelas empresas Lafarge, Holcim, Votorantim dentre outras.





Figura 7.6 – Exploração de mármore para a indústria cimenteira no município de Cantagalo, RJ



Figura 7.7 – Frente de lavra de mina de mármore: intercalações de anfibolitos em mármore, município de Cantagalo, RJ



Figura 7.8 – Blocos de mármore de coloração variada, mina ativa no município de Cantagalo, RJ

#### **Minerais de pegmatitos: feldspato, caulim, turmalina**

Na região foram cadastradas na literatura (Fonseca, 1998, Menezes 1982) várias ocorrências de minerais de pegmatito como feldspato, caulim, mica e rubelita, distribuídos na região a nordeste da cidade de Cantagalo, na serra das Águas Quentes.

Mais precisamente na fazenda Boa Sorte, no distrito de mesmo nome, foram descritos pegmatitos com caulim, turmalina e mica. Esses corpos estão encaixados em anfibolito e mármore da Unidade Itálva-São Joaquim. Apresentam-se concordante segundo a direção N70°E, com largura variando de 8 a 50 metros de largura. A partir da década de 40, extraiu-se mica e caulim e, a partir da década de 70 iniciou-se a exploração de feldspato registrando uma produção de 150 toneladas.

O caulim derivado da alteração de pegmatitos foi lavrado rudimentarmente, encontrando-se ainda os

vestígios das escavações aí realizadas. Atualmente, as atividades de lavra encontram-se paralisadas e dados concretos da produção são, por conseguinte, inexistentes. O corpo pegmatítico apresenta porções intensamente alteradas que assumem um aspecto argiloso caulínico.

Turmalinas, incluindo as do tipo rubelita, foram extraídas no pegmatito situado na fazenda do Túnel (pegmatito do Esmério) em galerias e trincheiras. A área dista cerca de 3 km de Euclidelândia. O pegmatito é homogêneo, com forma lenticular, tem direção NW-SE, largura de 50 metros e cerca de 150 a 200 m de comprimento. As turmalinas presentes no corpo apresentam-se nas cores preta, castanha, verde, azul e rosa. Os cristais encontram-se intercrescidos ao quartzo e a albita. A lepidolita em agregados finos também foi registrada associada ao corpo. Os pegmatitos estão encaixados no contato entre mármore e anfibolitos.

#### **Ouro**

Não se pode deixar de destacar a curta, porém intensa, exploração de ouro aluvionar que na década de 80 se desenvolveu particularmente nos grandes rios existentes tais como, Itabapoana, Muriaé e Paraíba do Sul.

Na década de 80 (entre 1986 e 1987) do século passado, a região noroeste do Estado do Rio de Janeiro foi alvo de curta, porém intensa, atividade garimpeira com a dragagem dos leitos ativos dos principais rios aí encontrados como o Itabapoana, Muriaé, Pomba, Carangola, Paraibuna e Paraíba do Sul. Dezenas de balsas garimpeiras distribuíram-se pelos municípios da região.

No rio Pomba, em Santo Antônio de Pádua e Aperibé foram registradas 6 balsas. No rio Paraíba

do Sul, a dragagem distribuiu-se ao longo desse rio passando pelos municípios de Cantagalo onde em São Sebastião do Paraíso foram registradas 10 balsas, Itaocara com 15 balsas distribuídas entre Itaocara e Portela, em Cambuci.

A metalogenia do ouro no estado do Rio de Janeiro não está delineada. Como os rios citados são interestaduais pode ser que as fontes da mineralizações estejam relacionadas a unidades geológicas situadas fora das fronteiras estaduais. Convém mencionar, entretanto, que não pode ser descartada a hipótese da presença de alguns metalotectos propícios para tais tipos de mineralização tais como as zonas de cisalhamento e a possível existência, na região considerada, de rochas relacionadas a seqüências básica-ultrabásicas. O registro de ouro em áreas fronteiriças ao Estado do Rio, como no município mineiro de Palmas, também aponta para a possível existência de mineralizações auríferas primárias na região.

### Rocha Ornamental

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

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

Na região de Santo Antonio de Pádua extraem-se rochas para cantaria e ornamentais ao longo de uma faixa de aproximadamente 28 quilômetros de comprimento que se estende até Pirapetinga em Minas Gerais. Trata-se do Pólo de Extração Ornamental de Santo Antonio de Pádua, que vem recebendo incentivos de vários órgãos estaduais (DRM, Universidades, Firjan etc) e federais (Cetem, Sebrae etc) para estudos diversos como mapeamento geológico de detalhe, aproveitamento de resíduos, desenvolvimento tecnológico de maquinários, qualificação de mão de obra, desenvolvimento de novos produtos e controle ambiental.

Foram catalogados 149 depósitos estando 84 ativos, seis não explorados e o restante paralisados. Exploram vários tipos de rochas metamórficas como granulitos, migmatitos, gnaisses e milonitos das unidades estratigráficas Juiz de Fora, Quirino, Andrelandia e Cambuci.

Na região da Serra do Bonfim, ocorrem principalmente rochas miloníticas de textura porfiroclástica a fitada (fitas mm de quartzo estirado), de coloração cinzenta e de granulometria média a grosseira, denominadas comercialmente de Pedra Paduana ou Olho de Pombo (figuras 7.9 e 7.10). Na Serra do Catete, são exploradas as rochas denominadas Pedra Madeira, que são milonitos finos com estrutura laminada característica, dada pelo estiramento dos minerais máficos e félsicos e, possuem coloração rosada a amarelada.



Figura 7.9 – Exploração de rocha ornamental denominada “Olho de Pombo” em Santo Antônio de Pádua, RJ



Figura 7.10 – Método manual de extração de rocha para cantaria, Santo Antônio de Pádua, RJ

Os produtos são representados pelos seguintes tipos de materiais: blocos para a confecção de chapas para polimento, lajotas (PedraMadeira / Olho de Pombo) além de paralelepípedos e rochas “almofadadas”.

As lajotas do tipo “pedra paduana” representam o produto de maior interesse comercial e por isso constituem o principal material explorado e beneficiado nas serrarias da região. Elas são comercializadas já esquadrejadas no formato retangular (dimensões de 11 x 23 cm, 15 x 15 cm, 40 x 40 cm) (figura 7.11). Esse material que apresenta um maior valor agregado também abastece o mercado interno.

Os paralelepípedos e rochas almofadas são também fabricadas a partir dos milonitos tipo “pedra paduana”.

Os blocos para confecção de chapas apresentam uma boa partição, deslocando com certa facilidade, o que permite que se obtenha nas próprias pedreiras placas em estado bruto, de diversos tamanhos, já no formato retangular prontas para serem enviadas para o mercado consumidor.

