



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia
Setor de Geologia Regional e Econômica

Mapeamento na escala 1:25.000 e análise petrográfica e estrutural dos ortognaissese rochas metassedimentares relacionados ao contato Tectônico do Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio.

Trabalho final de Curso

(IGL-U08)

Rafael Cardoso de Moraes Telles

Orientador: Prof Dr. Julio Cezar Mendes

Coorientador: Guilherme Gonçalves Martins



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia

Setor de Geologia Regional e Econômica

**Mapeamento na escala 1:25.000 e análise petrográfica e estrutural dos
ortognaisses e rochas metassedimentares relacionados ao contato
Tectônico do Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio.**

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

Orientador: Julio Cezar Mendes

Coorientador: Guilherme Gonçalves Martins.

Rafael Cardoso de Moraes Telles

Título: Mapeamento na escala 1:25.000, análise petrográfica e estrutural dos ortognaisses e rochas metassedimentares relacionadas ao contato Tectônico do Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio./ Rafael Cardoso de Moraes Telles - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2017.

xi, 54f. : 1v, 11., 30cm

Trabalho de Final de Curso de Graduação em Geologia– Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2017

Orientador(es): Julio Cezar Mendes e Guilherme Gonçalves Martins.

1. Ortognaisses e Paragnaisses. 2. Mapeamento Geológico. 3. Petrografia. 4. Estrutural. I. Julio Cezar Mendes. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Mapeamento na escala 1:25.000, análise petrográfica e estrutural dos ortognaisses e rochas metassedimentares relacionadas ao contato Tectônico do Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio.

Rafael Cardoso de Moraes Telles

**Mapeamento na escala 1:25.000 e análise petrográfica e estrutural dos
ortognaisses e rochas metassedimentares relacionados ao contato
Tectônico do Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio.**

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

Orientadores:

Orientador: Julio Cezar Mendes

Coorientador: Guilherme Gonçalves
Martins.

AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho deve-se à ajuda e incentivo de diversas pessoas. A elas devo prestar homenagem bem como isenta-las de quaisquer responsabilidades pelas falhas e erros que este trabalho, certamente, contém. Estes são inteiramente de minha responsabilidade.

Inicialmente, agradeço ao professor Júlio Cezar Mendes e ao Amigo Guilherme Gonçalves Martins pela orientação, paciência e pelo clima de companheirismo durante todo este trabalho, além de todo auxílio em campo dado por eles.

Aos amigos Fábio Henrique Cortes Faria, Pedro Costa Furtado, Wellington Francisco e Fellipe Jordão Magliano Soares das Mercês pelo incentivo de cursar Geologiae por todo apoio, direto e indireto, dado a este trabalho.

A geóloga Raísa Lopes Costa por disponibilizar algumas lâminas que serviram de base para análise petrográfica.

Agradeço também a toda equipe da Rebio – Poço das Antas, pelo abrigo e carona dada a mim e aos companheiros nas campanhas de campo, além do Pai e Mãe da geóloga Tarim, que nos abrigaram por alguns dias também em Sampaio Corrêa.

Agradeço a todos os amigos do C.A. Evaristo de Castro Jr. da Geografia e do D.A. Joel Valença de Geologia, por todos os momentos criativos de conversas produtivas, não somente sobre este trabalho, mas sobre muitas outras questões deste Mundo que nos abriga que não foram abordadas nesse trabalho.

Muitas outras pessoas auxiliaram, direta ou indiretamente, a realização deste trabalho e não foram citadas. Isso se deve a falhas de minha (limitada) memória. A essas pessoas, humildemente, peço desculpas pelo esquecimento.

Finalmente, agradeço à minha Família, por ter me apoiado (e, principalmente suportado) durante todo esse tempo, além de todo incentivo constante, desde a infância.

