

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS DA MATEMÁTICA E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Mapeamento geológico-estrutural 1:25.000 e petrografia de rochas de alto grau da região de Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brasil

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

MAURÍCIO BULHÕES SIMON

ORIENTADOR: Profa. Dra. Renata da Silva Schmitt
(Departamento de Geologia – Instituto de Geociências UFRJ)

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Everton Marques Bongiolo
(Departamento de Geologia – Instituto de Geociências UFRJ)

JANEIRO DE 2014
RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Mapeamento geológico-estrutural 1:25.000 e petrografia de rochas de alto grau da região de Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brasil

MAURÍCIO BULHÕES SIMON

APROVADA EM _____ DE _____ DE 2014.

POR:

Orientador: Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt

Co-orientador: Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo

Prof. Dra. Sílvia Regina de Medeiros

Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes

JANEIRO DE 2014
RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus arrebatadores pais Luiz Carlos Santos Simon e Cristina Valéria Bulhões Simon, à minha mãe adotada Carmen Dolores Rosa Bulhões, ao meu irmão-desafio Edgar Bulhões Simon e às minhas avós, a nonagenária Ester Liz de Freitas Rosa e Assis Bulhões e a octagenária Yvonne Bárbara Santos Simon

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Renata da Silva Schmitt pela oportunidade de me arriscar numa nova área, confiando em minha capacidade.

Ao meu coorientador sempre pronto para ajudar Everton Marques Bongioiolo, paciente e compreensivo até o fim, pela disposição incessante em ensinar.

Ao doutorando Gustavo Luiz Campos Pires pela valiosa ajuda no trabalho, tendo ido ao campo e me ajudado em diversas etapas da produção desta Monografia.

Ao mestrando Gabriel de Freitas Lamounier Fernandes, pelas idas ao campo e ajudas prestadas.

Aos graduandos Janis Ivars Valença Ritins e Rafael Fragozo pela ajuda nos SIGs pelo caminho.

À doutoranda Débora Barros Nascimento pelas sugestões, correções e intervenções no trabalho especialmente na produção do mapa, com também com disposição impressionante para ajudar.

Ao professor André Ribeiro, grande entusiasta dos trabalhos de campo, por possibilitar a última campanha. Também pelas breves e seguras sugestões no trabalho.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	i
ÍNDICE DE TABELAS	ii
ÍNDICE DE FIGURAS	iii
RESUMO	vi
1 – INTRODUÇÃO	1
2 – OBJETIVOS	3
3 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	4
4 – METODOLOGIA	6
4.1. Etapa Pré-Campo	6
4.2. Etapa de Campo	6
4.3. Petrografia e Etapa de Escritório	7
5 – NOMENCLATURA ADOTADA	9
6 – GEOLOGIA REGIONAL	11
6.1 – Cinturão Ribeira	11
6.1.1 – Terreno Oriental	16
6.1.2 – Domínio Tectônico do Cabo Frio	16
6.1.2.1 – Ortognaisses do Embasamento (Complexo Região dos Lagos)	16
6.1.2.2 – Rochas Supracrustais (Grupo Búzios-Palmital)	17
6.2 – Rochas originadas de eventos tectonotermais posteriores à formação do Cinturão Ribeira	18
6.2.1 – Enxame de Diques da Serra do Mar	19
6.2.2 – Magmatismo alcalino	20
7 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	22
7.1 – Biotita-anfíbólio-gnaisse	22
7.2 – Gnaisse monzogranítico	25
7.3 – Gnaisse hololeucocrático	26
7.4 – Rochas paraderivadas	28
7.5 – Diques de diabásio	34
7.6 – Diques de rochas alcalinas	36
7.7 – Sedimentos recentes	37
8 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	39
8.1 – Estruturas rúpteis mais recentes	40
9 – DISCUSSÕES	43
10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	47
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48
ANEXOS	

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Lista das amostras que foram coletadas e laminadas	7
Tabela 2 – Índice de cor segundo Le Maitre (2002)	10
Tabela 3 – Classificação da granulação das rochas ígneas (Williams <i>et al.</i> , 1982)	10

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** – Parte da Folha Casimiro de Abreu, produzida pelo CPRM (2012). A área de estudo é delimitada pelo retângulo vermelho. As unidades que podem ser encontradas na mesma são: Complexo Região dos Lagos (PPrl); Grupo Búzios-Palmital (NP3bpb); Grupo São Fidélis, com (sillimanita) biotita gnáisse bandado ou homogêneo (NPsfbgn), kinzigito (NPsfkz) ou rochas quartzíticas (NPsfqz); ε2γ5susa: Suíte Suruí; e Depósitos Gravitacionais (Qca). 2
- Figura 2** – Imagem do trajeto (em azul) a partir da cidade do Rio de Janeiro até Casimiro de Abreu (C). Em destaque (retângulo vermelho) a área de estudo. Modificada do Google Earth, imagem Landsat 2013. 5
- Figura 3** – Região de estudo destacada imagens Quickbird ortoretificadas disponibilizadas pelo IBGE para a Folha 1:50.000 de Casimiro de Abreu. Foram traçados os principais acessos (linha vermelha; BR-101, RJ-142 e RJ-162), acessos secundários (linha laranja) e o Rio Macaé (linha azul), principal drenagem que corta a área de estudo. A área urbana está hachurada. Extraído de ftp://geofp.ibge.gov.br/imagens_aereas/ortofoto/projeto_rj_escala_25mil/tif/, arquivos OFM_RJ25_27174so_VI e OFM_RJ25_27174se_VI. 5
- Figura 4** – Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para as rochas plutônicas. 1 – Quartzolito; 2 – Alkali-feldspato granito; 3a – Sienogranito; 3b – Monzogranito; 4 – Granodiorito; 5 – Tonalito; 6* – Alkali-feldspato quartzo sienito; 7* – Quartzo sienito; 8* – Quartzo monzonito; 9* – Quartzo monzodiorito/ quartzo monzogabro; 10* – quartzo diorito/ quartzo gabro; 6 – Alkali-feldspato sienito; 7 – Sienito; 8 – Monzonito; 9 – Monzodiorito/monzogabro; 10 – Diorito/gabro. 9
- Figura 5** – Mapa da região sul-sudeste, envolvendo Província (ou Sistema Orogênico) da Mantiqueira: cinturões Araçuaí, Ribeira e Tijucas, o último incluindo Faixas Dom Feliciano e São Gabriel, com seu entorno, que abrange Bacia do Paraná, Cráton do São Francisco e a Província Tocantins (Hasui *et al.*, 2010). 12
- Figura 6** – Mapa dos orógenos Brasileiros e Pan-africanos definindo a suturas da amalgamação do Gondwana Ocidental entre os núcleos cratônicos sul-americanos e africanos. O sistema de orógenos é composto por diferentes cinturões e orógenos, incluindo, de norte para sul, os orógenos Araçuaí-Oeste do Congo, Cinturão Ribeira, os cinturões Dom Feliciano-Kaoko e o Cinturão Gariep. 13
- Figura 7** – Mapa tectônico de Trouw *et al.* (2009), modificado de Heilbron *et al.* (2008), da Faixa Ribeira Central e a zona de interferência com a Faixa Brasília. 1. Cobertura fanerozóica; 2. plútons alcalinos do Cretáceo Superior; 3 a 5: Cráton do São Francisco (3. embasamento paleoproterozoico e arqueano; 4. cobertura cratônica; 5. Metassedimentos mesoproterozoicos a neoproterozoicos do domínio alóctone); 6. Cinturão Brasília, de vergência para leste e idade c. 640-610 Ma, incluindo a Nappe Socorro (SN); 7 a 13: terrenos do Cinturão Ribeira (Domínios 7. Andrelândia e 8. Juiz de Fora, do Terreno Ocidental; 9. Terreno Paraíba do Sul; 10. Terreno Embú; 11. Arco Magmático Neoproterozoico e 12. Sucessões metassedimentares do Terreno Oriental; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Apiaí. CTB. Central Tectonic Boundary (Limite Tectônico Central); CFT. Empurrão de Cabo Frio; APSZ. Zona de Cisalhamento de Além Paraíba. Linha pontilhada indica o front termal e deformacional do Cinturão Ribeirana zona de interferência com o Cinturão Brasília. A área em linha pontilhada cinza claro indica relictos de rochas de alta pressão relacionadas à evolução do Cinturão Brasília. 14

- Figura 8** – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (modificado de Marques & Ernesto, 2004), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré- vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias; (4) rochas ácidas do tipo Palmas; (5) Rochas ácidas do tipo Chapecó; (6) Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Inferior). 20
- Figura 9** – Mapa geológico do contexto regional das rochas alcalinas do estado do Rio de Janeiro. As setas azuis indicam as faixas de unidade tectônica adotadas pelos autores do mapa, de noroeste para sudeste: Paraíba do sul, Teresópolis, Costeiro e Cabo Frio. A área mapeada está destacada em linha laranja. Aires *et al.* (2012). 21
- Figura 10** – Aspecto de campo do biotita-anfibólio-gnaiss. Observa-se bandamento composicional. O padrão circular é efeito da erosão, pois as rochas tem foliação aproximadamente paralela à superfície do lajedo. 23
- Figura 11** – Afloramento em lajedo com *boudin* de anfibolito (a) em meio ao biotita-anfibólio-gnaiss (g). Ponto MBS-086. 24
- Figura 12** – Amostra macroscópica de um *boudin* de anfibolito de granulação fina intercalado na unidade do biotita-anfibólio-gnaiss. Amostra MBS-069. 24
- Figura 13** – Fotografia de lâmina delgada da unidade anfibolítica em lentes no biotita-anfibólio gnaiss. A rocha apresenta hornblenda (h) e plagioclásio (p). Nicóis paralelos. MBS-069. 25
- Figura 14** – Amostra de mão do gnaiss monzogranítico, mostrando os leitos descontínuos de biotita e os cristais de feldspato. Amostra MBS-207. 26
- Figura 15** – Aspecto macroscópico da porção em que o hololeucognaiss está mais foliado. Ponto MBS-166. 27
- Figura 16** – Gnaiss holoeucocrático com cristais de magnetita (m) e allanita (a), esta última com halos de decaimento radioativo de cor caramelo (Amostra MBS-062-C). 27
- Figura 17** – Porção fundida do sillimanita-granada-biotita gnaiss, de granulação mais grossa com foliação incipiente. Ponto GB-016 (MBS-047). 29
- Figura 18** – Feixes de sillimanita-granada-biotita gnaiss que podem atingir valores decimétricos em alguns afloramentos. Ponto MBS-061. 29
- Figura 19** – Lâmina petrográfica do sillimanita-granada-biotita gnaiss com feixes de sillimanita fibrolítica (a) e granadas xenoblásticas estiradas(b). Amostra MBS-050. 30
- Figura 20** – Veios ou injeções de microgranitos (dobrados, discordantes) e diversas gerações de pegmatitos podem ser vistos cortando os sillimanita-(granada)-biotita gnaisses. 31
- Figura 21** – Rocha calcissilicática com níveis granadíferos (próximo ao topo). Escala em centímetros. Amostra MBS-013-D. 32
- Figura 22** – Lâmina delgada da rocha calcissilicática mais quartzosa. Titanita idiomórfica (tit), além de diopsídio (diop) com borda de hornblenda (horn), plagioclásio (plag), microclina (micr), carbonato (crb). Nicóis paralelos. Amostra MBS-013-D. 32

Figura 23 – Lâmina delgada da rocha calcissilicática mais quartzosa. Titanita idiomórfica (tit), além de diopsídio (diop) com borda de hornblenda (horn), plagioclásio (plag), microclina (micr), carbonato (crb). Nicóis cruzados. Amostra MBS-013-D.	33
Figura 24 – Figura 24: <i>Boudins</i> de rochas calcissilicáticas finas que resistiram à fusão do sillimanita-granada-biotita gnaissé, devido à sua composição mineralógica. Ponto MBS-047.	33
Figura 25 – Aspecto de campo do quartzito feldspático. Cristais de acinzentados são de plagioclásio. Ponto MBS-074.	34
Figura 26 – Aspecto de campo do muscovita-quartzito fino, rico em granada. Ponto GB-007.	34
Figura 27 – Amostra de mão do diabásio. Amostra MBS-028.	35
Figura 28 – Seção em lâmina delgada do diabásio, composta basicamente por plagioclásio e augita. A textura subofítica é relativamente comum. Ponto MBS-028.	36
Figura 29 – Figura 29: em sentido horário, observa-se: a) dique de rocha alcalina de mais baixo ângulo e escala métrica (MBS-062); b) de mais alto ângulo e escala decimétrica (MBS-100); c) fenocristais caolinitizados (MBS-101); d) alteração circular típica (MBS-062).	37
Figura 30 – Colúvio com <i>stoneline</i> observado próximo ao ponto MBS-077.	38
Figura 31 – Estereograma e diagrama de densidades com todas as 128 medidas da foliação principal $S_{1/2}$ da área mapeada (polos).	40
Figura 32 – Dobras recumbentes em sillimanita-(granada)-biotita gnaissé geradas em D_3 , dobrando <i>boudins</i> com rochas calcissilicáticas gerados em D_2 . Ponto MBS-142.	41
Figura 33 – Saprólito do biotita-anfibólio-gnaissé com <i>boudins</i> dobrados. Ponto MBS-096.	41
Figura 34 – Crenulação no saprólito de sillimanita-(granada)-biotita gnaissé. Ponto MBS-085.	42
Figura 35 – Sillimanita-biotita gnaissé fino com veios pegmatíticos sin- D_2 e pós- D_2 . Ponto MBS-183.	42

RESUMO

Simon, M.B. **Mapeamento geológico-estrutural 1:25.000 e petrografia de rochas de alto grau da região de Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brasil.** Ano 2013, vi, 53p. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Este trabalho consiste na discussão da evolução geológica de uma região inserida no setor central do Cinturão Ribeira, importante elemento tectônico associado à formação do supercontinente Gondwana. Esta registra rochas e estruturas relacionadas à última orogenia ocorrida neste cinturão, na porção onde tradicionalmente se considera que as rochas do embasamento e supracrustais do Domínio Tectônico do Cabo Frio são empurradas sobre as rochas supracrustais do Terreno Oriental. A área mapeada corresponde às porções centro-norte de Casimiro de Abreu e pequenas áreas a sul de Macaé e oeste de Rio das Ostras, sul do estado do Rio de Janeiro, sendo cortada no sentido E-W pela BR-101, principal acesso à área. A partir de levantamento bibliográfico e estudo prévio das imagens aéreas, realizou-se mapeamento de semi-detalle, associado à análise petrográfica e dos dados estruturais coletados. Os paragneisses e ortogneisses da região foram caracterizados petrológica e estruturalmente. Sete unidades de mapeamento foram individualizadas, sendo, da mais velha para a mais nova: três de ortogneisses (biotita-anfibólio-gnaiss, gnaiss monzogranítico e gnaiss hololeucocrático), correlacionados ao paleoproterozoico Complexo Região do Lagos, e interpretados como embasamento cristalino das rochas da unidade paraderivada (sillimanita-(granada)-biotita-gnaiss com intercalações de rochas calcissilicáticas e quartzitos), originária de uma bacia de origem marinha rasa, plataformar ou de *back-arc*, provavelmente neoproterozoica. Há também diques de diabásio, diques de rochas alcalinas e sedimentos recentes. A inversão da estratigrafia representada pelos ortogneisses sobre os paragneisses é interpretada como um empurrão. Foram identificadas três fases de deformação, associadas a um metamorfismo de alto grau, corroborado pelas assembleias mineralógicas, ocorrência de migmatitos e diversos níveis de fusões metamórficas. As fases D1 e D2 são correlatas às fases D1 e D2 propostas por Schmitt *et al.* (2004) no contexto da Orogenia Búzios, com foliações e lineações minerais de médio ângulo associadas a um empurrão de *trend* NW-SE. As dobras geradas em D3 devem estar relacionadas a uma fase de deformação tardia a posterior à instalação do empurrão, provavelmente gerando a curvatura dos contatos entre paragneisses e ortogneisses.