Para agregar um maior valor comercial, essas placas também podem sofrer beneficiamento, o que ocorre, no geral, fora das áreas de produção, em inúmeras serrarias instaladas nas sedes dos municípios produtores e que se encarregam de dar um acabamento final (esquadrejamento) para o produto.

### Rocha para brita

Na região da Folha Santo Antonio de Pádua, ocorre apenas uma pedreira de extração de brita atualmente paralísada, no município de São Sebastião do Alto na região de Cantagalo. As rochas utilizadas como brita são pertencentes à Unidade Italva- Euclidelandia.



Figura 7.11 – Serraria de rocha para revestimento, Santo Antônio de Pádua, RJ

### Saibro

Foram catalogadas seis extrações de saibro paralísadas. Localizam-se na região de São Sebastião do Alto (Cantagalo), em Itaocara e em Santo Antonio de Pádua. Localizam-se em áreas de encosta de morro.

A exploração desse material atendeu a necessidade das prefeituras para obras de estradas locais (RJ-116 e RJ-176) e em geral foram extraídos de barrancos, sem deixar vestígios.

Segundo análise em mapa, esse material deriva-se do desmantelamento de rochas dos complexos Juiz de Fora e Rio Negro e da Unidade Italva.

## 7.3 PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

Os municípios que compõem a área estudada são pouco populosos (com exceção de Itaperuna) e de acordo com dados do IBGE têm as suas atividades voltadas essencialmente para a agropecuária. Pode-se considerar a atividade mineira centrada na exploração de calcário para a indústria cimenteira e pedras de cantaria, como as mais importantes que aí ocorrem.

Os mármoreos apresentam reservas consideráveis que garantirá vários anos de produção. Quanto às rochas utilizadas como cantaria, não tiveram suas reservas rigorosamente avaliadas. Entretanto, pode-se, estimar que haja um volume bastante expressivo, garantindo a demanda por período seguramente superior a vários anos. O incremento da produção desse material esta relacionado diretamente a demanda por parte de arquitetos. Para isso, vários órgãos estaduais anteriormente citados, vêm divulgando esse material rochoso em feiras nacionais e internacionais.

Vale ressaltar que no noroeste fluminense esta sendo alvo de interesse de mineradores capixabas, que estão buscando novidades no setor. Em geral esta atividade é considerada muitas vezes ilegal, já que não possuem as autorizações ambientais necessárias. Em geral, exploram blocos e os transportam para beneficiamento nos teares do estado do Espírito Santo.

Localmente, os depósitos de areia, produção de brita argila, aréola e saibro em atividade atendem, perfeitamente, a demanda do mercado local. Sua exploração tem emprego imediato na construção civil, atividade que, entretanto, não apresenta



grande expressão, considerando que as cidades da região são, na maioria, pouco populosas.

Com relação aos materiais de construção, só vai haver uma grande perspectiva para o incremento da sua produção, a partir da completa inviabilização dos areais e pedreiras, situados na cidade do Rio de Janeiro e seu entorno, em virtude de problemas ambientais. Nessa situação, e equacionado o problema do sistema de transporte mais adequado para o escoamento desses insumos que possuem um baixo valor agregado (brita e areia), os municípios do norte/noroeste do estado podem vir a representar importantes pólos produtores desses bens minerais.

Do exposto, projeta-se uma situação bastante estável com relação à produção e fornecimento dos atuais insumos produzidos na região.

Particularmente, em virtude da presença de faixas com rochas básicas e ultrabásicos e possíveis seqüências vulcanossedimentares associadas, pode-se considerar a região em questão como aberta à pesquisa mineral. Soma-se a isso a presença de grafita-manganês, distribuída por uma ampla porção do noroeste fluminense, fato que proporciona a possibilidade da presença de concentrações econômicas desse mineral desde que, é claro, sejam empreendidos os estudos necessários para a busca de novos corpos mineralizados.

### Aspectos ambientais

Um dos problemas mais conspícuos gerados pela atividade de mineração na região corresponde à degradação da paisagem e do terreno em função da exploração das pedreiras para a produção de blocos e pedra paduana. Há na região, sem sombra de dúvidas, um enorme passivo ambiental fruto de uma atividade extrativa que se processou, na maioria das vezes, de forma desordenada, às vezes, clandestina, sem que se tivesse tido um mínimo de fiscalização por parte das autoridades competentes.

As conseqüências da exploração desordenada das pedreiras, atividade instalada na região há mais de 25 anos, correspondem às cicatrizes deixadas pelas cavas abertas e, principalmente, pela enorme quantidade de rejeitos gerados, que maculam a paisagem, quebrando a harmonia das serras presentes na região.

Atualmente, em função da legalização das pedreiras, tanto em relação ao Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), DRM, COPPE, quanto aos órgãos ambientais (IBAMA, IEF), nas esferas federal e estadual, pode-se verificar que a atividade de extração da rocha, vem se processando



Figura 7.12 – Muro confeccionado com os rejeitos das serrarias, Santo Antônio de Pádua, RJ

dentro de padrões técnicos bastante satisfatórios. Nas pedreiras visitadas a supervisão da lavra é efetuada por engenheiros de minas, o que significa dizer que há agora um controle mais efetivo da deposição dos rejeitos e planos de manejos adequados para a recuperação das áreas degradadas.

A utilização do rejeito das serrarias na pavimentação (encascalhamento) das estradas vicinais, e como fonte para a produção de brita e de materiais para agregados, representam soluções interessantes para os eventuais impactos ambientais decorrentes desse tipo de atividade. Mais restritamente, a construção de muros, empregando-se o próprio material explotado constitui uma solução extremamente satisfatória para o re-uso desse tipo de material (figura 7.12).

A retirada de areia por dragas de sucção provoca, momentaneamente, a turbidez das águas dos rios e córregos, impactando diretamente o leito ativo dessas correntes, em função de comprometerem o equilíbrio das populações faunísticas que os habitam. Como os rios dragados têm porte razoável, os impactos decorrentes estão restritos a pequenos trechos dos cursos d'água.

Pelo que se pode depreender a atividade mineradora, desde que efetuada de maneira tecnicamente correta e com a devida atenção dos órgãos ambientais (em todas as esferas administrativas, Municipais, Estadual e Federal) pode, perfeitamente, se desenvolver em qualquer tipo de área. A partir de intervenções apropriadas, por parte dos órgãos fiscalizadores, associadas às medidas corretivas (implantadas imediatamente depois de detectado qualquer tipo de dano) que possam sanar os possíveis impactos decorrentes da atividade, farão com que se estabeleça a harmonia entre o setor de mineração e a sociedade como um todo.

