

LUCAS BALSINI GARCINDO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ÁREA ENTRE BANANAL E
ARAPEÍ (SP)**

Trabalho de Conclusão de Curso
(Bacharelado em Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2013



Lucas Balsini Garcindo

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ÁREA ENTRE BANANAL E
ARAPEÍ (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador
PhD. Rudolph A. J. Trouw

Rio de Janeiro
Março de 2013

Lucas Balsini Garcindo

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ÁREA ENTRE BANANAL E
ARAPEÍ (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador
PhD. Rudolph A. J. Trouw

Aprovada em: _____
Por:

Dr. André Ribeiro

PhD. Everton Bongiolo

UFRJ
Rio de Janeiro
2013

*Há entre as pedras
e as almas
afinidades
tão raras
como vou dizer?
Elas têm cheiro
de gente
queira ou não queira
se sente:
têm esse poder
Pedra e homem
comovem
sobem e descem
e somem
e ninguém sabe bem
O homem desce do
dos céus
e a pedra nasce
de Deus
que tudo contém
Mas o templo eu faria assim
puro de uma pedra bruta
de uma fruta bem calada
diminuta furta-cor
de granito assim a cintilar
no seu olhar.*

(“Granito” de Antonio Cícero e João Bosco)

AGRADECIMENTOS

Às minhas filha e esposa pelo apoio em todos os momentos.

Aos meus pais, irmãos e minha família.

Ao Professor Claudio Limeira Mello, pelo incentivo no decorrer do curso, como amigo e orientador.

Ao Professor Renato Rodriguez Cabral Ramos, um grande geólogo e entusiasta da profissão.

Aos amigos que conheci durante esses anos no Diretório Acadêmico Joel Valença, em especial aos geólogos Ovídio Gonçalves Machado Junior, Rodolfo Reis de Paula, Tomas Miranda Lisboa, Hugo Henning Kussama, Bruno Lopes Gomes, Vitor Caputo... entre muitos outros.

Ao Tarcísio Raymundo de Abreu, do Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ.

Aos membros da banca examinadora, professores André Ribeiro e Everton Bongioio.

Ao Professor Rodrigo Vinagre por ter me apoiado durante uma campanha de campo e nas etapas em laboratório.

Ao Professor Rudolph Allard Johannes Trouw, pela oportunidade de aprendizado e orientação no decorrer desse trabalho de conclusão de curso.

RESUMO

GARCINDO, Lucas Balsini. MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ÁREA ENTRE BANANAL E ARAPEÍ (SP). 2013. xi, 64 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Faixa Ribeira é parte de um conjunto contínuo de cinturões móveis do Neoproterozoico ao início do Paleozóico, gerados entre 700 e 450 Ma, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. A estrutura crustal do segmento central da Faixa Ribeira é definida por dois grandes terrenos tectono-estratigráficos, denominados Ocidental e Oriental (Heilbron *et al.*, 1995). O escopo deste trabalho foi o estudo detalhado de uma área de transição entre o Complexo ou Terreno Embu e a a *Klippe* ou Terreno Paraíba do Sul, incluindo o lineamento do Rio Gavião. A área de mapeamento localiza-se entre os municípios de Bananal e Arapeí, no extremo leste do Estado de São Paulo, divisa com o Rio de Janeiro. Foram cartografados 134 afloramentos, de onde foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas das diferentes unidades de mapeamento. Os dados de campo e laboratório foram integrados no mapa geológico 1:50000, seções, análises petrográficas, estruturais e microtectônicas. As unidades de mapeamento são representadas por uma sucessão metassedimentar de médio a alto grau com corpos intrusivos ortoderivados pré a sin-colisionais. Foram divididas em: sillimanita-granada-biotita gnaiss, paragnaisse, hornblenda biotita gnaiss, ortognaisse porfirítico e granito gnaiss. As unidades paraderivadas encontram-se associadas a rochas calcissilicáticas, mármore, metaprecipitados químicos, quartzitos e anfibolitos. As estruturas possuem direção NE-SW predominante. Foram medidas 114 foliações e 32 lineações de estiramento em sua maioria; alguns eixos de dobras e planos axiais. Foram identificadas 3 fases de deformação: fase D₁ com foliação S₁ preservada entre planos da foliação principal S₂ dobrada por D₂; fase D₂ com ocorrência de dobras fechadas a isoclinais ou em bainha com foliação plano axial mergulhando para NW e lineação de estiramento paralelas aos eixos das dobras, e localmente zonas de cisalhamento subparalelas à foliação com transporte de topo para SW; fase D₃ com dobras abertas a fechadas ou em caixa e crenulações com planos axiais verticais a subhorizontais e eixos subparalelos aos eixos das dobras D₂. O pico de metamorfismo está associado à foliação principal D₂ pelas evidências de minerais sin a tardi-tectônicos característicos de um metamorfismo regional de alto grau. As rochas de protólito pelítico apresentaram a associação sillimanita, granada, K-feldspatos e plagioclásio em equilíbrio químico em condições de temperatura entre 650-750 °C e pressão litostática entre 5-7 kbar, nos campos de estabilidade relativos à facies anfibolito de média pressão. Na combinação entre os gráficos P-T para rochas pelíticas e máficas, observou-se a sobreposição dos campos de estabilidade em conjunto, resultando em um campo entre 650-750 °C, conforme observados no metamorfismo das rochas calcissilicáticas e mármore, concordando de certa forma com o campo de estabilidade das rochas de protólito pelítico. Esta combinação resulta em um metamorfismo de facies anfibolito alto de média pressão. A análise microtectônica identificou: a foliação principal como S₂; a biotita e muscovita de granulação muito fina que marca resquícios da foliação preservada S₁, foram interpretadas como sin-D₁ a tardi- D₁; a fase D₂ está bem representada pelo sobrecrecimento de sillimanita sin a tardi-D₂ em arcos poligonais na crenulação da foliação S₁, assim como paralelo a S₂; na fase D₃ é possível observar uma crenulação complexa, com microdobras em caixa redobrando S₂, com traços de planos axiais

variáveis. Não foram encontrados indícios de zonas de cisalhamento expressivas e nem ocorrência de milonitos que sustentem a hipótese de um contato tectônico no lineamento Rio Gavião. As unidades de mapeamento comportam-se contínuas de um lado a outro do lineamento em questão, com os mesmos tipos de rochas e estruturas, sendo interpretados como sendo pertencentes a uma mesma entidade tectônica.

Palavras-chave: Faixa Ribeira; Complexo Embu; Bananal

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE TABELAS.....	XIII
INTRODUÇÃO.....	14
OBJETIVOS.....	15
1. GEOLOGIA REGIONAL.....	16
1.1. Trabalhos anteriores – unidades litoestratigráficas.....	17
1.2. Deformação.....	20
2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	24
3. METODOLOGIA.....	25
4. GEOLOGIA LOCAL.....	26
4.1. Introdução.....	26
4.2 Unidades de mapeamento.....	27
4.3. Geologia estrutural.....	48
4.4 Metamorfismo.....	54
4.5 Microtectônica.....	60
CONCLUSÃO.....	64
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65
ANEXO I – Mapa Geológico entre Bananal e Arapeí (SP).....	67

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1- Mapa tectônico do sudeste brasileiro mostrando as principais unidades do setor central do Sistema Orogênico Mantiqueira e a localização da área de estudo (Heilbron et al., 2004). Legenda: 1) Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos; 2) rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3) nappes inferiores, 4) nappes superiores; Cráton do São Francisco (CSF): 5) embasamento, 6) Supergrupo São Francisco, 7) rochas metassedimentares do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 e 9) Terreno Ocidental (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), 10) Terreno Paraíba do Sul, 11) Terreno Oriental incluindo 12) arco magmático Rio Negro, 13) Terreno Cabo Frio, 14) Terreno Embu; 15) Orógeno Apiaí (Terreno São Roque). LTC – Limite Tectônico Central da Faixa Ribeira. Polígono indicando a localização da área de mapeamento de Eirado *et al.* (2006).....16
- Figura 2 – Mapa geológico da região da Serra da Bocaina e da Baía da Ilha Grande (RJ/SP), segmento central da Faixa Ribeira (Eirado *et al.*, 2006).....22
- Figura 3 – Perfil geológico-estrutural (Eirado *et al.*, 2006). Abreviaturas: TEM - Terreno Embu, TPS - Terreno Paraíba do Sul, TOC - Terreno Ocidental, TOR - Terreno Oriental, LTC - Limite Tectônico Central, EBPS - Empurrão Basal do Terreno Paraíba do Sul, ZCRG - Zona de Cisalhamento Rio do Gavião, ms - traço axial da Megassinforma do Paraíba do Sul. Localização e legenda vide mapa geológico (Fig. 2).....23
- Figura 4 – Mapa de localização aproximada da área de mapeamento (retângulo vermelho) com acessos no extremo leste do Estado de São Paulo divisa com Estado do Rio de Janeiro. (Fonte: DNIT, mapa do Estado de São Paulo de infraestrutura de transportes).....24
- Figura 5 – a) Aspecto de campo da unidade sillimanita-granada-biotita xisto. Ocorrência de leucossomas de quartzo, feldspatos e turmalina, indícios de fusão parcial, paralelos à foliação principal que mergulha suavemente para W próximo a cidade de Bananal. b) Fibrolita e granada no xisto alterado com biotita substituída por óxidos de Fe.....28
- Figura 6 – a) Em LPP e b) LPC, sillimanita (sil) com clivagem no plano basal ou como inclusões poiquiloblásticas no quartzo (qz). c) Níveis de quartzo dobrado com plano axial paralelo à foliação principal. d) Granada (grt) em forma de olhos (*eye-shaped garnet*) substituída por óxidos de Fe manteada por biotita (bt).....30
- Figura 7 – a) Aspecto de campo da unidade paragnaisse. b) Alteração do paragnaisse com lente ocre típica de rochas calcissilicáticas e/ou anfíbolitos alterados.....31
- Figura 8 – a e b) Pegmatitos leucocráticos com turmalina no paragnaisse.....31
- Figura 9 – a) Associação de sillimanita (sil) e biotita (bt) e segregação de bandas quartzo-feldspáticas (qz e plg) b) e c) Ocorrência de granadas (grt) com inclusões de

biotita e sombras de pressão, muscovita (ms) também ocorre. d) Estaurolita (est) foi encontrada em apenas uma lâmina.....33

Figura 10 – a) Mármore em bancadas mais espessas e calcissilicáticas nas mais finas paralelos à foliação principal. b) Detalhe de intercalação de níveis ricos em pirobólitos e biotita com gradação para mármore puros. c) Quartzitos e calcissilicáticas em finas camadas na base com ocorrência das primeiras bancadas de mármore na parte superior da foto. d) Relevo cárstico em uma das grutas da região desenvolvido numa camada de mármore com 20 metros de espessura.....34

Figura 11 – a) Em LPP e b) LPC, ocorrência de diopsídio (cpx) orientado segundo foliação principal (horizontal) marcada também por biotita (bt) em calcissilicáticas. c) e d) Mármore composto por carbonatos e proporções variáveis de tremolita (tre) e muscovita (ms).....36

Figura 12 – a) Em LPP e b) LPC, mármore com ocorrência de tremolita (tre) mantida por flogopita (fl) (pleocroísmo amarelo em LPP). c) Em LPP e d) LPC calcissilicática composta por diopsídio (dp), escapolita (ec) e titanita (ti), além de plagioclásio, K-feldspato, quartzo e carbonatos.....37

Figura 13 – a) Quartzito, biotita limitando a recristalização ou a migração de limites de cristais de quartzo (*pinning structure*) b) Quartzito exibindo foliação marcada por achatamento de grãos (*grain flattening fabric*) na parte superior da foto.....39

Figura 14 – Bloco de anfibolito com foliação marcada por níveis ricos em plagioclásio intercalados a níveis ricos em anfibólitos.....40

Figura 15 – a) Em LPP e b) LPC, anfibolito constituído por hornblenda (hbl), plagioclásio (plg), quartzo, opacos e titanita (ti), com foliação marcada pela orientação dos anfibólitos e bandamento composicional. c) e d) LPC, plagioclásio tem composição de andesina com 45% de anortita, exibindo ângulo de extinção de 23° e sinal óptico negativo.....41

Figura 16 – a) Dobras apertadas no hornblenda ortognaisse, exibindo forte bandamento composicional b) Detalhe de amostra de mão com mineralogia composta por cristais de hornblenda em matriz rica em plagioclásio e quartzo com pouco K-feldspato.....42

Figura 17 – Xenólito de sillimanita-xisto cortado dique deformado de hornblenda ortognaisse no contato entre as unidades.43

Figura 18 – a) Em LPP e b) LPC, hornblenda ortognaisse constituído por hornblenda (hbl), plagioclásio (plg), quartzo (qz), titanita (ti), biotita (bt). c) Allanita (al) em intercrescimento com hornblenda e biotita d) Detalhe de mirmekita indicando a ocorrência de K-feldspato, geralmente pertítico.....44

Figura 19 – Aspecto de campo do ortognaisse porfírico, com foliação marcada por orientação de fenocristais ou porfiroblastos de K-feldspato em matriz rica em biotita e quartzo.....45

Figura 20 – a) Fenocristal de microclina com geminação tartan, em matriz composta por quartzo, k-feldspatos, biotita e plagioclásio. b) Biotita marcando o plano da foliação com incipiente bandamento composicional, em bandas ricas em quartzo, plagioclásio e K-feldspatos e bandas com biotita.....	44
Figura 21 – a) Aspecto de campo da unidade granito gnaisse b) Detalhe do granito gnaisse com ocorrência de K-feldspatos, quartzo, plagioclásio e biotita, com foliação marcada pela orientação de mica ou estiramento de feldspato e quartzo.....	47
Figura 22 – Dobras fechadas a isoclinais com foliação S_1 subparalela a S_2 . Ponto 27 sobre a unidade paragnaisse.....	46
Figura 23 – Dobras fechadas a abertas com foliação S_2 dobrada por D_3 . Ponto 61 sobre a unidade paragnaisse com intercalações de mármore e rochas calcissilicáticas.....	49
Figura 24 – Estereograma dos pólos, 114 foliações das fases de deformação em conjunto, evidenciando a predominância de megulhos para NW da fase D_2	50
Figura 25 – Estereograma de 32 lineações de estiramento (principalmente da fase D_2), evidenciando a variação de caimentos para NE e SW.....	50
Figura 26 - a) <i>Boundins</i> de quartzo e feldspatos paralelos a S_2 , evidências de estiramento na unidade paragnaisse no ponto 32. b) pequena zona de cisalhamento com indicadores cinemáticos sinistrais com transporte de topo para SW, unidade paragnaisse no ponto 110. c) dobras suaves a abertas em ‘m’ da fase D_3 dobrando S_2 com plano axial subhorizontal. d) dobras em ‘m’ da fase D_3 e provável lineação de estiramento da fase anterior D_2 sobre a foliação S_2 dobrada.....	51
Figura 27 – Padrões de interferência em seção subvertical entre as fases D_2 e D_3 . Fase D_2 mais evidente no segmento direito da foto, com dobras isoclinais com foliação plano axial, e fase D_3 redobrando S_2 em dobras em caixa com planos axiais variáveis mais verticais mergulhando ora para NW ora para SE. Ponto 110 na unidade paragnaisse com intercalação de níveis decimétricos de rochas calcissilicáticas.....	52
Figura 28 – Padrões de interferência em planta entre as fases D_2 e D_3 do tipo 3, em bengala, conforme Ramsay & Huber (1987). Ponto 25 na unidade paragnaisse.....	53
Figura 29 –Indicadores S-C’ dextrais em pequena zona de cisalhamento. Ponto 25 na unidade paragnaisse.....	54
Figura 30 – a) Em LPP e b) LPC, intercrescimento ou inclusões de sillimanita (sil) em porfiroblastos de granada (grt). c e d) Intercrescimento de sillimanita (sil) com biotita e presença de quartzo e K-feldspato (qz e Kf).....	55

Figura 31 – a) Em LPP e b) LPC, sobrecrecimento de fibrolita, com seções basais quadráticas e cores de interferência cinza, em biotita, em crenulação D_3 . c) recristalização nas bordas de K-feldspato. d) Biotita com textura entrelaçada ou decussada sobre foliação principal.....	56
Figura 32 – Gráfico P-T para as unidades de mapeamento de protólito pelítico, no campo de estabilidade referente à facies anfibolito alto de média pressão.....	57
Figura 33 – Gráfico P-T para as unidades de mapeamento de protólito pelítico, no campo de estabilidade referente à facies anfibolito alto de média pressão.....	58
Figura 34 – a) Em LPP e b) LPC, calcissilicática com diopsídio (dp), biotita (bt) marcando a foliação, quartzo (qz) e plagioclásio (plg) em bandamento composicional. c) mármore com olivina (olv) cloritizada, foliação marcada por muscovita (ms) e alta proporção de carbonatos (cct). d) mármore com olivina (olv) fraturada manteada por muscovita e carbonatos (cct) recristalizados.....	59
Figura 35 – a) Em LPP e b) LPC, sillimanita sobrecrecendo em S_1 sob forma de arcos poligonais sobre a clivagem de crenulação que define a foliação principal S_2 subortogonal a S_1 c) evidências de dobras S_2 em lâmina com a foliação principal inclinada na foto d) a clivagem de crenulação é a foliação principal subhorizontal na foto.....	60
Figura 36 – a) Em LPP e b) LPC, paragnaisse com sillimanita sobrecrecendo em S_2 e segregação de quartzo e feldspato. c) bandamento composicional no paragnaisse evidências de dobras S_2 em lâmina com a foliação principal inclinada na foto d) porfiroblastos de granada também sin- D_2 , sombras de pressão e deflexão da foliação S_2 marcada pela orientação de biotita e sillimanita.....	61
Figura 37 – a) Crenulação D_3 com dobras em caixa, biotita sin- D_2 e sin- D_3 crescendo paralela ao traço axial das dobras. b) Sillimanita em seção basal paralela ao estiramento, seção delgada ortogonal a lineação de estiramento evidenciando crenulação D_3 com eixos suparalelos ao estiramento D_2	62
Figura 38 – a) Em LPP e b) LPC, crenulação D_3 marcada por muscovita, biotita e sillimanita, com charneiras exibindo quartzo e feldspato. c e d) variação dos traços axiais das microdobras em caixa da fase D_3	62
Figura 39 – Esquema das 3 fases de deformação em seção delgada ortogonal à lineação e ao eixo da crenulação como na amostra de mão do ponto 11.....	63
Figura 40 – Interpretação da seqüência de crescimento dos minerais metamórficos em relação às fases de deformação das unidades de protólito pelítico.....	63

INDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Composição modal das lâminas petrográficas da unidade sillimanita-granada-biotita xisto.....	29
Tabela 2 – Composição modal das lâminas petrográficas da unidade paragnaisse.....	32
Tabela 3 – Composição modal das lâminas petrográficas do litotipo mármore.....	35
Tabela 4 – Composição modal das lâminas petrográficas do litotipo calcissilicática.....	36
Tabela 5 – Composição modal da lâmina petrográfica do litotipo metaprecipitado químico.....	38
Tabela 6 – Composição modal da lâmina petrográfica do litotipo quartzito.....	39
Tabela 7 – Composição modal da lâmina petrográfica do litotipo anfibolito.....	39
Tabela 8 – Composição modal da lâmina petrográfica da unidade hornblenda-biotita ortognaisse.....	43
Tabela 9 – Composição modal da lâmina petrográfica da unidade ortognaisse porfíritico.....	46

INTRODUÇÃO

A Faixa Ribeira é parte de um sistema orogênico desenvolvido em resposta à convergência dos crátons São Francisco, Congo e Paranapanema, possui idade Eoproterozoica a Neoproterozoica e se estende por 1400 Km, em direção NE-SW, ao longo da costa sudeste do Brasil (Trouw *et al.*, 2000). A estrutura crustal do segmento central da Faixa Ribeira é definida por dois grandes terrenos tectono-estratigráficos, denominados Ocidental e Oriental (Heilbron *et al.*, 1995). O Terreno Ocidental compreende no domínio autóctone, o sistema de *nappes* da zona de interferência com a Faixa Brasília e o sistema de empurrões Juiz de Fora; enquanto o Terreno Oriental inclui o domínio Costeiro e Cabo Frio (Trouw *et al.*, 2000).

A região localizada no extremo leste do Estado de São Paulo próximo à divisa com o Estado do Rio de Janeiro caracteriza-se pela ocorrência de coberturas supracrustais e granitóides brasileiros que pertencem ao Complexo Embu e a *klippe* Paraíba do Sul. Nesta região, estes terrenos distintos estão supostamente separados por um contato tectônico transcorrente, localmente denominado de Zona de Cisalhamento do Rio Gavião (ZCRG), homônimo ao afluente do Rio Mambucaba, encaixado em um forte lineamento de direção NE-SW (*cf.* Eirado *et al.*, 2006).

Apesar do entendimento geológico da Faixa Ribeira ter progredido consideravelmente na última década, ele é fragmentado devido, principalmente, ao fato de que grandes áreas não foram, ainda, mapeadas em detalhe (Trouw *et al.*, 2000).

O principal escopo deste trabalho foi o estudo detalhado de uma área entre os municípios de Bananal e Arapeí, na transição entre as rochas do Complexo Embu (Terreno Ocidental) e da *klippe* Paraíba do Sul (Terreno Oriental), incluindo o lineamento do Rio Gavião. Espera-se através desta pesquisa contribuir ao conhecimento geológico deste segmento da Faixa Ribeira.

OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa é aprofundar a compreensão da geologia da área escolhida no contexto da Faixa Ribeira com base na descrição e interpretação de dados litológicos e estruturais.

Os objetivos específicos desse trabalho são:

1. mapa geológico da área em escala 1:50.000;
2. análise petrográfica das amostras de unidades de mapeamento;
3. análise estrutural de dados coletados em campo;
4. interpretação de aspectos geotectônicos e metamórficos através da integração dos dados petrográficos e estruturais obtidos em diferentes escalas.

1. GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Ribeira é parte de um conjunto contínuo de cinturões móveis do Neoproterozoico ao início do Paleozóico (Figura 1), gerados entre 700 e 450 Ma, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Na América do Sul e África esses eventos tectônicos são denominados como orogenias Brasiliana e Pan-Africana, respectivamente. O principal período de atividade orogênica ocorreu no intervalo de 670-480 Ma (Trouw *et al.*, 2000).