RESUMO

O presente trabalho caracteriza as rochas ortoderivadas (Unidades Cassorotiba e Tinguí), e rochas metassedimentares (Unidade Palmital) que afloram próximo ao contato entre o Domínio Costeiro e do Terreno Cabo Frio, analisando-as petrograficamente e estruturalmente. A área de estudo está localizada a leste da região metropolitana do estado do Rio de Janeiro, mais precisamente nas imediações dos municípios de Rio Bonito, Silva Jardim e Saquarema. No Domínio Costeiro, encaixado nas rochas metassedimentares, ocorrem os ortognaisses, representados pelas unidades Cassorotiba e Tinguí em contato com as rochas supracrustais referente à sucessão Palmital, relacionado ao Domínio Tectônico Cabo Frio. A unidade Palmital consiste em uma das sequências de rochas metassedimentares relacionadas ao Terreno Cabo Frio, aflorando ao longo do contato com o Domínio Costeiro. É representada por sillimanita gnaisses migmatíticos, pontualmente com presença de granada e lentes calciossilicáticas, orientadas segundo a foliação tectônica. A Unidade Cassorotiba é representada por granada-biotita ortognaisse porfirítico mesocrático, de granulação variando de média a grossa com fenocristais de microclina e plagioclásio atingindo 8 cm. O feldspato presente na matriz tem um formato amendoado e são encontrados cristais de granada de até 4 cm. Localmente contém lentes calciossilicáticas e níveis de fusão parcial *in situ*, formando diferentes padrões de migmatitos. Composicionalmente estas rochas distribuem-se nos campos do sienogranito, quartzo monzonito e granodiorito. A unidade Tinguí é caracterizada por biotita gnaisse migmatítico de granulação fina por vezes migmatítico, com maior proporção de leucossoma em relação a melanossoma, apresentando estruturas estromática e pontualmente do tipo schollen. Composicionalmente posicionam-se nos campos do granodiorito, tonalito, quartzo monzodiorito, quartzo diorito. Os dados estruturais adquiridos são referentes às estruturas deformacionais dúcteis, identificadas em duas unidades, sendo essas, as unidades Cassorotiba e Palmital. As medidas S_n do ortognaisse Cassorotiba apresentam direções para WNW-ESE com mergulho para SSW de médio a alto ângulo, e para NNE-SSW, com mergulho para WNW de médio a baixo ângulo. Na unidade Palmital foram identificados três estágios deformacionais: D_n gerando a foliação S_n com direções para WNW-ESE e NE-SW e mergulho de médio a alto ângulo para SW e NE, respectivamente; D_{n+1} gerando dobras fechadas com plano axial com direção predominante NE-SW e mergulho para NW e SE de baixo a alto ângulo e eixo com caimento para ENE e WSW de baixo a médio ângulo; D_{n+2} gerando dobras abertas a suaves com planos axiais com direções para W-E e N-S com mergulho de baixo ângulo para S e E, respectivamente, e eixos com caimento NNE e W de médio a baixo ângulo. Os cristais metamórficos identificados na unidade Cassorotiba foram a biotita, marcando a foliação S_n , e a granada com inclusões de quartzo,

feldspato e granada. Já na Unidade Palmital, os cristais metamórficos identificados foram biotita e sillimanita, marcando a foliação Sn. O metamorfismo em tais unidades atingiu fácies granulito, deduzida a partir da assembleia de minerais metamórficos, e de níveis localizados de fusão parcial *in situ* destas rochas.

Sumário

Agradecimentos	V
Resumo	VI
Lista de figuras	IX
Lista de tabelas.....	XII
1 Introdução.....	1
2 Objetivo	1
3 Metodologia	1
3.1 Etapa pré-campo.....	1
3.2 Etapa de Campo	2
3.3 Etapa de Laboratório.....	2
3.4 Etapa de Escritório	3
4 Localização da área.....	4
5 geologia regional	5
6 geologia local.....	14
6.1 Unidade Cassorotiba.....	15
6.1.1 Petrografia	16
6.2 Uniddade Tinguí.....	24
6.2.1 Petrografia	24
6.3 Unidade Palmital	30
6.3.1 Petrografia	31
7 geologia estrutural e metamorfismo	33
8 Discussões e conclusões.....	40
9 Referências Bibliográficas.....	45
Anexo I	48
Tabela de atributos.....	48
Anexo II	49
Mapa de Pontos e Geológico	49