1. INTRODUÇÃO

Diversos trabalhos acerca da evolução do Cinturão (ou Faixa) Ribeira, elemento tectônico da Província Mantiqueira formalizado por Almeida (1967), têm sido realizados nos últimos anos, mas ainda de maneira insuficiente em escalas de semi-detalhe. Este cinturão ocupou uma posição central no supercontinente Gondwana Ocidental e é uma das chaves para a reconstrução da história deste paleocontinente. A região de Casimiro de Abreu apresenta elementos estruturais complexos e significativos sob o ponto de vista geotectônico e as rochas apresentam registros relacionados à última orogenia ocorrida neste Cinturão Ribeira, representando uma peça importante na reconstituição dos eventos geológicos ocorridos em seu segmento central.

O esforço mais recente de mapeamento da região de Casimiro de Abreu é a publicação da Folha Casimiro de Abreu na escala 1:100.000 em 2012 pela CPRM, relativa ao Programa Geologia do Brasil (Pronageo), sob coordenação da UERJ, com participação da UFRRJ, UFRJ e DRM. O mapeamento foi realizado em 2008/2009 no norte do estado do Rio de Janeiro, e abrange os municípios de Casimiro de Abreu, Trajano de Moraes, Cordeiro, Silva Jardim e Nova Friburgo. Apesar desse mapa geológico, muitos questionamentos acerca da evolução geológica desta região ainda permanecem. A área do presente trabalho está na porção sudeste desta (Fig. 1). Algumas semelhanças puderam ser observadas com relação à publicação da CPRM, embora divergências expressivas também tenham surgido.

Desta maneira, informações sobre a área de estudo foram coletadas, processadas e integradas com os dados regionais. A partir disso, foram produzidos um mapa geológico e um estrutural e a presente monografia.

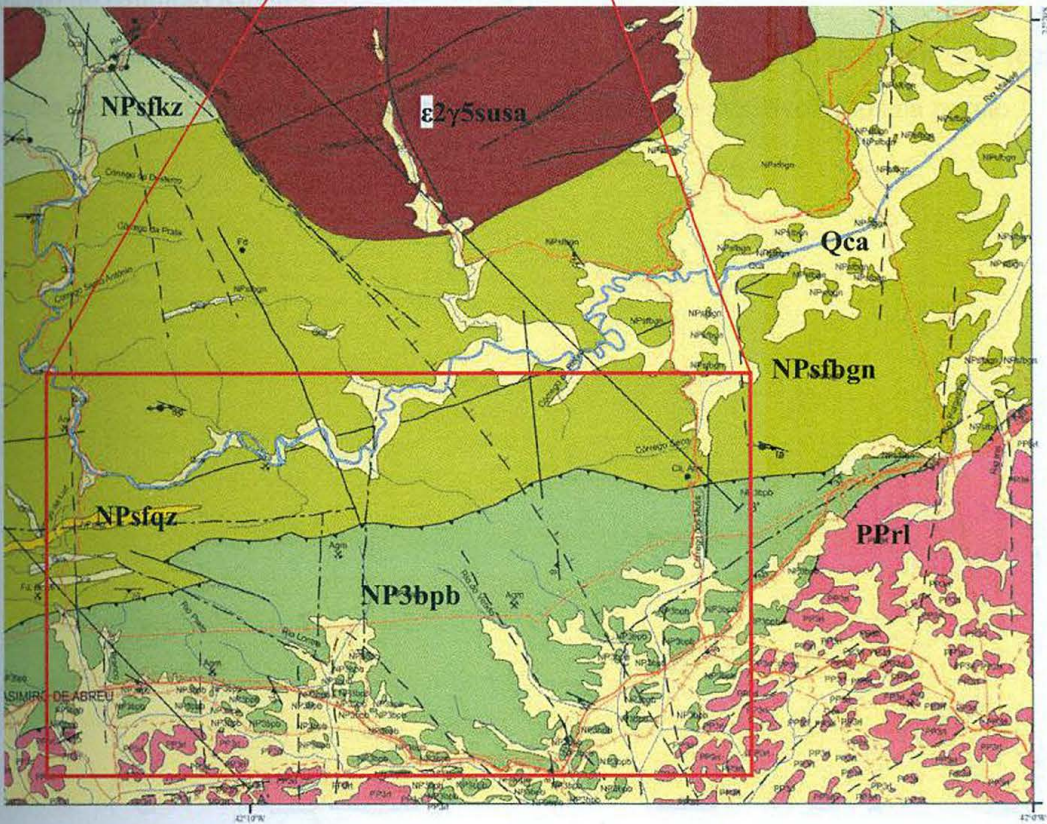


Figura 1: Parte da Folha Casimiro de Abreu, produzida pelo CPRM (2012). A área de estudo é delimitada pelo retângulo vermelho. As unidades que podem ser encontradas na mesma são: Complexo Região dos Lagos (PPrl); Grupo Búzios-Palmital (NP3bpb); Grupo São Fidélis, com (sillimanita) biotita gnáisse bandado ou homogêneo (NPsfbgn), kinzigito (NPsfkz) ou rochas quartzíticas (NPsfqz); Suíte Suruí (ε2γ5susa); e Depósitos Gravitacionais (Qca).

2. OBJETIVOS

A contribuição principal deste trabalho consiste na discussão da evolução geológica da porção sudeste do Cinturão Ribeira, mais precisamente a norte de Casimiro de Abreu e no sul de Macaé. Além disso, relacionou-se o mapeamento de semi-detulhe aos eventos geológicos ocorridos no segmento central do Cinturão Ribeira, entre eles a última orogenia do contexto da amalgamação do supercontinente Gondwana, a Orogenia Búzios ca. 530-490 Ma. Para tanto, realizou-se:

i) Levantamento bibliográfico; ii) Análise estrutural prévia através da observação da topografia e imagens de satélite; iii) mapeamento geológico na escala de 1:25.000 de uma área de 144 km² para estabelecimento das relações de campo entre os diversos litotipos e coleta de dados geológicos e estruturais; iv) análise petrográfica em luz transmitida de lâminas dos litotipos observados em campo; v) processamento, análise e integração de dados coletados e obtidos; e vi) inserção da área de estudo no contexto regional do Cinturão Ribeira.

Procura-se, com isso, caracterizar os paragnaisses e ortognaisses da região, petrológica e estruturalmente, complementando os trabalhos desenvolvidos na região.

3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de trabalho localiza-se no centro-leste do estado do Rio de Janeiro, especificamente na porção centro-norte do município de Casimiro de Abreu e diminutas porções do sul de Macaé e oeste de Rio das Ostras. Equivale à fração sudoeste da carta topográfica de Casimiro de Abreu na escala 1:50.000 (Folha SF.23-Z-B-III-4). Os limites exatos da área mapeada são, em coordenadas UTM, datum WGS-84 23S, 787000 e 803000 S e 7510000 e 7519000 W.

O principal acesso a partir da cidade do Rio de Janeiro pode ser realizado através da rodovia federal BR-101 (Fig. 2), que segue aproximadamente E-W na região de Casimiro de Abreu, constituindo a principal via de acesso à área. Os limites aproximados também são dois dos principais acessos (Fig. 3): as rodovias estaduais RJ-142 a oeste, que parte da BR-101 na altura do perímetro urbano de Casimiro de Abreu até o distrito de Lumiar, em Nova Friburgo, e a RJ-162 a leste, que parte de Barra de São João (distrito de Casimiro de Abreu) até o município de Trajano de Moraes, cruzando a BR-101. Os limites são, grosseiramente, o Rio Macaé a norte e a própria BR-101 a sul. A RJ-142 é asfaltada dentro da área de estudo, enquanto a RJ-162 somente o é a sul da BR-101, numa pequena parte do mapa. Diversas outras estradas vicinais não asfaltadas e trilhas também foram utilizadas para acesso à área, algumas destas últimas de difícil acesso e/ou abandonadas, principalmente na região mais montanhosa.

A área apresenta baixo índice de urbanização, vasta cobertura original preservada, especialmente na parte serrana, média atividade agrícola e baixa atividade industrial, sendo um polo turístico e de veraneio.

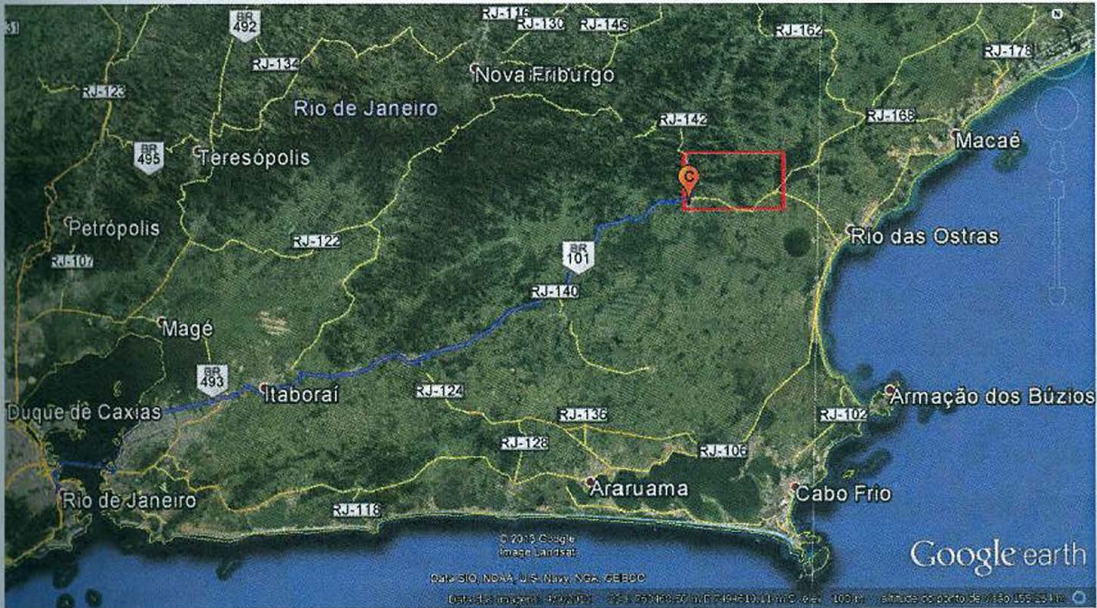


Figura 2: Imagem do trajeto (em azul) a partir da cidade do Rio de Janeiro até Casimiro de Abreu (C). Em destaque (retângulo vermelho) a área de estudo. Modificada do Google Earth, imagem Landsat 2013.

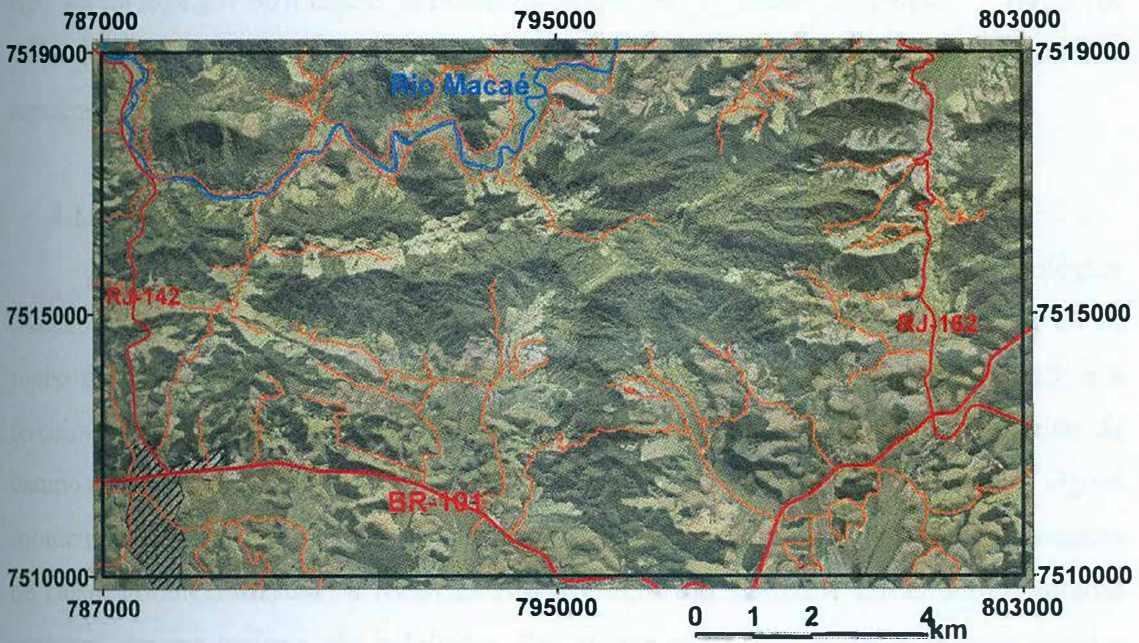


Figura 3: Região de estudo destacada imagens Quickbird ortorretificadas disponibilizadas pelo IBGE para a Folha 1:50.000 de Casimiro de Abreu. Foram traçados os principais acessos (linha vermelha; BR-101, RJ-142 e RJ-162), acessos secundários (linha laranja) e o Rio Macaé (linha azul), principal drenagem que corta a área de estudo. A área urbana está hachurada. Extraído de ftp://geoftp.ibge.gov.br/imagens_aereas/ortofoto/projeto_rj_escala_25mil/tif/, arquivos OFM_RJ25_27174so_V1 e OFM_RJ25_27174se_V1.

4. METODOLOGIA

A elaboração deste Trabalho Final de Curso envolveu diversas etapas e métodos de trabalho, divididos didaticamente em etapas Pré-Campo, Campo e Escritório

4.1. Etapa Pré-Campo

Antes de ir ao campo realizou-se ampla pesquisa bibliográfica da área de estudo, já que há uma grande produção intelectual de caráter regional acerca da Faixa Ribeira, mas pouco numerosa sobre a região específica de Casimiro de Abreu.

A folha Casimiro de Abreu do IBGE (SF23-Z-B-III) na escala 1:50.000 foi ampliada para 1:25.000 na parte que é alvo desta monografia, dividida, entelada e marcada de acordo com suas coordenadas UTM. Os contatos propostos pelo mapa do Pronageo/CPRM de 2012 foram compilados para consulta e comparação e mais tarde descartados com a evolução do campo, como se pode observar na produção do mapa final.

Também foi realizada uma fotointerpretação das imagens ortorretificadas na escala 1:25.000 da região, disponibilizadas pelo IBGE através do diretório ftp://geoftp.ibge.gov.br/imagens_aereas/ortofoto/projeto_rj_escala_25mil/tif/ (arquivos OFM_RJ25_27174so_V1 e OFM_RJ25_27174se_V1), associada à observação da topografia e modelo digital de elevação da área.

4.2. Etapa de Campo

Foram executadas três campanhas de campo para a confecção do mapa geológico (Anexo 1) na escala 1:25.000. A primeira foi realizada entre 17 de junho de 2013 e 23 de junho de 2013; a segunda, entre 21 de outubro de 2013 e 24 de outubro de 2013; e a terceira, entre 06 de dezembro de 2013 e 19 de dezembro de 2013, totalizando 25 dias de campo. A área de estudo foi acessada por veículo fornecido pela UFRJ. Em alguns momentos, a pesquisa de campo foi realizada a pé devido à impossibilidade de passagem de carro. Foram utilizadas as rodovias BR-101, RJ-142, RJ-162 e várias outras estradas menores, em sua maioria não asfaltadas. Em alguns casos, houve impedimentos gerados pelos donos das propriedades rurais. Vale ressaltar que a área apresenta diversos pontos de muito difícil acesso, devido à vegetação muito fechada e relevo muito íngreme e acidentado, em especial na porção serrana.