## 8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 8.1 - CONCLUSÕES

As unidades litológicas mapeadas na Folha Antônio de Pádua, na escala de 1:100.000 subdividem-se em três grandes conjuntos: o embasamento cristalino, b) diques de diabásio, c) coberturas recentes.

O **embasamento cristalino** de natureza gnáissico-migmatítico-granítica pertence à Faixa Orogênica Ribeira, formada por rochas dobradas e cisalhadas, que se estende paralelamente ao litoral sudeste do Brasil. A Faixa Ribeira, na região enfocada, é formada no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, relacionada à amalgamação do Supercontinente Gondwana

O conjunto de diques de diabásio integra o denominado Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM). Compreende um enxame de diques de rochas basálticas (diabásios, basaltos e subordinadamente gabros) de afinidade toleítica intrudidos no Cretáceo inferior (ca. 140-120 Ma), com direção ENE. São representantes dos primeiros estágios da quebra do supercontinente Gondwana e da individualização da América do Sul e da África, a partir de emanações basálticas da astenosfera e do manto sublitosférico subjacente.

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

Os gnaisses e granitóides do embasamento cristalino mapeados distribuem-se por cinco unidades tectônicas distintas, conforme a subdivisão adotada por Heilbron *et al* (2000, 2004, 2009): a) Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental, b) Terreno Paraíba do Sul, e c) Domínio Cambuci, d) Domínio Costeiro, e) Domínio Italva, integrantes do terreno Oriental.

Na porção norte da folha, o contato entre os terrenos Juiz de fora e Paraíba do Sul, a ele sobreposto, é marcado por uma zona de cisalhamento redobrada e retrabalhada pela Zona de Cisalhamento Além

Paraíba, de idade mais jovem. Já na porção central da folha uma zona de cisalhamento dúctil que mergulha para noroeste (Limite Tectônico Centra) limita o Terreno Oriental com o domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental.

No Terreno Paraíba do Sul afloram ortognaisses do embasamento paleoproterozóico denominado de Complexo Quirino, enquanto que no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental afloram ortogranulitos, também de idade paleoproterozóica, integrantes do Complexo Juiz de Fora, bem como uma associação metassedimentar de margem passiva batizada de grupo Andrelândia. O Complexo Juiz de Fora representa, na folha mapeada, o magmatismo de arco paleoproterozóico (2,1 a 2,2 Ga) gerado durante a Orogêneses Rhyaciana (Ciclo Transamazônico).

Nos três domínios estruturais do Terreno Oriental não ocorrem rochas do embasamento paleoproterozóico. Nestes compartimentos afloram seqüências metassedimentares neoproterozóicas, intrudidas por rochas granitóides (vulcânicas e/ou vulcanoclásticas ??) formadas em ambientes de arco magmáticos. As sequencias vulcanossedimentares do Terreno Oriental compreendem respectivamente: os gnaisses psamo-pelíticos com lentes de mármore do Grupo Bom Jesus do Itabapoana no Domínio Cambuci; os gnaisses pelíticos migmatíticos com intercalações de quartzitos feldspáticos do Grupo São Fidelis no Domínio Costeiro; bem como uma seqüência com mármore, e psamitos e anfibolitos do Grupo Italva.

As rochas granitóides de arco ( $\gamma_1$ ), relacionadas a processos de subducção compreendem: ortognaisses e ortogranulitos do Complexo Serra da Bolívia (ca. 596 Ma) no Domínio Cambuci, o ortognaisses e meta-gabros do Complexo rio negro (ca. 790 a 620 Ma) no Domínio Costeiro, além de hornblenda gnaisses (vulcânicas/vulcanoclásticas?, ca. 861 Ma.) da Unidade Serra da Prata/Grupo Italva, no domínio homônimo.

Após a colisão destes terrenos e arcos magmáticos foi gerado extensivo magmatismo sin a pós-colisional ( $\gamma_2$ -  $\gamma_3$ ), episódio colisional I- ca. 595 a 550 Ma), representados por diversas gerações de rochas granitóides, mais ou menos foliadas, com quimismo variando desde granitos tipo S, típicos de fusão de pelitos, a tipo I ou híbridos. Dentre os

corpos de maior expressão na área destacamos os leucognaisses da Suíte Cordeiro e os ortognaisses porfiróides e leucognaisses da Suíte Desengano, que por vezes apresentam coloração esverdeada e são portadores de PPX (charnockítos magmáticos).

O metamorfismo na fácies anfibolito superior a granulito e deformação plástica cisalhante provocou intensa gnaissificação durante a etapa colisional e seus efeitos térmicos se estenderam até 550 Ma.

Já no cambriano (ca. 535-520 Ma-Colisão II) segue-se a colagem do Terreno Cabo Frio na região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Seus reflexos na região estudada imprimiram redobramento das estruturas previamente formadas, zonas de cisalhamento subverticais, em regime transpressivo dextral, metamorfismo retrogrado em algumas unidades, e corpos granitóides cujo *emplacement* foi controlado por estas zonas de cisalhamento.

Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis transtracionais foram criadas ao final do processo orogênico (500-480 Ma), durante colapso tectônico, que serviram de conduto para os granitos pós-colisionais  $\gamma_6$  da Suíte Nova Friburgo.

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

Os recursos minerais da Folha Santo Antônio de Pádua relacionam-se principalmente com rochas e minerais industriais empregados na construção civil. Assumindo um papel significativo na economia mineral da região há a produção de da Pedra madeira e Pedra Olho de Pombo ou Pedra Miracema. Algumas ocorrências de pegmatitos com berilo e esmério foram descritas na região mapeada.

## 8.2 - RECOMENDAÇÕES

O mapeamento geológico e os novos dados geoquímicos e geocronológicos da Folha Santo Antônio de Pádua trouxeram novos dados relacionados à evolução do Orógeno Ribeira,

bem como ao *break-up* do Gondwana no Cretáceo. Destacamos como pontos principais, para aprofundamento de estudos geoquímicos e geocronológicos, os seguintes aspectos:

- A caracterização do Complexo Juiz Fora como representante de um arco magmático juvenil paleoproterozóico, com idades entre 2.4 Ga (rochas básicas toleíticas) e 2.2-2.1 Ga (rochas granitóides calcioalcalinas de arco). Como questões em aberto, temos as idades de outros corpos básicos, bem como de granitos com assinaturas sin-colisionais que constituem a unidade de mapeamento dos granulitos charnockíticos denominada de Unidade Marangatu (PP2jfmj). Esta unidade granulítica, também possui importância econômica, pois quando apresenta texturas miloníticas bem desenvolvidas caracteriza a “Pedra madeira”, que se destaca como importante bem mineral para construção civil na área mapeada. Esta unidade ainda possui um posicionamento estratigráfico não definido e, portanto merece uma campanha detalhada de estudos geocronológicos U-Pb e Sm-Nd.
- Outro importante aspecto resultante do mapeamento geológico da folha foi a caracterização de duas novas unidades com assinaturas de arcos magmáticos neoproterozóicos dos domínios estruturais do Terreno Oriental, além do Complexo Rio Negro, já descrito anteriormente por outros autores. Estas unidades são o Complexo Serra da Bolívia (NP  $\gamma_{1sb}$ ) no Domínio Cambuci, com idade de ca. 595 Ma e a Unidade Serra da Prata do Grupo Italva (NP3itsp) no Domínio Italva, com idade de ca. 861. A descoberta de outros arcos magmáticos neste setor da Faixa Ribeira merece estudos geoquímicos e geocronológicos mais detalhados para embasar a formulação de modelos tectônicos evolutivos.