Lista de figuras

Figura 1: Localização da área de estudo (retângulo preto) e rota partindo da Cidade Universitária (UFRJ-Fundão). Modificada Google Maps.	4
Figura 2: Localização da área de estudo (retângulo preto) com ênfase no relevo. Modificado de Google Maps.	5
Figura 3: Província Mantiqueira dividida nos três segmentos com suas respectivas Faixas móveis. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam arcos magmáticos Neoproterozóicos (Heilbron <i>et al.</i> , 2004).	6
Figura 4: Mapa tectônico da Faixa Ribeira e porção sul da Faixa Brasília de acordo com Trouw <i>et al.</i> (2000), modificado por Heilbron <i>et al.</i> (2004, 2008); 1. Bacia do Paraná e bacias de <i>rift</i> Cenozóicas; 2. Plutons alcalinos do Cretáceo Superior e Cenozóico; Porção sul da faixa Brasília (3-4), 3 Nappe Socorro-Guaxupé (G. Nappe Guaxupé; S. Nappe Socorro); 4. Sistema de Nappes Andrelândia e Nappe Passos (P); Cráton São Francisco (5-7), 5. Embasamento; 6. Cobertura (Grupo Bambuí); 7. Cobertura (rochas metassedimentares autóctone e parautóctone); Faixa Ribeira (8-15), 8. Domínio Andrelândia; 9. Domínio Juiz de Fora; 10. Terreno Paraíba do Sul; 11. Terreno Oriental; 12. Arco Rio Negro; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Embu; 15. Terreno Apiaí. CTB, <i>Central Tectonic Boundary</i> (Limite tectônico Central). SFC, Cráton São Francisco. Extraído de Trouw <i>et al.</i> (2013).	7
Figura 5: Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira entre a borda do Cráton do São Francisco e litoral fluminense (Tupinambá <i>et al.</i> , 2012). 1- embasamento Paleoproterozoico; 2- cobertura metassedimentar pós- 1,8 Ga; 3- seqüências metassedimentares à volta do arco magmático (IT – Grupo Itálva, BJ – Grupo Bom Jesus do Itabapoana e SF – Grupo São Fidélis); 4- Complexo Rio Negro, ortognaisses do Arco Mágmató; 5- leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6- Gnaisses metaluminosos da Suíte Serra dos Órgãos; 7- granitos da suíte Nova Friburgo.	7
Figura 6: Diagrama espaço-tempo baseado em dados da literatura destacando os principais eventos tectônicos e pulsos magmáticos no Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Extraído de Martins <i>et al.</i> , 2016).	9
Figura 7: Mapa geológico do Domínio Tectônico Cabo Frio e Porção leste do Terreno Oriental (Schmitt <i>et al.</i> , 2016).	11
Figura 8: Imagem reduzida do mapa geológico e seção geológica presente no anexo II.	14
Figura 9: Modo de ocorrência dos afloramentos da Unidade Cassorotiba (Ponto PB-14).	15
Figura 10: Afloramento do ortognaisse Cassorotiba (Ponto PB-15).	16
Figura 11: Fotomicrografia mostrando a matriz e fenocristais de plagioclásio no gnaisse Cassorotiba (Lâmina AM-112).	17
Figura 12: Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio com recristalização nas bordas, no gnaisse Cassorotiba (Lâmina GP-76).	17
Figura 13: Fotomicrografia mostrando intercrescimento mirmequítico no gnaisse Cassorotiba (Lâmina RCC-77).	18
Figura 14: Fotomicrografia de cristais de granada presentes na matriz do gnaisse Cassorotiba (Lâmina GP-58).	19
Figura 15: Fotomicrografia exibindo cristais de quartzo estirado na matriz do gnaisse Cassorotiba (Lâmina RCC-77).	19