Foram marcados 239 pontos geológicos (Anexo 2: Mapa de Pontos), plotados na ampliação 1:25.000 da folha topográfica Casimiro de Abreu, a partir do uso do GPS Garmin Etrex 10, sob o sistema WGS-84, *datum* 23S. Foram utilizados somente dados

confiáveis, cujo erro relativo ao GPS era condizente com a escala utilizada; a localização dos pontos foi sempre confirmada por feições geomorfológicas da área.

Os pontos foram descritos em campo a partir da observação da forma de ocorrência (lajedo, corte de estrada, escarpa, voçoroca, desbarrancamento, blocos in situ, etc.), tamanho dos afloramentos (comprimento e largura e/ou altura), grau de intemperismo (fresca, alterada, muito alterada ou saprolitizada), relações entre os litotipos na escala de afloramento (concordante e discordante) e características megascópicas, auxiliadas pelo uso de bússola de 20X, ácido clorídrico e canivete (mineralogia, estruturas e texturas). As estruturas deformacionais, como lineação, foliação, bandamento, dobramento, falhamento, etc. foram caracterizadas e quantificadas utilizando-se de bússola Brunton Geo Pocket Transit, com declinação de 22°W.

Nesta etapa, as amostras de rocha foram coletadas para laminação (Tab. 1). A amostragem levou em consideração a representatividade e o grau de intemperismo das mesmas. Evitaram-se amostras com veios de quartzo, pegmatitos, etc. Uma amostra foi coletada por Fernandes, 2014 (em preparação).

Tabela 1: Lista das amostras que foram coletadas e laminadas

Código	Código	Litotipo
MBS-059	GB-009-C	granito fino pouco foliado
	GB-010-A	Sillimanita-(granada)-biotita gnaiss fino
MBS-047-A	GB-016-A	Rocha calcissilicática
MBS-047-B	GB-016-B	Granada-biotita-k-feldspato-gnaiss grosso (com cianita)
	GB-032-B	Muscovita-quartzito
MBS-009-C		Gnaiss hololeucocrático
MBS-013-D		Rocha calcissilicática
MBS-028-A		Diabásio
MBS-037		Sillimanita-granada-biotita gnaiss fino
MBS-050	GB-024-A	Sillimanita-granada-biotita gnaiss fino
MBS-053	GB-026-A	Sillimanita-quartzito-biotita-xisto
MBS-058	GB-030	Sillimanita-granada-biotita gnaiss fino
MBS-069		anfíbolito

4.3. Etapa de escritório

A análise petrográfica em luz transmitida dos diversos litotipos observados em campo foi feita utilizando-se o microscópio petrográfico Carl Zeiss Imager.A2m com a câmera AxioCam MRc acoplada. Para processamento, análise e integração de dados coletados e obtidos, utilizaram-se os *softwares*: Microsoft Excel 2010 para a produção da tabela de pontos, Openstereo 0.1.2f para a produção dos estereogramas, Arcgis 10.0 para a

integração das bases de dados (além da gerada pelo presente artigo, também IBGE e CPRM) e produção do mapa geológico digital, finalizado também com o auxílio do software Corel Draw X6.

Por fim, produziu-se o presente Trabalho Final de Curso, no *software* Microsoft Word 2010 e as tabelas no Microsoft Excel 2010. As referências bibliográficas foram organizadas de acordo com as normas da Revista Brasileira de Geociências (volume 40, número 1 de março de 2010).

5. NOMENCLATURA ADOTADA

Neste capítulo são apresentadas as terminologias utilizadas na presente monografia, visando facilitar a compreensão destas pelo leitor.

A nomenclatura das unidades mapeadas foi definida respeitando as normas do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), em que o primeiro nome corresponde ao tipo de rocha de acordo com sua classificação petrográfica, enquanto o seguinte corresponde a “localidade tipo” ou ponto geográfico de referência na área da unidade mapeada.

O diagrama QAP de Streckeisen (1976, Fig. 4), que considera teores modais de quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, foi utilizado para a classificação petrográfica e nomenclatura das rochas ortoderivadas.

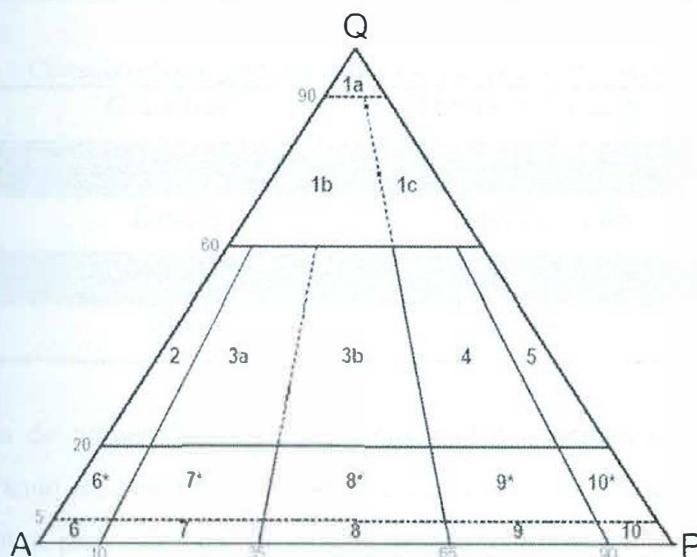


Figura 4 – Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para as rochas plutônicas. 1a – quartzolito; 1b – quartzo-granito; 1c – quartzo-granodiorito; 2 – álcali-feldspato granito; 3a – sienogranito; 3b – monzogranito; 4 – Granodiorito; 5 – Tonalito; 6* – álcali-feldspato quartzo sienito; 7* – Quartzo sienito; 8* – quartzo monzonito; 9* – quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro; 10* – quartzo diorito/quartzo gabro; 6 – Álcali-feldspato sienito; 7 – Sienito; 8 – Monzonito; 9 – Monzodiorito/monzogabro; 10 – Diorito/gabro.

Para a determinação do índice de cor (Tabela 2), foi seguida a proposta de Le Maitre (2002), enquanto a granulação (Tabela 3) foi classificada de acordo com Williams *et al.* (1982), sendo utilizada apenas para as rochas cujas texturas ígneas se encontravam preservadas. Para o grau de desenvolvimento dos cristais obedeceu-se a classificação de Williams *et al.* (1982), que preconiza que: grãos idiomórficos apresentam suas faces

cristalinas bem desenvolvidas; hipidiomórficos as possuem desenvolvidas parcialmente; e xenomórficos as apresentam mal desenvolvidas. A relação entre granulação e grau de desenvolvimento produz diversas tramas: afanítica, fanerítica fina, média e grossa; fanerítica equigranular, fanerítica inequigranular seriada e fanerítica porfirítica.

Tabela 2 – Índice de cor segundo Le Maitre (2002).

Classificação	Teor de minerais máficos
Hololeucocrática	0-10%
Leucocrática	10-30%
Mesocrática	30-60%
Melanocrática	60-90%
Holomelanocrática	90-100%

Tabela 3 – Classificação da granulação das rochas ígneas (Williams *et al.*, 1982).

Granulação	Tamanho dos cristais
Muito Grossa	>3 cm
Grossa	5 mm a 3 mm
Média	1 a 5 mm
Fina	<1 mm

O critério de nomenclatura no caso das rochas metamórficas é essencialmente petrográfico, levando em consideração mineralogia, textura e estrutura. Desta maneira, os nomes mais comuns para as rochas metamórficas, como ardósia, filito, gnaisse, granulito, quartzito, etc., são complementados por informações que representem realmente a rocha.

A classificação das rochas metamórficas baseou-se na proposta de Yardley (1991), em que o prefixo *para* é usado para rochas de protólito sedimentar e *orto* para rochas de protólito ígneo. Este mesmo autor propõe a classificação da textura metamórfica: a) xisto é uma rocha caracterizada por alinhamento paralelo de filossilicatos visíveis a olho nu; b) gnaisse é uma rocha de granulação grossa com estrutura planar; c) anfibolito é uma rocha constituída essencialmente de hornblenda e plagioclásio, com foliação metamórfica; d) quartzito é uma rocha com mais de 90% de quartzo. No caso dos quartzitos, no entanto, adotou-se o termo “quartzito feldspático” para rochas quase exclusivamente compostas por quartzo (70% ou mais) e feldspato (até 30%). Para efeito de dinamismo na leitura, algumas das vezes o “sillimanita-(granada)-biotita gnaisse” é chamados por “sillimanita-gnaisse”.

6. GEOLOGIA REGIONAL

6.1. Cinturão Ribeira

A área do presente estudo se localiza na porção central de um órogênio colisional conhecido como Cinturão (ou Faixa) Ribeira (Cordani *et al.* 1973; Almeida *et al.* 1973). O Cinturão Ribeira tem *trend* NE, aproximadamente paralelo à linha de costa das regiões sul e sudeste do Brasil, estendendo-se por cerca de 1400 quilômetros ao longo da costa sul e sudeste do Brasil (Almeida *et al.*, 2000). A norte tem continuidade com o Cinturão Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares & Wiedmann-Leonardos, 2000); a sudoeste é limitada pela microplaca de Curitiba (N do bloco Luis Alves); para oeste desenvolve uma zona de interferência com o Cinturão Brasília (Peternel *et al.*, 2005); e a sudoeste é parcialmente recoberta pela Bacia do Paraná (Fig. 5).

O Cinturão Ribeira pertence a uma entidade geotectônica maior conhecida como Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981), que é um complexo sistema orogênico que abrange também dois outros grandes cinturões móveis: Araçuaí e Tijuca –este último compreende as faixas São Gabriel e Dom Feliciano (Fig. 5). A Província Mantiqueira, em conjunto com a borda meridional da Província Tocantins (Faixa Brasília), constitui o arcabouço do SE brasileiro desenvolvido em resposta aos Eventos Tectonotermiais (Ett) Panafricanos-Brasilianos, responsáveis pela aglutinação do paleocontinente Gondwana Ocidental durante o Neoproterozoico e início do Paleozoico. O Cinturão Ribeira bordeja as porções sul e sudeste do Cráton do São Francisco (CSF), núcleo cratônico em relação aos eventos supracitados. As contrapartes do Cinturão Ribeira na África são os cinturões Kaoko e Oeste do Congo (Schmitt *et al.*, 2008b, Fig. 5), também originados por estes eventos.



Figura 5. Mapa da região sul-sudeste, envolvendo Província (ou Sistema Orogênico) da Mantiqueira: cinturões Araçuaí, Ribeira e Tijuca, o último incluindo Faixas Dom Feliciano e São Gabriel, com seu entorno, que abrange Bacia do Paraná, Cráton do São Francisco e a Província Tocantins (Hasui *et al.*, 2010).

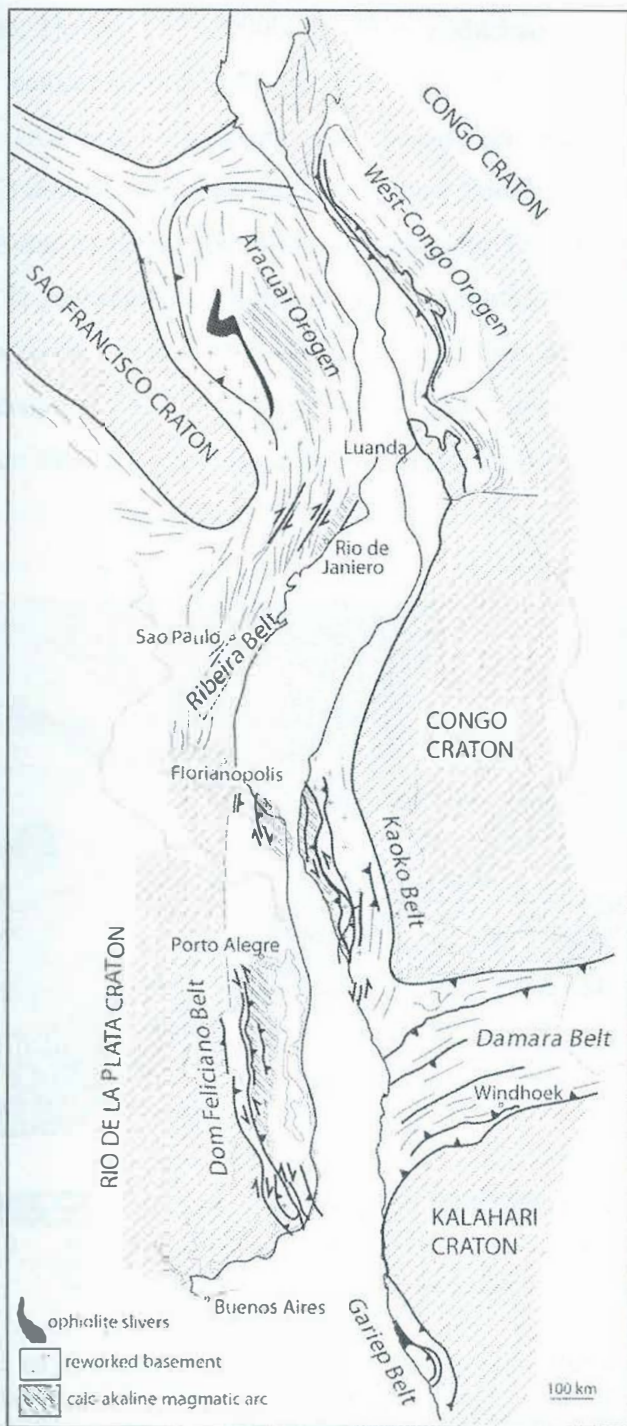


Figura 6: Mapa dos orógenos Brasilianos e Pan-africanos definindo a suturas da amalgamação do Gondwana Ocidental entre os núcleos cratônicos sul-americanos e africanos. O sistema de orógenos é composto por diferentes cinturões e orógenos, incluindo, de norte para sul, os orógenos Araçuaí-Oeste do Congo, Cinturão Ribeira, os cinturões Dom Feliciano-Kaoko e o Cinturão Gariep (Gray *et al.*, 2008).

Dentre as diversas propostas de compartimentação do Segmento Central do Cinturão Ribeira que têm sido feitas nos últimos anos, destacam-se as de Heilbron, 1995;

Heilbron *et al.*, 2000; Throw *et al.*, 2000b; Heilbron e Machado, 2003. Esta última dispõe de quatro domínios tectônicos (Figura 7):

I. Terreno Ocidental, composto por lascas do embasamento retrabalhado representado pelo Cráton do São Francisco; II. Klippe Paraíba do Sul, fatia tectônica de rochas metamorfoseadas na fácies granulito sobrepostas ao Terreno Ocidental; III. Terreno Oriental, composto de paragneisses (Domínio Costeiro) intrudidos por um arco magmático (Arco do Rio Negro); e IV. Domínio Tectônico do Cabo Frio, formado principalmente por embasamento paleoproterozoico entremeado por rochas metavulcânicas e metassedimentares de alto grau neoproterozoicas e cambrianas/ordovicianas.