3- A caracterização geoquímica dos anfibolitos intercalados no Grupo Italva sugere magmatismo de fundo oceânico em ambiente extensional, gerado no mesmo intervalo de tempo que as rochas com afinidade de arco magmático. Tal associação litotectônica corrobora com a possível ambientação



de bacia *back arc* já proposta para a unidade. O aprofundamento de estudos geoquímicos e geocronológicos fica também como recomendação futura.

4- Na folha mapeada foi detectada a ocorrência de processos magmáticos representados por diques de diabásio toleíticos de direção NE, bem como um conjunto de estruturas rúpteis de direção NW (falhas e fraturas) que condiciona aspectos geomórfológicos e a própria rede principal de drenagem local. O estudo detalhado deste processo tectônico poderá contribuir para elucidar os processos de ruptura do Gondwana, incluindo a identificação da possível extensão onshore do Ito de Cabo Frio, que separa as bacias marginais de Campos e Santos.

Já em relação aos recursos naturais da folha, observou-se clara concentração em insumos para a construção civil, especialmente nos municípios de Santo Antônio de Pádua (rochas ornamentais) e Cantagalo (mármore). A extração de mármore ocorre na região de Cantagalo, onde várias empresas de grande porte atuam (Holcim, Lafarge, Votorantim entre outras), e é denominada de Pólo Cimenteiro de Cantagalo. A pesquisa geológica de novos materiais e de novas minas deveria ter como objetivo apoiar a expansão planejada dos centros urbanos situados na região noroeste fluminense. Adicionalmente, citamos o potencial da região para gemas em corpos pegmatíticos, Mn em ocorrências de gongolitos alterados, além de água mineral na região serrana mais a sul.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, Aziz Nacib. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 6, n. 1, p. 39-48, 1957.
- AB'SÁBER, Aziz Nacib. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Boletim de Geomorfologia**: Instituto de Geografia da [Universidade de São Paulo](#), São Paulo, 18, 1970.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geochronological division of the Precambrian of South America. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 13-21, 1971.
- \_\_\_\_\_. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- \_\_\_\_\_. Origem e evolução da Plataforma brasileira. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro n. 241, 1967. 36 p.
- \_\_\_\_\_. Os Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **Boletim do Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo**, São Paulo, n. 41, p. 169-263, 1964.
- \_\_\_\_\_. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p.15-26. 1976. Suplemento.
- \_\_\_\_\_ et al. As províncias estruturais do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Resumo das Comunicações...** Campina Grande: SBG, 1977. 12p.
- \_\_\_\_\_ et al. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n.1-2, p. 1-29, 1981.
- \_\_\_\_\_ et al. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: NAIRN, Alan E. M. ; STEHLI, Francis G. (Ed.). **The ocean basins and margins**. New York: Plenum Press, 1973. p. 411-446.
- \_\_\_\_\_; CARNEIRO, Celso Dal Ré. Inundações Marinhas Fanerozóicas no Brasil e Recursos Minerais Associados. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Beca, 2004. p. 25-41.
- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_; MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 26, n. 3, p. 125-138, 1996.
- ALMEIDA, Julio** Cesar Horta de. **Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. Rio Claro, SP, 2000. 190 p. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro,SP, 2000.
- \_\_\_\_\_ et al. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p.32.
- AMADOR, Elmo da Silva; ANTUNES, Rogério Loureiro; PAIXÃO, Ricardo Antônio da. Notas complementares sobre a estratigrafia dos depósitos cenozóicos da bacia de Resende. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 50, n. 1, p. 122-123, 1978.
- ASMUS, Haroldo Erwin; FERRARI, André Luis. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PROJETO REMAC, 4. **Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1978. p. 75-88.
- ASMUS, Haroldo Erwin; GUAZELLI, Waltir. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: PROJETO REMAC, 9. **Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Sul Brasileira e Suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação do Potencial de Recursos Minerais**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1981. p. 187-269.
- \_\_\_\_\_; PORTO, Roberto. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. p. 225-239.
- \_\_\_\_\_; BAISCH, Paulo Roberto. Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. **Episodes**, Beijing, v. 4, p. 3-9, 1983.
- ASSUMPÇÃO, Marcelo. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. **Bulletin of the Seismological Society of America**, El Cerrito, v. 88, p. 160-169, 1998.
- BATCHELOR, Richard A.; BOWDEN, Peter. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series