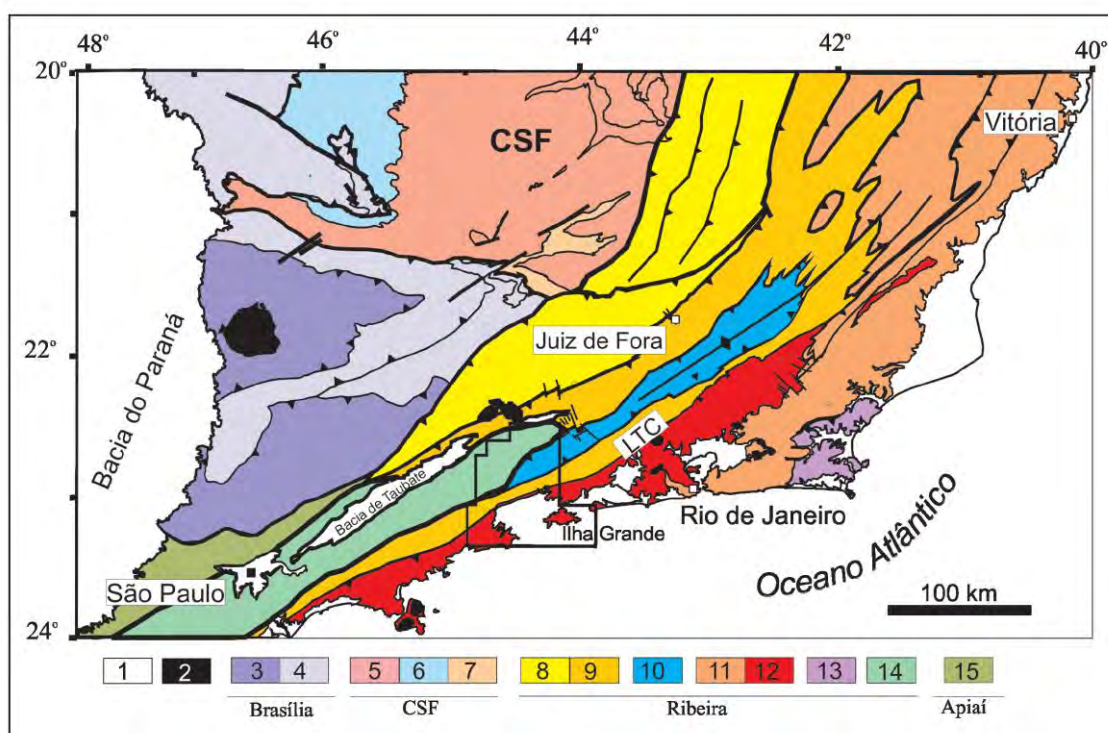


Figura 1- Mapa tectônico do sudeste brasileiro mostrando as principais unidades do setor central do Sistema Orogrênico Mantiqueira e a localização da área de estudo (Heilbron *et al.*, 2004). Legenda: 1) Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos; 2) rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3) nappes superiores, 4) nappes inferiores; Cráton do São Francisco (CSF): 5) embasamento, 6) Supergrupo São Francisco, 7) rochas metassedimentares do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 e 9) Terreno Ocidental (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), 10) Terreno Paraíba do Sul, 11) Terreno Oriental incluindo 12) arco magmático Rio Negro, 13) Terreno Cabo Frio, 14) Terreno Embu; 15) Orógeno Apiaí (Terreno São Roque). LTC – Limite Tectônico Central da Faixa Ribeira. Polígono indicando a compilação dos mapas de Eirado *et al.* (2006).

Ao sul, a Faixa Ribeira é limitada pelo Cráton Luiz Alves (SC), ambos cobertos pelas sucessões fanerozoicas da Bacia do Paraná. Ao norte ocorre uma transição lateral para a Faixa Araçuaí, onde o orógeno assume uma direção N-S predominante. A noroeste, no sul do estado de Minas Gerais, a orientação estrutural NE da Faixa Ribeira sobrepõe a direção NNW previamente desenvolvida na Faixa Brasília, resultando em

uma complexa zona de interferência entre os dois cinturões de dobramentos (Trouw *et al.*, 1994).

O grau metamórfico aumenta ao longo da orientação regional, de baixo a médio grau a sudeste para facies granulito nos segmentos central e nordeste. Gnaisses de alto grau pertencentes tanto ao embasamento retrabalhado como às sucessões supracrustais deformadas, predominam nos segmentos central e nordeste do cinturão (Trouw *et al.*, 2000).

Sucessões siliciclásticas e carbonáticas de baixo a médio grau e exposições escassas do embasamento ocorrem ao longo do cinturão e do vale do rio Ribeira. Rochas granitóides são abundantes em todo cinturão e têm sido relacionadas a diversos ambientes geotectônicos, como ambiente de arco magmático, sin-colisional, transpressivo e tardi-colisional.

Uma característica particular do cinturão é a presença de zonas de cisalhamento crustais com movimento dextral, que registram um importante componente transpressivo na evolução tectônica. A mais importante é a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul. A presença dessas zonas de cisalhamento e a inflexão do cinturão em torno do Crato São Francisco tem inspirado autores a proporem diferentes modelos de convergência para a Faixa Ribeira.

O segmento central da Faixa Ribeira é constituído por cinco unidades tectônicas principais, limitadas por empurrões ou zonas de cisalhamento dúcteis oblíquas de alto ângulo: terrenos Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2000, 2004). Na área de mapeamento as rochas são interpretadas como sendo pertencentes aos terrenos Paraíba do Sul, Embu e granitóides intrusivos.

1.1. Trabalhos anteriores – unidades litoestratigráficas

1.1.1. Terreno (*Klippe*) Paraíba do Sul

O Grupo Paraíba do Sul, na região de Bananal (SP), é subdividido em três unidades descritas por Almeida *et al.* (1993):

A) Unidade Três Barras – biotita gnaisse bandado migmatítico com intercalações métricas a centimétricas de granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaisse/ xisto, lentes de rochas calcissilicáticas e gondito.

B) Unidade São João – metapelitos, turmalina-granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatítico com intercalações de sillimanita-muscovita-biotita xisto, lentes de rochas calcissilicáticas bandadas ou maciças, gondito, e localmente, mármore, granada anfíbolito e quartzitos finos (Almeida *et al.*,1993).

C) Unidade Beleza – muscovita-biotita gnaiss bandado com intercalações de camadas de granada-sillimanita-muscovita-biotita xisto e lentes métricas a centimétricas de rochas calcissilicáticas (bandadas e maciças) e mármore calcítico-dolomítico. Ocorrem lentes de gondito e quartzitos, atribuídos pelos autores como metacherts. Contato basal com a Unidade São João é gradacional (Almeida *et al.*,1993).

As três unidades do Grupo Paraíba do Sul exibem pequenos corpos concordantes de leucogranitos foliados com granada e turmalina, relacionados provavelmente à fusão parcial dos gnaisses e xistos pelíticos (Eirado *et al.* 2006).

Eirado *et al.* (2006) descrevem os granitóides aflorantes na área de mapeamento:

a) Granito Bananal – consiste de corpos lenticulares de dimensões variadas constituído de granada-biotita gnaiss de composição granítica. Possui enclaves de rochas supracrustais, *schlieren* biotíticos, por vezes, com granada e/ou sillimanita, além de contatos gradacionais com os paragneisses sendo um granito tipo S, que segundo os autores estaria relacionado à fusão das três unidades descritas acima (Eirado *et al.* 2006).

b) Granito Campinho – consiste em hornblenda-biotita gnaiss, por vezes porfirítico, de composição granítica a granodiorítica, com enclaves máficos ricos em hornblenda, de composição tonalítica a quartzo-diorítica. Apresenta características de granito tipo I, sendo um corpo alongado, aparentemente segundo o autor, intrusivo nas unidades São João e Beleza. No entanto, aspectos de campo e petrográficos do granito-gnaiss Campinho se assemelham a litotipos do Complexo Quirino, o que tornaria para Eirado *et al.* (2006), seu posicionamento estratigráfico indefinido.

c) Granito Campo Alegre - compreende corpos alongados de direção NE, destacando um de dimensão batolítica, com pelo menos 75 km de extensão, encaixado entre as

unidades Rio Guaripu e Rio Paraitinga do Complexo Embu. Consiste basicamente de muscovita-granada-biotita gnaisses porfiróide de composição granítica, com fenocristais de feldspatos de 2 a 6 cm e, pontualmente, contém hornblenda (Eirado *et al.*, 2006).

1.1.2. Complexo Embu

Fernandes (1991) definiu três unidades de rochas supracrustais que constituem o Complexo Embu, denominadas informalmente de Rio Una, Redenção da Serra e Rio Paraibuna. A primeira corresponde a uma sequência psamo-pelítica rítmica. A segunda seria para a autora a mais importante em termos de distribuição em área, sendo constituída predominantemente por gnaisses peraluminosos e biotita gnaisses de composição tonalítica-granodiorítica.

A) Unidade Rio Una

Constitui-se predominantemente de xistos que formam pacotes métricos a centimétricos, ora mais micáceos ora mais quartzosos. Os xistos, que corresponderiam ao tipo de rocha mais abundante, apresentam granulação que varia de fina a média. Compõem-se essencialmente de quartzo, muscovita e biotita. A sillimanita, quando presente, é pouco abundante. Os xistos contém também feldspato, opacos e turmalina (Fernandes, 1991).

B) Unidade Redenção da Serra

Esta unidade seria composta por duas subunidades denominadas informalmente de 1 e 2. Na primeira predominam granada-sillimanita-biotita gnaisses. A segunda compõe-se essencialmente por biotita gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica associados a rochas calcissilicáticas e anfibolitos (Fernandes, 1991).

Subunidade 1

Os gnaisses que constituem o tipo litológico predominante correspondem a muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses, de alteração arroxeada/avermelhada clara. Segundo a autora localmente os gnaisses exibem feições migmatíticas com abundantes bandas de leucossomas quartzo-feldspáticos centimétricos a subcentimétricos (Fernandes, 1991).

Subunidade 2

A rocha predominante corresponderia a um biotita gnaiss fino, homogêneo, leucocrático ou mesocrático e de cor cinza-escuro. É composto principalmente por plagioclásio, quartzo e biotita, microclina e granada.

Rochas calcissilicáticas constituem bandas ou *boudins* métricos a decimétricos, de cor cinza-esverdeada, intercalados nos gnaisses descritos acima. Constituem-se de diopsídio, tremolita/actinolita, plagioclásio e quartzo (Fernandes, 1991).

C) Unidade Rio Paraibuna

Todos os tipos litológicos presentes nesta unidade, também ocorrem na unidade Redenção da Serra (Fernandes, 1991). No entanto, o que a distinguiria seria a grande abundância de quartzitos em camadas métricas que se intercalam com rochas calcissilicáticas em pacotes também métricos.

O Complexo Embu é intrudido por 3 grupos de rochas granitóides que se distinguem entre si quanto às características composicionais e deformacionais. O grupo mais antigo corresponde aos granitóides pré-metamórficos. Os outros dois grupos (maciços granitóides e granitos gnáissicos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão) são mais jovens, mas não foi possível estabelecer relações temporais claras entre ambos (Fernandes, 1991).

1.2. Deformação

Eirado *et al.* (2006) reconhecem duas fases de deformação progressiva (D1+D2) responsável pela compartimentação tectônica da área de estudo, com uma terceira fase em domínios restritos do Terreno Paraíba do Sul. As estruturas geradas pela fase D1 são, muitas vezes, transpostas pela fase D2, especialmente nas zonas de maior deformação do estágio sin-colisional como nos limites dos terrenos tectônicos.

A ZCRG possui mergulho subvertical para NW e lineação de estiramento com caimento suave, geralmente, para SW. Os poucos indicadores cinemáticos observados sugeriram caimento oblíquo dextral, com topo descendo para norte (Eirado *et al.*, 2006). Deste modo, a ZCRG foi interpretada como um empurrão oblíquo de alto ângulo, desenvolvido na fase D2.

No mapa geológico de Eirado *et al.* (2006), os autores compilaram dados de mapeamento do segmento central da Faixa Ribeira e propuseram a compartimentação abaixo (Figura. 2).

O contato basal do TEM (Terreno Embu) com o TPS (Terreno Paraíba do Sul) seria uma estreita faixa milonítica, denominada pelos autores de Zona de Cisalhamento Rio do Gavião (ZCRG), em referência a um tributário do rio Mambucaba situado no Planalto da Bocaina, encaixado nesta estrutura (Figura. 3).

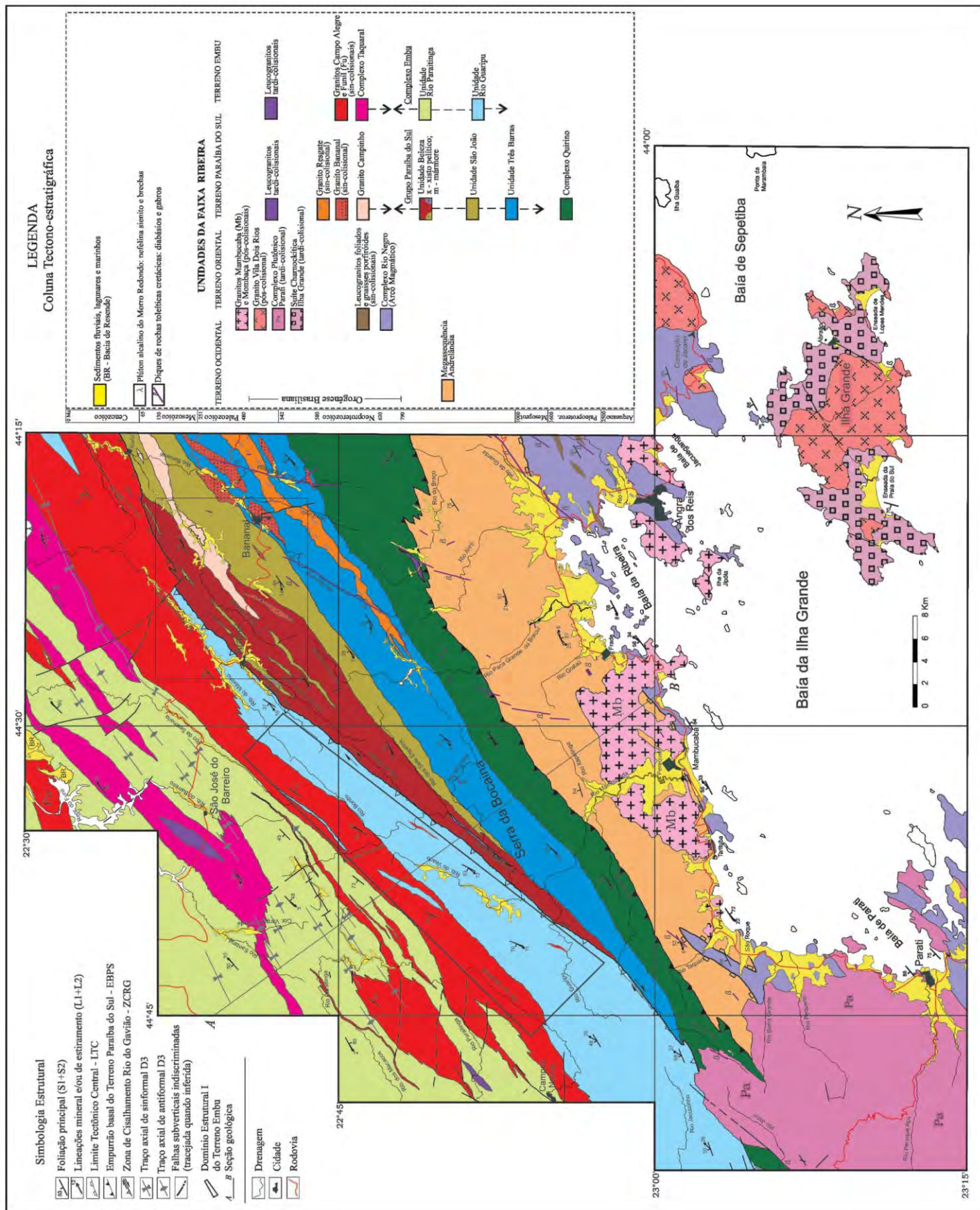


Figura 2 – Mapa geológico da região da Serra da Bocaina e da Baía da Ilha Grande (RJ/ SP), segmento central da Faixa Ribeira (Eirado *et al.*, 2006). Localização da área de mapeamento entre Bananal e Arapeí (retângulo preto) alvo do presente trabalho, entre os terrenos Paraíba do Sul e Embu.

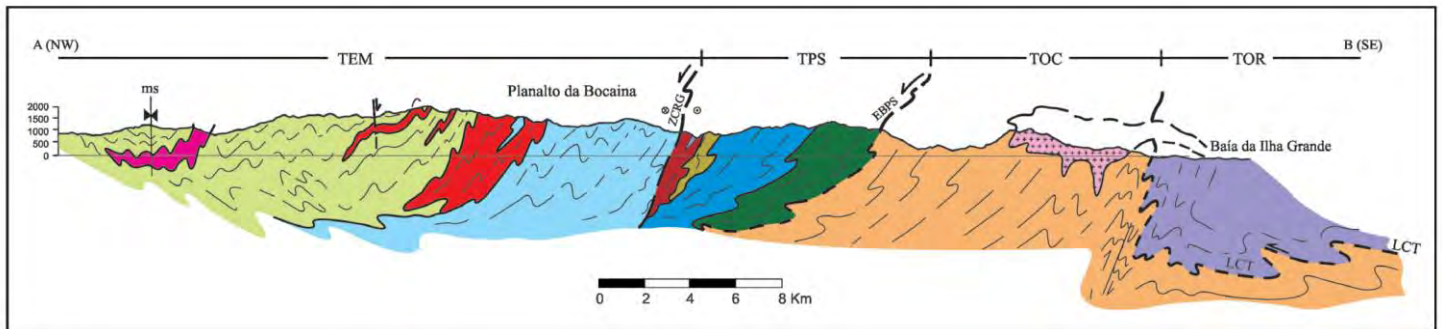


Figura 3 – Perfil geológico-estrutural (Eirado *et al.*, 2006). Abreviaturas: TEM - Terreno Embu, TPS - Terreno Paraíba do Sul, TOC - Terreno Ocidental, TOR - Terreno Oriental, LTC - Limite Tectônico Central, EBPS - Empurrão Basal do Terreno Paraíba do Sul, ZCRG - Zona de Cisalhamento Rio do Gavião, ms - traço axial da Megassinforma do Paraíba do Sul. Localização e legenda vide mapa geológico (Figura 2).

2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de mapeamento localiza-se entre os municípios de Bananal e Arapeí, no extremo leste do estado de São Paulo, na divisa com o estado do Rio de Janeiro (Figura 4), majoritariamente sobre a carta topográfica Bananal 1:50.000 do IBGE (SF-23-Z-A-V-1), com alguns pontos sobre a carta Rio Mambucaba, articulada a SW, São José do Barreiro, a W, e Cunhambebe a S.

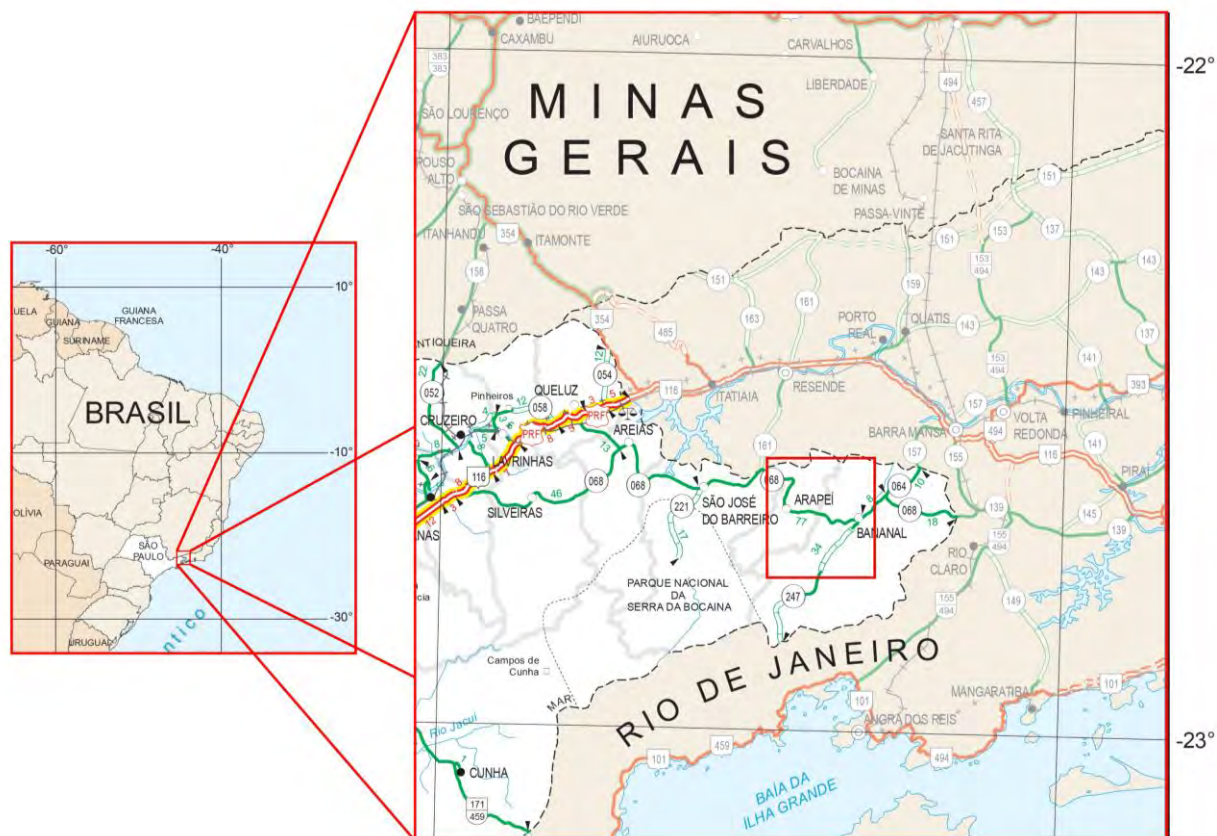


Figura 4 – Mapa de localização aproximada da área de mapeamento (retângulo vermelho) com acessos no extremo leste do Estado de São Paulo divisa com Estado do Rio de Janeiro. (Fonte: DNIT, mapa do Estado de São Paulo de infraestrutura de transportes).