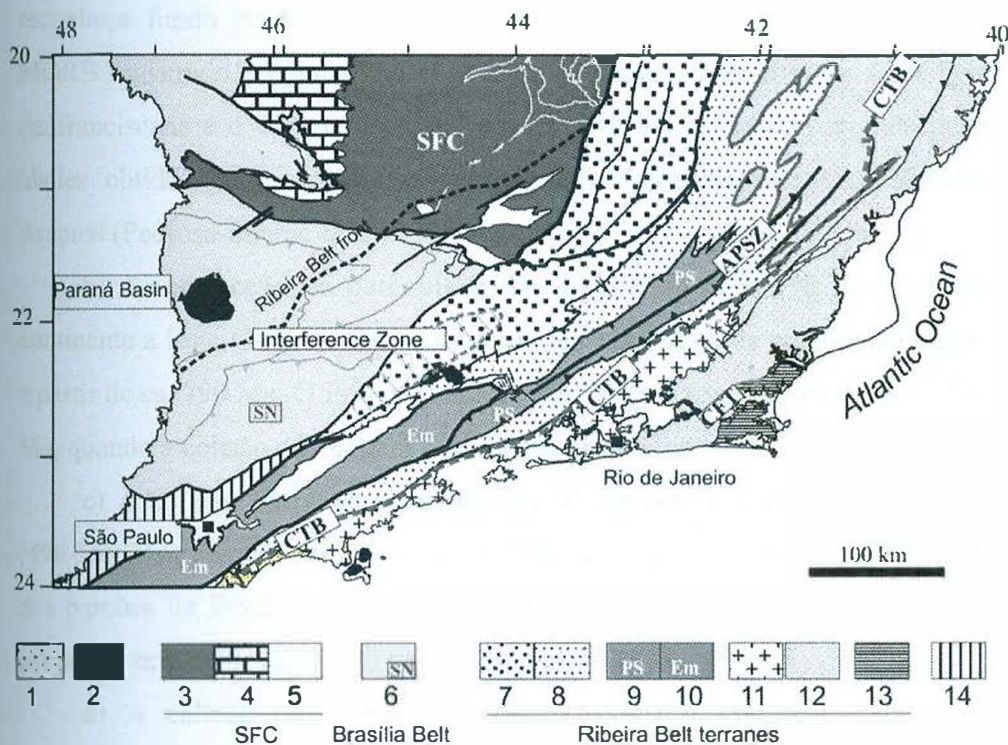


Figura 7. Mapa tectônico de Trouw *et al.* (2009), modificado de Heilbron *et al.* (2008), da Faixa Ribeira Central e a zona de interferência com a Faixa Brasília. 1. Cobertura fanerozóica; 2. plútons alcalinos do Cretáceo Superior; 3 a 5: Cráton do São Francisco (3. embasamento paleoproterozoico e arqueano; 4. cobertura cratônica; 5. Metassedimentos mesoproterozoicos a neoproterozoicos do domínio alóctone); 6. Cinturão Brasília, de vergência para leste e idade c. 640-610Ma, incluindo a Nappe Socorro (SN); 7 a 13: terrenos do Cinturão Ribeira (Domínios 7. Andrelândia e 8. Juiz de Fora, do Terreno Ocidental; 9. Terreno Paraíba do Sul; 10. Terreno Embú; 11. Arco Mágmató Neoproterozoico e 12. Sucessões metassedimentares do Terreno Oriental; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Apiaí. CTB. Central Tectonic Boundary (Limite Tectônico Central); CFT. Empurrão de Cabo Frio; APSZ. Zona de Cisalhamento de Além Paraíba. Linha pontilhada indica o front termal e deformacional do Cinturão Ribeirana zona de interferência com o Cinturão Brasília. A área em linha pontilhada cinza claro indica relictos de rochas de alta pressão relacionadas a evolução do Cinturão Brasília.

Heilbron *et al.* (2004) fornecem uma síntese da evolução tectônica do segmento central do Cinturão Ribeira combinando dados de diversos trabalhos (Heilbron *et al.* 1995, 2000; Machado *et al.* 1996; Schmitt, 2000; Tupinambá *et al.* 2000; Schmitt *et al.*, 2004):

a) A **margem passiva (1.000-790 Ma)** do Cráton do São Francisco é representada pela Megassequência Andrelândia, que também inclui depósitos glaciais. Afinamento crustal é evidenciado por anfibolitos toleíticos que evoluem de WPB para E-Morb (Paciullo *et al.*, 2000). Outra margem passiva se desenvolve na borda leste do continente (Terreno Oriental), caracterizado por gnaisses pelíticos com mármores plataformais intercalados com anfibolitos e, subordinadamente, com calcissilicáticas e quartzitos. Embora não se reconheça fundo oceânico no setor central do cinturão, magmatismo tipo-MORB registrado é compatível com a existência de oceano entre a margem Sanfranciscana e o Terreno Oriental em ca. 848 Ma, ideia corroborada pelas idades obtidas para rochas que representam fundo oceânico no Cinturão Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998).

b) A **subducção da paleoplaca São Francisco (790-590 Ma)** sob um continente a leste (Terreno Oriental) gerou um complexo de arcos magmáticos a partir de ca. 790 Ma. O Principal arco, o Rio Negro, foi ativo entre 640 e 590 Ma, quando a colisão da margem Sanfranciscana começou.

c) A **colisão entre margem do São Francisco e o Terreno Oriental (590-550 Ma)** levou à reativação do embasamento por empurrões para NW de das porções de *foreland* de blocos crustais, com geração de granitoides e as estruturas principais (D2) no Terreno Oriental.

d) A **colisão entre São Francisco, Terreno Oriental e Domínio Tectônico do Cabo Frio (535-510 Ma)** levou a falhas transcorrentes dextrais e metamorfismo nos *foreland thrust complexes* entre 540-520 Ma. Parcialmente se sobrepondo no tempo, a colisão do já amalgamado Terreno Oriental e o Domínio Tectônico do Cabo Frio se deu entre 530-490 Ma (Orogenia Búzios, Schmitt *et al.*, 2004).

e) O **colapso do orógeno (510-480 Ma)** é representado por dobras com vergência para E, associadas a zonas de cisalhamento transtensionais sub-horizontais e subverticais, e por intrusões pós-colisionais de granitoides.

A colisão entre o Terreno Oriental e o Domínio Tectônico do Cabo Frio, denominada Orogenia Búzios por Schmitt (2001), representa portanto o estágio colisional

final da formação do Cinturão Ribeira. Segundo a disposição espacial destas unidades proposta por estes autores, esperava-se encontrá-las na área de estudo.

Schmitt *et al.* (2008b) reconheceram quatro fases de deformação relacionadas à Orogenia Búzios, de comportamento dúctil a dúctil-rúptil, associadas a um metamorfismo de alto grau. As estruturas geradas são semelhantes nos ortognaisses e nos paragnaisses. As três primeiras fases geraram foliação penetrativa e lineação mineral de baixo a médio ângulo, associadas a um empurrão de *trend* NW-SE. A quarta fase se relaciona ao mesmo evento regional de encurtamento, mas com geração de zonas de cisalhamento transpressionais de alto ângulo, com lineações de estiramento orientadas em diversas direções.

6.1.1. Terreno Oriental

O Terreno Oriental representa sequências marginais do Cráton do São Francisco (Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000), representadas pelos paragnaisses do Grupo São Fidélis, enquanto as origens da Klippe Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Domínio Tectônico do Cabo Frio são menos conhecidas. Podem representar a margem retrabalhada do Cráton do São Francisco, do Cráton do Congo ou nenhum dos dois casos (Schmitt *et al.*, 2008a).

As rochas do Grupo São Fidélis são intrudidas por vários granitoides em diversas escalas, desde corpos quilométricos (como o Granito Sana, tarditectônico em relação à última fase da Orogênese Brasileira) até intrusões em escala de afloramento.

6.1.2. Domínio Tectônico do Cabo Frio

O Domínio Tectônico do Cabo Frio repousa sobre o Terreno Oriental numa falha de empurrão que mergulha 35° para SE e compreende duas unidades litoestratigráficas uma neoproterozoica, que inclui os paragnaisses do Grupo Búzios-Palmital intercalados a anfíbolitos, e uma paleoproterozoica, que inclui os ortognaisses do embasamento. Esta última compreende rochas do Complexo Região dos Lagos (Fonseca, 1989), subdivididas por Schmitt *et al.*, 2000 em *Unidade Região dos Lagos* (félsica) e a subordinada *Unidade Forte São Mateus* (máfica). As descrições a seguir se baseiam na proposta destes autores.

6.1.2.1. Ortognaisses do Embasamento (Complexo Região dos Lagos)

Unidade Região dos Lagos

Os ortognaisses da Unidade Região dos Lagos são compostos predominantemente por metagranitoides com subordinados metaquartzo-diorito e metatonalito, em domínios: menos deformados, em que se identifica com facilidade o protólito ígneo, e mais deformados, com bandamento e migmatização.

Os metaquartzo-dioritos e metatonalitos mostram textura média a grossa, com anfibólio e biotita como minerais essenciais e acessórios.

Os metagranitoides têm composição predominantemente monzogranítica, subordinadamente sienítica, quartzo-monzonítica e granodiorítica. As texturas podem ser equigranulares e porfíricas. As rochas porfíricas têm anfibólio e biotita, com fenocristais de 7 cm de microclina; enquanto as equigranulares têm textura média a grossa. Todos os litotipos da Unidade Região dos Lagos são cortados por veios hololeucocráticos de composição granodiorítica (quando cortando os metaquartzo-dioritos e metatonalitos) ou monzogranítica a álcali-feldspato granítica (quando cortando os metagranitoides).

Unidade Forte São Mateus

A Unidade Forte São Mateus é composta de gnaisses anfibolíticos com no máximo 50 m de espessura. Encontra-se intercalada em diques em meio às rochas ortognaisses félsicos da Unidade Região dos Lagos.

Os anfibolitos bandados abrangem os litotipos: ortoanfíbólito maciço e anfibólio-granada-diopsídio-gnaisse bandado. O primeiro litotipo tem granulação média a grossa, com os minerais essenciais andesina e granada e acessórios titanita, diopsídio e zircão. O segundo apresenta camadas calcissilicáticas e anfibolíticas de 0,5 a 2 cm de espessura.

Os diques anfibolíticos tem espessura de 5 a 2 m, boudinados devido à deformação em charneiras de dobras isoclinais. Os diques têm granulação média a grossa e são compostos por anfibólio e plagioclásio como varietais e por granada, diopsídio, titanita e quartzo como acessórios.

6.1.2.2. Rochas Supracrustais (Grupo Búzios-Palmital)

A unidade supracrustal envolve basicamente três grupos composicionais (rochas quartzo-feldspáticas, aluminosas com cianita/sillimanita e calcissilicáticas), correspondentes às fácies sedimentares originais (o bandamento gnáissico parece refletir o acamamento original; Schmitt *et al.*, 2008a). A unidade se divide em duas grandes sucessões sedimentares que gradam lateralmente: a sucessão Búzios, que envolve metassedimentos aluminosos (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com

intercalações de rochas calcissilicáticas e anfibolitos, e a sucessão Palmital, que é constituída principalmente por metassedimentos quartzo-feldspáticos, com alguma intercalação aluminosa, rochas calcissilicáticas e quartzitos feldspáticos (Schmitt *et al.*, 2008). Ambas as sucessões devem representar variações laterais da mesma bacia (Búzios-Palmital).

Sucessão Búzios

Os sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses da sucessão Búzios também contêm ortoclásio, microclina, oligoclásio-andesina e quartzo; traços incluem titanita, monazita, rutilo, zircão, turmalina e apatita; sillimanita e cianita podem se apresentar em cristais prismáticos de escala microscópica a centimétricos. As calcissilicáticas da mesma unidade se dividem em dois tipos: um rico em diopsídio (40-70%), com granada e alguma biotita; outro composto de menos diopsídio (15-25%), anfibólio, quartzo, biotita, plagioclásio, ortoclásio e granada. As camadas anfibolíticas se apresentam em granada-anfibolitos, diopsídio-anfibolitos e metahornblenditos; traços são actinolita, scapolita, titanita, epidoto rutilo, clorita e zircão.

Sucessão Palmital

Os principais minerais constituintes das rochas da sucessão Palmital são: ortoclásio, quartzo, biotita, plagioclásio e sillimanita; acessórios são: granada, apatita, titanita, zircão e cianita. Há também lentes calcissilicáticas.

Baseados nas descrições das fácies, Schmitt *et al.* (2008) propuseram que os litotipos são provenientes de leques submarinos pelágicos a hemipelágicos. Os sedimentos mais quartzo-feldspáticos da sucessão Palmital representariam porções médias do leque, enquanto aqueles mais pelíticos da sucessão Búzios seriam da fácies distal. As rochas calcissilicáticas podem se originar de depósitos químicos de eventos vulcânicos, assim como os anfibolitos.

6.2. Rochas originadas de eventos tectonotermiais posteriores à formação do Cinturão Ribeira

Além dos Ets Panafricanos-Brasileiros, dois outros episódios significativos podem estar registrados na região da Faixa Ribeira central: magmatismo básico no Cretáceo Inferior, geralmente relacionado à ruptura do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, e o magmatismo de caráter alcalino de idade Eocretácea a Eocênica,

contemporâneo à reativação tectônica da margem sudeste brasileira, geradora do sistema de Rifts do Sudeste.

6.2.1. Enxame de Diques da Serra do Mar

O magmatismo cretácico gera os diabásios toleíticos do Enxame de Diques da Serra do Mar, que ocorre ao longo da costa do Brasil na região sudeste, principalmente nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Têm predominantemente a orientação dos lineamentos NE-SW (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983, Hawkesworth *et al.*, 1992, entre outros), a mais importante feição estrutural do Estado do Rio de Janeiro (Heilbron *et al.*, 2004). Alguns autores têm relacionado a intrusão dos diabásios à reativação de estruturas proterozóicas associadas aos eventos Panafricanos-Brasílicos (p.ex. Almeida & Carneiro, 1989), embora no geral haja carência de trabalhos relacionados ao tema.

Há também outras rochas províncias basálticas continentais de idade Cretácea na porção centro-sul da Placa Sul Americana (Almeida, 1989), como o Enxame de Diques de Ponta Grossa, derrames basálticos das bacias de rifte e pelo derrame basáltico da Província Paraná-Etendeka (Fig. 8).

As espessuras dos diques costumam variar entre 1 e 3 metros, embora haja casos em que se superam 100 metros. Idade K-Ar e Ar-Ar indicam pico do magmatismo há c. 132 Ma (Turner *et al.*, 1994), embora alguns autores tenham chegado a valores mais antigos (Guedes *et al.*, 2005).

O Enxame de Diques da Serra do Mar envolve rochas compostas essencialmente de augita e plagioclásio, com opacos e plagioclásio como acessórios. Pigeonita é menos frequente. Fenocristais incluem augita e plagioclásio e, menos frequentemente, olivina e opacos. A textura mais comum é a intersticial; estruturas de fluxo e amigdaloidais são bastante raras.