- using multicationic parameter. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 48, p.43-55, 1985.
- BARBOSA, Aluizio Lucínio de Miranda; GROSSI SAD, João Henrique. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins ao Longo da Divisa Minas Gerais-Rio de JaneiroMG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1983. p. 63-74.
- \_\_\_\_\_; GROSSI SAD, João Henrique. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora, MG-RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1983. p. 75-84.
- BATISTA, Job de Jesus. **Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro**. 1984. 123 p. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1984.
- \_\_\_\_\_. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 2. p. 722-727.
- BENNIO, Lucia et al. The tholeitic dyke swarm of the Arraial do cabo peninsula (southeastern Brazil):  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ages, petrogenesis and regional significance. **Journal of South American Earth Science**, Oxford, v. 16, p. 163-176, 2003.
- BIGARELLA, João José; ANDRADE, Gilberto Osório. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **Geological Society of America**, Special Publication, 84, p. 333-451, 1965.
- BISTRICHI, Carlos Alberto; ALMEIDA, Marcos, Alves de; STEIN, Dirceu Pagotto. Geologia das Folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-X-F-II-3), estados de São Paulo e Paraná. **IPT/Pró-Minério**, São Paulo, v. 3, 150 p., 1985.
- BOUMAN, Claudia et al. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS (LA-MIC-ICP- MS): Finnigan NEPTUNE. **Thermal Electron Corporation Application Note**, n. 30021, 2005. 6 p.
- BUENO, Gilmar Vital et al. A influência do Lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá. **Anais...** Araxá: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2004.
- BÜHN, Bernhard et al. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 81, n. 1, p. 99-114, 2009.
- BULL, William B.; WALLACE, Robert E. Tectonic geomorphology. **Penrose conference report**, 13, p. 216, 1985.
- BURBANK, Douglas West; ANDERSON, Robert S. Tectonic geomorphology at late Cenozoic time scales. In: \_\_\_\_\_. **Tectonic Geomorphology**. Malden: Blackwell Science, 2001. Chapter 10, p. 201-230.
- CAINELLI, César; MOHRIAK, Webster Ueipass. Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins. **American Association of Petroleum Geologists International Conference & Exhibition**, Rio de Janeiro, 1998. 67 p.
- \_\_\_\_\_; MOHRIAK, Webster Ueipass. General evolution of the Eastern Brazilian continental margin. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 18, n. 7, p. 801-804, 1999.
- \_\_\_\_\_; MOHRIAK, Webster Ueipass. Some Remarks on the Evolution of Sedimentary Basins Along The Eastern Brazilian continental margin. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 206-216, 1999.
- CARMO, Isabela de Oliveira; VASCONCELOS, Paulo. Geochronological Evidence For Pervasive Miocene Weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- \_\_\_\_\_; VASCONCELOS, Paulo.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology Constraints on Late Miocene Weathering Rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 241, n. 1/2, p. 80-94, 2006.
- CHANG, Hung Kiang et al. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, Amsterdam, n.213, p. 97-138, 1992.
- Clifton, A. E.; Schlische, Roy W. Nucleation, growth, and linkage of faults in oblique rift zones: Results from experimental clay models and Implications for maximum fault size. **Geology**. v. 29, n. 5, p. 455-458, 2001.
- COBBOLD, Peter Robert et al. Seismic experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deepwater Santos Basin. In: JACKSON, M. P. A. et al. (Ed.). **Salt Tectonics: A global perspective**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1995. p. 305-321. (Memoir, 65)
- \_\_\_\_\_; MEISLING, Kristian E.; MOUNT, Van S. Reactivation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p.1925-1944, 2001.

- COMIN-CHIARAMONTI, Piero et al. High-TiO<sub>2</sub> basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). **Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen**, v. 146, p. 133–150, 1983.
- CORDANI, Umberto Giuseppe; TEIXEIRA, Wilson. Apêndice I. In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape**. Brasília: DNPM, 1979. p. 157-207.
- \_\_\_\_\_ et al. Crustal evolution of the South American Plataform. In: \_\_\_\_\_. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 19-40.
- CORVAL, Arthur. **Contexto geodinâmico das suítes basálticas toleíticas (de alto-TiO<sub>2</sub> e baixo-TiO<sub>2</sub>) do Cretáceo Inferior da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar**. Rio de Janeiro, 2009. 188 f. Tese (Doutorado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais)-Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2009.
- \_\_\_\_\_. **Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 2005. 92 f. Dissertação (Mestrado em Ciências)- UERJ, Rio de Janeiro, 2005.
- \_\_\_\_\_. **Petrogênese das suítes basálticas de baixo-TiO<sub>2</sub> e alto-TiO<sub>2</sub> do Enxame de Diques da Serra do Mar**. Rio de Janeiro, 2004. 145 f. Dissertação (Mestrado em Ciências)- UERJ, Rio de Janeiro, 2004.
- \_\_\_\_\_ et al. Plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in The Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 2007. v. 1. p. 280-281.
- COSTA, Luis Alfredo Moutinho da; BATISTA, Job de Jesus; GOMES, Benedito Souza. **Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso**. Niterói: DRM, 1978.
- \_\_\_\_\_; BATISTA, Job de Jesus; GOMES, Benedito Souza. **Texto explicativo da Folha Geológica Italva**. Niterói: DRM, 1978.
- COTTON, Charles Andrew. Block structure. In: \_\_\_\_\_. **Geomorphology**. 7. ed. London: Witcombe and Tombs, 1968. p. 154-187.
- COX, Keith G. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, London, v. 342, p. 21-28, 1989.
- CPRM–SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Carta Geológica ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro, Vitória, Iguape, Curitiba e Paranapanema**. Brasília, 2004.
- \_\_\_\_\_. **Carta Geológica do Estado de São Paulo, escala 1:750.000**. Brasília, 2005.
- DANTAS, Marcelo Eduardo. **Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2001. 63 f.
- DAVISON, Ian. Linked fault systems: extensional, strike-slip and contractional. In: HANCOCK, Paul. **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. p. 121-142.
- \_\_\_\_\_; ALSOP, I.; BLUNDELL, Derek. Salt Tectonics: some aspects of deformation mechanics. In: ALSOP, I. et al. (Ed.). **Salt Tectonics**. London: The Geological Society, 1996. p. 1-10. (Geological Society Special Publication, 100).
- DECKART, Katja et al. New time constraints on dyke swarms related to the Parana-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology Geothermal Research**, Amsterdam, v. 80, p. 67 – 83, 1998.
- DEFFONTAINES, Beonit; CHOROWICZ, Jean. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 194, p. 237-263, 1991.
- \_\_\_\_\_. Contribution of the drainage network analysis to neotectonic: method and application in France. **Bulletin INQUA Neotectonic Commission**, v. 14, p. 16-17, 1992.
- DOORNKAMP, John C. Geomorphological approaches to the study of Neotectonics. **Journal of the Geological Society**, London, v. 143, p. 335-342, 1986.
- DUARTE, Beatriz Paschoal; HEILBRON, Mônica; CAMPOS NETO, Mário da Costa. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora domain, central segment of the brasileiro Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 358-362, 2000.
- \_\_\_\_\_; VALENTE, Sérgio de Castro; CAMPOS NETO, Mário da Costa. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central ribeira Belt, SE Brazil: an Archean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African orogeny. **Gondwana Research**, Kochi, v. 7, p. 437-450, 2004.
- DUTRA, Thiago. **Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO<sub>2</sub> do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ**. Rio de Janeiro, 2006. 111 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)- UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- \_\_\_\_\_ et al. Geochemical Modeling for the Low-TiO<sub>2</sub> Basalts (The Costa Azul Suite) in the Eastern portion of the Serra do Mar Dyke Swarm, Rio de