O acesso a partir do Rio de Janeiro se dá através da BR-116, seguindo até a altura de Barra Mansa pela RJ-157 e depois pela SP-247, até o município de Bananal, e pela Rodovia dos Tropeiros rumo W para o município de Arapeí.

3. METODOLOGIA

Durante o primeiro semestre de 2012 até o início do segundo, foram realizadas três campanhas na área referida, que totalizaram 20 dias de campo onde foram registrados e cartografados 134 afloramentos, como pontos de mapeamento. Para o mapeamento geológico utilizou-se base cartográfica em escala compatível e auxílio de GPS para localização e plotagem dos afloramentos. A metodologia de campo incluiu descrições megascópicas das rochas, medições das estruturas, elaboração de seções geológicas e croquis, registro fotográfico, além de coleta de amostras para análise petrográfica e microtectônica. Para análise microtectônica e interpretação das estruturas em lâmina foram utilizados os métodos descritos por Passchier & Trouw (2005).

Ao todo foram confeccionadas 17 lâminas delgadas a partir de amostras das diferentes unidades de mapeamento. Algumas amostras foram orientadas para análise estrutural. As lâminas foram analisadas com auxílio de microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Zeiss, modelo Axioplan. A composição modal foi obtida com auxílio de tabelas petrográficas de estimativa visual. As fotomicrografias foram feitas no Laboratório de Microsonda do Departamento de Geologia da UFRJ.

Para digitalização do mapa e da seção geológica foram utilizados os programas CorelDRAW X5® e ArcGis 9.2 da ESRI®, os estereogramas dos dados estruturais foram plotados no programa OpenStereo desenvolvido na USP.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. Introdução

No contexto do segmento central da Faixa Ribeira, a área de mapeamento está inserida dentro do Complexo Embu onde este transiciona para o domínio Paraíba do Sul (Heilbron *et al.* 2004, 2008; Eirado *et al.*, 2006). As dúvidas com respeito às unidades litoestratigráficas formalizadas levaram a uma abordagem essencialmente descritiva.

As rochas desta área constituem uma sucessão metassedimentar de médio a alto grau, com corpos ortoderivados pré a sin-colisionais (Trouw *et al.*, 2000, Heilbron *et al.* 2004). Encontram-se intercaladas dispostas em corpos alongados segundo a direção NE-SW com mergulhos suaves a moderados e raramente íngremes, predominantemente para NW, e vergência de dobras para SE.

O conjunto de rochas paraderivadas é constituído basicamente por xistos e gnaisses bandados, com intercalação de rochas calcissilicáticas, metaprecipitados químicos, mármore e quartzitos. Também afloram anfibolitos intercalados. Este conjunto foi dividido em duas unidades de mapeamento: **sillimanita-granada-biotita xisto** e **paragnaisse**, sendo a relação de contato gradacional entre estas unidades ter sido quase sempre inferida no mapeamento. Na realidade estas unidades são caracterizadas por um predomínio do seu litotipo principal, são cortadas por veios leucocráticos e por vezes pegmatitos.

As ortoderivadas são representadas por três ortognaisses leucocráticos separados nas unidades de mapeamento: **hornblenda-biotita ortognaisse** bandado de composição tonalítica a granodiorítica fortemente foliado, que aflora no centro da área de mapeamento entre os municípios de Bananal e Arapeí; **ortognaisse porfirítico** de composição granitóide e foliação incipiente a moderada, que aflora a norte e noroeste de Arapeí; **granito gnaisse** aflorante nos arredores de Bananal, de composição granítica, com foliação bem marcada. A relação de contato é intrusiva com as rochas paraderivadas como mencionado anteriormente, de acordo com evidências como ocorrência de xenólitos de metassedimentares nas ortoderivadas e contatos intrusivos cortando as encaixantes em escala de afloramento.

A foliação principal em direção NE-SW é marcada pela xistosidade, bandamento gnáissico ou orientação mineral e mergulha preferencialmente para NW e

subordinadamente para SE e NE, com mergulhos suaves a moderados, raramente acentuados. São observadas ainda as seguintes estruturas: lineações minerais, de crenulação e de estiramento; dobras inclinadas a reclinadas, isoclinais a fechadas com foliação plano-axial; crenulações; dobras abertas a fechadas; dobras em caixa; planos de falhas rúpteis recentes.

4.2 Unidades de mapeamento

As duas unidades de rochas paraderivadas são bastante similares sendo de difícil separação em campo. Os litotipos que ocorrem em ambos são essencialmente os mesmos; a única diferença é a proporção. No sillimanita-granada-biotita-xisto predominam xistos e no paragnaisse predominam gnaisses.

4.2.1 Sillimanita-granada-biotita xisto

O principal litotipo é representado por um xisto de granulação fina e coloração acinzentada quando fresco, constituído por biotita, granada, fibrolita, muscovita, quartzo, K-feldspato e pouca turmalina. A foliação é marcada pela orientação de biotita, fibrolita e raros cristais de sillimanita prismática. A granada atinge 1 mm em média. Além da foliação principal ocorrem lineações de estiramento e dobras intrafoliares. Apresenta bandamento paralelo à foliação principal com ocorrência de veios leucocráticos interpretados como de origem anatética com turmalina, de espessura centimétrica (Figura 5a).

Dentre os litotipos associados foram observados intervalos quartzíticos centimétricos a decimétricos, raramente métricos, e provável ocorrência de rochas calcissilicáticas ou anfíbolitos, indicado pela alteração ocre em algumas lentes de espessuras centimétricas a métricas. Em campo xistos ricos em fibrolita/sillimanita, apresentam-se com aspecto acinzentado típico quando frescos, e amarronzados quando alterados, devido principalmente à alteração de biotita para óxidos e hidróxidos de Fe (Figura 5b).

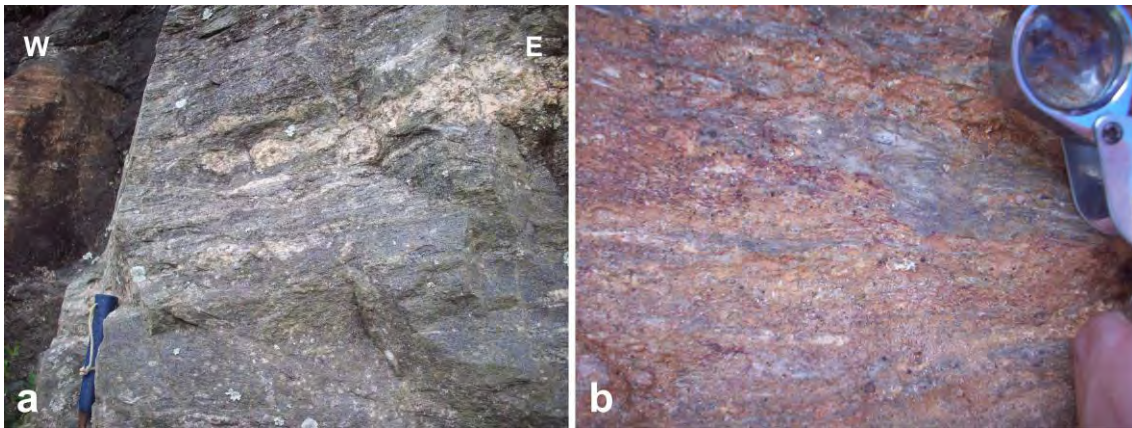


Figura 5 – a) Aspecto de campo da unidade sillimanita-granada-biotita xisto. Ocorrência de leucossomas de quartzo, feldspatos e turmalina, indícios de fusão parcial, paralelos à foliação principal que mergulha suavemente para W próximo a cidade de Bananal. b) Fibrolita e granada no xisto alterado com biotita substituída por óxidos de Fe.

A relação de contato com sillimanita paragnaisse é gradacional, por vezes o xisto ocorrendo como lentes no paragnaisse, que não puderam ser cartografadas na escala de mapeamento, sendo o contato muitas vezes inferido pelo predomínio de determinada rocha.

A qualidade dos afloramentos é baixa, estão quase sempre bem alterados, ocorrendo em taludes de corte de estrada e raras pedreiras como na saída de Bananal rumo Arapeí. A área de ocorrência principal está a W-NW de Bananal; também como lentes de espessura métrica a decamétrica em áreas diversas no domínio dos paragnaises, sendo estas as ocorrências mais expressivas com afloramentos de melhor qualidade.

Petrografia

Foram analisadas duas lâminas petrográficas referentes a esta unidade (11-A-1 e 11-A-2 na tabela 1). A associação mineralógica inclui biotita, sillimanita/fibrolita, granada, quartzo, muscovita, K-feldspato, opacos e secundários como caulinita e clorita.

A foliação principal é na verdade uma clivagem de crenulação, marcada pela orientação de biotita e sillimanita prismática, acicular ou fibrosa (fibrolita), defletindo em porfiroblastos de granada de até 2 mm. Devido a abundante presença de micas e aluminossilicatos esta unidade foi interpretada como derivada de um protólito siliciclástico pelítico.

A biotita exibe granulação bimodal: muito fina de 50 a 100 micra em cristais subeuédricos a anédricos acompanhando a foliação principal; também em cristais de até 2 mm que sobrecrescem discordantemente à foliação correspondendo provavelmente a duas diferentes fases de cristalização.

SILLIMANITA-GRANADA-BIOTITA-XISTO			
	11-A-1		11-A-2
biotita	65%	biotita	55%
sillimanita	25%	sillimanita	15%
quartzo	5%	quartzo	23%
muscovita	3%	K-feldspato	3%
granada	2%	muscovita	2%
K-feldspato	tr	granada	1%
zircão	tr	zircão	tr
apatita	tr	apatita	tr
clorita	tr	clorita	tr
óxidos Fe	tr	óxidos Fe	tr

Tabela 1 – Composição modal das lâminas petrográficas da unidade sillimanita-granada-biotita xisto.

A sillimanita é abundante (Figura 6a e 6b), ocorre em cristais aciculares subeuédricos, com hábito fibroso (fibrolita) submilimétricos ou prismática alongada de até 1 mm; as seções basais quadráticas exibem o plano de clivagem diagonal com cores de interferência mais baixas até cinza de primeira ordem.

A muscovita ocorre associada à fibrolita diferenciada por seu baixo relevo e *birds eyes*, bem como cores de interferência mais elevadas. Encontra-se frequentemente dobrada ou em intercrescimento mimético mascarando microdobras (*ghost folds*) da foliação mais antiga que a principal.

A granada apresenta-se em cristais anédricos quase sempre alterada em porfiroblastos de 1 a 2 mm, parcialmente substituída por hematita (Figura 6d), frequentemente envoltas em mantos de biotita defletida em forma de olhos (*eye-shaped*) e sombras de pressão com precipitação de quartzo (*strain shadows*).

O quartzo apresenta subgrãos de 100 a 500 micra, não ondulantes, freqüentes contatos lobados e poligonais entre grãos, em fitas dobradas (Figura 6c) ou em domínios bandados contínuos concordantes à foliação.

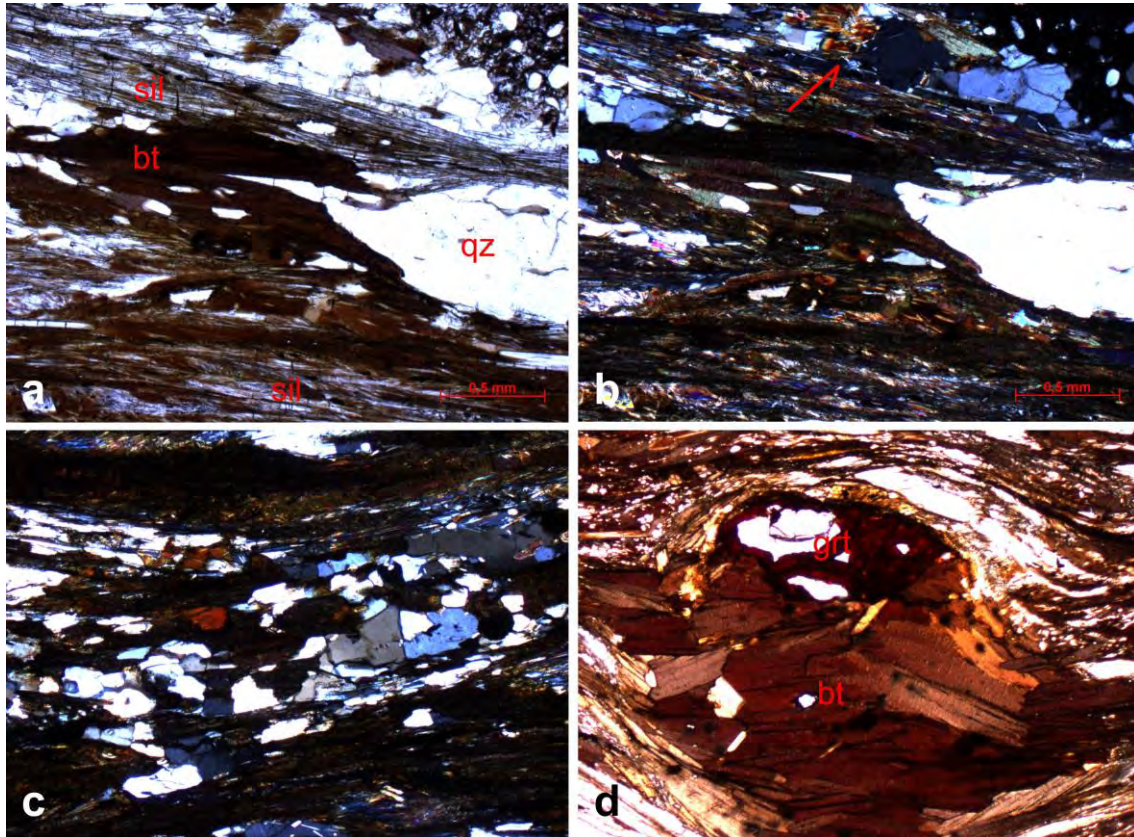


Figura 6 – a) Em LPP e b) LPC, sillimanita (sil) com clivagem no plano basal ou como inclusões poikiloblásticas no quartzo (qz). c) Níveis de quartzo dobrado com plano axial paralelo à foliação principal. d) Granada (grt) em forma de olhos (*eye-shaped garnet*) substituída por óxidos de Fe manteada por biotita (bt).

Cristais maiores podem apresentar lamelas de deformação e extinção ondulante. É freqüente a ocorrência de estruturas do tipo *pinning* (Passchier & Trouw, 2005) de limites de grãos de quartzo sobre mica e também inclusões poikiloblásticas de fibrolita acicular. A recristalização de quartzo é governada basicamente por processos de migração dos limites de grãos (*Grain Boundary Migration* ou GBR, Passchier & Trouw, 2005).

K-feldspato ocorre em geral em baixas proporções. Entre minerais secundários foram observados clorita, caulinita, óxidos e hidróxidos de Fe, substituindo biotita e granada, além de muscovita interpretada como secundária. Com relação às microestruturas estão descritas no capítulo de microtectônica, com evidências de três fases de deformação bem preservadas nesta unidade.

4.2.2 Paragneisse

Esta unidade é caracterizada pelo predomínio de gnaisses bandados (Figura 7), de granulação fina a média, caracterizados pela persistente variação composicional com

ocorrência de níveis leucocráticos de quartzo e K-feldspato intercalados com níveis ricos em biotita e ocasionalmente sillimanita (fibrolita). A mineralogia ainda inclui granada, plagioclásio, muscovita e opacos.



Figura 7 – a) Aspecto bandado da unidade paragnaisse. b) Paragnaisse alterado com lente ocre típica de rochas calcissilicáticas e/ou anfibolitos intemperizados.

A foliação principal é marcada pela orientação de biotita e ocasionalmente sillimanita. As principais estruturas observadas são lineações de estiramento, de crenulação, e dobras de duas fases de deformação representativas na região mapeada. Os gnaisses alterados são identificados basicamente pelo bandamento heterogêneo e intercalação de níveis ricos em mica e aluminossilicatos e níveis leucocráticos de composição quartzo-feldspática.

Há ocorrência de pegmatitos com turmalina que podem estar relacionados ao início dos processos de fusão parcial *in situ* ou intrusivo (Figura 8).



Figura 8 – a e b) Pegmatitos leucocráticos com turmalina no paragnaisse.

Petrografia

Nesta unidade foram analisadas três lâminas petrográficas (110-B, 8 e 37 na Tabela 2). As principais diferenças com a unidade de xistos são: maior proporção de muscovita; proporção mais baixa de biotita; ocorrência abundante de bandas de quartzo com porfiroblastos de K-feldspato; e ocorrência de plagioclásio. Um cristal de estauroлита foi identificado em uma lâmina.

PARAGNAISSE					
110-B		8		37	
biotita	25%	biotita	35%	biotita	35%
sillimanita	20%	quartzo	38%	quartzo	23%
quartzo	25%	muscovita	20%	K-feldspato	20%
K-feldspato	22%	K-feldspato	5%	plagioclásio	15%
plagioclásio	5%	granada	2%	sillimanita	5%
granada	3%	zircão	tr	granada	2%
mirmekita	tr	apatita	tr	estauroлита	tr
opacos	tr	estauroлита	tr	opacos	tr
muscovita	tr	caulinita	tr	allanita	tr
				zircão	tr

Tabela 2 – Composição modal das lâminas petrográficas da unidade paragnaisse.

A foliação principal é espaçada marcada pela orientação de muscovita, biotita e secundariamente sillimanita no domínio da clivagem, e também pelo bandamento gnáissico de fitas estiradas quartzo-feldspáticas no domínio dos micrólitos. Devido a composição mineralógica interpretou-se o protólito desta unidade como siliciclástico pelítico.

A muscovita predomina com relação à sillimanita e biotita, ocorre em cristais subeuédricos a anédricos variando entre 50 e 300 micra, preferencialmente orientados segundo a foliação principal. A sillimanita pode ocorrer prismática euédrica ou acicular fibrosa, em intercrescimento com biotita, ao redor de granadas ou como inclusões no quartzo ou estauroлита (Figura 9a e 9d). Os porfiroblastos de granada de até 2 mm apresentam deflexão de mantos constituídos por biotita e sillimanita ocasional, com sombras de pressão de quartzo em forma de lente (Figura 9b e 9c).

Algumas granadas possuem inclusões poikiloblásticas de fibrolita. Porfiroblastos de K-feldspato podem ocorrer mantoados por bordas recristalizadas com mirmekita isoladamente. O plagioclásio é provavelmente oligoclásio, com ângulos de extinção de

aproximadamente 15° com sinal ótico negativo, apresentam-se por vezes zonados sendo assim de composição variável.

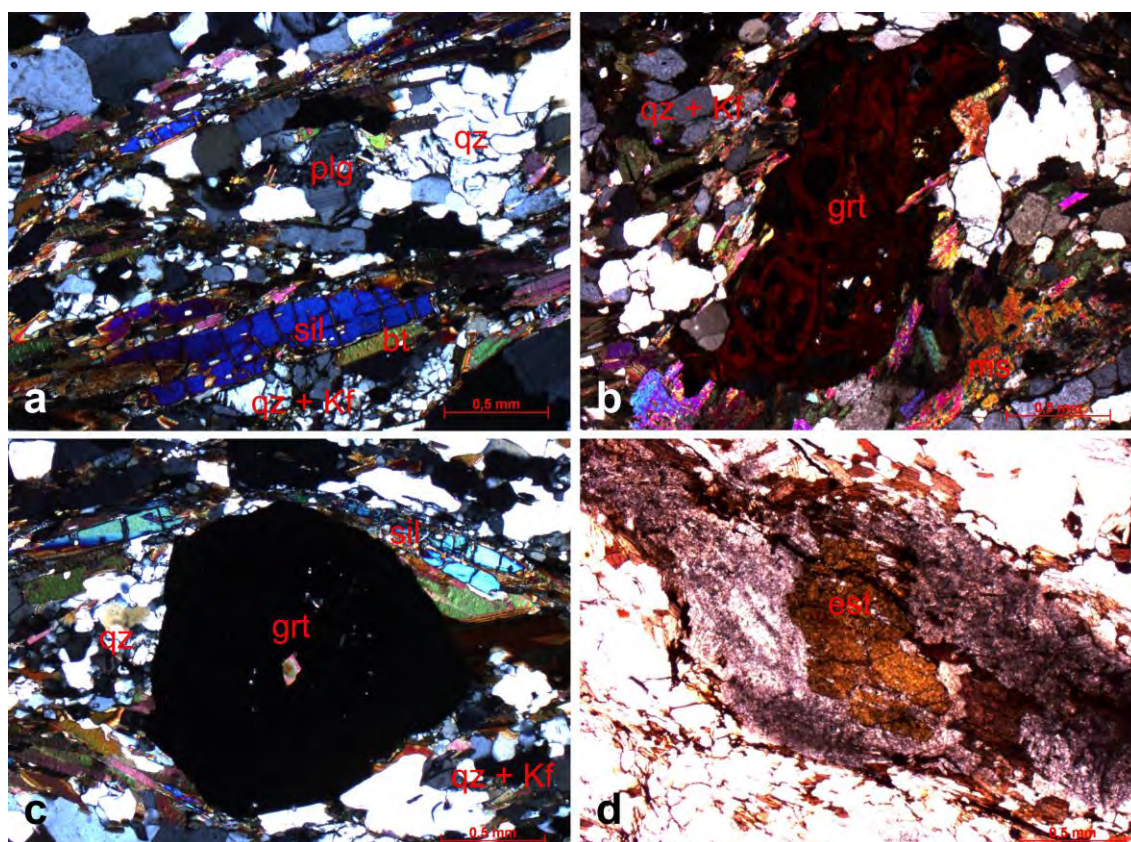


Figura 9 – a) Associação de sillimanita (sil) e biotita (bt) e segregação de bandas quartzo-feldspáticas (qz e plg) b) e c) Ocorrência de granadas (grt) com inclusões de biotita e sombras de pressão, muscovita (ms) também ocorre. d) Estauroлита (est) foi encontrada em apenas uma lâmina.