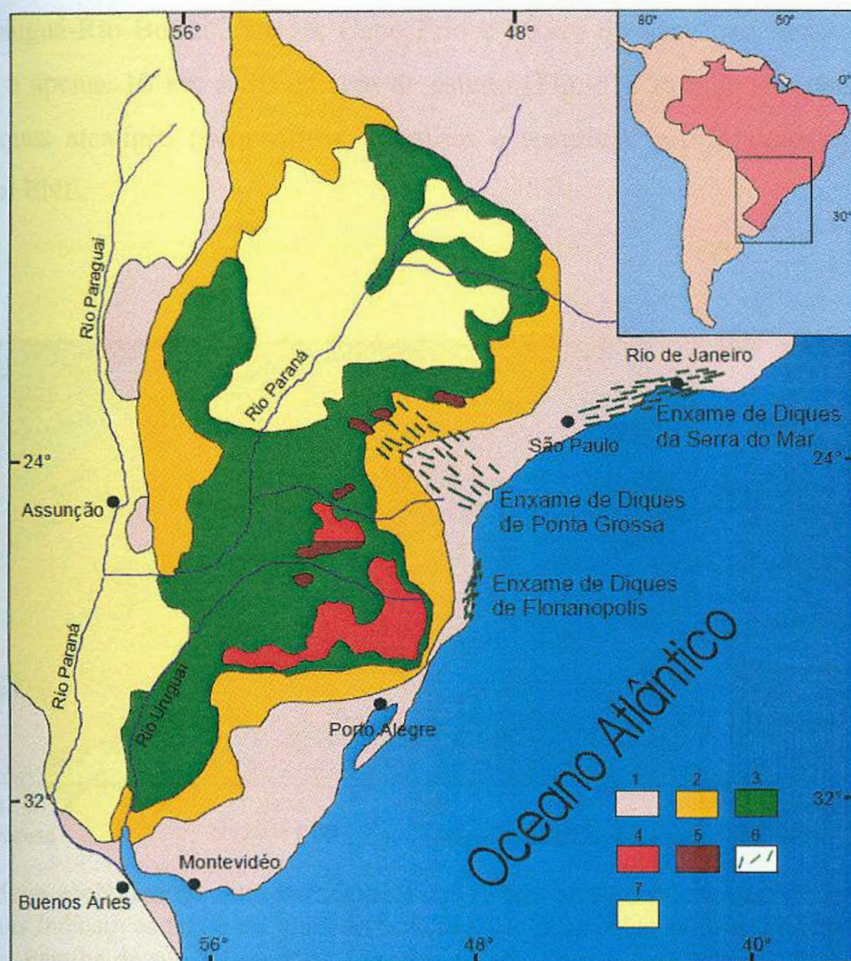


Figura 8: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (modificado de Marques & Ernesto, 2004), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré- vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias; (4) rochas ácidas do tipo Palmas; (5) Rochas ácidas do tipo Chapecó; (6) Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Inferior).

6.2.2. Magmatismo Alcalino

O segundo episódio posterior a consolidação do Cinturão Ribeira se refere a um pulso magmático alcalino, entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira. Ocorrências de plutons, stocks, diques e derrames são observadas, formando a chamada Província Serra do Mar e o Alinhamento Magmaítico de Cabo Frio (Almeida, 1983; Almeida *et al.*, 1991), bem como alguns corpos na região do Arco de Ponta Grossa. Predominam sienitos nos corpos plutônicos principais, embora também existam variedades máficas e ultramáficas. As idades K-Ar e Ar-Ar entre ca. 86 a 50 Ma. Destacam-se os plutons 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 e Morro de São João, sendo este último localizado a apenas 10 km a SE da área de estudo (Fig. 9) . Próximos a eles, costumam ocorrer diques alcalinos (lamprófiros, fonolitos e traquitos, principalmente) de direção preferencial ENE.

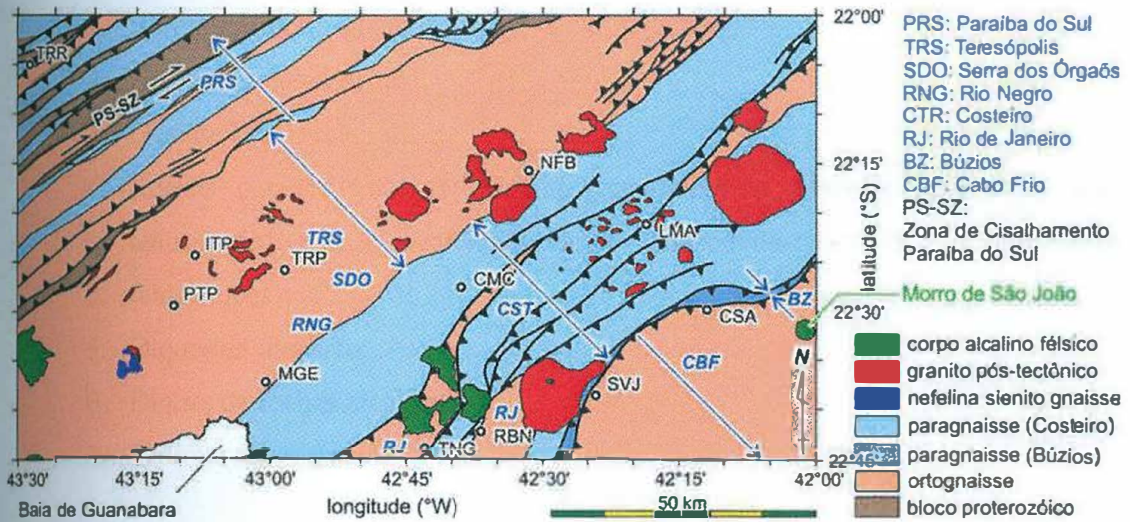


Figura 9: Mapa geológico do contexto regional das rochas alcalinas do estado do Rio de Janeiro. As setas azuis indicam as faixas de unidade tectônica adotadas pelos autores do mapa, de noroeste para sudeste: Paraíba do sul, Teresópolis, Costeiro e Cabo Frio. A área mapeada está destacada em linha laranja. Aires *et al.* (2012).

7. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo trata da Geologia da área, incluindo unidades de mapeamento e caracterização.

Durante o levantamento de campo e estudos laboratoriais, foram identificadas sete grandes unidades de mapeamento, em ordem estratigráfica (da rocha mais velha para a mais nova):

1. Biotita-anfibólio-gnaisse;
2. Gnaisse monzodiorítico;
3. Gnaisse hololeucocrático;
4. Rochas paraderivadas (sillimanita-granada-biotita gnaisses intercalado com lentes de rochas calcissilicáticas, muscovita-quartzitos e quartzitos feldspáticos);
5. Diques de diabásio;
6. Diques de rochas alcalinas;
7. Sedimentos recentes.

Além disso, corpos pegmatíticos ocorrem concordantes e discordantes a todos os gnaisses, em intrusões que são observadas em escala centimétrica a decamétrica. Devido à sua escala e caráter pontual, não são representados no mapa e nem individualizados como uma unidade de mapeamento.

7.1 Biotita-anfibólio-gnaisse

Esta unidade é observada em uma estreita faixa N-S dobrada na área leste da área mapeada e numa pequena faixa a sudeste. Os afloramentos são geralmente alterados e saprolíticos, embora haja alguns afloramentos mais preservados (p.ex. ponto MBS-086 (Anexo 1). Estas rochas encontram-se sotopostas às rochas paraderivadas alóctones que afloram na porção leste do mapa.

A unidade corresponde a um biotita-anfibólio gnaisses com *boudins* de anfibolitos decimétricos a métricos e diversos veios centimétricos de composição granítica, microgranítica e pegmatítica (Fig. 10).

Os biotita-anfibólio gnaisses são rochas escuras com granulação média, geralmente foliada, algumas vezes bandada. É leucocrática (IC entre 15 e 20%). Os corpos anfibolíticos são rompidos na forma de *boudins*, entre os quais muitas vezes há preenchimento por material leucossomático de composição K-feldspática (pegmatitos),

com também quartzo e, em quantidades mínimas, biotita (Fig. 11). Muitas vezes são substituídos por clorititos devido ao metamorfismo, como se pode observar em diversos saprólitos aflorantes ao longo da BR-101 (Anexo 2).

A mineralogia inclui plagioclásio (20-36%), K-feldspato (18-30%), anfibólio (10-15%), quartzo (10-15%) e biotita (10-15%).

Já os anfibolitos são compostos principalmente por hornblenda (50-70%) e plagioclásio (30-50%) (Fig. 13).



Figura 10: Aspecto de campo do biotita-anfibólio-gnaiss. Observa-se bandamento composicional. O padrão circular é efeito da erosão em dobras isoclinais, pois as rochas tem foliação aproximadamente paralela à superfície do lajedo.



Figura 11: Afloramento em lajedo com *boudins* de anfibolito (a) em meio ao biotita-anfíbólio-gnaíse (g). Níveis pegmatíticos bordejam estes *boudins*. Ponto MBS-086.



Figura 12: Amostra macroscópica de um *boudin* de anfibolito de granulação fina intercalado na unidade do biotita-anfíbólio gnaíse. Amostra MBS-069.

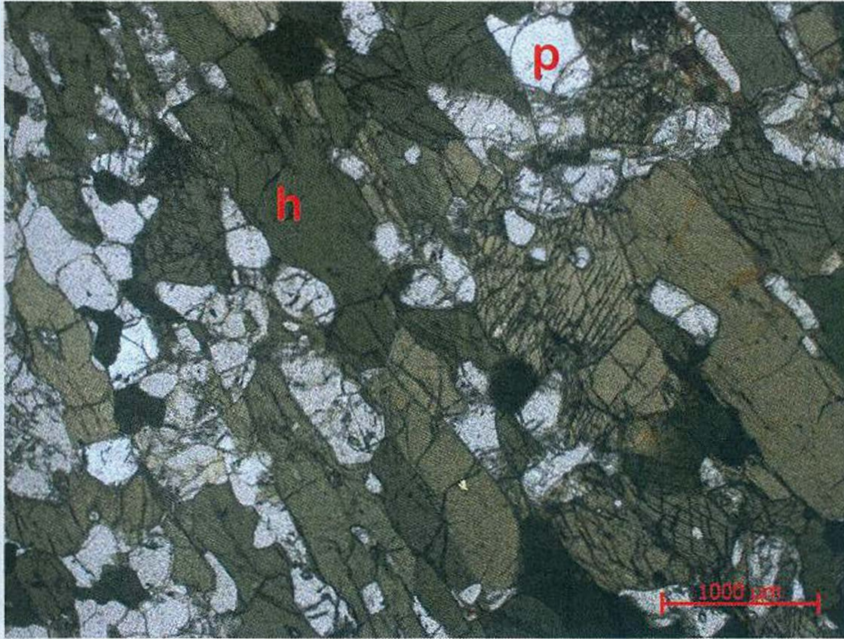


Figura 13: Fotografia de lâmina delgada da unidade anfibolítica em lentes no biotita-anfíbólio gnaiss. A rocha apresenta anfíbólio (a) e plagioclásio (p). Nicóis paralelos. MBS-069.

7.2 Gnaiss Monzogranítico

Trata-se de gnaiss geralmente de granulação média, com índice de cor entre 13 e 15%, sendo classificado como leucocrático. Ocorre na maioria dos afloramentos como saprólito, mas também há ao menos duas ocorrências em lajedos bem preservados (Pontos 207 e 208). A textura pode ser ora equigranular, ora porfiroblástica, com cristais de feldspato que atingem até 4 centímetros (Fig. 14).

A mineralogia inclui K-feldspato (30-40%), quartzo (15-25%), plagioclásio (12-25%) e biotita (13-15%) como essenciais e magnetita e allanita como acessórios. Trata-se de uma rocha fracamente foliada, com biotita em palhetas isoladas. Alguns níveis de composição mais quartzosa também são comuns.



Figura 14: Amostra de mão do gnaiss monzognanítico, mostrando os leitons descontínuos de biotita e os cristais de feldspato. Amostra MBS-207.

7.3 Gnaiss hololeucocrático

Ortognaisse de ampla distribuição no mapa, ocupando sua porção leste, constitui a principal litologia e atinge as maiores altitudes da serra que aflora na área de estudo. Constitui afloramentos principalmente na forma de lajedos e blocos que podem alcançar dimensões decamétricas. Trata-se de uma rocha clara, de tonalidade bege a levemente rosada, geralmente fresca.

A rocha é pouco foliada e às vezes isotrópica, com textura ígnea bem preservada e hololeucocrática (IC entre 4% e 7%) de granulação média a grossa.

A foliação incipiente é marcada por palhetas isoladas de biotita e alguns cristais isolados de microclina. Em algumas porções mais deformadas, próximas ao contato por empurrão com o paragnaisse ou em pequenas zonas de cisalhamento, a granulação pode chegar à fina e a foliação se tornar mais aparente (Fig. 15).

A composição é quartzo-sienítica, com os minerais essenciais representados por: microclina (45-60%), plagioclásio (20-30%), quartzo (10-20%) e biotita (4-7%); acessórios incluem magnetita, allanita e granada (Fig. 16). A allanita exibe típicos halos de cor de caramelo, oriundos do decaimento radioativo, nas amostras de mão.

Em meio a uma larga faixa de gnaiss hololeucocrático, observa-se um afloramento de biotita-anfibólio gnaiss (Ponto MBS-086; ver Anexo 2), interpretado como um xenólito no gnaiss hololeucocrático.

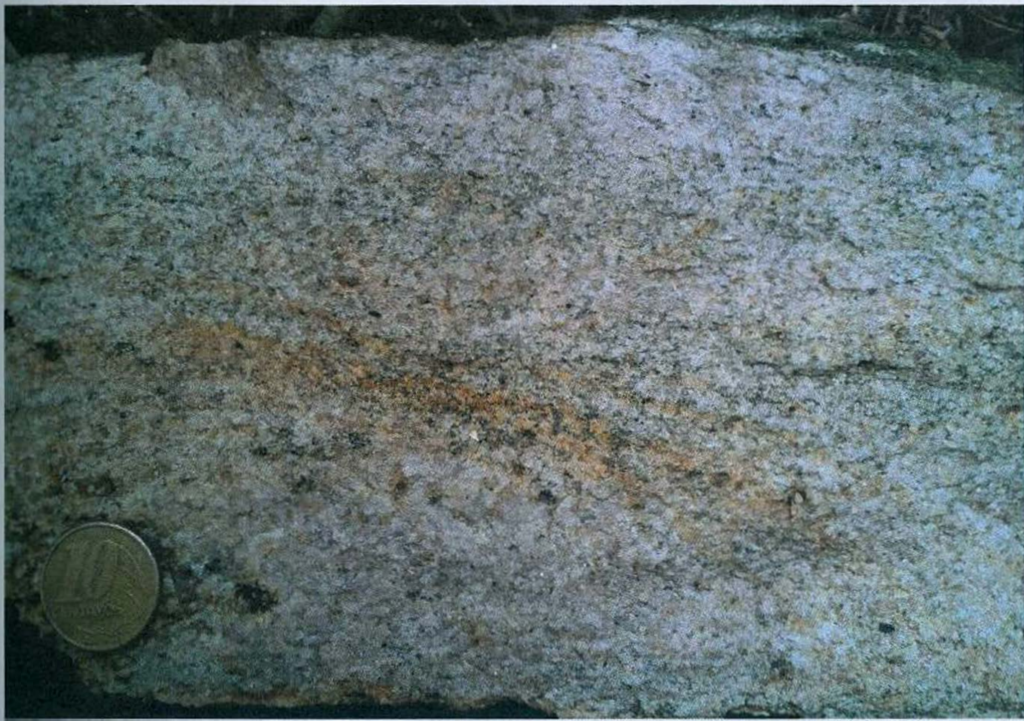


Figura 15: Aspecto macroscópico da porção em que o gnaiss hololeucocrático está mais foliado. Ponto MBS-166.



Figura 16: Gnaiss hololeucocrático com cristais de magnetita (m) e allanita (a), esta última com halos de decaimento radioativo de cor caramelo (Amostra MBS-062-C).

7.4. Rochas paraderivadas

Os afloramentos de paragneisses/xistos tendem a produzir escarpas mais rugosas e íngremes, que permitem muitas vezes observar a foliação a distância.

Esta unidade compreende rochas paraderivadas metamorfoseadas na fácies anfíbolito alto a granulito. Inclui sillimanita-(granada)-biotita gnaisses com intercalação de rochas calcissilicáticas, muscovita-quartzitos, quartzitos feldspáticos e rochas granadíferas; estas com espessuras centimétricas a métricas.