Figura 16: Fotomicrografia exibindo a matriz do gnaiss Cassorotiba destacando-se cristais de microclina, biotita e granada, Nx (Lâmina RCC-77)	20
Figura 17: Fotomicrografia similar à figura 16, mas em nicóis descruzados, com destaque para cristal granular de granada.....	21
Figura 18: Fotomicrografia exibindo cristal prismático de zircão incluído em feldspato do gnaiss Cassorotiba (Lâmina AM-112).	21
Figura 19: Classificação das amostras referentes à Unidade Cassorotiba no diagrama QAP de rochas plutônicas de Streckeisen (1976). 1a - quartzolito, 1b - granitoide rico em quartzo, 2 – álcali-feldspato granito, 3a - sieno granito, 3b – monzogranito, 4 – granodiorito, 5 – tonalito, 6* - quartzo-álcali-feldspato sienito, 7* - quartzo sienito, 8* – quartzo monzonito, 9* - quartzo monzodiorito, 10* - quartzo diorito, 6 – álcali sienito, 7 – sienito, 8 – monzonito, 9 – monzodiorito e 10 – diorito.....	23
Figura 20: Afloramento do ortognaiss Tinguí com sua típica coloração acinzentada com veios injetados.	24
Figura 21: Fotomicrografia exibindo textura inequigranular seriada e forte orientação de lamelas de biotita no gnaiss Tinguí (Lâmina RCC-09b).....	25
Figura 22: Fotomicrografia semelhante à figura 21, mas em nicóis descruzados, destacando-se a forte orientação de biotita.	25
Figura 23: Fotomicrografia mostrando a foliação bem marcada pelo alinhamento das lamelas de biotita no gnaiss Tinguí (Lâmina RCC-09A).	26
Figura 24: Fotomicrografia mostrando os cristais de hornblenda e biotita orientados segundo uma direção preferencial no gnaiss Tinguí (Lâmina DB-48B).	27
Figura 25: Fotomicrografia exibindo cristais de apatita em seção prismática e basal inclusas em minerais essenciais do gnaiss Tinguí (Lâmina DB-48B).	27
Figura 26: Fotomicrografia mostrando cristal de allanita com inclusão de apatita (Lâmina DB-54).	28
Figura 27: Classificação das amostras referentes à Unidade Tinguí no diagrama QAP de rochas plutônicas de Streckeisen (1976). 1a - quartzolito, 1b - granitoide rico em quartzo, 2 – álcali-feldspato granito, 3a - sieno granito, 3b – monzogranito, 4 – granodiorito, 5 – tonalito, 6* - quartzo-álcali-feldspato sienito, 7* - quartzo sienito, 8* – quartzo monzonito, 9* - quartzo monzodiorito, 10* - quartzo diorito, 6 – álcali sienito, 7 – sienito, 8 – monzonito, 9 – monzodiorito e 10 – diorito.....	29
Figura 28: Modo de ocorrência dos afloramentos da Unidade Palmital e detalhe do afloramento destacando os níveis anatéticos concordantes com a foliação da rocha (Ponto PB-07).	31
Figura 29: Fotomicrografia mostrando a textura da gnaiss Palmital, com a foliação sendo marcada pela biotita e sillimanita. A porção félsica é formada por cristais de microclina e quartzo (Lâmina GP-82_preta).....	32
Figura 30: Fotomicrografia semelhante à figura 31, mas em nicóis descruzados.....	32
Figura 31: Fotomicrografia exibindo cristais de sillimanita aciculares no gnaiss Palmital (Lâmina GP-82_preta).....	33
Figura 32: Fotomicrografia do gnaiss Palmital exibindo cristais de sillimanita seguindo uma direção preferencial (Lâmina GP-82_vermelha).	33
Figura 33: Foto de afloramento exibindo a foliação Sn caracterizada por bandamento composicional e feldspatos amendoados (Ponto PB-22).	34
Figura 34: Afloramento do paragnaiss Palmital com níveis anatéticos concordantes com Sn (Ponto PB-06).	34