A estauroлита foi encontra em apenas uma lâmina, em cristal de 500 a 700 micra, apresenta pleocroísmo amarelo a incolor típico, com intercrescimento ou inclusões de fibrolita. Os minerais secundários mais comuns são sericita substituindo feldspatos; clorita, óxidos e hidróxidos de Fe substituindo biotita e granada. Além da intercalação de lentes de xistos, os principais litotipos associados a esta unidade são: mármore, rochas calcissilicáticas, metaprecipitados químicos, quartzitos e anfibolitos.

4.2.2.1 Mármore e calcissilicáticas

Mármore e rochas calcissilicáticas associadas (Figura 10a), afloram em três ocorrências expressivas de camadas com mais de 20 metros de espessura, sendo duas pedreiras desativadas (vide mapa geológico em anexo) e uma gruta nas margens do rio Capitão Mor, 2 Km a sul de Arapeí. Existem outros pontos dispersos de ocorrência de

rochas calcissilicáticas e quartzitos intercalados aos gnaisses e xistos de espessura centimétrica a métrica.

A composição mineralógica dos mármore e calcissilicáticas inclui principalmente calcita ou dolomita, muscovita, pouca biotita e minerais máficos. A granulação é média a muito grossa com cristais de calcita ou dolomita com até 5 mm exibindo clivagem romboédrica típica; delgados intervalos micáceos de até 10 cm paralelos à foliação separam os conjuntos de camadas de mármore. Nos mármore impuros minerais máficos e muscovita ocorrem dispersas, concentram-se em restritos níveis que por vezes exibem gradação a níveis de puro carbonato (Figura 10b).

Alguns afloramentos apresentam bancadas centimétricas a decimétricas de rochas calcissilicáticas e quartzitos. Encontram-se intercaladas a mármore impuro com micas, e espessas camadas de mármore puro com mais de 40 cm (Figura 10c), onde se desenvolvem grutas em relevo cárstico (Figura 10d).

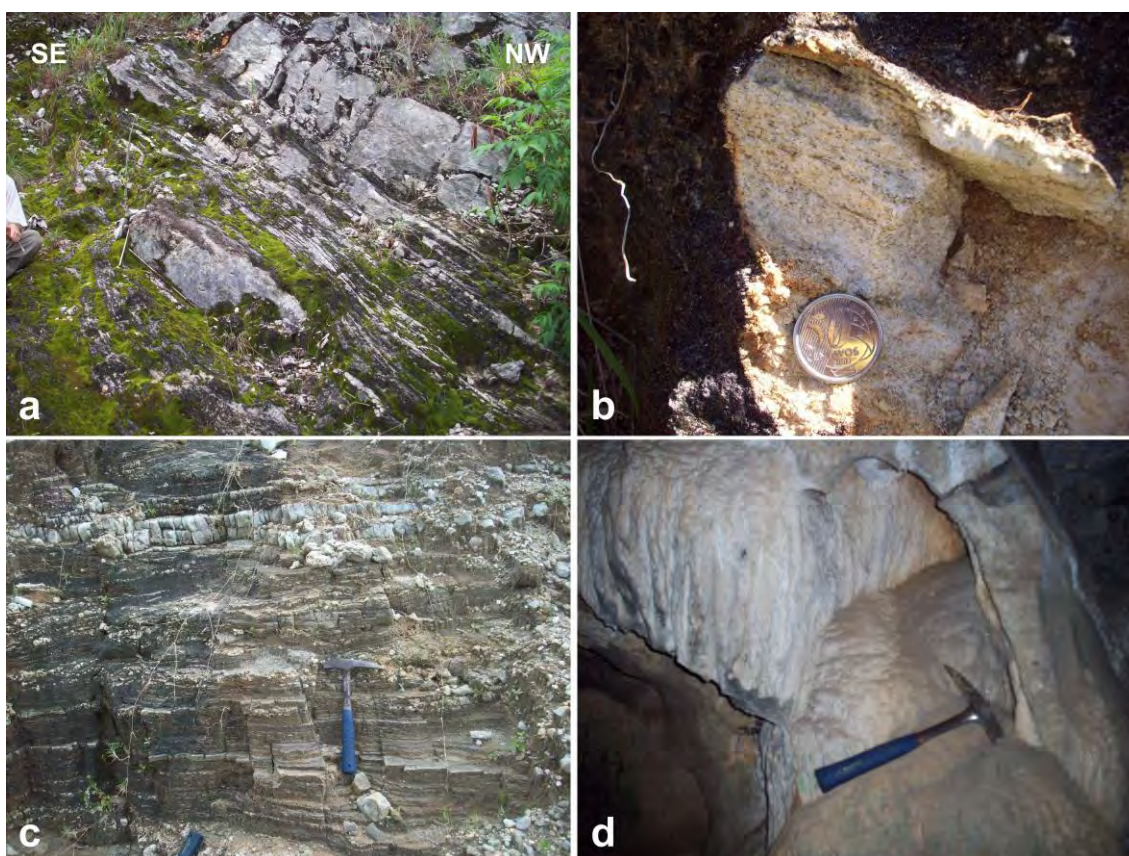


Figura 10 – a) Foliação principal paralela aos mármore em bancadas mais espessas e calcissilicáticas nas mais finas. b) Detalhe de intercalação de níveis ricos em minerais máficos e biotita com gradação para mármore puro. c) Quartzitos e rochas calcissilicáticas em camadas centimétricas na base com ocorrência dos primeiros níveis com até 10 cm de mármore na parte superior da foto. d) Relevo cárstico em uma das grutas da região desenvolvido numa camada de mármore com 20 metros de espessura.

Petrografia

Os mármore observados em três lâminas de dois pontos distintos de mapeamento apresentam mineralogia variável (57-A, 57-B e 11-C na Tabela 3). São constituídos por mais de 50% de carbonatos (calcita ou dolomita) em associação com micas (muscovita e flogopita), quartzo, tremolita, olivina, traços de diopsídio, e minerais secundários como clorita, talco e epidoto.

MÁRMORE					
	57-A		57-B		11-C
carbonatos	82%	carbonatos	99%	carbonatos	68%
flogopita	15%	muscovita	1%	olivina	7%
tremolita	3%	tremolita	tr	muscovita	20%
diopsído	tr			clorita	5%
talco	tr			epidoto	tr

Tabela 3 – Composição modal das lâminas petrográficas do litotipo mármore.

Os carbonatos apresentam-se recristalizados exibindo tamanhos variáveis de 0,5 a 2 cm. A olivina ocorre muito fraturada e parcialmente substituída por clorita em lâmina com quantidade significativa de muscovita. A tremolita ocorre dispersa em cristais anédricos com bordas parcialmente corroídas, geralmente associada a amostras com maiores proporções de carbonatos (Figura 11c e 11d).

As estruturas observadas foram: foliação incipiente marcada pela orientação de muscovita ou flogopita, com ocasional ocorrência de talco; e fraturas de dissolução. A flogopita em cristais lamelares diferenciada de outras micas por seu pleocroísmo amarelo, ocorre mantendo porfiroblastos de tremolita (Figura 12a e 12b). A flogopita permanece estável na presença de fluidos ricos em CO₂, produto típico das reações metamórficas em rochas carbonáticas (Yardley, 1989).

As maiores proporções de minerais silicáticos em mármore, como micas e quartzo, parecem estar associadas à ocorrência de olivina. As amostras progressivamente com menores teores de minerais silicáticos apresentam respectivamente diopsído e tremolita, sendo as reações limitadas pela disponibilidade de sílica nos diferentes sistemas (Yardley, 1989).

As rochas calcissilicáticas associadas aos mármore (Figura 11a e 11b) tiveram quatro lâminas petrográficas analisadas (96-A, 97, 110-A-1 e 110-A-2 na Tabela 4). Apresentam principalmente diopsído, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita e

carbonatos; ocasional escapolita e K-feldspato (microclina); e traços de allanita e apatita como minerais acessórios.

CALCISSILICÁTICA							
96-A		97		110-A-1		110-A-2	
biotita	30%	diopsídio	30%	diopsídio	55%	diopsídio	35%
diopsídio	33%	quartzo	25%	biotita	22%	biotita	20%
quartzo	17%	plagioclásio	28%	quartzo	18%	quartzo	40%
plagioclásio	20%	K-feldspato	13%	plagioclásio	3%	plagioclásio	5%
allanita	tr	carbonatos	5%	titanita	2%	allanita	tr
apatita	tr	titanita	3%			apatita	tr
		escapolita	7%				
		hornblenda	tr				
		biotita	tr				

Tabela 4 – Composição modal das lâminas petrográficas do litotipo calcissilicática.

Tendo em vista que as rochas calcissilicáticas contêm quantidades significativas de outros componentes químicos, especialmente Al, K e Fe, sua mineralogia é mais complexa que a dos mármore dolomíticos (Yardley, 1989).

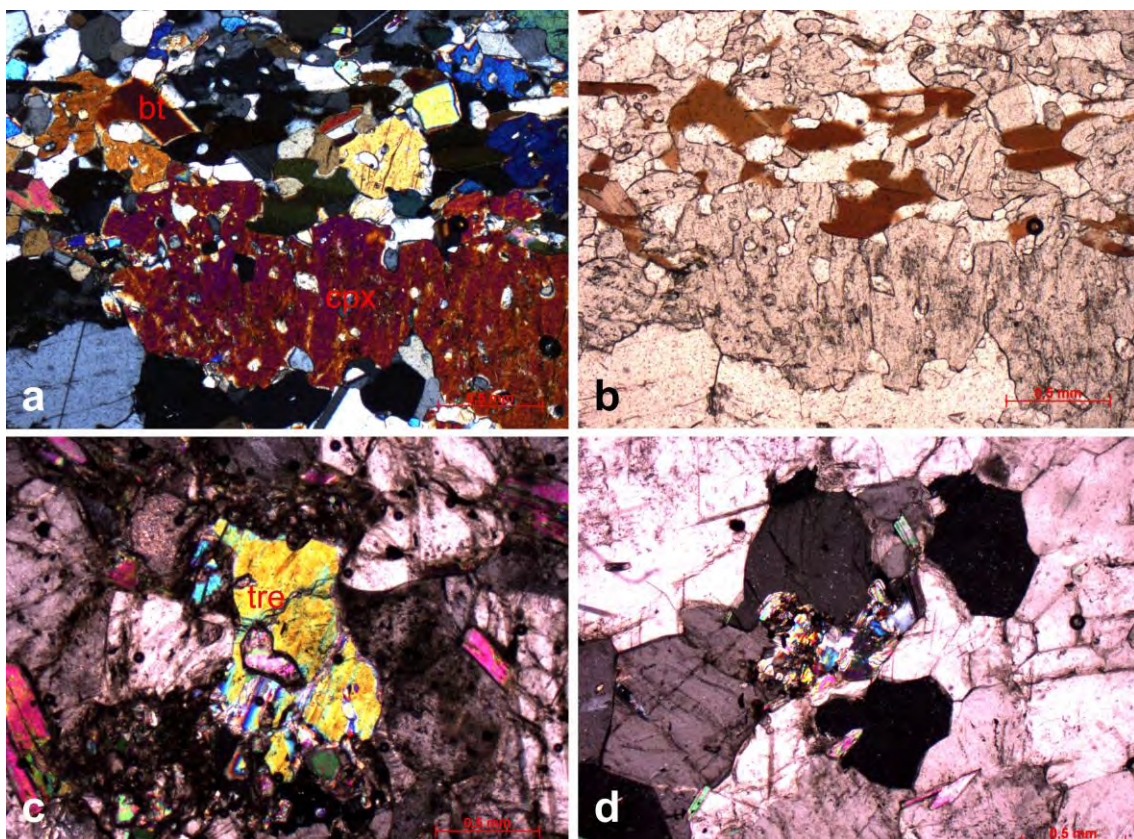


Figura 11 – a) Em LPP e b) LPC, ocorrência de diopsídio (cpx) orientado segundo foliação principal (horizontal) marcada também por biotita (bt) em calcissilicáticas. c) e d) Mármore composto por carbonatos e proporções variáveis de tremolita (tre) e muscovita (ms).

A associação mineral das rochas calcissilicáticas (Figura 12c e 12d) com a coexistência em equilíbrio químico de diopsídio, plagioclásio, K-feldspato, biotita e quartzo permitem inferir um grau elevado de metamorfismo, com o consumo ou destruição dos anfíbios cálcicos como tremolita durante as reações metamórficas. Yardley (1989) a definiu como zona do diopsídio.

Os protólitos destes litotipos foram interpretados como carbonáticos, variando de calcários dolomíticos mais puros, com gradação a margas que apresentam maior contribuição siliciclástica.

A foliação é marcada pela orientação de biotita, com inclusões de allanita freqüente, e bandamento de níveis com até 3 cm de espessura, ricos em porfiroblastos de diopsídio e intercalados a níveis com quartzo e biotita. A escapolita ocorre em associação ao diopsídio, distinguida do clinopiroxênio por seu baixo relevo, similar ao quartzo. A titanita exhibe cristais losangulares subeuédricos, frequentemente inclusa em diopsídio.

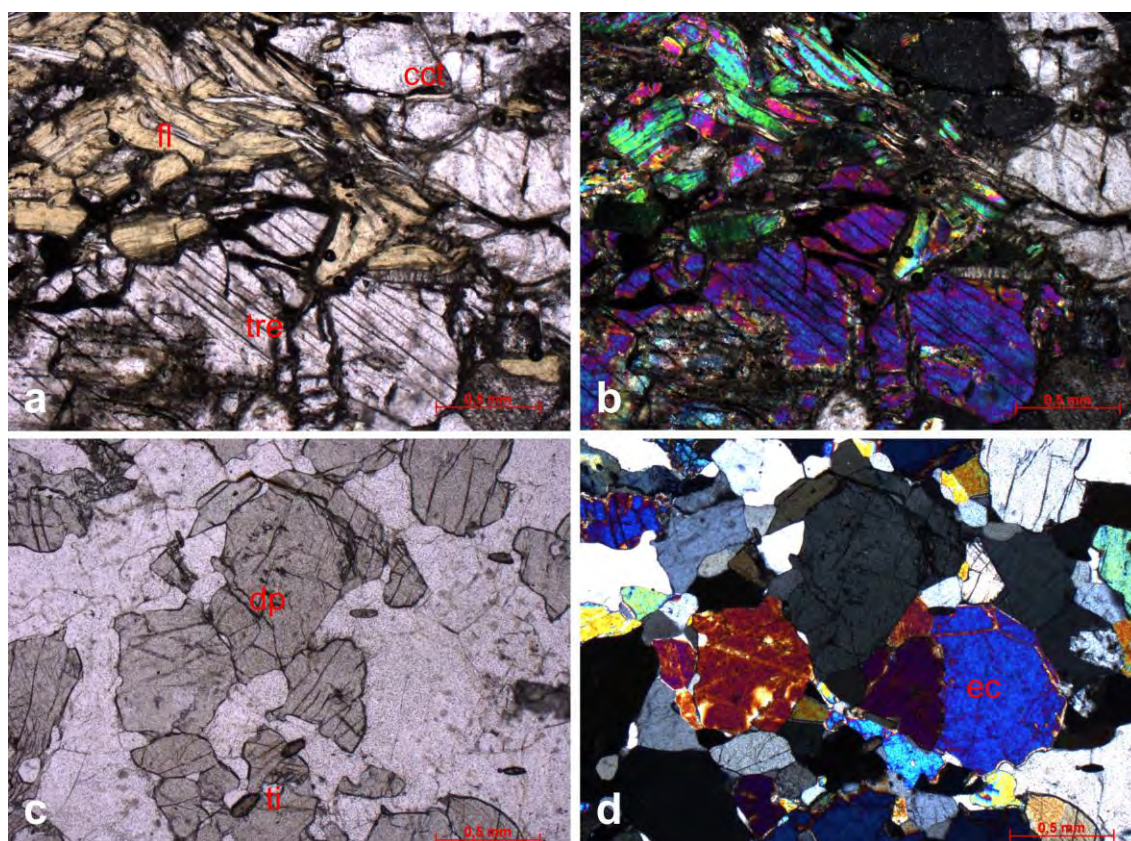


Figura 12 – a) Em LPP e b) LPC, mármore com ocorrência de tremolita (tre) manteeda por flogopita (fl) (pleocroísmo amarelo em LPP). c) Em LPP e d) LPC calcissilicática composta por diopsídio (dp), escapolita (ec) e titanita (ti), além de plagioclásio, K-feldspato, quartzo e carbonatos.

4.2.2.2. Metaprecipitado químico

Em campo os metaprecipitados químicos ocorrem em lentes de até dois metros de espessura, mineralogia constituída por pirobólios, granada, quartzo e opacos. São rochas muito semelhantes aos gonditos, tanto pelo aspecto enegrecido quanto pela densidade das amostras coletadas.

Petrografia

Este litotipo representado pela análise de uma lâmina (11-B na Tabela 5) é composto por clinopiroxênio, granada, cummingtonita, quartzo e opacos. A foliação principal é paralela ao bandamento e intercalação de níveis milimétricos ricos em granada e opacos e níveis ricos em clinopiroxênios e cummingtonita.

METAPRECIPITADO QUÍMICO	
11-B	
clinopiroxênio	25%
granada	30%
cummingtonita	10%
quartzo	20%
opacos	15%

Tabela 5 – Composição modal da lâmina petrográfica do litotipo metaprecipitado químico.

Clinopiroxênio ocorre em cristais subeuédricos com clivagem reta e cores de interferência típicas, frequentemente em intercrescimento com granada. A cummingtonita apresenta-se incolor com alto relevo e clivagem de anfíbólio, em luz natural, e geminação polissintética característica sob nicóis cruzados, também ocorre intercrescido em granada. O protólito foi interpretado como precipitado químico (metachert) possivelmente com influência vulcânica.

4.2.2.3 Quartzito

Os quartzitos têm ocorrência dispersa, intercalados aos xistos, gnaisses e calcissilicáticas, em lentes delgadas e até um metro de espessura. Podem ocorrer esporadicamente sob forma de bancadas com camadas centimétricas a decimétricas, limitados por níveis milimétricos ricos em muscovita, biotita e sillimanita.

Petrografia

A lâmina analisada (96-B na Tabela 6) possui mineralogia constituída por quartzo, biotita, K-feldspato, minerais opacos e acessórios como zircão. As principais estruturas observadas na lâmina analisada incluem foliação marcada por textura de achatamento de grãos (*grain flattening fabric*) e micas limitando a recrystalização ou a migração de limites de cristais de quartzo (*pinning structure*) (Figura 13).

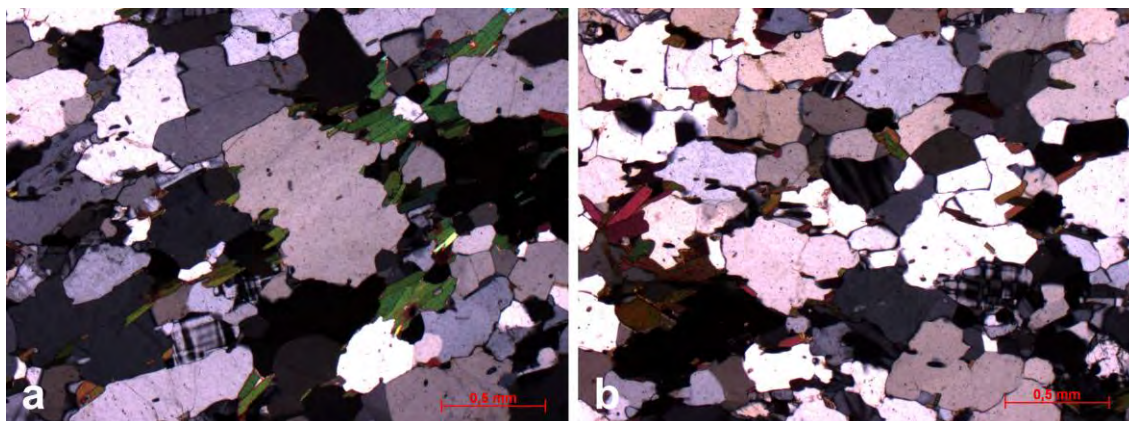


Figura 13 – a) Quartzito, biotita limitando a recrystalização ou a migração de limites de cristais de quartzo (*pinning structure*) b) Quartzito exibindo foliação marcada por achatamento de grãos (*grain flattening fabric*) na parte superior da foto.

QUARTZITO	
96-B	
quartzo	81%
biotita	10%
muscovita	2%
K-feldspato	7%
apatita	tr
zircão	tr

Tabela 6 – Composição modal da lâmina petrográfica do litotipo quartzito.

4.2.2.4 Anfibolito

Os anfibolitos (Figura 14) ocorrem localmente em camadas ou lentes decimétricas, paralelos à foliação principal, constituídos por anfibólio, plagioclásio e quartzo; salienta-se a ocorrência expressiva de blocos em drenagens afluentes ao rio Capitão Mor.



Figura 14 – Bloco de anfibólito com foliação marcada por níveis ricos em plagioclásio intercalados a níveis ricos em anfíbólios.

Petrografia

Uma única lâmina analisada deste litotipo (11-D na Tabela 7) apresentou composição modal constituída por hornblenda, plagioclásio, quartzo, opacos, titanita e granada.

ANFIBOLITO	
11-D	
hornblenda	58%
plagioclásio	22%
quartzo	12%
opacos	5%
granada	1%
titanita	2%
apatita	tr
zircão	tr
clorita	tr

Tabela 7 – Composição modal da lâmina petrográfica do litotipo anfibólito.

A foliação contínua é marcada pela orientação dos anfíbólios e pelo bandamento incipiente de níveis máficos (anfíbólio) e félsicos (com maior proporção de quartzo e plagioclásio) (Figura 15a e 15b). A hornblenda apresenta cor marrom indicando teores significativos de titânio em sua composição química.