Nos sillimanita-(granada)-biotita gnaisses, a granulação é fina a média, com textura granular e subordinadamente xistosa. O teor de biotita nestas rochas varia de 15 a 30%, podendo ser maior no melanossoma dos níveis em que há maior fusão (formação de pegmatitos). Estas porções fundidas têm granulação mais grossa e apresentam teor maior de ortoclásio no leucossoma e biotita no melanossoma (Fig. 17).

A mineralogia básica inclui, além da biotita, ortoclásio (25-40%), quartzo (25-30%), microclina (10-15%) e plagioclásio (5-10%), com os acessórios diopsídio, zircão, titanita e apatita. Os feixes de sillimanita fibrolítica são observados em escala de afloramento, podendo atingir até 50 cm em alguns casos (Fig. 18), ou somente em lâmina, em feixes localizados (Fig. 19a). Os cristais de granada nem sempre são observados e têm dimensões variáveis, de submilimétricas a centimétricas, sendo normalmente xenomórficos e às vezes estirados segundo a foliação principal (Fig. 19b).

Diversas gerações de veios sienograníticos de granulação fina (ortoclásio, plagioclásio, quartzo e biotita; IC= 4%), além de diversos corpos pegmatíticos, tanto concordantes quanto discordantes da foliação principal do paragneisse ocorrem em várias gerações (Fig. 20).



Figura 17. Porção fundida do sillimanita-granada-biotita gnaiss, de granulação mais grossa foliação incipiente. Ponto GB-016 (MBS-047).

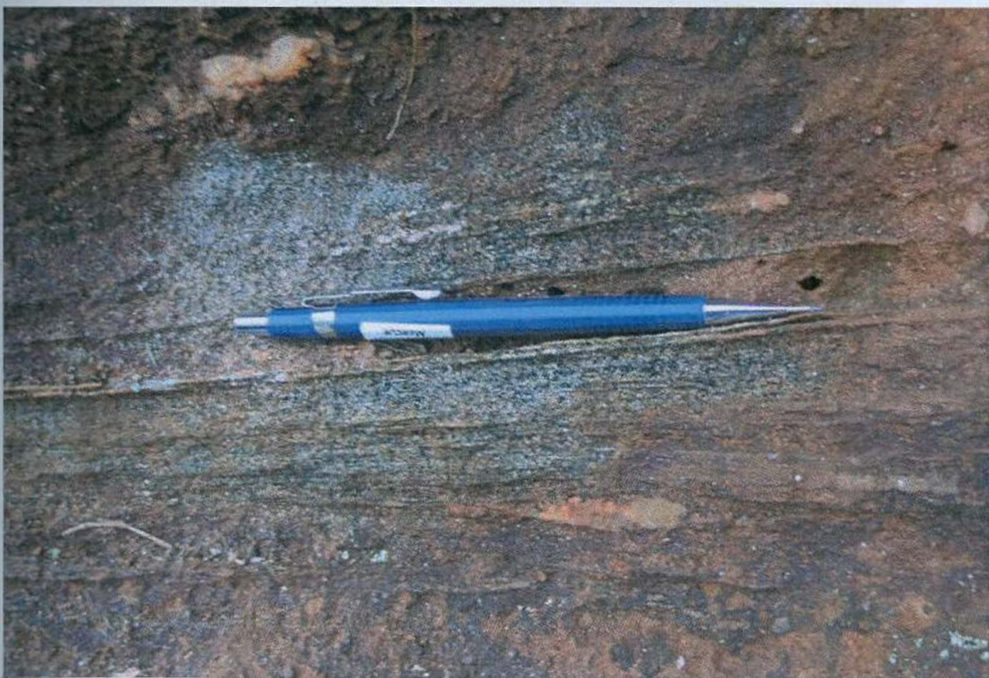


Figura 18. Feixes de sillimanita-granada-biotita gnaiss que podem atingir valores decimétricos em alguns afloramentos. Ponto MBS-061.



Figura 19: Lâmina petrográfica do sillimanita-granada-biotita gnaiss com feixes de sillimanita fibrolítica (a) e granadas xenoblásticas estiradas(b). Amostra MBS-050.



Figura 20: Veios ou injeções de microgranitos (dobrados, discordantes) e diversas gerações de pegmatitos podem ser vistos cortando os sillimanita-(granada)-biotita gnaisses.

As rochas calcissilicáticas intercaladas nesta unidade são finas e pouco foliadas, apresentando comumente diopsídio, (titano-)augita, microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita e granada como essenciais e actinolita, hornblenda, escapolita (meionita), magnetita, rutilo, apatita, zircão e carbonatos como acessórios. Finas camadas de até 5 mm de espessura de rochas granadíferas (com basicamente granada, biotita e feldspato) dentro do pacote maior de rochas calcissilicáticas são comuns. Há basicamente dois tipos de rochas calcissilicáticas: uma delas é média, com mais quartzo e menos biotita (Fig. 21, 22 e 23); e outra muito fina, mais rica em granada e biotita, com menos quartzo (Fig. 24). O plagioclásio muitas vezes se encontra epidotizado. Carbonatos secundários ocorrem disseminados na rocha.

Os quartzitos são finos e ora se apresentam mais ricos em feldspatos (principalmente ortoclásio, mas também microclina), ora mais ricos em muscovita (Fig. 25, feldspático, e 26, moscovítico). Os muscovita-quartzitos são finos e às vezes ricos em granada. Nos quartzitos feldspáticos a granulação é média.

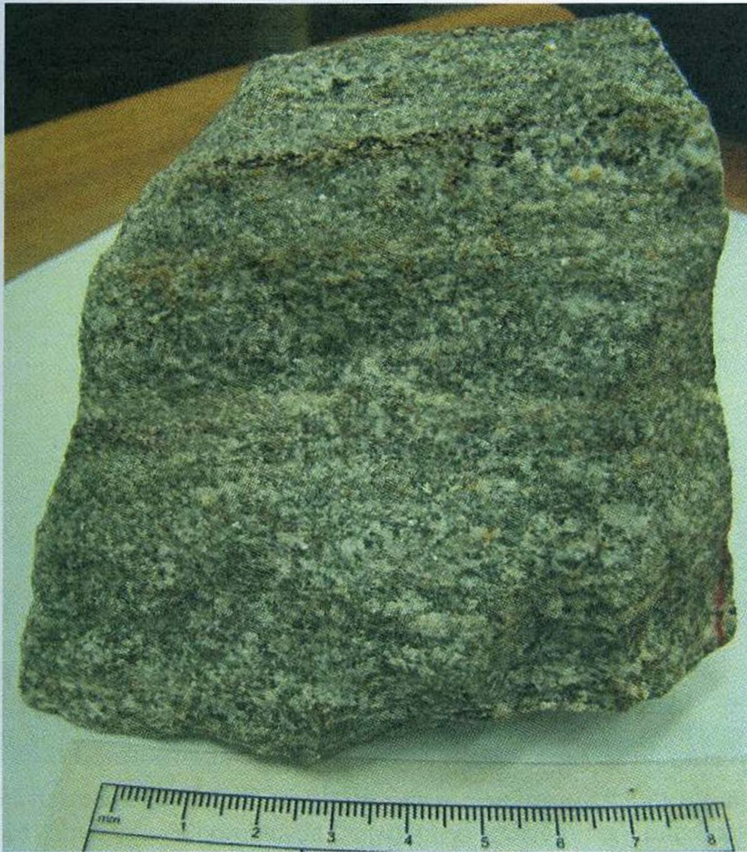


Figura 21: Rocha calcissilicática com níveis granadíferos (próximo ao topo). Escala em centímetros. Amostra MBS-013-D.

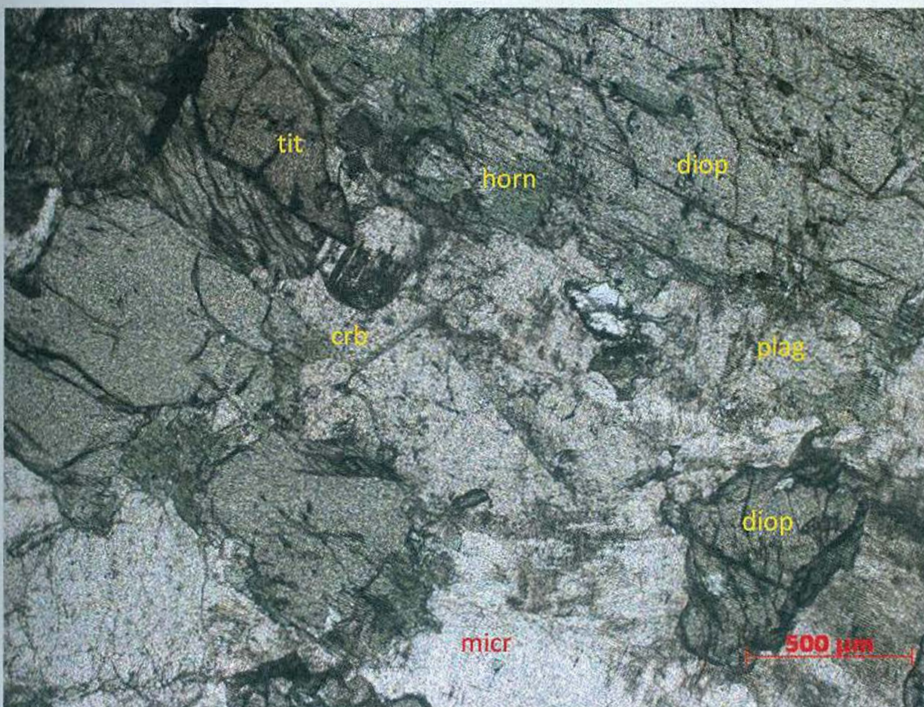


Figura 22: Lâmina delgada da rocha calcissilicática mais quartzosa. Titanita idiomórfica (tit), além de diopsídio (diop) com borda de hornblenda (horn), plagioclásio (plag), microclina (micr), carbonato (crb). Nicóis paralelos. Amostra MBS-013-D.

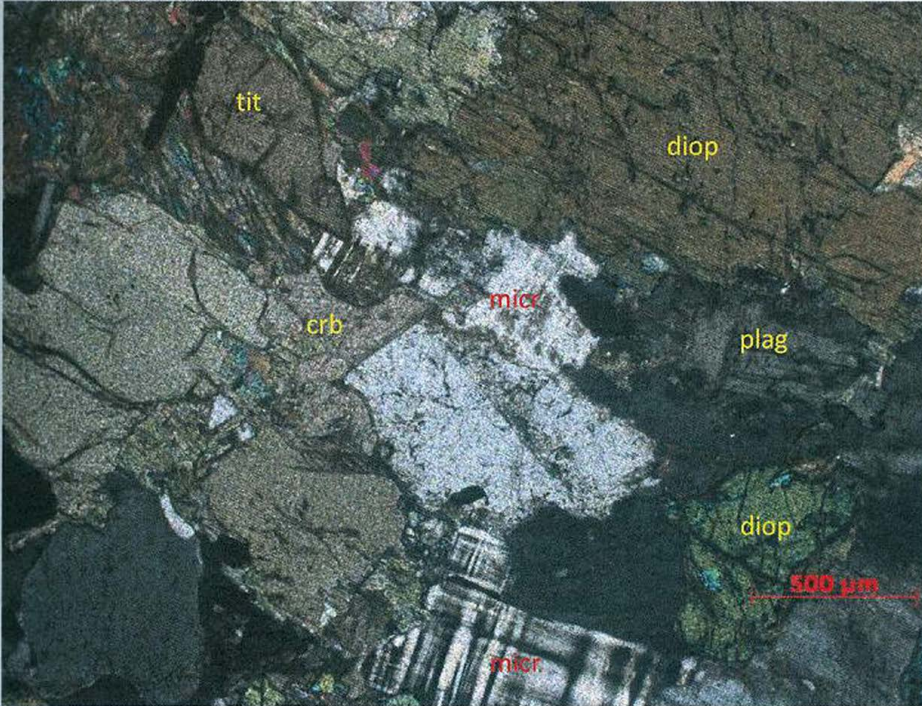


Figura 23: Lâmina delgada da rocha calcissilicática mais quartzosa. Titanita idiomórfica (tit), além de diopsídio (diop) com borda de hornblenda (horn), plagioclásio (plag), microclina (micr), carbonato (crb). Nicóis cruzados. Amostra MBS-013-D.



Figura 24: *Boudins* de rochas calcissilicáticas finas que resistiram à fusão do sillimanita-granada-biotita gnaiss, devido à sua composição mineralógica. Ponto MBS-047.



Figura 25. Aspecto de campo do quartzito feldspático. Cristais de acinzentados são de plagioclásio. Ponto MBS-074.

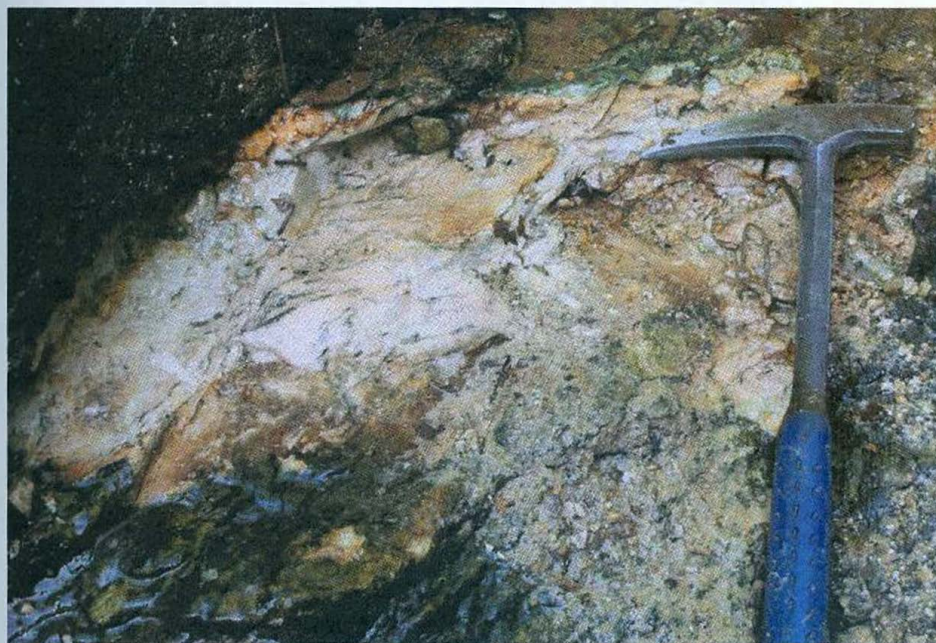


Figura 26: Aspecto de campo do muscovita-quartzito fino, rico em granada. Ponto GB-007.

7.5. Diques de Diabásio

Trata-se de uma rocha escura, observada bastante alterada a fresca, na porção oeste do mapa, às vezes com blocos *in situ* preservados pela percolação de óxido de manganês

em meio ao solo. À beira de uma estrada que segue da RJ- 142 até a estrada que beira o Rio Macaé a sul, próximo à ponte pênsil para pedestres que o atravessa, há uma pedreira *desativada em que se explorou diabásio (Ponto MBS-144)*. Trata-se do maior afloramento desta unidade.

A rocha é fanerítica, equigranular, isotrópica, ora glomeroporfirítica, com minerais em sua maioria entre 1 e 2 mm, *classificando-a como fina (Fig. 27)*.

Os minerais essenciais são: plagioclásio (50%), augita (35%) e hornblenda (10%). Acessórios são opacos, clorita, biotita, apatita e tremolita. Textura subofítica é relativamente comum (Fig. 28), assim como a glomeroporfirítica, com agregados de cristais de augita. Os cristais de plagioclásio são predominantemente euédricos de 0,2mm a 1,5mm, com considerável sericitização e caolinitização. Muitas vezes se encontram parcialmente inclusos nos cristais de augita e tremolita. Augita é incolor subédrica de 0,1 a 1,0mm, de aspecto quebradiço e bordas transformadas em tremolita e clorita.