Figura 35: Estereograma das medidas de foliação S_n , apresentado a partir da densidade de polos e contornos, em sistema de projeção Schmidt.	35
Figura 36: Foto de afloramento do paragnaisse Palmital (Ponto PB-75).	35
Figura 37: Foto de afloramento do paragnaisse Palmital, semelhante a figura anterior, destacando os planos axiais de D_{n+1} e lentes de rochas calcissilicáticas segundo a foliação principal dobrada por D_{n+1} (Ponto PB-75).	36
Figura 38: Estereograma das medidas do plano axial das dobras fechadas a apertadas, apresentado a partir dos grande círculos, e os eixo das dobras fechadas a apertadas, apresentado a partir de densidades de polos e contorno	36
Figura 39: Foto de afloramento do paragnaisse Palmital, destacando os planos axiais dos estágios deformacionais D_{n+1} e D_{n+2} (Ponto PB-07).	37
Figura 40: Afloramento do paragnaisse Palmital, mostrando a foliação sendo dobrada por uma dobra apertada (D_{n+1}), e esta, sendo dobrada por uma dobra aberta (D_{n+2}) (Ponto PB-19).	37
Figura 41: Afloramento do paragnaisse Palmital, exibindo os planos axiais dos estágios deformacionais D_{n+1} e D_{n+2} (Ponto PB-19).	38
Figura 42: Estereograma das medidas do plano axial das dobras abertas a suaves, apresentado a partir dos grande círculos, e os eixo das dobras abertas a suaves, apresentado a partir de densidades de polos e contorno	38
Figura 43: Gráfico PxT mostrando o campo de estabilidade aproximado do paragnaisse Palmital.	40
Figura 44: Foto do afloramento do sillimanita-biotita gnaisse do ponto PB-20 (Unidade Palmital). Lineação marcada pelos cristais de sillimanita.	41
Figura 45: Foto do contato entre o sillimanita-biotita gnaisse (Unidade Palmital com o ortognaisse porfirítico (Unidade Cassorotiba). A- Ponto PB-20; B- Ponto PB-21; C- Destaque destas rochas em contato interdigitado. O cabo da marreta aponta o Norte.	42
Figura 46: Afloramento do ortognaisse porfirítico (Unidade Cassorotiba) (Ponto PB-22).	43
Figura 47: Foto do afloramento do hornblenda-biotita gnaisse migmatítico (Unidade Tinguí) com contatos abaulados com o leucossoma do ortognaisse porfirítico (Estrutura do tipo Commingling)(Unidade Cassorotiba) (Ponto PB-71).	43

Lista de tabelas

Tabela 1: Classificação do tamanho dos grãos.....	3
Tabela 2: Evento metamórficos e fases deformacionais na Faixa Brasília.....	12
Tabela 3: Eventos geológicos no Terreno Cabo Frio (Extraído de Schmitt <i>et al.</i> , 2016).	13
Tabela 4: Composição modal obtida nas lâminas descritas da Unidade Cassorotiba. (TR) = Traço e (-) = não observado.	22
Tabela 5: Ordem de cristalização proposta para o ortognaisse Cassorotiba.....	23
Tabela 6: Composição modal obtida nas lâminas descritas da Unidade Tinguí. (TR) = Traço e (-) = não observado.	29
Tabela 7: Ordem de cristalização proposta para o ortognaisse Tinguí.....	30
Tabela 8: Síntese dos estágios de deformação das unidades Palmital e Cassorotiba.	39

1 INTRODUÇÃO

Os mapas geológicos do estado do Rio de Janeiro foram revisados por equipes de trabalhos das universidades públicas Federal e Estadual do estado do Rio de Janeiro (UERJ e UFRJ) e do Departamento de Recursos Minerais (DRM-RJ), através do Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO, CPRM). Nesta revisão foi elaborado o mapeamento preliminar da Folha Itaboraí, em escala 1:100.000, sendo observado que determinadas áreas ainda carecem de mapeamento de maior detalhe.

2 OBJETIVO

Este trabalho possui o intuito de alcançar um melhor conhecimento a respeito da relação de contato das rochas ortoderivadas e paraderivadas que afloram próximo ao contato entre o Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio.

Para atingir este objetivo foi realizado mapeamento geológico na escala de detalhe 1:25.000 da área em questão, descrição das unidades observadas em campo, tanto em afloramento quanto em lâminas delgadas, além de interpretação estrutural a partir de medidas coletadas em campo e confecção de estereogramas.

3 METODOLOGIA

A elaboração deste trabalho foi dividida em 4 etapas: pré-campo, de campo, de laboratório e de escritório.

3.1 Etapapré-campo

Nesta etapa foi realizada a aquisição de dados base como curvas de nível, hidrografia e sistemas de transporte, disponibilizados pelo site do IBGE, para confecção do mapa de campo, além de imagens Aster, disponibilizadas pelo site do serviço geológico americano (USGS), usadas para gerar os modelos digitais de elevação com resolução espacial de 30 metros. Vale ressaltar que todos os dados foram compilados, gerados e tratados no *software* ArcGis versão 10.0 da ESRI.

Durante esta etapa também foi realizado levantamento de lâminas delgadas de projetos anteriores, referente a amostras que foram coletadas na área de estudo, para a análise petrográfica.