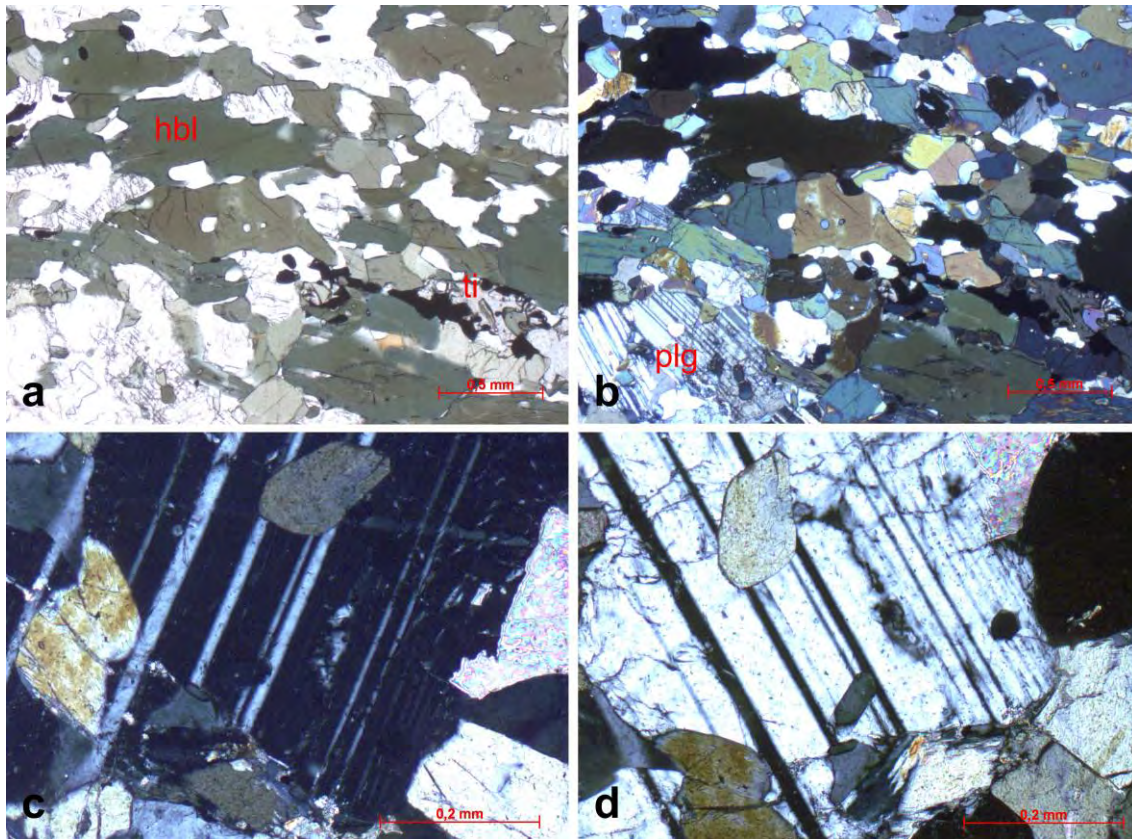


Figura 15 – a) Em LPP e b) LPC, anfibolito constituído por hornblenda (hbl), plagioclásio (plg), quartzo, opacos e titanita (ti), com foliação marcada pela orientação dos anfibólios e bandamento composicional. c) e d) LPC, plagioclásio tem composição de andesina com 45% de anortita, exibindo ângulo de extinção médio de 23°.

O plagioclásio tem provavelmente composição de andesina com 45% de anortita, ângulo de extinção médio de 23°, com apenas duas determinações realizadas (Figura 15c e 15d). O quartzo é intersticial em cristais anédricos granulares ou em fitas, apresentam inclusões de apatita. A granada ocorre como mineral acessório, em cristais xenomórficos podendo apresentar inclusões de zircão. Como minerais secundários aparecem traços de clorita e sericita substituindo respectivamente anfibólio e plagioclásio.

4.2.3 Hornblenda-biotita ortogneisse

São ortogneisses leucocráticos bandados (Figura 16), finos a médios, de textura equigranular com cristais de até 4 mm de plagioclásio (geminção polissintética) e anfibólio, com índice de cor entre 15 e 20%. A orientação de biotita, anfibólios, e bandamento composicional com intercalação de níveis máficos e félsicos definem a foliação. São observadas lineação de estiramento mineral de feldspatos e dobras fechadas a isoclinais (Figura 16a).

A mineralogia é constituída de anfibólio, biotita, quartzo, plagioclásio e pouco K-feldspato, que em conjunto com as características anteriores permite inferir uma composição granodiorítica a tonalítica para as rochas desta unidade (Figura 16b), segundo a classificação petrográfica de campo para rochas ígneas (Valença, 2008).

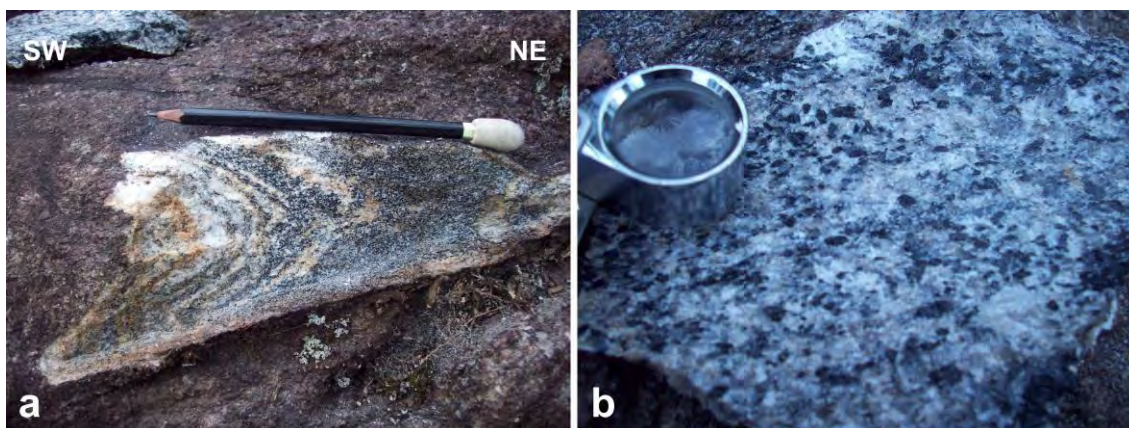


Figura 16 – a) Dobras apertadas no horblenda ortognaisse, exibindo bandamento composicional b) Detalhe de amostra de mão com mineralogia composta por cristais de hornblenda em matriz rica em plagioclásio e quartzo com pouco K-feldspato.

Esta unidade ocorre em corpos deformados e alongados segundo direção NE-SW concordantes à foliação principal, em três áreas distintas na região de mapeamento, intercalados aos paragnaisses e xistos.

As relações de campo entre as rochas desta unidade e as metassedimentares apontam intrusão magmática anterior às fases de deformação e do metamorfismo. Principalmente pela ocorrência de xenólitos das encaixantes em escala de afloramento nos contatos litológicos entre unidades ortoderivadas e paraderivadas (Figura 17), e também por estes mesmos contatos se apresentarem dobrados na escala de mapeamento (vide mapa geológico em anexo).

Estas características juntamente com o fato do conjunto ser cortado por pegmatitos leucocráticos com turmalina e muscovita, provenientes da progressiva fusão e desidratação dos metassedimentos, permitiram inferir o posicionamento dos corpos desta unidade como pré-tectônicos.



Figura 17 – Xenólito de sillimanita-xisto cortado dique deformado de hornblenda ortognaisse no contato entre as unidades.

Petrografia

A mineralogia deste ortognaisse foi estabelecida pela análise de apenas uma lâmina (5 na Tabela 8), constituída por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, K-feldspatos, titanita, acessórios como apatita, allanita, zircão, antipertita e mirmekita, secundários como epidoto e sericita substituindo feldspatos. A baixa proporção de hornblenda não reflete na realidade a quantidade deste mineral em amostras de mão, devido à lâmina ter sido feita em nível leucocrático.

HORNBLENDA ORTOGNAISSE	
5	
quartzo	32%
plagioclásio	48%
K-feldspato	4%
hornblenda	5%
biotita	10%
titanita	1%
muscovita	tr
allanita	tr
apatita	tr
epidoto	tr
clorita	tr

Tabela 8 – Composição modal da lâmina petrográfica da unidade hornblenda-biotita ortognaisse.

A foliação principal é contínua e marcada pela orientação de biotita e hornblenda e também pelo bandamento dos domínios quartzo-feldspáticos incipientes em microescala. A proporção normalizada para o diagrama QAP de Streckeisen (1974) classifica esta amostra como de protólito plutônico tonalítico, com aproximadamente 58% de plagioclásio, 37% de quartzo e 5% de K-feldspato.

A hornblenda apresenta cor verde e cristais anédricos de 300 micra a 4 mm, concentrando-se nos níveis mais ricos em biotita, com inclusões deste mineral e também de apatita e titanita (Figura 18 a e b).

O plagioclásio exibe maclas polissintéticas deformadas e contatos lobados com o quartzo formando agregados ou bandas estiradas (Figura 18c), por vezes com inclusões antipertíticas. A composição do plagioclásio é de 35% de anortita entre oligoclásio e andesina, com ângulos de extinção entre 20-18°. A ocorrência de mirmekita é esparsa (Figura 18d).

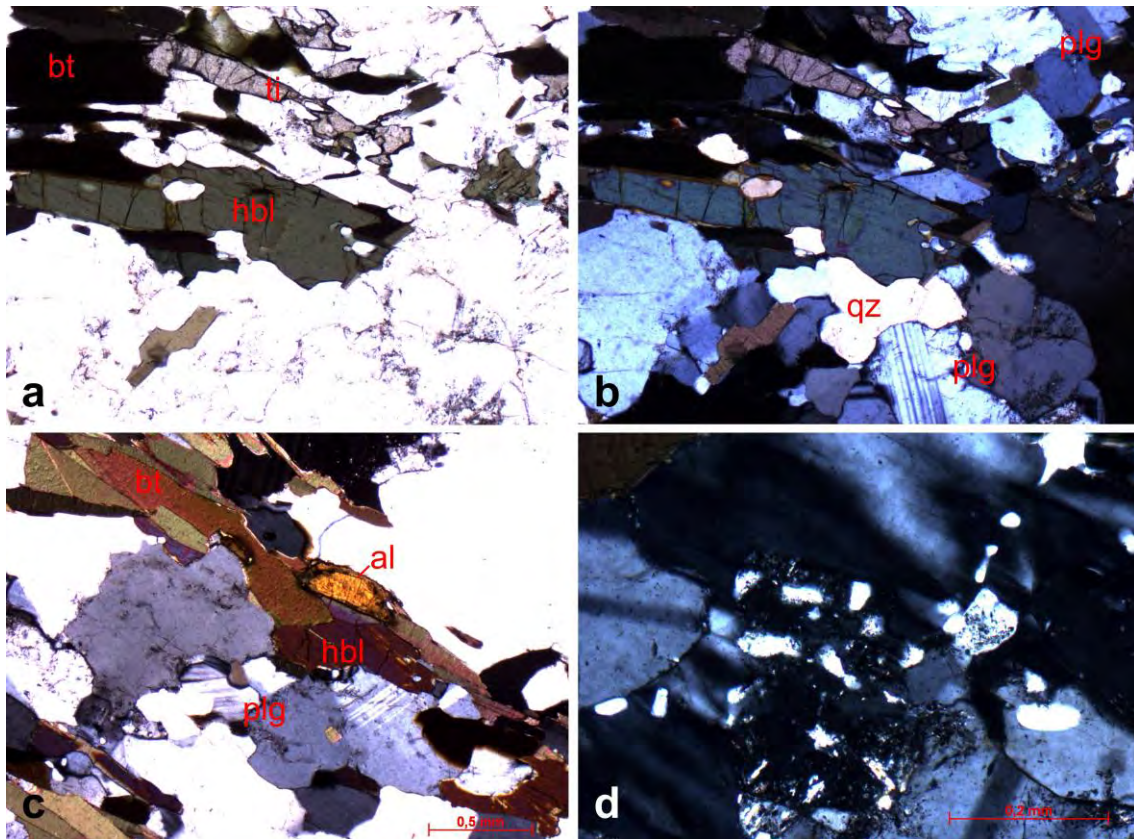


Figura 18 – a) Em LPP e b) LPC, hornblenda ortognaisse constituído por hornblenda (hbl), plagioclásio (plg), quartzo (qz), titanita (ti), biotita (bt). c) Allanita (al) em intercrescimento com hornblenda e biotita d) Detalhe de mirmekita indicando a ocorrência de K-feldspato, geralmente pertítico.

4.2.4 Ortognaisse porfírico

Esta unidade de rochas ortoderivadas caracteriza-se por gnaisses leucocráticos porfíricos, foliados, de granulação média a grossa, textura inequigranular porfírica seriada, com fenocristais de K-feldspato apresentando geminação Carlsbad típica, de 2 a 4 cm que podem alcançar 7 cm de comprimento, em matriz de granulação fina a média composta por biotita, quartzo e plagioclásio (Figura 19). A foliação pode ser fraca a moderada, marcada pela orientação dos fenocristais ou porfiroblastos, e secundariamente pela biotita. O índice de cor não ultrapassa 10%, permitindo inferir uma composição granítica para os ortognaisses desta unidade.



Figura 19 – Aspecto de campo do ortognaisse porfírico, com foliação marcada por orientação de fenocristais ou porfiroblastos de K-feldspato em matriz rica em biotita e quartzo.

A relação de contato intrusiva com as encaixantes metassedimentares é mais previsível em campo, sendo que não foram observados contatos dobrados tão freqüentes nos corpos de hornblenda-biotita ortognaisses. Próximo aos contatos os ortognaisses porfíricos apresentam foliação marcante que vai se tornando mais fraca rumo ao interior do corpo intrusivo.

A área de ocorrência desta unidade localiza-se a N-NW de Arapeí, apresenta-se aparentemente como um único corpo arredondado e ligeiramente alongado conforme direção NE-SW.

Petrografia

A composição modal de uma lâmina desta unidade (38 na Tabela 9) constitui-se de K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita, com minerais acessórios como apatita, opacos e zircão, e secundários como clorita substituindo biotita e sericita nos feldspatos (Figura 20). Normalizando para o diagrama QAP de Streckeisen (1974) para rochas ígneas plutônicas tidas como o protólito, a composição é de 55% de K-feldspatos, 28% de quartzo e 17% de plagioclásio classificando-o no campo dos sienogranitos.

A foliação principal é marcada pela orientação de fenocristais de K-feldspatos e biotita em cristais subeuédricos de 500 a 800 micra, que ocorrem coalescidos em bandas ricas em micas intercalados a níveis ricos em feldspatos e quartzo (Figura 20b).

ORTOGNAISSE PORFIRÍTICO	
38	
K-feldspato	50%
quartzo	25%
plagioclásio	15%
biotita	10%
mirmekita	Tr
apatita	tr

Tabela 9 – Composição modal da lâmina petrográfica da unidade ortogneisse porfirítico.

K-feldspatos são representados predominantemente por microclina (Figura 19a) com ortoclásio subjugado em fenocristais com até 5 mm, inclusões peritíticas e ocorrência de micropertita são freqüentes. Mirmekita ocorre acompanhando de forma sutil os planos de foliação incipiente. O plagioclásio tem composição albítica com até 8° de ângulo de extinção.

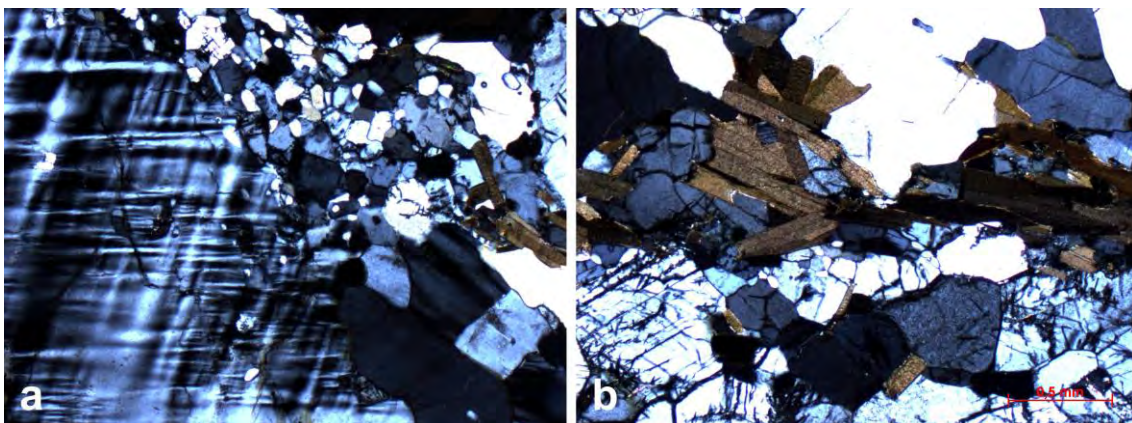


Figura 20 – a) Fenocristal de microclina com geminação tartan, em matriz composta por quartzo, k-feldspatos, biotita e plagioclásio. b) Biotita marcando o plano da foliação com incipiente bandamento composicional, em bandas ricas em quartzo, plagioclásio e K-feldspatos e bandas com biotita.

4.2.5 Granito gnaisse

São rochas ortoderivadas, hololeucocráticas a leucocráticas por vezes foliadas, que afloram nas proximidades do município de Bananal, em afloramentos intemperizados (Figura 21a). Possuem textura equigranular a inequigranular porfírica com cristais de feldspato alcalino em matriz de granulação fina (Figura 21b). A mineralogia é constituída por biotita, K-feldspatos, quartzo, pouco plagioclásio e sulfetos como acessórios. Não foi realizada análise petrográfica nesta unidade.

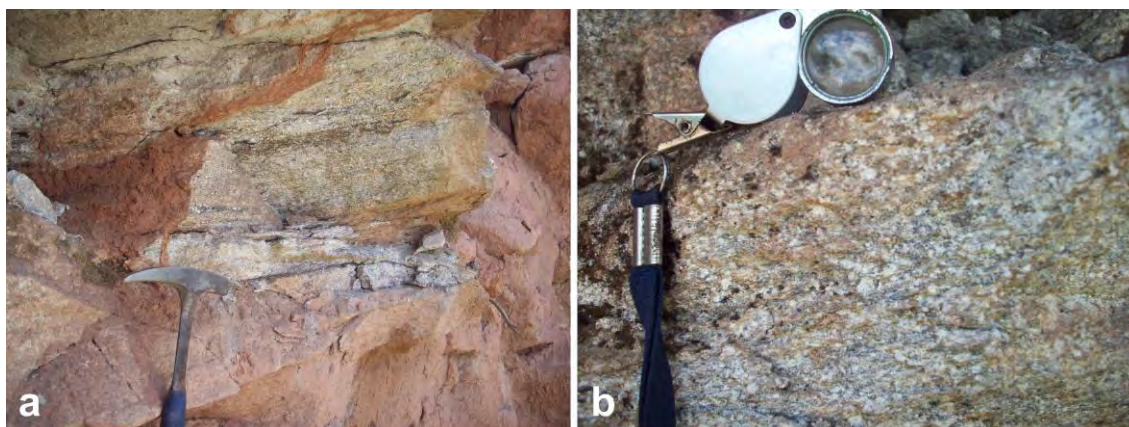


Figura 21 – a) Afloramento do granito gnaisse alterado b) Detalhe da textura inequigranular do granito gnaisse com cristais de K-feldspato caulinizados.

A relação de contato é intrusiva com as encaixantes metassedimentares, com ocorrência ocasional de dobras nos contatos, seguindo direção NE-SW regional da foliação principal. É comum a ocorrência de pegmatitos concordantes à foliação.

4.3. Geologia estrutural

As rochas da área de mapeamento apresentam estruturas de direção NE-SW predominante. Foram medidas 114 foliações e 32 lineações de estiramento; alguns eixos de dobras e planos axiais. Foram identificadas 3 fases de deformação pela integração dos dados de campo e petrográficos:

Fase D₁

Encontra-se obliterada por fases posteriores, porém evidências microtectônicas de uma primeira fase (D₁) com S₁ preservado entre planos da foliação principal que é na verdade uma clivagem de crenulação S₂. Ocorrências macro e microscópicas de dobras intrafoliares também indicam a existência de uma fase anterior à foliação principal.

Fase D₂

A segunda fase (D₂) gerou a foliação principal e progressivamente deformou S₀ e S₁ em dobras fechadas a isoclinais com vergência para SE e planos axiais paralelos à foliação mergulhando para NW (Figura 22 e seções geológicas do mapa em anexo).

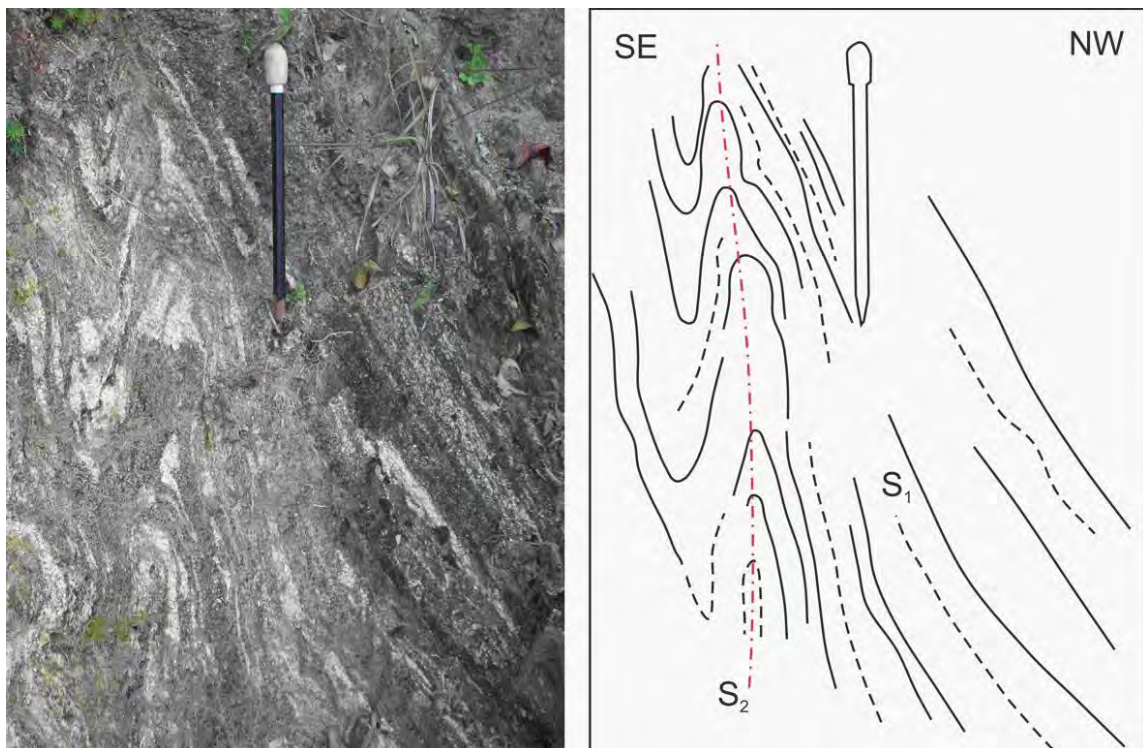


Figura 22 – Dobras fechadas a isoclinais da fase D₂ dobrando foliação S₁. Ponto 27 sobre a unidade paragneisse.