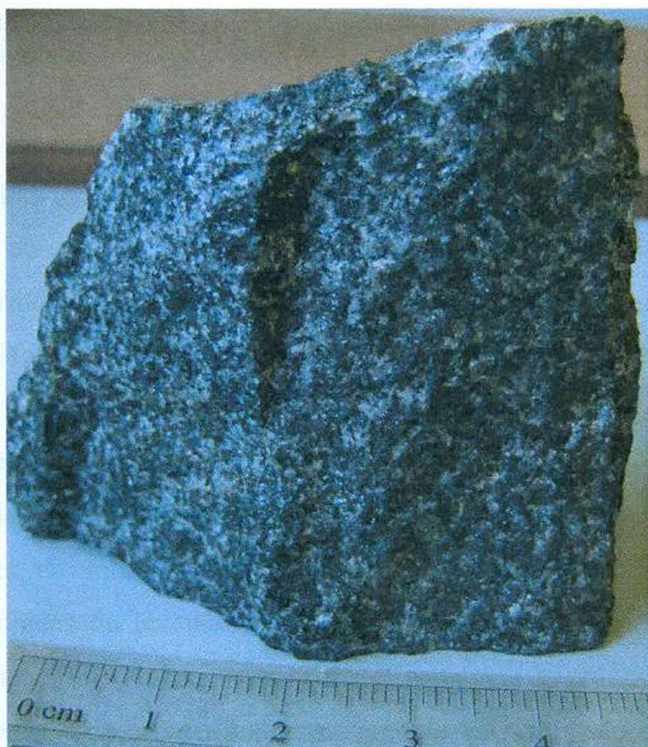


Figura 27: Amostra de mão do diabásio. Amostra MBS-028.



Figura 28: Seção em lâmina delgada do diabásio, composta basicamente por plagioclásio e augita. A textura subofítica é relativamente comum. Ponto MBS-028.

7.6. Diques de rochas alcalinas

Os diques de rochas alcalinas extremamente intemperizadas, saprolíticas, em afloramentos localizados principalmente na porção sul da área, geralmente observados em cortes de estrada. São observadas cores de alteração que variam de branco a ocre e rosado, muitas vezes em formas circulares. Alguns fenocristais de até 2 cm podem ser identificados localmente (Fig. 29c), especialmente nos diques mais espessos, possivelmente devido ao maior tempo de cristalização.

Discordantes da foliação principal (S2), os diques ocorrem com morfologias diversas (mais retilíneos ou levemente ondulados; Fig. 29a) e com espessuras variáveis (centimétricas a métricas), muitas vezes com afinamentos e espessamentos bruscos na escala de afloramento. Sua orientação é amplamente variável: não se vê um padrão de medidas estruturais, embora se possa constatar que não há *strikes* N-S.

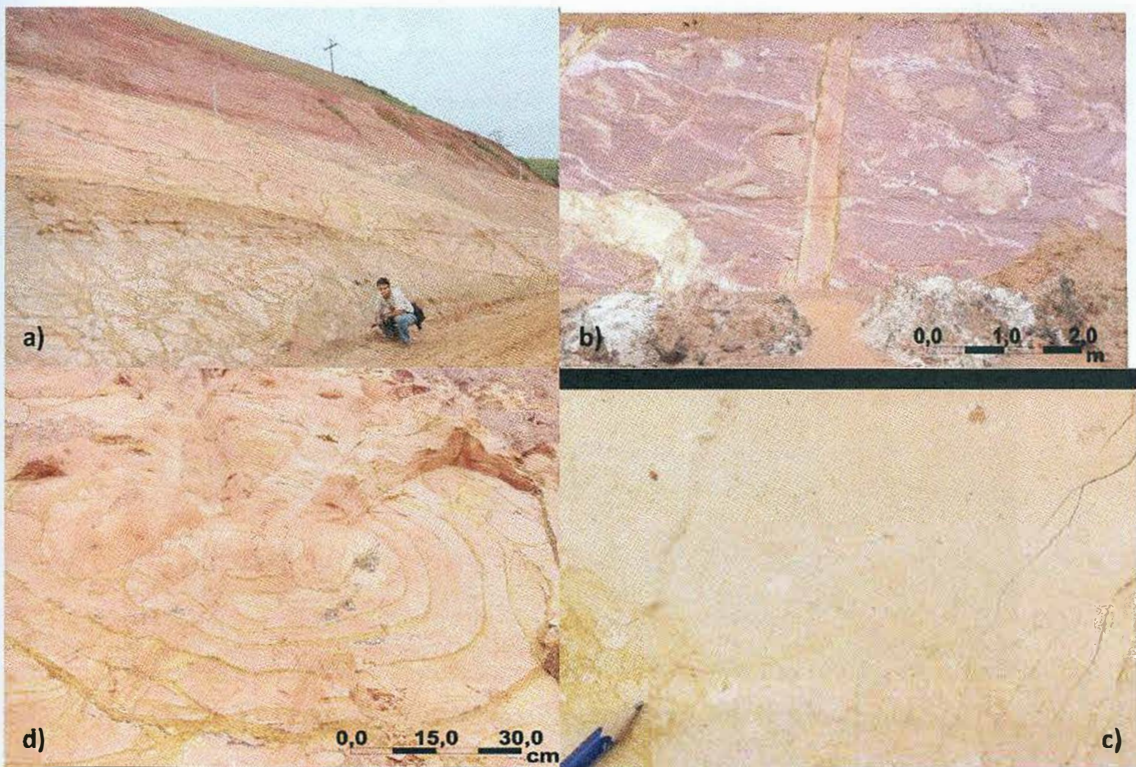


Figura 29: em sentido horário, observa-se: a) dique de rocha alcalina de mais baixo ângulo e escala métrica (MBS-062); b) de mais alto ângulo e escala decimétrica (MBS-100); c) fenocristais caolinitizados (MBS-101); d) alteração circular típica (MBS-062).

7.7. Sedimentos recentes

São sedimentos de leitos de rios, principalmente inconsolidados e de granulometria amplamente variável, de argila a blocos decamétricos, ao longo de cursos fluviais em diversas bacias de drenagem, principalmente no sul e leste da área, onde o relevo é mais arrasado, à exceção do Rio Macaé a norte, onde se extrai areia, inclusive.

São importantes as drenagens: Rio Dourado, Córrego Seco, Rio D'Anta, Córrego dos Muris e Rio do Veado. Há também diversos depósitos de tálus adjacentes às encostas das serras e colúvios não mapeáveis na escala do mapa.



Figura 30: Colúvio com *stoneline* observado próximo ao ponto MBS-077.

8. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Este capítulo destina-se à descrição das estruturas observadas nas rochas da área mapeada. Todas as unidades litológicas, à exceção dos diques e dos sedimentos, apresentam estruturas deformacionais dúcteis atribuídas ao evento tectono-metamórfico que consolidou a Faixa Ribeira.

Estas estruturas foram atribuídas a três fases de deformação associadas a um metamorfismo de alto grau, justificado pela assembleia mineralógica e ocorrência de migmatitos.

As estruturas das duas primeiras fases de deformação têm geometria e estilo deformacional semelhante. O que permite individualizá-las é a presença de dobras intrafoliais na foliação principal (S_2), o que implica em pelo menos uma foliação pretérita (S_1) redobrada. As estruturas das fases D_1 e D_2 são quase sempre concordantes e devem provir de um mesmo regime compressivo dúctil e progressivo.

A foliação principal S_2 é contínua, penetrativa, geralmente de fácil identificação, definida pela orientação preferencial dos minerais e/ou pelo bandamento composicional de gnaisses e xistos. As medidas de foliação S_1/S_2 foram agrupadas por serem concordantes e relacionada ao mesmo evento. No estereograma (Fig. 31) é possível observar que a foliação S_1/S_2 tem uma direção predominante preferencial NE-SW com mergulhos de médio a alto ângulo, mas é possível dividi-los em dois grandes grupos. Um deles apresenta mergulho de médio ângulo para ESE e o outro também apresenta mergulhos de médio ângulo principalmente para S, com variações para SSE e SSW. Estas medidas são paralelas ao *strike* dos principais contatos entre o ortognaisses e os paragnaisses (empurrões inferidos, descritos a seguir; Anexo 1).

Algo importante de se frisar é que S_1/S_2 comumente equivalem à superfície do bandamento composicional de diversos litotipos, logo é subparalela ao acamamento sedimentar original (S_0), observado principalmente nas intercalações quartzito/sillimanita-gnaisses.

Lineações de estiramento mineral, observadas raramente em quartzitos e nos sillimita-gnaisses, ocorrem na foliação S_2 , geralmente paralelas ao mergulho para S (*down-dip*).

Foram identificados *boudins* dentro da foliação S_1/S_2 , tais como anfíbolitos presentes nos biotita-anfíbólio-gnaisses e rochas calcissilicáticas dentro dos sillimanita-(granada)-biotita gnaisses. Muitas vezes o *neck* entre os *boudins* é preenchido por materiais

leucossomáticos originados por fusão parcial, como pegmatitos, no caso dos ortognaisses, e porções com K-feldspato, quartzo e granada, no caso dos paragnaisses.

A foliação S_2 pode ser vista dobrada, relacionada a uma terceira fase de dobramento D_3 e evidenciada por dobramento nos *boudins* (Fig. 32, 33) e crenulações (Fig. 34) em sillimanita-(granada)-gnaisses. Em escala de mapa, a curvatura o contato do embasamento (rocha hololeucocrática) com as rochas paraderivadas poderia estar relacionada a grandes dobras desta fase tardia (Anexo 1).

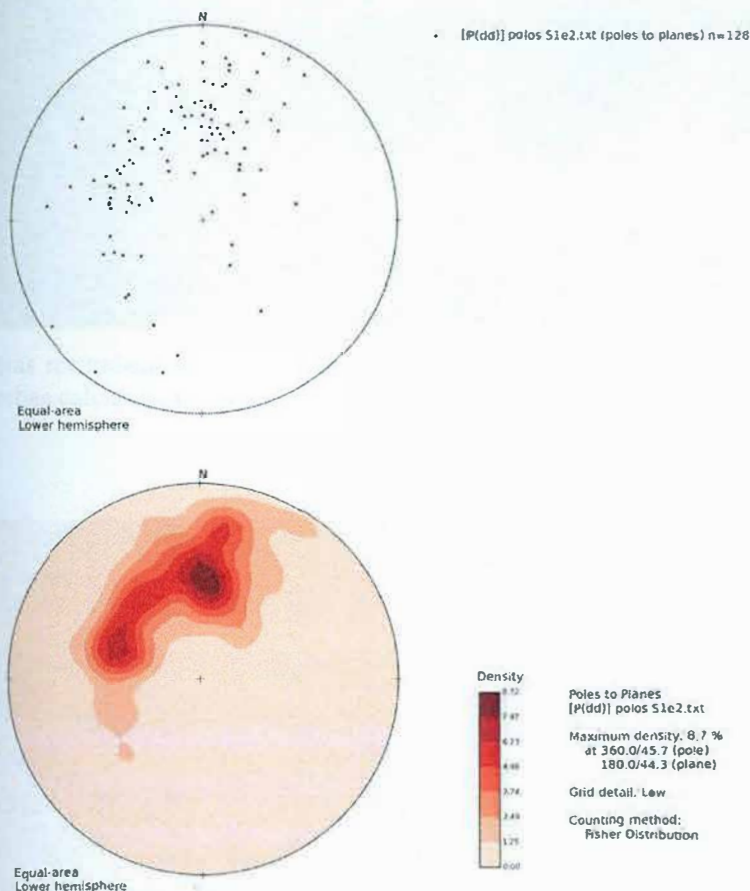


Figura 31: Estereograma e diagrama de densidades com todas as 128 medidas da foliação principal $S_{1/2}$ da área mapeada (polos).

8.1. Estruturas rúpteis mais recentes

Todas estas unidades mais antigas são recortadas por falhas e fraturas além de diques de diabásio e de rochas alcalinas. Os primeiros têm um *strike* NE-SW e são subverticais, enquanto que os últimos têm atitude muito variável, sem um padrão definido.



Figura 32: Dobras recumbentes em sillimanita-(granada)-biotita gnaiss geradas em D_3 , dobrando *boudins* com rochas calcissilicáticas gerados em D_2 . Ponto MBS-142.



Figura 33: Saprólito do biotita-anfibólio-gnaiss com *boudins* dobrados. Ponto MBS-096.



Figura 34: Crenulação no saprólito de sillimanita-(granada)-biotita gnaiss. Ponto MBS-085.



Figura 35: Sillimanita-biotita gnaiss fino com veios pegmatíticos sin-D₂ e pós-D₂. Ponto MBS-183.

9. DISCUSSÕES

A partir dos estudos de campo e petrográficos, foi possível dividir a área de trabalho em sete grandes unidades de mapeamento e estabelecer uma sequência estratigráfica para as mesmas. Três destas unidades constituem ortognaisses do embasamento cristalino e o uma unidade paraderivada. Estas quatro unidades sofreram metamorfismo sob a fácies anfibolito superior a granulito, como se evidencia pela paragênese mineral e outros aspectos observados.

Dentro do mapa produzido, as rochas mais antigas são ortognaisses, interpretados neste trabalho como embasamento cristalino da sequência metassedimentar, conforme trabalhos anteriores na região. Seu protólito ígneo é evidenciado por sua textura original preservada (ocorrência de fenocristais, etc.), composição mineralógica e homogeneidade. Embora não haja relação de corte entre os ortognaisses, o afloramento de biotita-anfibólio gnaiss em meio à unidade hololeucocrática de grande distribuição espacial pode ser interpretado como um xenólito devido ao seu posicionamento. Os ortognaisses da área de estudo (anfibólio-biotita gnaiss, gnaiss monzogranítico e gnaiss hololeucocrático) devem pertencer ao Complexo Região dos Lagos (Fonseca *et al.*, 1989), descrito por Schmitt *et al.* (2008b) como granitoides de composição tonalítica a sienogranítica associados a corpos anfibolíticos com deformação variada, de idade paleoproterozoica para o protólito (2,0-1,95 Ga; Schmitt *et al.*, 2004).

Os gnaisses monzograníticos, os hololeucocráticos de composição quartzo-sienítica mapeados e os biotita-anfibólio-gnaisses de composição na área de estudo devem corresponder a Unidade Região dos Lagos definida por Schmitt *et al.* (2004), de composição predominantemente monzogranítica e subordinadamente sienítica, quartzo-monzonítica e granodiorítica. Já as *boudins* anfibolíticas (dos biotita-anfibólio gnaisses) são correlacionadas a esse mesmo tipo de ocorrência na Suíte José Gonçalves (Folha Cabo Frio, Pronageo, 2009, anteriormente denominado Unidade Forte São Mateus).

Com base neste trabalho de mapeamento, as relações estratigráficas entre os gnaisses indica que o biotita-anfibólio-gnaiss devem ser a unidade mais antiga, o gnaiss monzogranítico é a intermediária e gnaiss hololeucocrático é a mais nova. No entanto, estas relações não são muito claras, sendo necessário que se realizem mapeamento mais detalhados dos seus contatos, geoquímica e datações.

O gnaiss leucocrático a leste e o monzogranítico a sul estão sobrepostos a uma sequência de paragnaisses.

A despeito de diversos trabalhos que têm sido publicados, não se pôde individualizar na área de trabalho duas unidades de paragneisses (biotíticas). Observa-se uma única grande unidade representada por sillimanita-(granada)-biotita gnaisses que apresentam poucas variações mineralógicas e texturais significativas, sendo essencialmente gnaisses finos e localmente grossos, nas porções em que há fusão, e xistosos, em porções com mais biotita. As intercalações destas rochas com quartzitos e rochas calcissilicáticas, observadas por Schmitt *et al.* (2004), também são observadas.