3.2 Etapa de Campo

Esta etapa foi caracterizada por incursões à área de estudo, divididas em três campanhas, sendo a primeira de 6 dias realizada em dezembro de 2016, a segunda de 5 dias realizada em janeiro de 2017 e a terceira de 3 dias em julho de 2017, com mapeamento de aproximadamente 100 Km². Para os trabalhos de campo foi utilizado um mapa base com curvas de nível, hidrografia e sistemas de transporte, como descrito na etapa pré-campo.

O mapa foi elaborado utilizando a localização e posicionamento dos pontos de interesse geológico com GPS Garmin configurado no *datum*WGS 84, descrição dos pontos com análise mineralógica e medidas estruturais feitas com bussola geológica modelo Brunton, registro fotográfico e croquis esquemáticos feitos na caderneta.

3.3 Etapa de Laboratório

As lâminas utilizadas neste trabalho foram obtidas em projetos anteriores (PRONAGEO) realizados na área de estudo, descritas em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca *Zeiss* modelo *Axioplan* do Laboratório de Microsonda, no Departamento de Geologia da UFRJ.

As rochas foram descritas quanto a sua mineralogia, granulação, textura, forma dos grãos e composição modal. A composição modal foi definida através da contagem de 800 pontos por lâmina. A granulação foi classificada com base nos valores limites definidos por *Willians et al (1970)*, e expostos na Tabela 1.

Tabela 1:Classificação do tamanho dos grãos.

GRANULAÇÃO	MILÍMETROS
Muito Grossa	>30
Grossa	30 a 5
Media	5 a 1
Fina	1 a 0,1
Muito Fina	<0,1

A classificação textural considerada, relativa à distribuição granulométrica, foi equigranular e inequigranular, podendo a ultima ser porfirítica ou seriada.

Para definição do grau de desenvolvimento das faces cristalinas foi adotada a seguinte nomenclatura: euédrico, quando as faces cristalinas estão bem desenvolvidas; subédrico, quando exibem apenas algumas faces bem desenvolvidas; anédrico, apenas faces irregulares.

As rochas ortoderivadas presentes na área possuem um variado grau de deformação, porém ainda preservam feições ígneas primárias, com isso a nomenclatura foi definida pela classificação proposta por Streckeisen (1976).

A classificação dos diferentes padrões de migmatitos encontrados nas unidades gnáissicas foi definida a partir dos termos adotados por Mehnert (1968).

3.4 Etapa de Escritório

Nesta etapa foi realizado inicialmente o levantamento bibliográfico, que se desenvolveu durante todas as outras etapas. O estudo se concentrou em trabalhos de pesquisa que foram realizados na região, entre eles, mapas geológicos, relatórios (DRM), artigos científicos (Schmitt *et al.*, 2008, Heilbroner *et al.*, 2010, Tupinambá *et al.*, 2012, Fernandes *et al.*, 2015, Lobato *et al.*, 2015, Valeriano *et al.*, 2016, Martins *et al.*, 2016, entre outros), monografias (Martins, 2013 e Furtado, 2015) e dissertação de mestrado (Martins, 2016), referentes à evolução do segmento central da Faixa Ribeiro, sendo alguns com foco no Terreno Cabo Frio e no Domínio Costeiro. Além disto, todos os dados gerados nas campanhas de mapeamento realizadas neste trabalho, junto com os pontos de outros mapeamentos realizados da região, foram compilados a fim de confeccionar o mapa geológico e de pontos, seção geológica e tabela de

pontos com todas as informações pertinentes à pesquisa, como coordenadas UTM, litologia, estrutura e descrição sucinta de cada ponto.

Para a confecção dos mapas foi utilizado o *software* ArcGis versão 10.0 da ESRI. A tabela com os dados compilados foi produzida numa planilha do programa Excel.

Foram gerados e interpretados estereogramas das estruturas encontradas em campo, como foliações, planos axiais e eixos de dobras com o *software* OpenStereo versão 0.1.2

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo está localizada na região sudeste do Brasil, a leste da região metropolitana do estado do Rio de Janeiro, mais precisamente nas imediações dos municípios de Rio Bonito, Silva Jardim e Saquarema (Figuras 1 e 2).