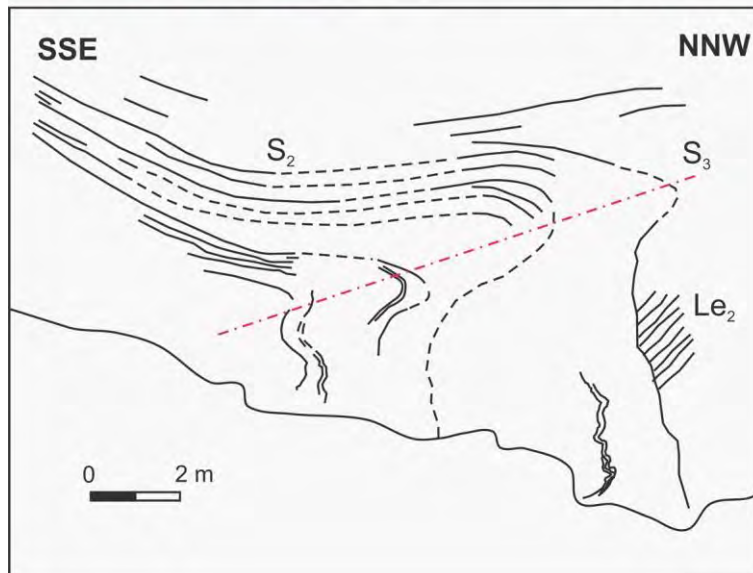


Figura 23 – Dobras fechadas a abertas com foliação S_2 dobrada por D_3 . Ponto 61 da unidade paragnaisse.

As foliações medidas com mergulho preferencial para NW ($310-320^\circ$) são principalmente da fase D_2 . As foliações com mergulhos subordinados para SE ($130-140^\circ$) foram geradas pelo redobramento D_3 (Figura 23). Plotadas em conjunto no estereograma (Figura 24) os pólos dos planos com mergulho para NW evidenciam D_2 com dobras fechadas a isoclinais. A guirlanda formada pelas foliações virando para SE evidenciam a fase D_3 .

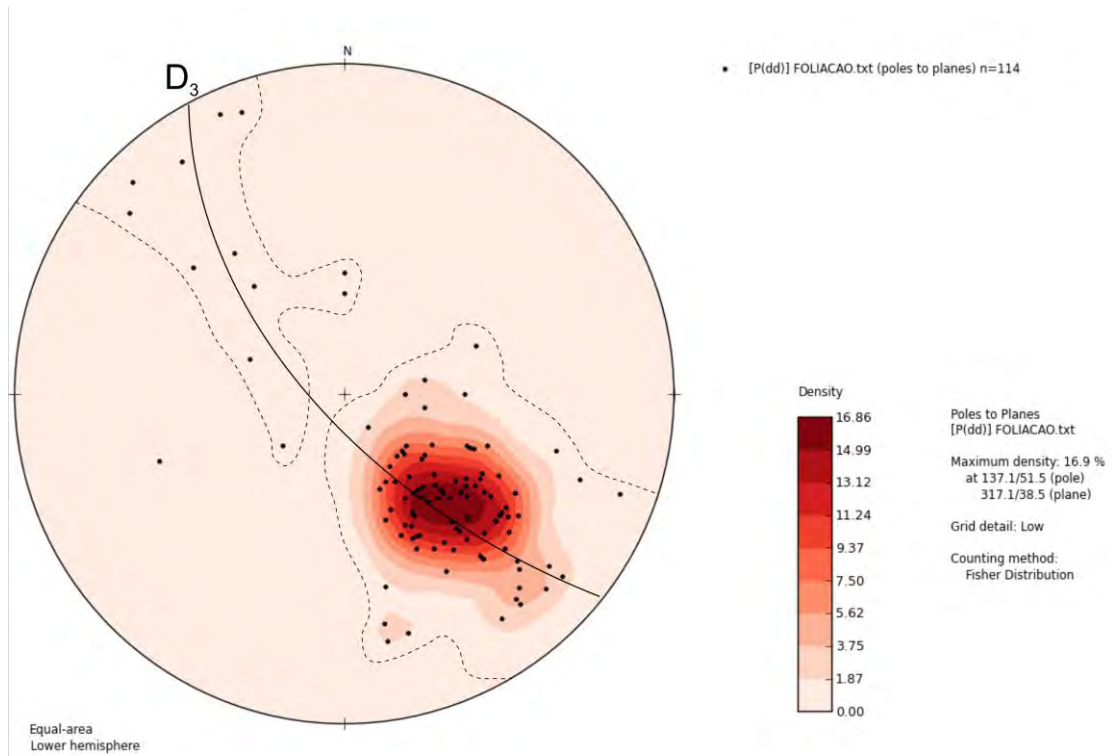


Figura 24 – Estereograma dos pólos, 114 foliações das fases de deformação em conjunto, evidenciando a predominância de megulhos para NW da fase D₂.

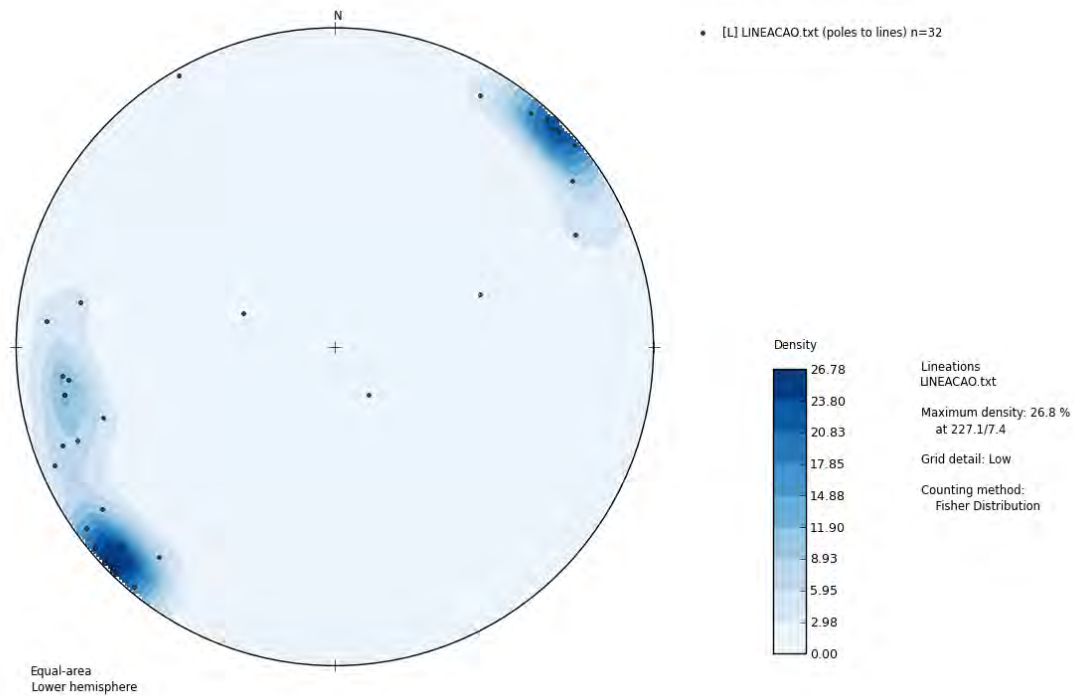


Figura 25 – Estereograma de 32 lineações de estiramento (principalmente da fase D₂), evidenciando a variação de caimentos para NE e SW.

As lineações de estiramento foram interpretadas como geradas durante a fase D₂, subparalelas aos eixos das dobras desta fase, com caimentos suaves para NE ou SW (Figura 25). Algumas medidas esporádicas de lineação mineral de biotita em ortognaisses e de crenulação D₃ em alguns xistos, são em sua maioria subparalelos às lineações de estiramento. Plotadas no estereograma observa-se a um equilíbrio entre sentidos NE e SW, que devem refletir a variação dos eixos das dobras.

Se as lineações de estiramento são paralelas ou subparalelas aos eixos das dobras D₂ é provável que sejam dobras em bainha ou em cortina. O movimento de transporte tectônico deveria ser SW, como sugere Figura 26b, ou NE paralelo a direção da foliação principal.

Os eixos caem para SW ou NE, com ocorrência de lineações de estiramento marcadas pela sillimanita, fitas de quartzo ou feldspatos e *boudins* de quartzo e feldspato paralelos à foliação principal (Figura 26).

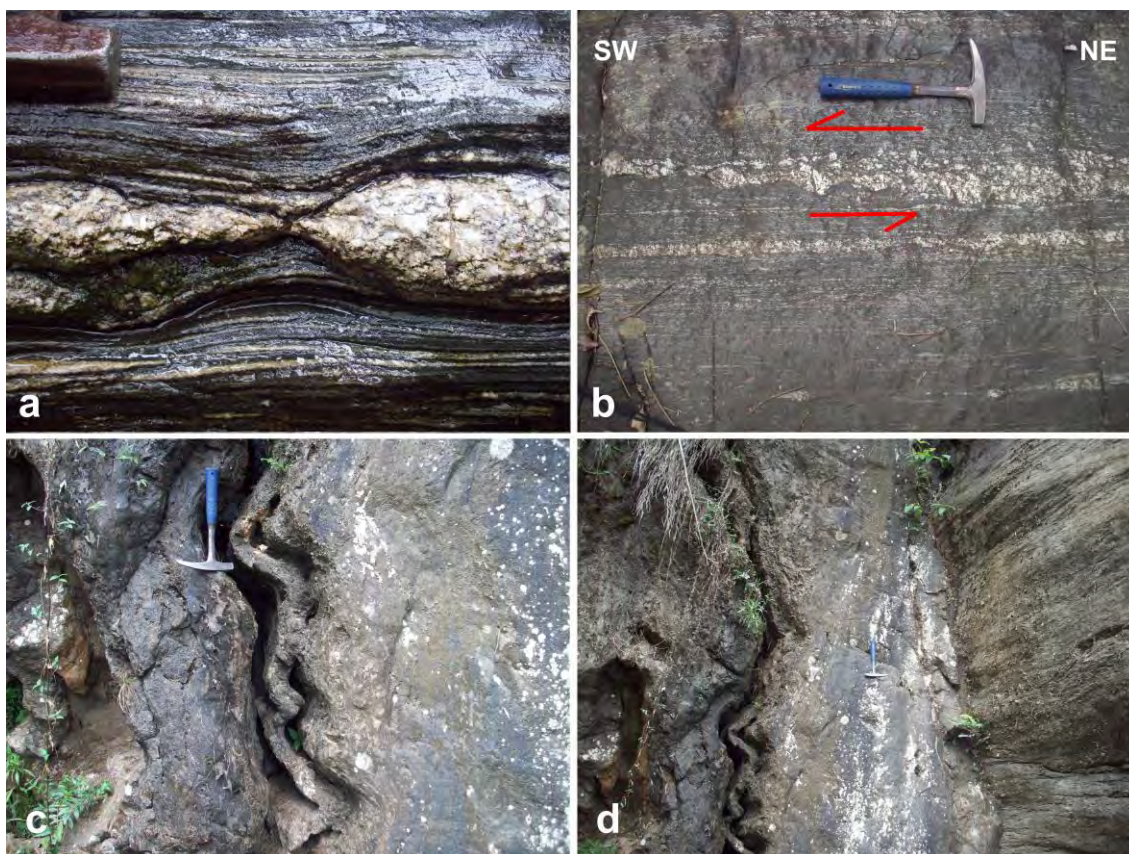


Figura 26 - a) *Boudins* de quartzo e feldspatos paralelos a S₂, evidências de estiramento na unidade paragnaisse no ponto 32. b) pequena zona de cisalhamento com indicadores cinemáticos sinistrais e transporte de topo para SW, unidade paragnaisse no ponto 110. c) dobras suaves a abertas em 'm' da fase D₃ dobrando S₂ com plano axial subhorizontal. d) dobras em 'm' da fase D₃ e provável lineação de estiramento da fase anterior D₂ sobre a foliação S₂ dobrada, no paredão à direita da foto.

Fase D₃

A terceira fase (D₃) gerou dobras abertas a fechadas, com planos axiais subverticais em geral mergulhando também para NW, dobrando a foliação principal D₂. Ocorrem também dobras em caixa. Os eixos D₃ caem para NE ou SW, subparalelos aos eixos D₂ e às lineações de estiramento D₂ (Figura 27). Em escala de afloramento (Figura 28), foram observados padrões de interferência do tipo bengala (tipo 3 de Ramsay & Huber, 1987) entre as fases de deformação D₂ e D₃. As foliações que mergulham para SE estão relacionadas à D₃. Na escala de mapeamento os fechamentos de dobras D₂ e D₃ aparentemente tem eixos variáveis caindo para sentidos opostos.

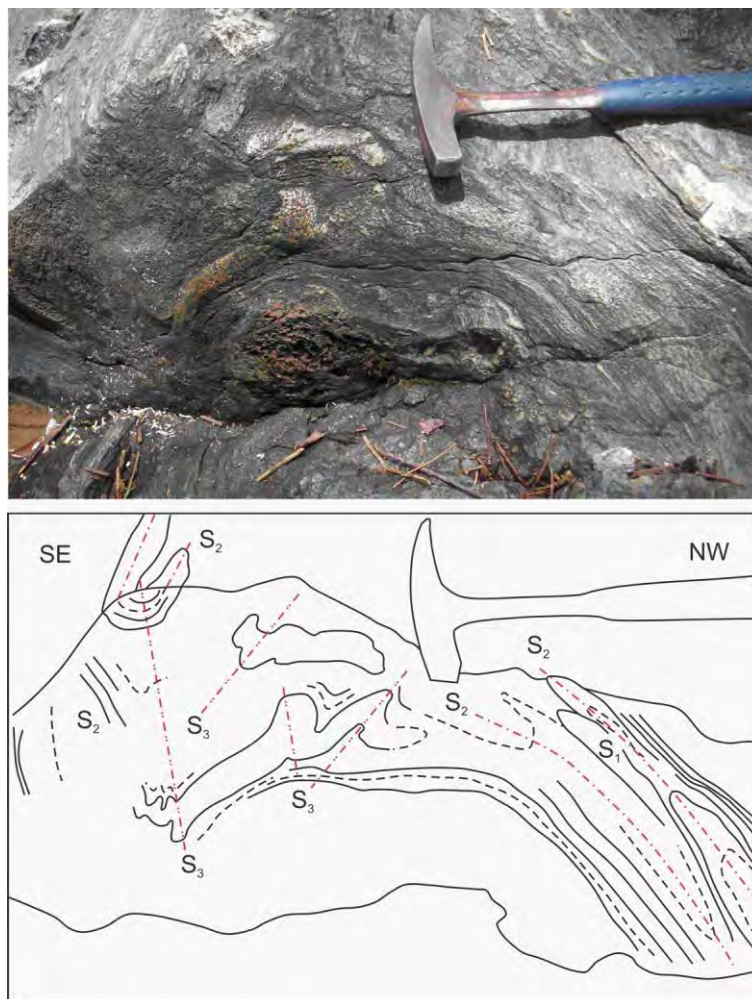


Figura 27 – Padrões de interferência em seção subvertical entre as fases D₂ e D₃. Fase D₂ mais evidente no segmento direito da foto, com dobras isoclinais com foliação plano axial, e fase D₃ redobrando S₂ em dobras em caixa com planos axiais variáveis mais íngremes mergulhando ora para NW ora para SE. Ponto 110 na unidade paragnaisse com intercalação de níveis decimétricos de rochas calcissilicáticas.

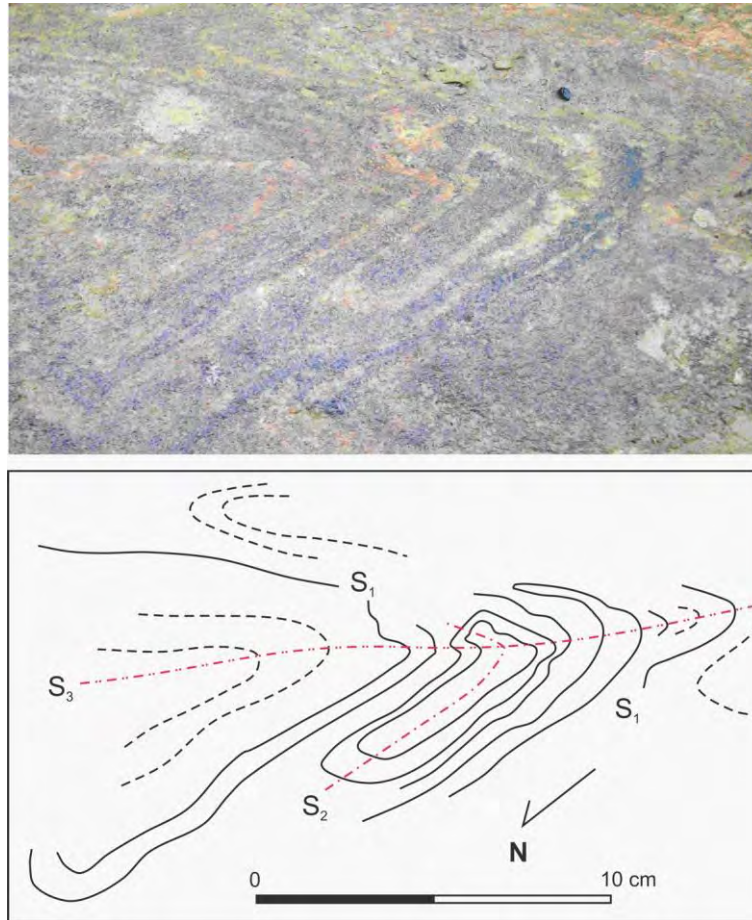


Figura 28 – Padrões de interferência em planta entre as fases D_2 e D_3 do tipo 3, em bengala, conforme Ramsay & Huber (1987). Ponto 25 na unidade paragnaisse.

Foram observadas zonas de cisalhamento (*shear bands*) restritas e descontínuas (Figura 29), com estruturas S-C' e raros indicadores cinemáticos. Nenhuma zona de cisalhamento expressiva foi encontrada na área de mapeamento. O lineamento do Rio do Gavião e Capitão Mor não apresentou nos afloramentos visitados características estruturais relativas a uma zona de cisalhamento, onde não foi observada ocorrência de milonitos (vide mapa geológico em anexo do segmento localizado na folha Rio Mambucaba).

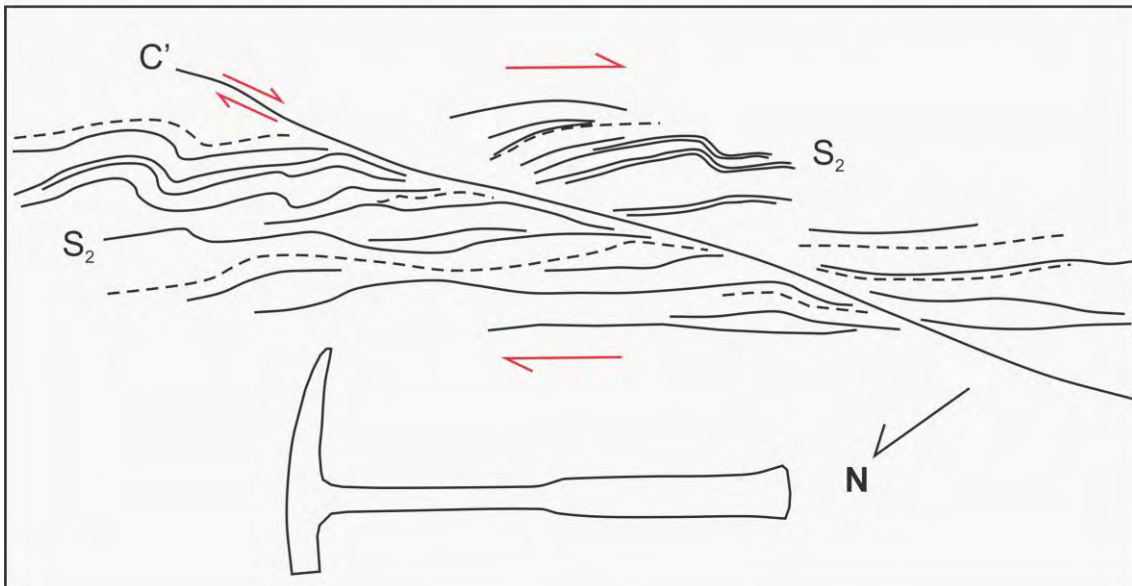


Figura 29 –Indicadores S-C' dextrais em pequena zona de cisalhamento. Ponto 25 na unidade paragnaisse.

4.4 Metamorfismo

O pico de metamorfismo está associado à foliação principal D_2 pelas evidências de minerais sin a tardi-tectônicos característicos de um metamorfismo regional de alto grau. A obliteração das foliações crenuladas S_1 por minerais da segunda fase não permitiu a observação da associação mineralógica precisa do metamorfismo nestas estruturas.

Entre as principais texturas metamórficas foram observadas: sobrecrescimento de sillimanita nos domínios ricos em biotita e muscovita (Figura 30c e Figura 31a e

31b), intercrescimento ou inclusões de sillimanita em porfiroblastos de granada (Figura. 30a e 30b), K-feldspato com bordas recrystalizadas (Figura 30d e Figura 31c), textura decussada em biotita (Figura 31d) e bandamento por segregação de quartzo e K-feldspato com indícios de processos de migmatização (Figura 30c, 30d e Figura 31c) .