As rochas paraderivadas são principalmente biotita gnaisses e xistos, que pressupõem origem pelítica, com diversas intercalações de rochas quartzíticas, calcissilicática e feldspáticas sugerem um ambiente marinho raso, plataformar ou em *back-arc*. De acordo com Valladares *et al.*, 2008 e Schmitt *et al.*, 2004, estes sedimentos foram depositados numa bacia neoproterozoica.

A inversão do contato entre ortogneisse e paragneisse comprova que depois da sedimentação da bacia, as duas unidades sofreram deformação num estado dúctil relacionado a um evento tectônico. Esta inversão estratigráfica pode ser explicada por pelo menos duas alternativas: inversão por empurrão ou inversão por dobramento. Neste trabalho, optou-se pela alternativa dos empurrões, devido aos argumentos expostos abaixo:

- i) Não há relações de corte entre os ortogneisses e os paragneisses que possam levar a crer que as rochas ortoderivadas são intrusivas em relação às paraderivadas, embora haja corpos micrograníticos, pegmatíticos e veios de quartzo sin e pós-D3;
- ii) Afloramento dos ortogneisses em uma serra de proporções tão grandes gerada pela erosão de charneira de dobra dificilmente seria produzido por dobramentos de baixo ângulo observados durante a fase D3;
- iii) A estratigrafia invertida, como evidenciado pela foliação D2;
- iv) Aspectos geomorfológicos, como as escarpas íngremes;
- v) Diversos outros autores trabalhando na região corroboram a ideia de um embasamento alóctone sobreposto a uma unidade paraderivada.

O empurrão que sobrepôs embasamento à sequência metassedimentar não deve ter produzido rejeito muito extenso, já que a mesma rocha que aflora na sequência parassedimentar alóctone aflora na autóctone; na porção NE do mapa a primeira superpõe diretamente esta última, inclusive.

As três fases de deformação identificadas podem ser relacionadas à Orogenia Búzios e associadas a um metamorfismo de alto grau, corroborado pela assembleia mineralógicas, ocorrência de migmatitos e diversos níveis de fusões metamórficas.

As fases D1 e D2 são correlatas às fases D1 e D2, propostas por Schmitt *et al.* (2004) no contexto da Orogenia Búzios, com foliações e lineações minerais de médio ângulo associadas a um empurrão NW-SE *trend* NW-SE. As dobras geradas em D3 devem estar relacionadas a uma fase de deformação tardia a posterior à instalação do empurrão, provavelmente gerando a curvatura do contato entre o gnaiss hololeucocrático e o paragneiss. Não se descarta a possibilidade de também ter gerado os contatos curvos entre o biotita-anfibólio gnaiss e paragneiss.

Schmitt *et al.* (2004) propõem que as estruturas estromáticas associadas a S1 e S2 nos orto e paragneisses do Domínio Tectônico do Cabo Frio são contemporâneas ao pico de metamorfismo, em condições de 9 kbar e 780 °C. As rochas metassedimentares presentes na região apresentam sillimanita em equilíbrio com K-feldspato, com ausência de muscovita e presença de leucossomas, demonstrando que as rochas devem estar próximas à transição anfibolito-granulito.

Por fim, após a estabilização do orógeno, esforços distensivos produzem falhas e fraturas NE-SW, pelas quais intrudem os diques de diabásio aflorantes na porção oeste do mapa (Anexo 1), relacionados aos Enxame de Diques da Serra do Mar de Comin-Chiaramonti *et al.* (1983), comumente associados à abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo. Os diques de rochas alcalinas aflorantes na porção sul e sudeste do mapa são associados ao magmatismo mesozoico/cenozoico associado à Província Serra do Mar de Almeida (1983). Vale ressaltar que a porção SE do mapa é aquela que tem maior proximidade com o Morro de São João, importante plúton alcalino.

Propõe-se neste trabalho a seguinte sequência de eventos:

- a) Deposição, em uma bacia neoproterozoica, de sedimentos de origem marinha rasa, plataformais ou de *back-arc* sobre um embasamento cristalino.
- b) Fechamento da bacia e devido a esforços compressivos regionais na forma de empurrões que colocam o embasamento cristalino sobre as rochas supracrustais por falhamento reverso. Neste período, estes dois tipos de rochas sofrem metamorfismo e deformação dúctil/rúptil;
- c) Estabilização do orógeno;
- d) Esforços distensivos produzem uma série de falhamentos NE-SW e permitem a instalação de diques de diabásio;

- e) Magmatismo alcalino produz diques alcalinos;
- f) Ação intempérica dos rios, ventos, chuva, etc. geram denudação das rochas aflorantes e produzem sedimentos depositados em vales de rios, encostas de serras, etc.

10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir do mapeamento, petrografia e associação com as referências bibliográficas sobre a área estudada, definiram-se na mesma sete unidades de mapeamento. Três delas são ortognaisses, cuja posição temporal ainda não é totalmente clara, em especial a rocha hololeucocrática. No entanto, se considera que façam parte do embasamento cristalino paleoproterozoico correlacionado ao Complexo Região dos Lagos, sobre o qual um pacote de rochas paraderivadas se estabelece.

A despeito de diversos trabalhos que individualizaram dois pacotes de rocha (Grupos São Fidélis e Búzios-Palmital), associados a dois terrenos tectonoestratigráficos (Terreno Oriental e ao Domínio Tectônico do Cabo Frio) na área mapeada foi observada somente uma unidade paraderivada. Trata-se de um gnaisse de origem sedimentar predominantemente pelítica com intercalações de rochas calcissilicáticas e quartzitos, sendo associada a bacias de *back-arc*, fundo oceânico ou plataforma continental. Estas foram fechadas por um evento tectônico que deformou e metamorfozou embasamento e rochas supracrustais, produzindo paragnaisses e ortognaisses. Após a estabilização deste continente houve tectônica distensional que gerou estruturas rúpteis e permitiu o *emplacement* de diques de diabásio e de rochas alcalinas. Por fim, houve sedimentação recente em leitos de rios, encostas de serras, etc.

As principais contribuições do trabalho consistem na identificação de uma grande porção de ortognaisse não identificada em trabalhos anteriores sobre a região e na individualização de somente uma unidade paraderivada, diferentemente da bibliografia mais difundida sobre a região.

Para dar continuidade ao trabalho, sugere-se realizar um mapeamento mais detalhado com o objetivo de melhor definir os contatos entre as unidades, buscando evidências para a existência dos empurrões inferidos neste trabalho, e datação das rochas hololeucocráticas, para sua definição temporal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aires J.R.; Motoki A.; Motoki K.F.; Motoki D.F.; Rodrigues J.G. 2012. Análises geomorfológicas do Platô de Teresópolis e da Serra do Mar, RJ, com o auxílio de seppômen e ASTER GDEM e sua relação aos tectonismos cenozoicos. Anu. Inst. Geocienc. vol.35 no.2 Rio de Janeiro Dec. 2012.
- Almeida, F.F.M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia Mineral. 1967. DNPM, Rio de Janeiro, **241**:1-36.
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. *In: The Oceans Basins and Margins* (Nairn & Stelli, Eds.), **1**:411-446.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* **17**: 1-29.
- Almeida, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo: SBG, v.13, **3**:139-158,1983.
- Almeida, F.F.M., 1989. Magmatic occurrences of post-Permian age of South American Platform. *Boletim de Geociências da USP – Série Científica*, **20**: 71-85.
- Almeida, F.F.M., Silva, L. G. E.; Avelar, A. S. Coluna tectonoestratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal: SP. 1991. *In: ATAS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, São Paulo, **2**, , 1991. p. 509 - 517.
- Almeida, F.F.M. *et al.* 2000. The origin and evolution of the South American Platform *Earth-Science Reviews* **50**: 77-111.
- Britto Neves, B.B. Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*. **22**(3).
- Comin-Chiaramonti, P. Gomes, C.B., Piccirillo, E.M., Rivalenti, G., 1983. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neus. Jahr. Miner. Abh.* **146**, 133-150.
- Cordani, U.G.; Amaral, G. C. & Kawashita, K. 1973. The Precambrian Evolution of South America. *Geol. Rund.*, **62**(2): 309-317.
- De Wit, M.J., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption Geological Society, London, Special Publications 2008; v. 294; p. 399-412

- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Farias Vlach, S.R., Vasconcelos, P.M., Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research* Volume 189, Issues 3–4, September 2011, Pages 263–291
- Folha Casimiro de Abreu (Geraldes M.C., Heilbron M., Pascutti A.H.F.G., da Silva T.M., Meneses P.T., Valladares C.S., Almeida J.C.H., Duarte B.P., Tupinambá M., Nogueira J.R., Valeriano C., Silva L.G.E., Schmitt R., Ragatky C.D., Nummer A.R., Valente S.C., Dios F.B., Pamplona M.D., Silva M., Saliba F., Mello F.M., Palermo N., Mello R.P., Guimarães P.V., Silva F.L, 2012. *Geologia e recursos minerais da folha Casimiro de Abreu SF.23-Z-B-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Mauro Cesar Geraldes... [et al.]; organizador Luiz Carlos da Silva. Belo Horizonte: CPRM.*
- Fonseca, M. J. 1998. Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro. 1:400.000 Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro.
- Fonseca M.J.C. 1989. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 1, Atas, p.132-133.
- Geraldes M.C., Heilbron M., Pascutti A.H.F.G., da Silva T.M., Meneses P.T., Valladares C.S., Almeida J.C.H., Duarte B.P., Tupinambá M., Nogueira J.R., Valeriano C., Silva L.G.E., Schmitt R., Ragatky C.D., Nummer A.R., Valente S.C., Dios F.B., Pamplona M.D., Silva M., Saliba F., Mello F.M., Palermo N., Mello R.P., Guimarães P.V., Silva F.L, 2012. *Geologia e recursos minerais da folha Casimiro de Abreu SF.23-Z-B-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Mauro Cesar Geraldes... [et al.]; organizador Luiz Carlos da Silva. Belo Horizonte: CPRM.*
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Teixeira, W., Thomáz Filho, A. 2005. K-Ar and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of dykes emplaced in the on-shore 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. 371-182.
- Hasui, Y., 2010. A grande colisão Pré-Cambriana. São Paulo, UNESP, *Geociências* 29 (2), 141-169.
- Gray D.R.; Foster D.A.; Meert J.G.; Goscombe, B.D. Armstrong, R.; Trouw, R.A.J.; Passchier, C.W. 2008. A Damara Orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 294, no. 1, pp. 257-27.

- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, m>, Rogers, N.W., 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantica *In* Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. Magmatism and the causes of continental break-up: Special Publication of the Geological society of London, 221-240.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N., 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4), 249–266.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U., Talwani M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins—Geophysical Monograph 115*. American Geophysical Union, pp. 1–32.
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira belt SE Brazil. *Precambrian Research* 125, 87–112.
- TECTONIC EPISODES RELATED TO WEST GONDWANA AMALGAMATION IN THE RIBEIRA OROGEN (SE BRAZIL)
- Monica Heilbron; Claudio Valeriano; Miguel Tupinambá; Júlio Almeida; Beatriz Duarte; Claudia Valladares; Renata Schmitt; Mauro Geraldes; Célia D. Ragatky; Nely Palermo; Ambrosina Gontijo, 1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana Extended Abstracts, IGCP Project 478, Second Meeting, Brazil, October 2004
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Siga, O. & Trouw, R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publications, 294, 211-238.
- Kühn, A., Stuwe, K., Trouw, R.A.J. 2004. Metamorphic Evolution of the Ribeira Belt: Evidence from Outcrops in the Rio de Janeiro Area, Brazil. *Journal of Petrology* Volume 45 Number 11 Pages 2303–2323.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sorensen H., Woolley A.R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 252p.

- Marques, L.S., & Ernesto, M., 2004, O magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis, R. R., Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 200-202.
- Peternel R., Trouw R.A.J., Schmitt, R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozoicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 35(3):297-310.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):376-415.
- Schmitt R.S., 2001. Orogenia Búzios – Um evento tectonometamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 273p.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., 2003. Structural evolution of Cabo Frio Tectonic Domain during the Cambrian Búzios orogeny and its effects in the adjacent domains of the Ribeira Belt. II International Symposium on Tectonics and IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2003, Armação dos Búzios, RJ-Brasil. Expanded Abstracts of II IST/IX SNET, vol. 1. SBG Brazilian Geological Society, Rio de Janeiro, pp. 27–29.
- Schmitt, R.S., Pimentel, M.M., Van Schmus, W.R., Trouw, R.A.J., Armstrong, R.A., 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira Belt: new U–Pb data. IV South American Symposium on Isotope Geology, IV SSAGI, Salvador, Short Papers, vol. 1, pp. 294–297.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt — SE Brazil. *Precambrian Research* 133, 29–61.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.S., Medeiros, S.R., Dantas, E.L, 2008a. Age and geotectonic setting of Late Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira belt (SE Brazil) based on geochemistry and Sm–Nd data — Implications on Gondwana assembly. *Gondwana Research*, Volume 13, Issue 4, July 2008, Pages 502–515.

- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. and Passchier, C. W., 2008b. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. Geological Society, London, Special Publications, v. 294; p. 279-296. In: PANKHURST, R. J., TROUW, R. A. J., BRITO NEVES, B. B. & DE WIT, M. J. (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294, 279–296.
- Stanton N., Schmitt R.S., A. Galdeano, Maia M., Mane M., Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints, 2010. Tectonophysics, Volume 490, Issues 1–2, 15, Pages 15-27
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. Earth Science Reviews, 12:1-33.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.; Almeida, J.; Silva, L.G.E.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D.; Mendes, J.; Ludka, I. Geologia Da Faixa Ribeira Setentrional: Estado Da Arte E Conexões Com A Faixa Araçuai. Geonomos, V. 15, N. 1, P. 67-79, 2007.
- Tupinambá, M., Heilbron, M.; Valeriano, C.; Porto Jr, R., Dios, F.B., Machado, N., Silva, Eirado Silva, L., Almeida, J. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. Gondwana Research, 21:422-438.
- Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F., Heilbron, M., 2000b. Interference between the neoproterozoic Brasília and Ribeira belts, with special emphasis on high pressure granulites. Pre-congress field trip. In: Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 6–17August 2000. Field trip Bft 08, 45 pp.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Andreis, R. R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31 IGC, 287-310.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Tupinambá M. & Ribeiro A. 2011. The Ribeira and Brasília belts in the context of West Gondwana II. In: Gondwana 14, East meets West, Búzios, Fieldtrip guide PostGo-1. 42 p.
- Valença, Joel G. Rochas Alcalinas do Estado do Rio de Janeiro. Rev. Min. Metalurgia, Rio de Janeiro, ano 39, n. 366, 1975,

- Valença, S. C. Petrografia e geoquímica do enxame de diques do Rio de Janeiro, RJ. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38., 1994, Balneário de Camboriú. Anais... Balneário de Camboriú: SBG/DNPM/CPRM. v. 3, p. 167-169.
- Valladares, C.S., Machado, N., Heilbron, M., Duarte, B.P., Gauthier, G. 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS^{207Pb/206Pb} zircon ages. *Gondwana Research*, 13 p. 516-526.
- Williams H., Turner F., Gilbert C.M. 1982. *Petrography* (Second Edition). San Francisco, W.H. Freeman and Company. 626p.
- Yardley B.W.D. 1989. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 432 p.

Anexo 1 - Mapa Geológico

Autor: Maurício Bulhões Simon

Orientadores: Renata da Silva Schmitt
Everton Marques Bongioi