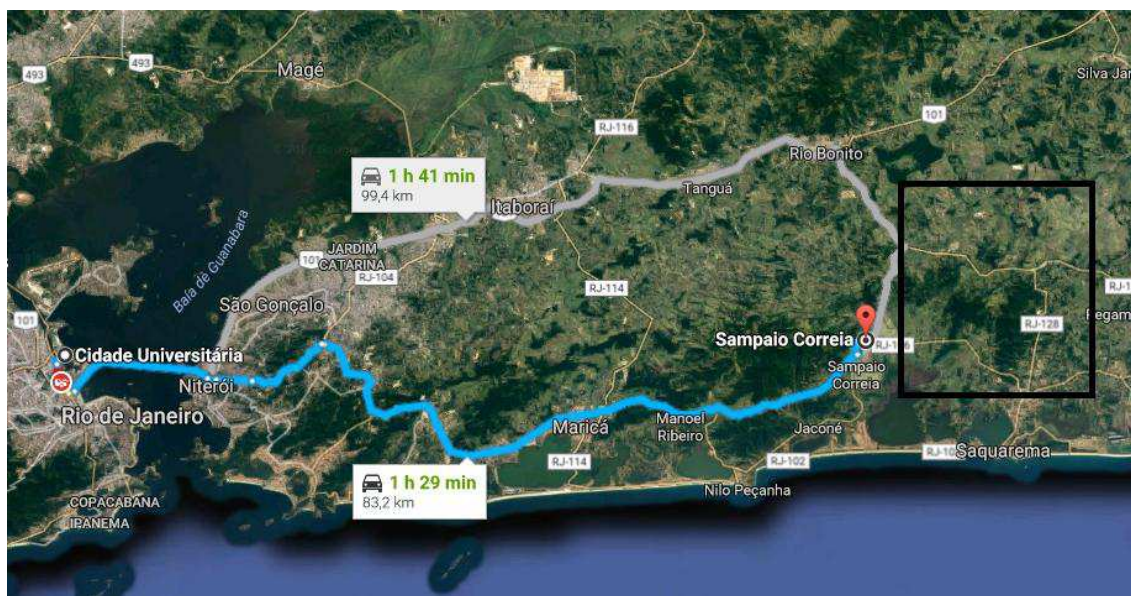


Figura 1: Localização da área de estudo (retângulo preto) e rota partindo da Cidade Universitária (UFRJ-Fundão). Modificada Google Maps.

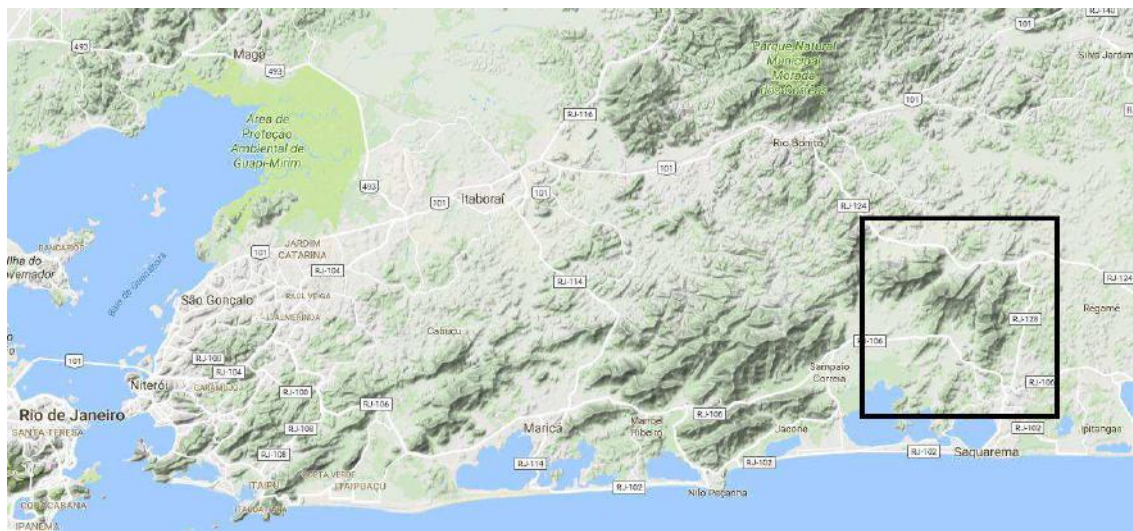


Figura 2: Localização da área de estudo (retângulo preto) com ênfase no relevo. Modificado de Google Maps.