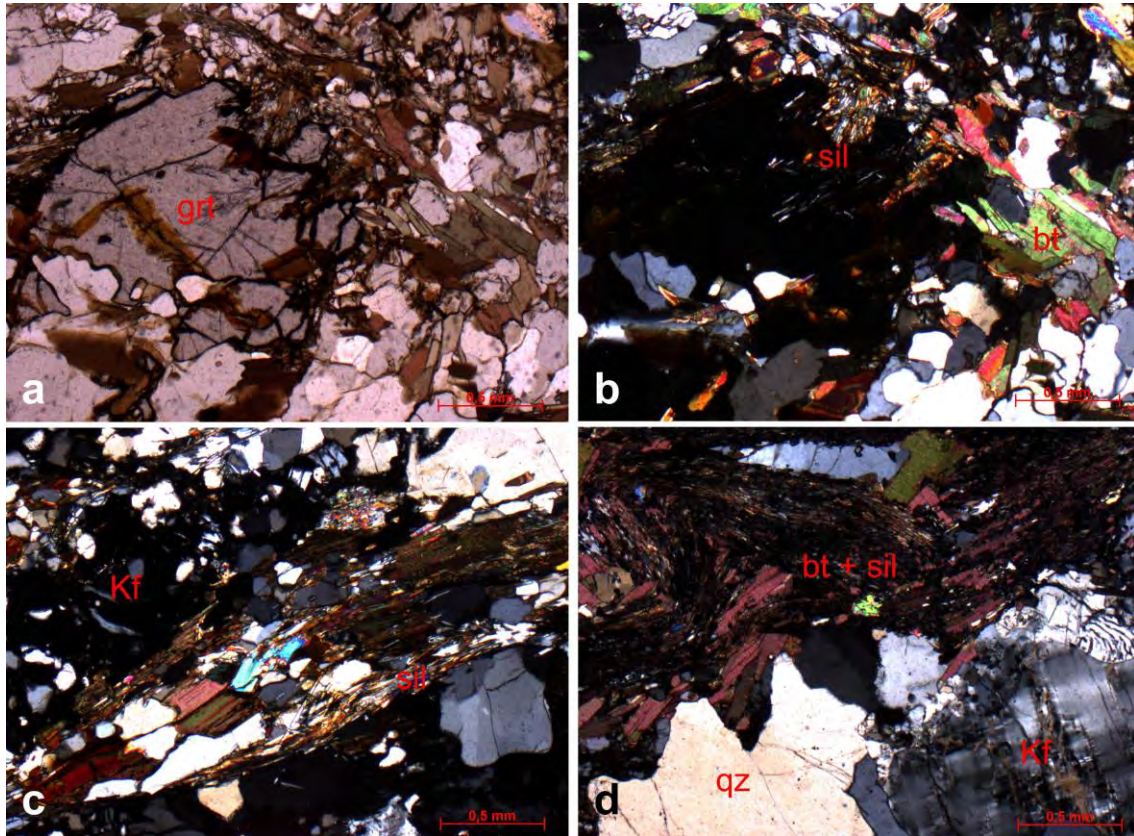


Figura 30 – a) Em LPP e b) LPC, intercrescimento ou inclusões de sillimanita (sil) em porfiroblastos de granada (grt). c e d) Intercrescimento de sillimanita (sil) com biotita e presença de quartzo e K-feldspato (qz e Kf).

As rochas de protólito pelítico, englobadas nas unidades de sillimanita-granada-biotita xisto e paragnaisse, apresentaram a associação mineralógica constituída por biotita, quartzo, muscovita, sillimanita, granada, K-feldspato, plagioclásio (oligoclásio) e estauroлита.

Esta associação refere-se em características gerais a um metamorfismo regional de alto grau, situando seu caminho P-T como provavelmente intermediário entre Barroviano e Buchaniano como descrito anteriormente para as rochas do Complexo Embu (Fernandes, 1991; Trouw, comunicação pessoal).

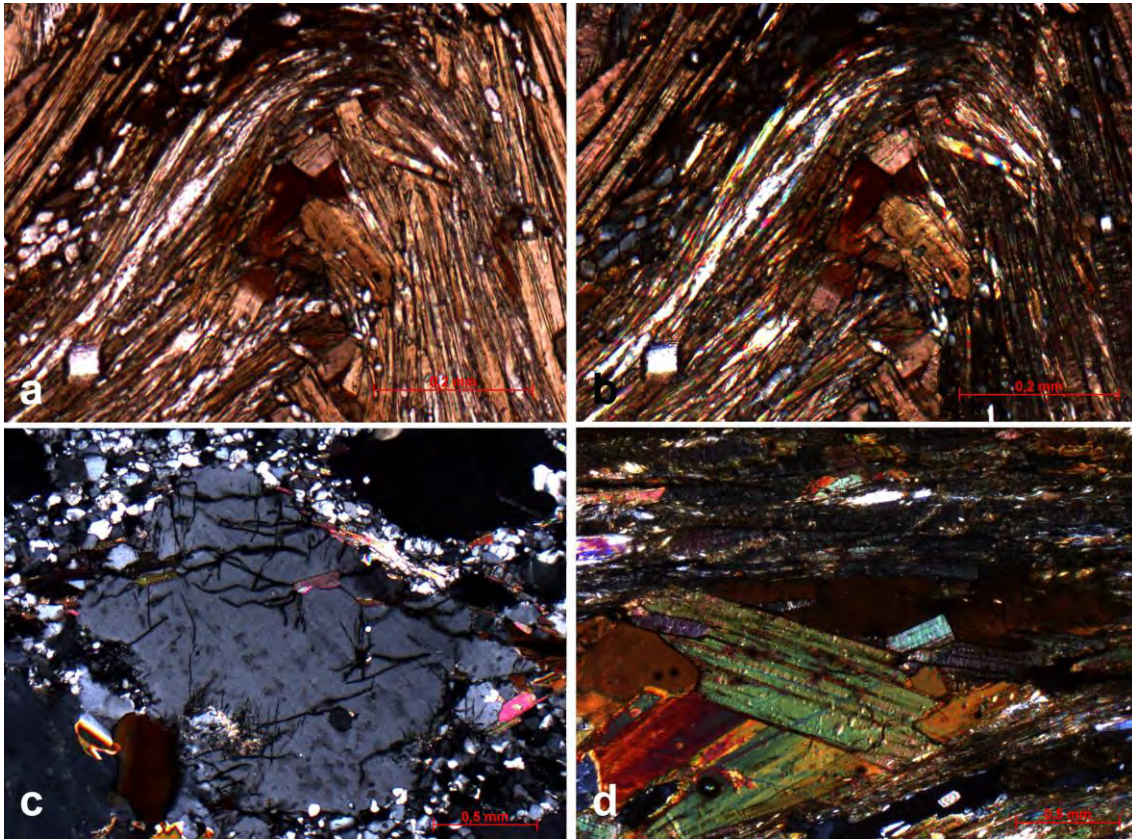


Figura 31 – a) Em LPP e b) LPC, sobrecrecimento de fibrolita, com seções basais quadráticas e cores de interferência cinza, em biotita, em crenulação D_3 . c) recristalização nas bordas de K-feldspato. d) Biotita com textura entrelaçada ou decussada sobre foliação principal.

As rochas de protólito pelítico da unidade sillimanita-granada-biotita xisto, estão situadas em um pequeno campo de estabilidade do gráfico P-T (pelíticas) referente à primeira zona de sillimanita, teoricamente limitado pelas curvas da estauroлита e do início de fusão parcial, evidenciada em campo por leucossomas quartzo-feldspáticos com turmalina (Figura 32). As rochas da unidade paragnaisse apresentam apenas muscovita secundária, retrometamórfica, e presença significativa de K-feldspatos e plagioclásio, características que as situam à direita da curva de reação de desaparecimento da muscovita pela reação $\text{muscovita} + \text{quartzo} = \text{K-feldspato} + \text{aluminossilicatos}$ (Figura 32). Suspeita-se que a única ocorrência de estauroлита seja na verdade retrometamórfica, o que resultaria no campo de estabilidade do paragnaisse, em condições de temperatura entre 650-750 °C e pressão litostática entre 5-7 kbar, com associação mineral em equilíbrio químico na facies anfibolito alto de média pressão.

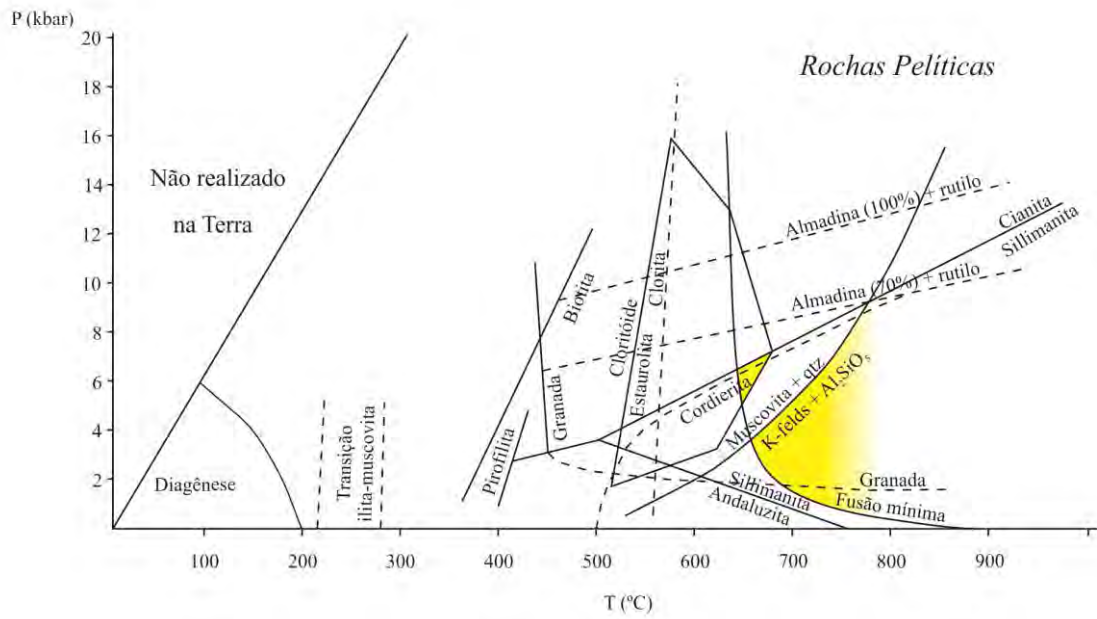


Figura 32 – Gráfico P-T para as unidades de mapeamento de protólito pelítico, no campo de estabilidade referente à facies anfibolito alto de média pressão.

Nos anfibolitos a associação observada é composta por hornblenda verde-marrom, andesina, pouca titanita e granada. A associação mineral observada no anfibolito situaria esta rocha no gráfico P-T para rochas máficas, nos campos de estabilidade da hornblenda e oligoclásio/andesina, em condições de temperatura acima 500 °C e pressão entre 5 kbar. Na combinação entre os gráficos P-T para rochas pelíticas e máficas, observa-se a sobreposição dos campos de estabilidade em conjunto, resultando em um campo entre 650-750 °C, conforme observados no metamorfismo das rochas calcissilicáticas e mármore, concordando de certa forma com o campo de estabilidade das rochas de protólito pelítico (Figura 33). Esta combinação resulta em um metamorfismo de facies anfibolito alto de média pressão.

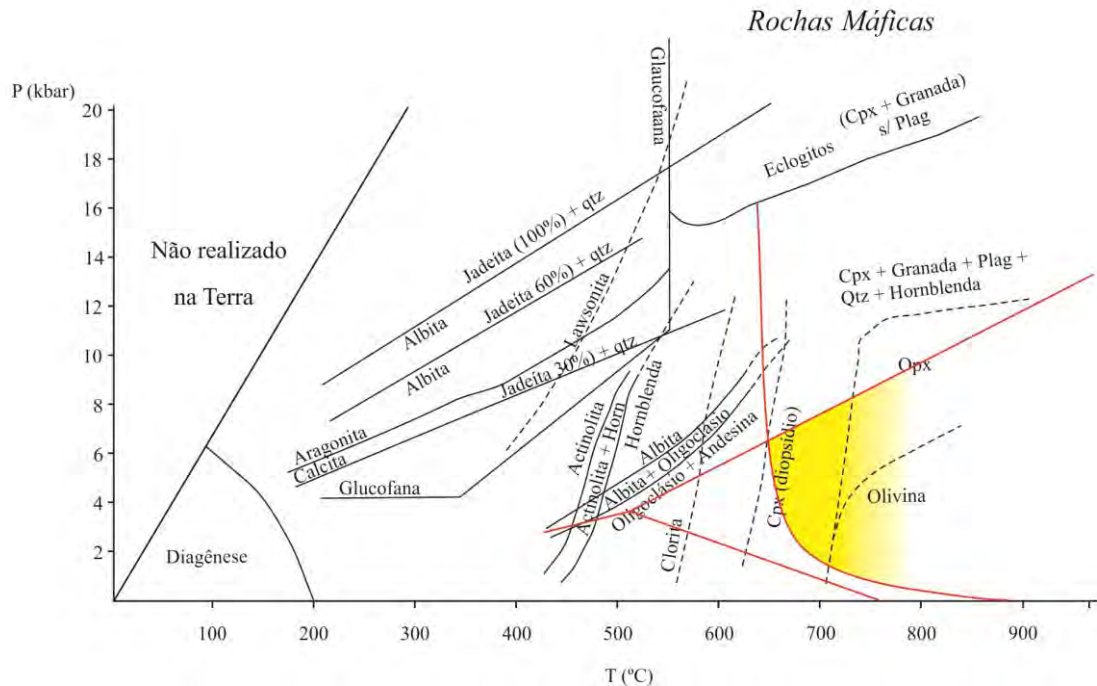


Figura 33 – Gráfico P-T para as unidades de mapeamento de protólito máfico com sobreposição do campo referente ao metamorfismo das rochas pelíticas, no campo de estabilidade referente à facies anfibolito alto de média pressão.

Para as rochas de protólito carbonático ou máfico utilizaram-se as associações mineralógicas observadas nos anfibolitos, calcissilicáticas e mármore. As calcissilicáticas e mármore apresentam calcita, quartzo, muscovita, biotita, titanita e flogopita associadas separadamente em diferentes pontos com tremolita, diopsídio, escapolita e olivina (Figura 34).

O metamorfismo de rochas carbonáticas e calcissilicáticas é governado principalmente por: composição mineralógica e geoquímica (CaO, MgO e SiO₂); composição do fluido (principalmente proporções entre CO₂ e H₂O); pressão litostática; e também a pressão parcial de CO₂ (XCO₂), que joga um importante papel na cristalização de diferentes fases minerais por ser um dos principais produtos das reações, com ocorrência de tremolita, diopsídio e olivina.

Segundo os diagramas ternários de fases CaO, MgO e SiO₂ para rochas carbonáticas (Yardley, 1989) é necessário teores significativos de Mg sob forma de dolomita ou magnesita e também de sílica para que a formação das fases minerais talco e tremolita ocorram no início do metamorfismo sob facies sub-xisto-verde até anfibolito baixo.

O aumento gradual da temperatura e da pressão parcial de CO₂ favorece a estabilidade de diopsídio e olivina em temperaturas acima dos 500 °C. A proporção de

CO₂ no fluido produzido pelo metamorfismo é três vezes maior do que a água e consequentemente sua pressão parcial acaba conduzindo a maior parte das reações.

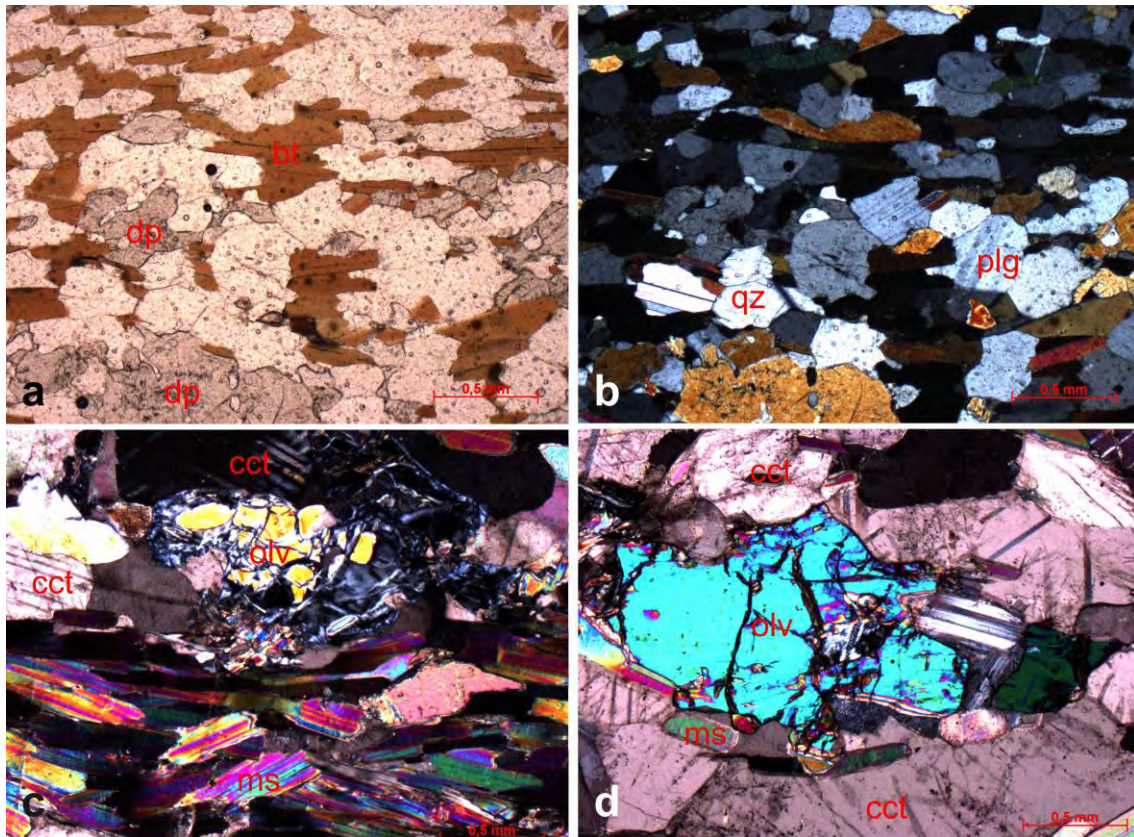


Figura 34 – a) Em LPP e b) LPC, calcissilicática com diopsídio (dp), biotita (bt) marcando a foliação, quartzo (qz) e plagioclásio (plg) em bandamento composicional. c) mármore com olivina (olv) cloritizada, foliação marcada por muscovita (ms) e alta proporção de carbonatos (cct). d) mármore com olivina (olv) fraturada mantada por muscovita e carbonatos (cct) recristalizados.

A substituição de minerais ferro-magnesianos por clorita é frequentemente observada, como no caso da olivina e biotita principalmente, devendo estar associado aos processos de exumação e diagênese posteriores, dessa forma não foram identificadas evidências de processos retrometamórficos.

4.5 Microtectônica

Esta análise foi útil para o reconhecimento e diferenciação das fases de deformação e complementação das estruturas observadas em campo.

As estruturas e sua relação com os porfiroblastos estão bem preservadas particularmente nos xistos e paragneisses, neste trabalho utilizou-se a metodologia do trabalho de Passchier & Trouw (2005).

A foliação principal foi definida como S_2 , uma clivagem de crenulação evidenciada por microdobras apertadas a isoclinais D_2 em biotita que preservam a foliação pretérita S_1 nos domínios de microlitons (Figura 35).

A associação da fase D_1 está obliterada pelo crescimento mimético e recristalização da fase D_2 , a biotita e muscovita de granulação muito fina que marca resquícios da foliação preservada S_1 , foram interpretadas como sin- D_1 a tardi- D_1 .

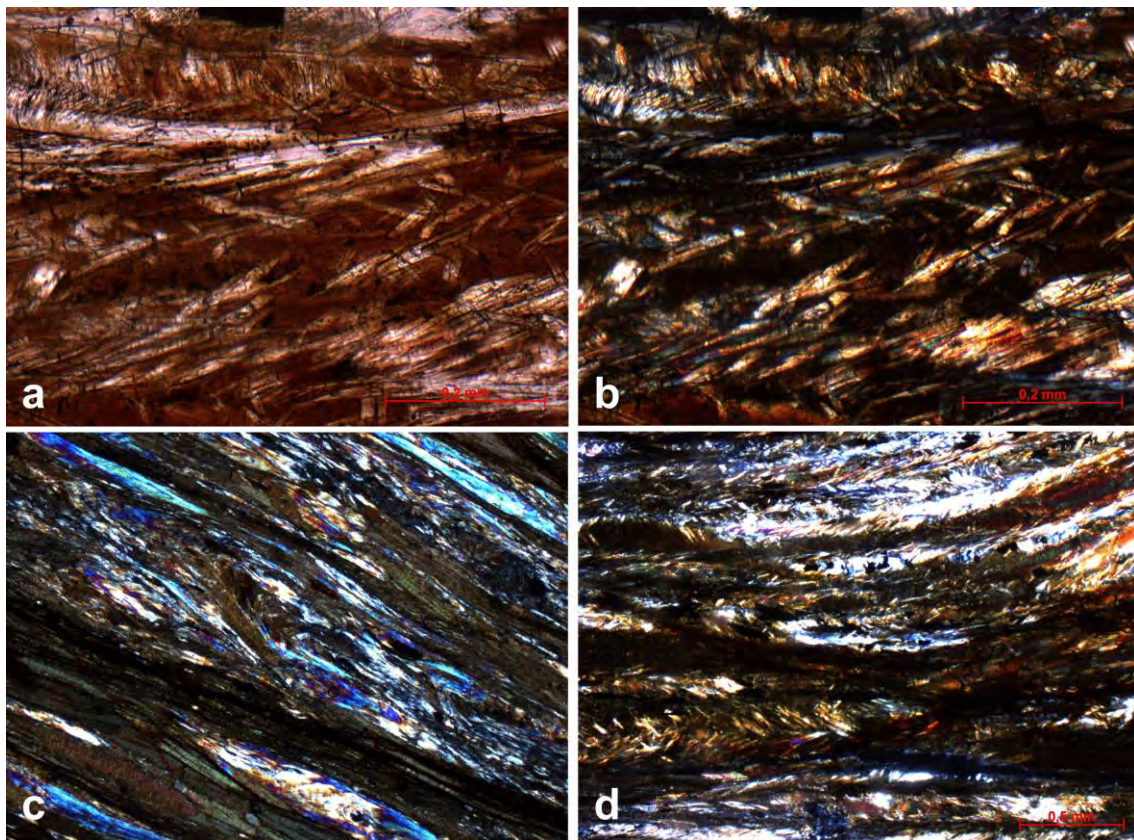


Figura 35 – a) Em LPP e b) LPC, sillimanita sobrecrecendo em S_1 sob forma de arcos poligonais sobre a clivagem de crenulação que define a foliação principal S_2 subortogonal a S_1 c) evidências de microdobras D_2 dobrando S_1 em lâmina com a foliação principal inclinada na foto d) a clivagem de crenulação é a foliação principal subhorizontal na foto.