- Janeiro: Evidence for the Contribution of a Depleted mantle Source. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2006, Punta del Este/Uruguay. **Bulletin of Short Papers...** Punta del Este/Uruguay: SAAGI, 2006. p.355 - 357.
- \_\_\_\_\_ et al. Processos petrogenéticos evolutivos para os basaltos de Búzios no Enxame de Diques da Serra do Mar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4., 2005, Niterói. **Boletim dos Resumos**. Niterói: SBG, 2005. v. 1, p. 36.
- EBERT, Hans Dirk. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. **Relatório Anual do Diretor. DGM.DNPM**, Rio de Janeiro, 1957. p. 97-107.
- EBERT, Hans Dirk. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 40, p. 215-229, 1968.
- \_\_\_\_\_. Os Paraíbides entre São João del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbiades e Araxáides. **Publicação Especial SBG**, São Paulo, n. 12, p. 72-103, 1984.
- FERRARI, André Luiz. **Evolução tectônica do graben da Guanabara**. São Paulo, 2001. 412 p. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2001.
- \_\_\_\_\_ ; SILVA, Maria Augusta Martins da . **Bacia de Macacú, RJ**: proposta de uma nova bacia do rift continental do sudeste do Brasil. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, 09-12 dez. 1997, Penedo, RJ. **Atas**. Rio de Janeiro: SBG; ABGE, 1997. p. 32-34. il.
- FREITAS, Ruy Osório de. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 13, n. 2, 218 p., 1951.
- FONSECA, Mário Jorge Gesteira. **Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**: escala 1:400.000. Rio de Janeiro: DNPM, 1998. 141 p. il. 1 mapa.
- GALLAGHER, Kerry; HAWKESWORTH, **Christopher** Johnson; MANTOVANI, Marta Silvia Maria. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 65-77, 1995.
- GARDA, Gianna Maria. **Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo**. 1995. 156p. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- GILL, James B. **Orogenic Andesites and Plate Tectonics**. Berlin: Springer, 1981. 390p.
- GONTIJO-PASCUTTI, Ambrosina Helena Ferreira. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Rio Claro, SP, 1999. 259 p. Tese (Doutorado em Geologia)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 1999.
- \_\_\_\_\_ ; BEZERRA, Francisco Hilário Rego; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana graben, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 522-536, 2010.
- GROSSI SAD, João Henrique; DUTRA, Claudio Vieira. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 143-165, 1988.
- GUEDES, Eliane. **O Enxame de Diques da Serra do Mar na Região entre Resende e Baía da Ilha Grande**. Rio de Janeiro, RJ, 2007. 200 f. Tese (Doutorado)-Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2007.
- \_\_\_\_\_ et al. K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende Area, SE Brazil: implications for the South Atlantic Opening and Tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 371 - 382, 2005.
- HASUI, Yociteru et al. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1977, São Paulo. **Anais... São Paulo: SBG, 1977**. p. 369-380.
- \_\_\_\_\_ ; PONÇANO, Waldir Lopes. Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. p. 368-381.
- \_\_\_\_\_ et al. **Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas/Divisão de Minas e Geologia Aplicada, 1982. 149 p. (Monografia IPT, 7)
- HASUI, Yociteru; HARALYI, Nicolau Ladislau Erwin; COSTA, João Batista Sena. Megaestruturação pré-cambrianas do território brasileiro: baseado em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 315-322, 1993.
- \_\_\_\_\_ et al. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 78.
- HAWKESWORTH, **Christopher** Johnson et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B. C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R, J. (Ed.).



**Magmatism and the causes of continental break-up.**

London: Special Publication of the Geological Society, 1992. v. 68, p. 221-240.

\_\_\_\_\_ et al. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná-Etendeka Province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 179, p. 335-349, 2000.

HEILBRON, Monica. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG), Barra da Pirai (RJ) Setor Central da Faixa Ribeira**. São Paulo, 1993. 268 p. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1993.

\_\_\_\_\_ et al. A megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Anais... São paulo: SBG**, 1991. p. 519-526.

\_\_\_\_\_ et al. A Orogenese Brasileira No Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 32-50, 1995.

\_\_\_\_\_ et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, Robert J. (Ed.) et al. **West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Londres: The Geological Society of London, 2008. p. 211-237. (Geological Society Special Publication, n. 294)

\_\_\_\_\_ et al. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIACK, Webster; TALWANI, Manik (Ed.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington: American Geophysical Union, 2000. p. 1-32. (Geophysical Monograph Series, 115)

\_\_\_\_\_ et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.

\_\_\_\_\_ et al. The Ribeira orogen: Neoproterozoic/Cambrian tectonic evolution and open questions. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 2005. p. 231-234.

\_\_\_\_\_; MACHADO, Nuno. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125 n. 1-2 p. 87-112, 2003.

IRVINE, T. Neil.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, 523-547, 1971.

KARNER, Garry David; DRISCOLL, Neal W.; BARKER, Daniel. H. N. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of the lower plate ductile extension. In: ARTHUR, T. J.; MACGREGOR, D. S.; CAMERON, N. R. (Ed.). **Petroleum Geology of Africa: new themes and developing technologies**. London: Geological Society, 2003. p. 105-129. (Special Publication, 207)

\_\_\_\_\_; DRISCOLL, Neal. W. Tectonic and Stratigraphic development of the West African an Estern Brazilian Margins: Insights from quantitative basin modelling. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (Ed.). **The Oil & Gas Habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 11-40. (Special Publication, 153).

KELLER, Edward A.; PINTER, Nicholas (Ed.). **Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.

KING, Lester Charles. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Separata da Revista Brasileira de Geologia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, 121 p., abr./jun. 1956.

LAMEGO, Alberto Ribeiro. Mármore de Muriaé. **Boletim SGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 97, 1940. p. 1-47.

LE MAITRE, R. W. **Igneous Rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks**. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

LIU, Chan Chiang. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagem de satélites MSS landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1987. p. 164-188

LOBO, Janaina Teixeira et al. **Distribuição do magmatismo do Eocretáceo na porção sul e sudeste da placa Sul-americana e tipos de fontes mantélicas associadas**. São Paulo: Geologia USP, 2007.

LUDWIG, Kenneth R. **Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel**. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. Disponível em:

< <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html> >

MCCLAY, Kenneth R. et al. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 86, n. 6, p. 935-959, 2002.

\_\_\_\_\_; WHITE, Matthew J. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. **Marine and Petroleum Geology**, v. 12, p. 137-151, 1995.