A fase D_2 está bem representada pelo sobrecrecimento de sillimanita sin a tardi- D_2 em arcos poligonais na crenulação da foliação S_1 , assim como paralelo a S_2 , evidente nas seções delgadas paralelas a lineação de estiramento das amostras de campo (Figura 36). Os porfiroblastos de granada também foram interpretados como sin- D_2 , com evidências de sombras de pressão e deflexão da foliação S_2 marcada pela orientação de mantos de biotita e sillimanita (Figura 36d). O bandamento composicional gnáissico de quartzo e feldspatos é também frequentemente observado em lâmina (Figura 36a e 36b e 36c).

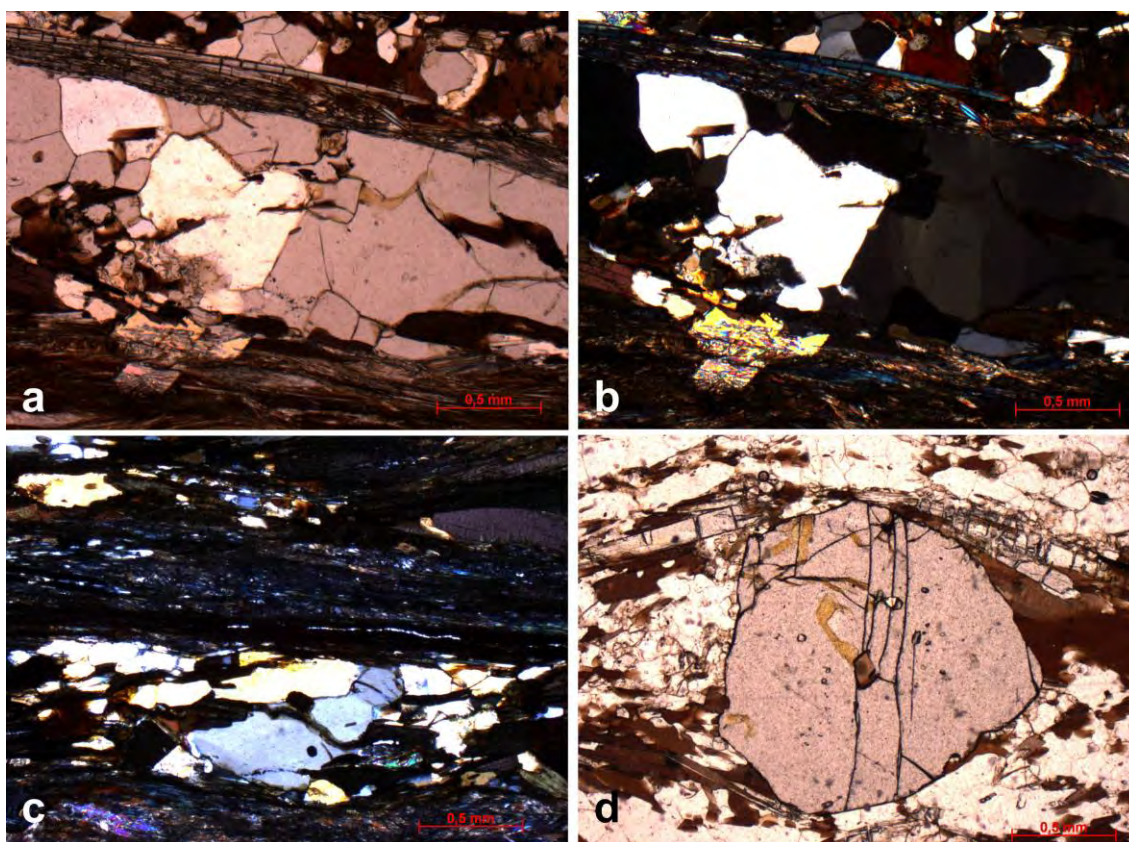


Figura 36 – a) Em LPP e b) LPC, paragneisse com sillimanita sobrecrecendo em S_2 e segregação de quartzo e feldspato. c) bandamento composicional no paragneisse evidências de dobras S_2 em lâmina com a foliação principal inclinada na foto d) porfiroblastos de granada também sin- D_2 , sombras de pressão e deflexão da foliação S_2 marcada pela orientação de biotita e sillimanita.

Na fase D_3 é possível observar a crenulação com microdobras em caixa e traços de planos axiais variáveis. Os eixos desta crenulação são subparalelos à lineação de estiramento da fase D_2 , caem para NE ou SW, dessa forma as seções delgadas ortogonais ao estiramento são as mais representativas (Figura 37).

Nestes casos a sillimanita apresenta quase sempre a seção basal, orientada conforme o estiramento da fase anterior. A biotita em textura entrelaçada ou decussada

sobrecresce subparalela ao traço axial das dobras D_3 e também substituindo granadas, interpretadas como sin a tardi- D_3 . Nas charneiras é freqüente a presença de quartzo com ocasional ocorrência de feldspatos (fig. 38).

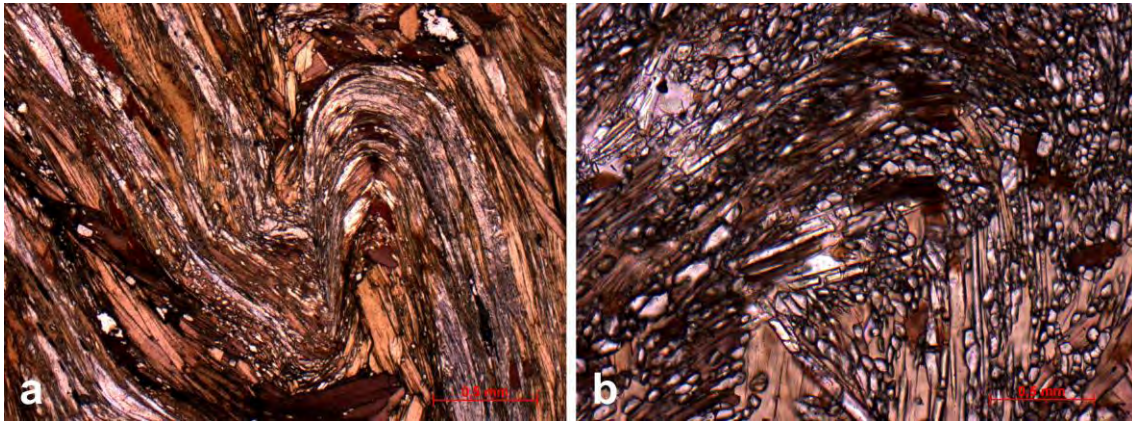


Figura 37 – a) Crenulação D_3 com dobras em caixa, biotita sin- D_2 e sin- D_3 crescendo paralela ao traço axial das dobras. b) Sillimanita em seção basal paralela ao estiramento, seção delgada ortogonal a lineação de estiramento evidenciando crenulação D_3 com eixos suparalelos ao estiramento D_2 .

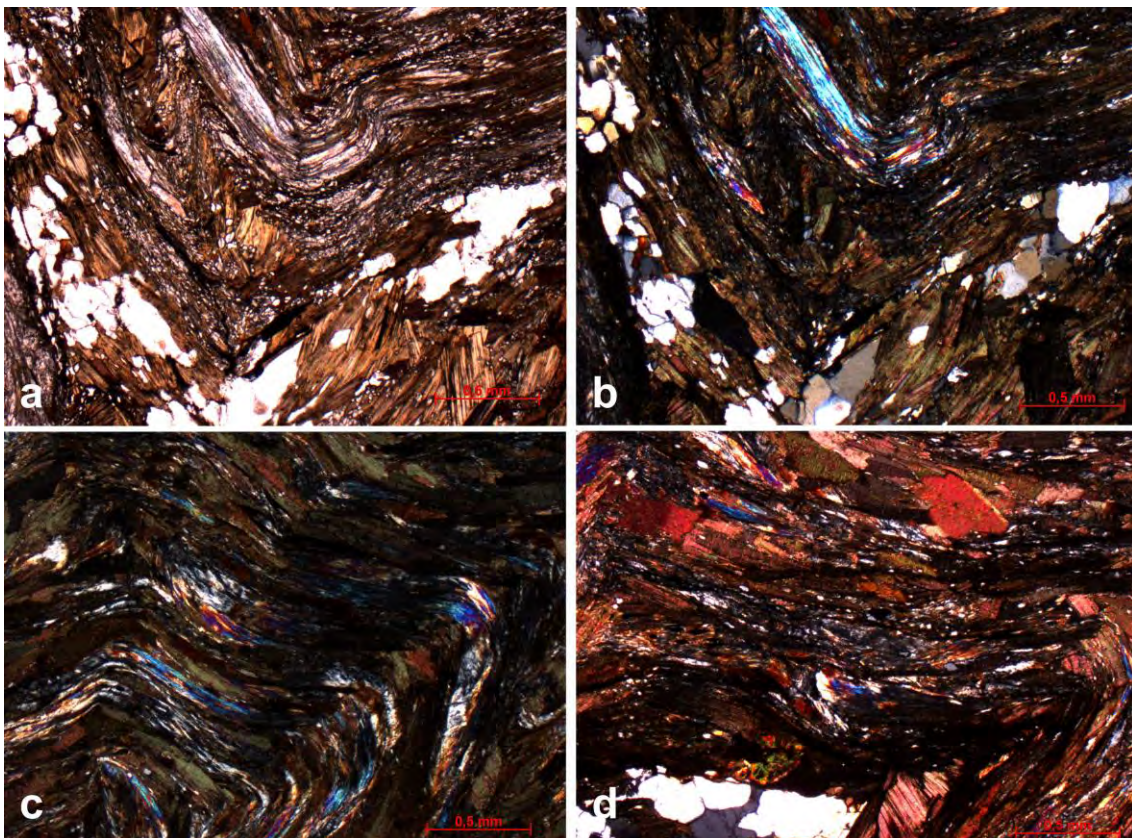


Figura 38 – a) Em LPP e b) LPC, crenulação D_3 marcada por muscovita, biotita e sillimanita, com charneiras exibindo quartzo e feldspato. c e d) variação dos traços axiais das microdobras em caixa da fase D_3 .

Em resumo a microtectônica possibilitou o reconhecimento das fases de deformação com a interpretação do crescimento dos minerais metamórficos relacionados (Figura 39 e 40).

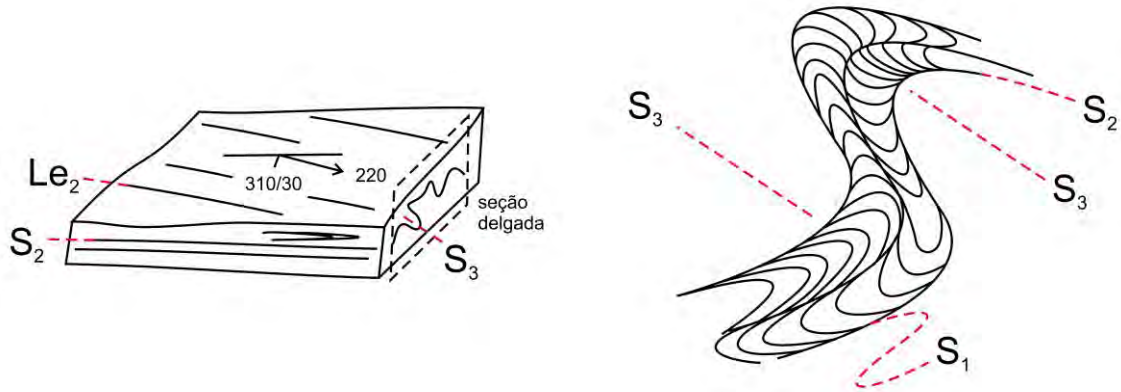


Figura 39 – Esquema das 3 fases de deformação em seção delgada ortogonal à lineação e ao eixo da crenulação como na amostra de mão do ponto 11.

Na figura 39 abaixo observa-se que o pico do metamorfismo deve ter ocorrido durante a segunda fase de deformação devido ao crescimento de minerais de médio a alto grau metamórfico, como a ocorrência de sillimanita e de veios anatéticos.

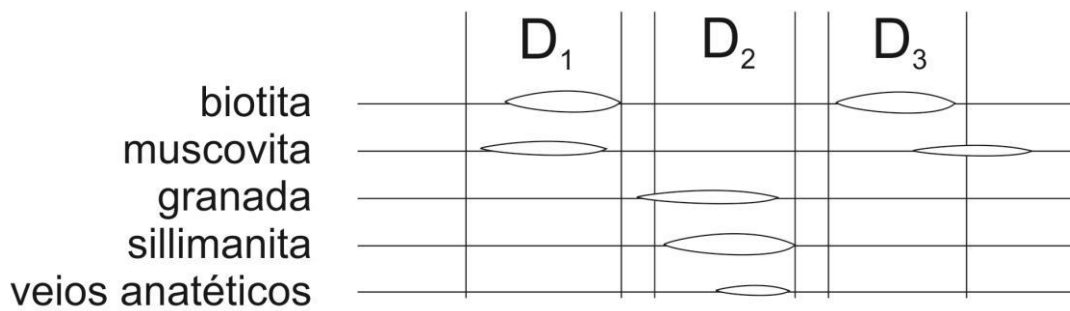


Figura 40 – Interpretação da seqüência de crescimento dos minerais metamórficos em relação às fases de deformação das unidades de protólito pelítico.

5. CONCLUSÃO

As unidades de mapeamento descritas no presente trabalho apresentaram similaridades litológicas e estruturais às unidades descritas em trabalhos anteriores. As unidades de protólito siliciclástico assemelham-se às unidades Beleza e São João descritas para o Grupo Paraíba do Sul por Almeida *et al.* (1973). As unidades ortoderivadas também encontram analogias em Eirado *et al.* (2006): a unidade hornblenda-biotita-ortognaisse com Granito Campinho; gnaisse granito com o Granito Bananal; e o ortognaisse porfirítico com o Granito Campo Alegre.

Apesar da complexa relação de contato entre intrusivas e metassedimentares e diferentes fases de deformação, durante a etapa de mapeamento algumas divergências não permitiram a identificação ou separação das unidades em entidades tectônicas distintas: não foram encontrados indícios de zonas de cisalhamento expressivas e nem ocorrência de milonitos que sustentem a hipótese de um contato tectônico no lineamento Rio Gavião entre dois terrenos tectônicos distintos; e ainda, as unidades de mapeamento comportam-se contínuas de um lado a outro do lineamento em questão, com os mesmos litotipos e padrões estruturais.

Dessa forma, a análise dos dados levou a interpretação de que as unidades de mapeamento dessa área devem pertencer a um mesmo domínio tectônico-estratigráfico contínuo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1973. *The Preounbrian Evolution of the South America Cratonic Margin, South of the Amazon River*. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (ed). *The Ocean Basin and Margins*. 411-446.

EIRADO, L. G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H. 2006. Os Terrenos Tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 36 (3): 426-436.

FERNANDES, A. J. 1991. *O complexo embu no leste do Estado de São Paulo - contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 120 p.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; 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.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V. 2004. *A Província Mantiqueira*. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (orgs.): *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 203-234.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd ed., Germany, Springer-Verlag. 366 p.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press. 700p.

STRECKEISEN, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie* 63: 773-785.

TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A. 1994. *A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como a Zona de Interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira*. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos 3: 234-235.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; 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, D.A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, 287-310.

VALENCA, J. G. 2008. *Classificação petrográfica de campo, de rochas ígneas ou magmáticas*. Departamento de Geologia. UFRJ. (Dados não publicados).

YARDLEY, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman. 248p.

MAPA GEOLÓGICO ENTRE BANANAL E ARAPEÍ (SP)

ESCALA 1 : 50.000
 Datum Horizontal: Córrego Alegre 23K - Datum Vertical: Imbituba (SC)
 Base cartográfica digital baseada em 2 cartas topográficas na escala 1:50.000 (IBGE) no sistema UTM
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO - CCMN - IGEO - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 ANEXO AO TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO - ORIENTADOR: PHD. RUDOLPH A. J. TROUW
 AUTOR: LUCAS BALSINI GARCINDO

CONVENÇÕES

→ LINEAÇÃO
 FOLIAÇÃO

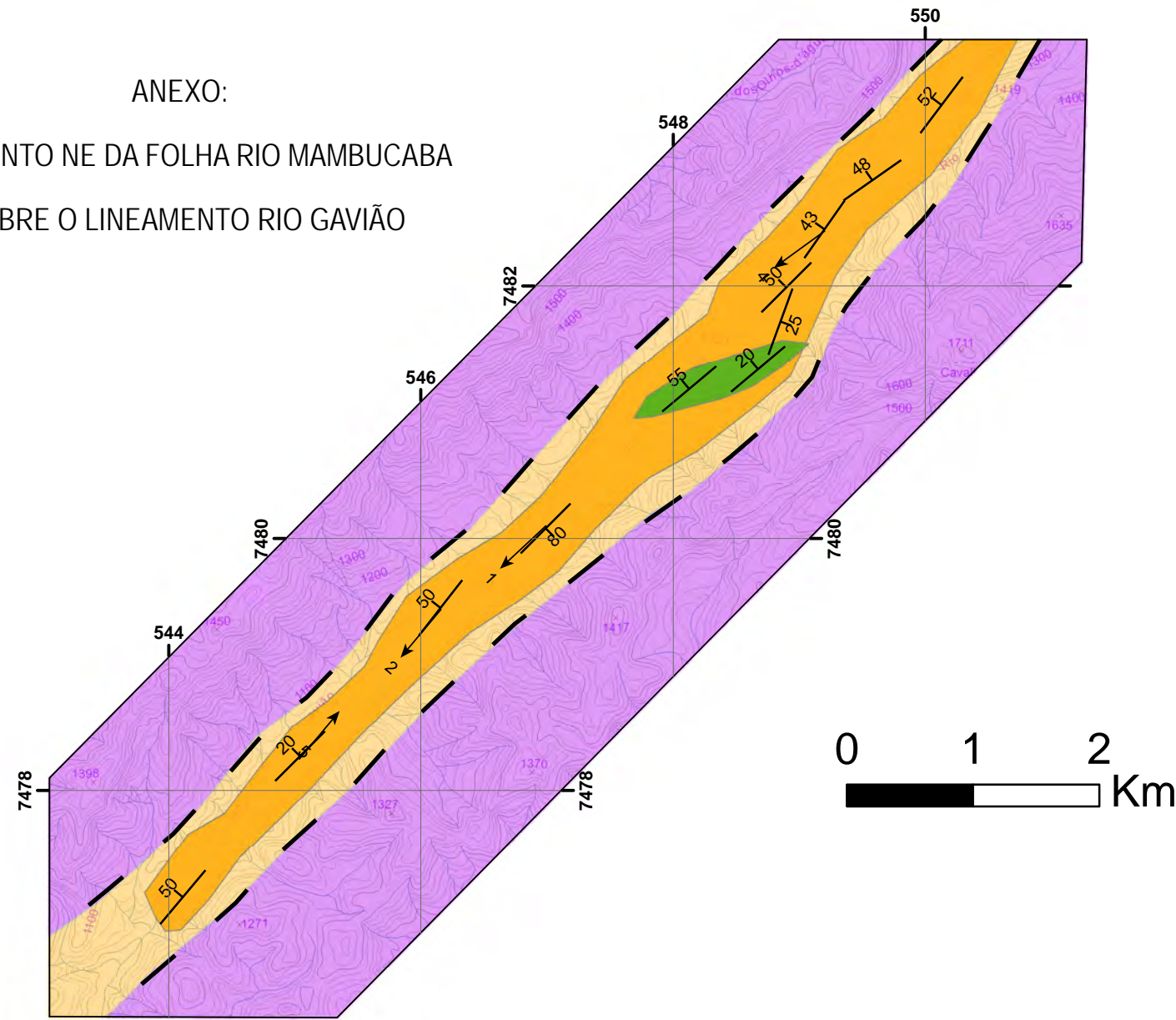
--- CONTATO INFERIDO
 — CONTATO OBSERVADO

TRAÇO ESTRUTURAL
 AFLORAMENTO

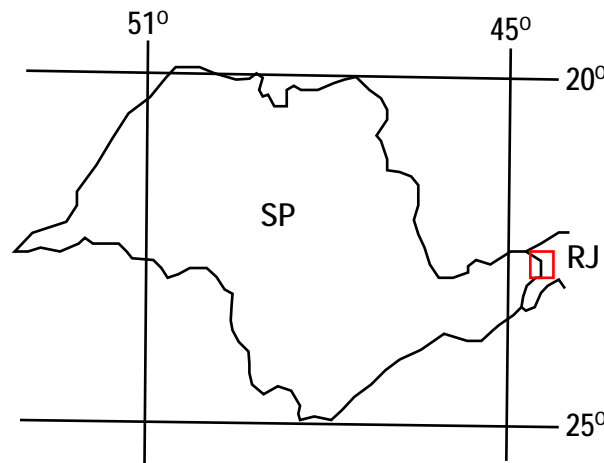
UNIDADES

- Ortognaisse porfirítico - leucocrático com fenocristais de K-feldspato, composição sienogranítica.
- Granito gnaiss - leucocrático de granulação fina, foliado com K-feldspato, quartzo, biotita e algum plagioclásio
- Hornblenda ortognaisse - leuco a mesocrático fortemente bandado com hornblenda, composição tonalítica.
- Mármore - associação com calcissilicáticas e quartzitos, com tremolita, diopsídio ou olivina.
- Paragnaisse - com granada, K-feldspato, plagioclásio e sillimanita, com calcissilicáticas, mármores e sillimanita-xistos, pode ocorrer anfibolito.
- Sillimanita-biotita-granada xisto - associação com paragnaisse, calcissilicáticas e metaprecipitados químicos.

ANEXO:
 SEGMENTO NE DA FOLHA RIO MAMBUCABA
 SOBRE O LINEAMENTO RIO GAVIÃO



LOCALIZAÇÃO DA FOLHA BANANAL ENTRE OS ESTADOS DE SÃO PAULO E RIO DE JANEIRO



LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE MAPEAMENTO ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS DO IBGE