Machado, Nuno et al. U/Pb Geochronology of Central Ribeira Belt: Implications For The Evolution

- Of Brasileiro Orogeny. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 79, n. 3, p. 347-361, 1996.
- MACHADO, Rômulo; DEMANGE, Michel. Granitogênese Brasileira no Estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo: SBG, 1992. p. 379-380.
- \_\_\_\_\_ et al. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG, 1989. p. 151-152.
- MACHADO FILHO, Luiz et al. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro e Vitória**. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. p. 27-304. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- MACHADO, Nuno; SIMONETTI, Antônio. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by laser-ablation-MC-ICP-MS. In: SYLVESTER, Paul. **Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: principles and applications**. Victoria: Mineralogical Association of Canada, 2001. v. 29. p. 121-146.
- MANIAR, Papu D.; PICCOLI, Philip M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.
- MARQUES, Leila Soares et al. O magmatismo intrusivo cretáceo do Município do Rio de Janeiro: resultados geoquímicos e paleomagnéticos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. v.1. p. 511-512.
- \_\_\_\_\_ et al. O Enxame De Diques Da Ilha De Santa Catarina: Resultados Geoquímicos Preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Boletim de resumos expandidos...** Brasília: SBGq, 1993. p.3-4.
- MARQUES, Rodson de Abreu. **Evolução Metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana, noroeste de RJ**. Rio de Janeiro, 2009. 180 p. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2009.
- MARSH, J. R. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 18, p. 317-323, 1973.
- MARTONNE, Emmanuel de. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-50, 1943.
- MATOS, Gerson Manoel Muniz de; FERRARI, Pedro Gervasio; CAVALCANTE, José Carvalho. **Projeto Faixa Calcaria Cordeiro, Cantagalo**: Relatório Final. Belo Horizonte: CPRM, 1980. v. 1. 620 p.
- MAYER, Larry. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: **ACTIVE Tectonics: Impact on Society**. Washington: National Academy Press, 1986. cap. 7, p. 125-135
- MEIS, Maria Regina Mousinho de; SILVA, Tacio José de Oliveira. Os "complexos de rampas" e a evolução das encostas no Planalto Sudeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 53, n. 3, 1981. p. 605-615.
- MEISLING, Kristian Erik; COBBOLD, Peter Robert; MOUNT, Van S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924, 2001.
- MELO, Mario Sergio et al. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1995.
- MENEZES, Sebastião de Oliveira. **Contribuição à geologia de Cantagalo**. Rio de Janeiro, 1973. 45 f. Dissertação(mestrado em Geologia)-Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1973.
- \_\_\_\_\_. As rochas carbônicas de Cantagalo, RJ. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 369. p. 26-29, 1975.
- \_\_\_\_\_; CORDANI, Umberto Giuseppe; TEIXEIRA, Wilson. Determinações geocronológicas em pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1., 1988, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1988. p. 147-163.
- MIDDLEMOST, Eric A. K. Naming materials in the magma, igneous rock system. **Earth-Sciences Reviews**, n. 37, p. 215-224, 1985.
- MILANI, Edison José et al. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2001.
- \_\_\_\_\_. Estilos estruturais em bacias sedimentares: revisão conceitual. In: RAJA GABAGLIA, Guilherme Pederneiras; MILANI, Edison José (Coords.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 75-96.

- \_\_\_\_\_ et al. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2001.
- MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; THOMAZ-FILHO, Antônio; MILANI, Edison José. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 15, n. 2, p. 183-198, 2002.
- MOHRIAK, Webster Ueipass. Recursos energéticos associados à ativação tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do sul. In: MANTESSO NETO, Virginio et al (Org.). **O Desvendar de um Continente: a Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 293-318.
- \_\_\_\_\_; BARROS, Ana Zélia Nunes de. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o graben de Barra de São João na Plataforma de Cabo Frio, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, p. 187-196, 1990.
- \_\_\_\_\_ et al. Salt Tectonics and structural styles in deep-water province of Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. **AAPG Memoir**, Tulsa, 65, p. 273-304.
- MONTEIRO, Hélio Junior Lima; VALENTE, Sergio de Castro. Estudo Petrológico comparativo das suítes de baixo-TiO<sub>2</sub> do Enxame de Diques da Serra do Mar. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFRURALRJ, 2003, Serpédica/RJ. **Anais da Jornada de Iniciação Científica da UFRJ**, Serpédica, RJ: UFRJ, 2003. p. 54-55.
- MORAES, Juliana Maceira. **Caracterização geoquímica dos ortoanfibólitos de Grupo Italva, Setor Central da Faixa Ribeira**. Rio de Janeiro, 2006. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)-UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- MORLEY, Christopher K. Influence of preexisting fabrics on rift structure. In: \_\_\_\_\_. **Geoscience of Rift Systems, Evolution of East Africa**. Tulsa: AAPG, 1999. p. 151-160. (AAPG Studies in Geology, 44).
- \_\_\_\_\_ et al. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. **Journal of Structural Geology**, New York, n. 26, p. 1803-1829, 2004.
- MOURA, Josilda Rodrigues da Silva de; MEIS, Maria Regina Mousinho de. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, n. 1, p. 89-102, 1986.
- PEARCE, Julian A.; CANN, Johnson R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 19, p. 290-300, 1973.
- PEATE, David. W. The Paraná-Etendeka province. In: MAHONEY, John. J.; COFFIN, Millard F. (Ed.). **Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism**. Washington: American Geophysical Union, 1997. p. 438. (Geophysical Monograph Series, 100)
- PEREIRA, Marcio José; FEIJÓ, Flávio Juarez. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, 1994. p. 219-234.
- PONTE, Francisco Celso; ASMUS, Haroldo Erwin. As Bacias Marginais Brasileiras: estágio atual do conhecimento. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 385-420, 2004.
- RAGATKY, Célia Diana et al. Chemical characterization of metabasites from the Italva Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios. 2003. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG, 2003. p. 40-42.
- RAMOS, Renato Rodriguez Cabral. **Estratigrafia da sucessão sedimentar terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes**. Rio de Janeiro, 1997. 187 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1997.
- RAMSEY, John Graham; HUBER, Martin. **The techniques of modern structural geology: folds and fractures**. London: Academic Press, 1987. v. 2.
- REIS, Antônio Pereira dos; MANSUR, Kátia Leite. **Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro: mapa geológico 1 :400.000**. Niterói: DRM, 1995. 60 p.
- REGO, Inês Terezinha Soares Fernandes do. **Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidelis, RJ**. São Paulo, 1989. 348 f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.
- RICCOMINI, Claudio. **O rift continental do sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. 256 f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.
- \_\_\_\_\_; RODRIGUES-FRANCISCO, Benedicto Humberto. Idade potássio-argônio do derrame ankaramítico da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Resumos Expandidos**. São Paulo: SBG, 1992. p. 469-470.



- RICCOMINI, Claudio; VELÁZQUEZ, Victor Fernandez; GOMES, Celso de Barros. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, Piero; GOMES, Celso de Barros (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2004. p. 1-26.
- ROBERTS, Alan; YIELDING, Graham. Continental extensional tectonics. In: HAMCOCK, Paul. **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. p. 223-250.
- ROSIER, George Frederic. Pesquisas Geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais, Brasil. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 222, 1965. 41 p.
- \_\_\_\_\_. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 166, 1957. 58 p.
- RUELLAN, Francis. Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, n. 4, p. 445-508, 1944.
- SAADI, Allaoua. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. 1991. 285 f. Tese (Professor Titular)- Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 1991.
- \_\_\_\_\_. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SADOWSKI, George Robert. Estado da Arte do Tema: Geologia Estrutural de Grandes Falhamentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 1767-1793.
- \_\_\_\_\_. A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 143, n. 1-3, p. 43-57, 1987.
- \_\_\_\_\_. A Megafalha de Cubatão. **Boletim IG-USP. Série Científica**, n. 22, p. 15-28, 1991.
- \_\_\_\_\_; CAMPANHA, Ginaldo Ademar da Cruz. Grandes Falhas No Brasil Continental. In: MANTESSO-NETO, Virginio et al. (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 407-421.
- SCHMITT, Renata da Silva et al. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira belt: new U/Pb data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM, 2003. p. 294-297.
- \_\_\_\_\_. et al. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, p. 29-61, 2004.
- SILVA, Larissa Costa da; CUNHA, Hélio Canejo da (Org.). **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**: texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM.
- \_\_\_\_\_. et al. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 4, p. 513-528, 2002.
- \_\_\_\_\_. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais da Província Mantiqueira: sistema de informações geográficas-SIG e Mapa na Escala 1:2.500.000. In: BIZZI, Luiz Augusto et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. Brasília: CPRM, 2003. 1 DVD.
- SILVA, Larissa Costa da et al. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 136, n. 3-4, p. 203-240, 2005.
- SILVA, Telma Mendes da. **A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 2002. 264 f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- SILVA, Wagner Geraldo; BATISTA, Job de Jesus; THOMPSON, Roberto. **Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci**. Niterói: DRM, 1978.
- SKJERNAA, Lilian. Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, Northern Sweden. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 11, n. 6, p. 689-703, 1989.
- STEWART, Iain Simpson; HANCOCK, Paul Lewis. Neotectonics. In: HANCOCK, Paul Lewis (Ed.). **Continental Deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. p. 370-409.
- SUMMERFIELD, Michael A. Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geology**, v. 11, p. 388-404, 1989.
- \_\_\_\_\_. Global tectonics and landform development. **Progress in Physical Geography**, n. 12, p. 389-404, 1988.

- SUN, Shen-Su; MCDONOUGH, William F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, Andy D.; NORRY, Mike J. (Ed.). **Magmatism in ocean basins**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. p. 313-345. (Geological Society of London Special Publications, 42).
- SZATMARI, Peter; DEMERCIAN, Luis Santiago. Tectônica de Sal na Margem Sudeste Brasileira. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos**. Rio de Janeiro: SBGf, 1993. v. 2. p. 1347-1350.
- \_\_\_\_\_; GUERRA, Marta Cardoso de Melo; PEQUENO, Mônica Alves. Genesis of large-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. In: : ALSOP, I. et al. (Ed.). **Salt Tectonics**. London: The Geological Society, 1996. p. 259-264. (Geological Society Special Publication, 100).
- \_\_\_\_\_; MOHRIAK, Webster Ueipass. Plate model of postbreakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Resumos Expandidos**. Porto Alegre: SBG, 1995. p. 213-214.
- \_\_\_\_\_; MOHRIAK, Webster Ueipass. Salt Tectonics and sedimentation along Atlantic margins: Insights from seismic interpretation and physical models. In: KOYI, Hemin A.; MANCKTELOW, Neil S. (Ed.). **Tectonic Modeling: a volume in Honor of Hans Ramberg**. Boulder: The Geological Society of America, 2001. p. 131-151. (Memoir, 193).
- TETZNER, Wolfram; CAMILLO, Edmundo Santos Junior; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Tectônica Mesozóica e emplacement dos diques básicos do Cabo de Búzios, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG, 2001. p. 91-92.
- TELLO SAENZ, Carlos Alberto et al. Recognition of cretaceous, paleocene and neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 15, n. 7, p. 765-774, 2003.
- THOMAZ FILHO, Antônio et al. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 18, p. 383-389, 2005.
- TRON, Virginie; BRUN, Jean-Pierre. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. **Tectonophysics**, Amsterdam, n. 188, p. 71-84, 1990.
- TROUW, Rudolph Allard Johannes et al. The Central Segment of the Ribeira belt. In: CORDANI, Umberto Giuseppe et al. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31<sup>st</sup> International Geological Congress, 2000.
- \_\_\_\_\_; RIBEIRO, André; PACIULLO, Fábio Vito Pentagna. Geologia estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 55, n. 1, p. 71-85, 1980.
- TUPINAMBÁ, Miguel. **Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do precambriano entre Itaperuna e Italva**. Rio de Janeiro, 1993. 146 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1993.
- \_\_\_\_\_. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas..** Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 47-49.
- \_\_\_\_\_. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1999. 221 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1999.
- \_\_\_\_\_. et al. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapetinga. In: PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos et al. (Org.). **Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas - Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ)**: relatório final. Belo Horizonte: COMIG, 2003. v. 2, p. 320-404.
- \_\_\_\_\_. et al. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 12., 2003, Ouro Preto. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 2003. p. 105.
- \_\_\_\_\_. et al. The Pan-African/Brazilian arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithochemical data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS ASSOCIATION, 14., 1998, Ouro Preto. **Abstracts...** Ouro Preto: UFOP, 1998. p. 12-17.
- \_\_\_\_\_; HEILBRON, Monica; TEIXEIRA, Wilson. O Batólito da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: considerações acerca da origem de sua foliação e sobre a forma estratóide de corpos plutônicos na crosta média. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios, RJ. **Extended Abstracts...** Rio de Janeiro: SBG, 2003. v. 1. p. 235-237.
- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Reconstituição da fase pré-colisional neoproterozóica da Faixa Ribeira: O arco

magmático e as bacias de ante-arco e retro-arco do Terreno Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 345.

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

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

\_\_\_\_\_ et al. Mantle plumes, flood basalts and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Paraná. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, p. 11503-11518, 1996.

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

\_\_\_\_\_ et al. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in Western Uruguai: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 459-469, 1999.

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

VALADÃO, Roberto Célio. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustias)**. Salvador, 1998. 243 f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, 1998.

VALENTE, Sergio de Castro. **Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil**. 1997. 366 f. Tese (Doutorado)- The Queen's University of Belfast, Belfast, 1997.

VENDEVILLE, Bruno C. Scaled experiments on the interaction between salt flow and overburden faulting during syndepositional extension. In: ANNUAL RESEARCH CONFERENCE, 10., 1989, Houston. **Program and Abstracts**. Houston: SEPM Gulf Coast Section, 1989. p. 131-136.

\_\_\_\_\_; COBBOLD, Peter Robert. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. **Journal of Structural Geology**, v. 10, n. 7, p. 649 – 659, 1988.