Partindo do Rio de Janeiro e atravessando a ponte sentido Niterói, o acesso pode ser feito pelo sul da área através da RJ-106 (Rod. Amaral Peixoto), ou pelo norte da área seguindo pela BR-101.

5 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no contexto da província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), localizada no Escudo Atlântico da Plataforma Sul-Americana, litoral sudeste do Brasil. Esta província compõe um complexo sistema orogênico colisional com evolução tectônica durante o Neoproterozóico até o Ordoviciano, no evento Brasileiro-Pan-africano.

A província Mantiqueira é dividida em três porções: Meridional, Central e Setentrional (Figura 3), cada uma com suas respectivas faixas móveis. A Faixa Ribeira está contida na porção central.

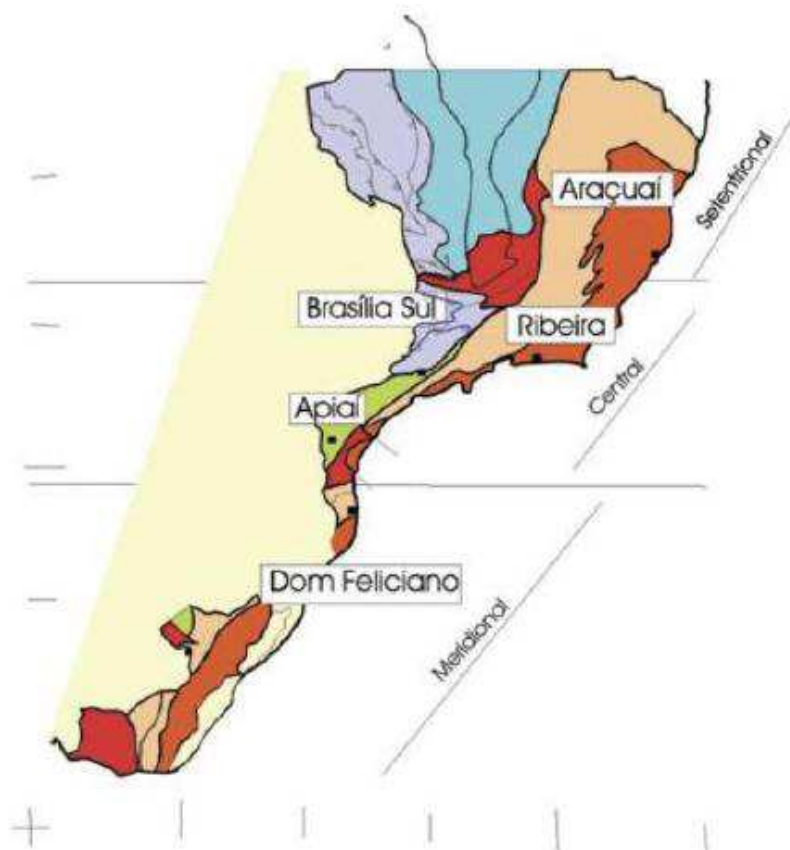


Figura 3: Província Mantiqueira dividida nos três segmentos com suas respectivas Faixas móveis. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam arcos magmáticos Neoproterozóicos (Heilbronet *al.*, 2004).

A Faixa Ribeira possui aproximadamente 1400 km de comprimento e 300 km de largura, com um trend estrutural de orientação NE-SW (Tupinambá *et al.*, 1998, Trouwet *al.*, 2000, Heilbronet *al.*, 2004). Os blocos envolvidos nessa colisão foram os paleocontinentes São Francisco, Congo e a microplaca Serra do Mar (Tupinambá *et al.*, 1998, Trouwet *al.*, 2000, Heilbronet *al.*, 2004).

O segmento central da faixa Ribeira é subdividido em quatro terrenos tectônicos distintos, representados de NW para SE por: terreno Ocidental, terreno Paraíba do Sul, terreno Oriental e terreno Cabo Frio (Trouwet *al.*, 2000, Heilbronet *al.*, 2004) (Figuras 4 e 5).

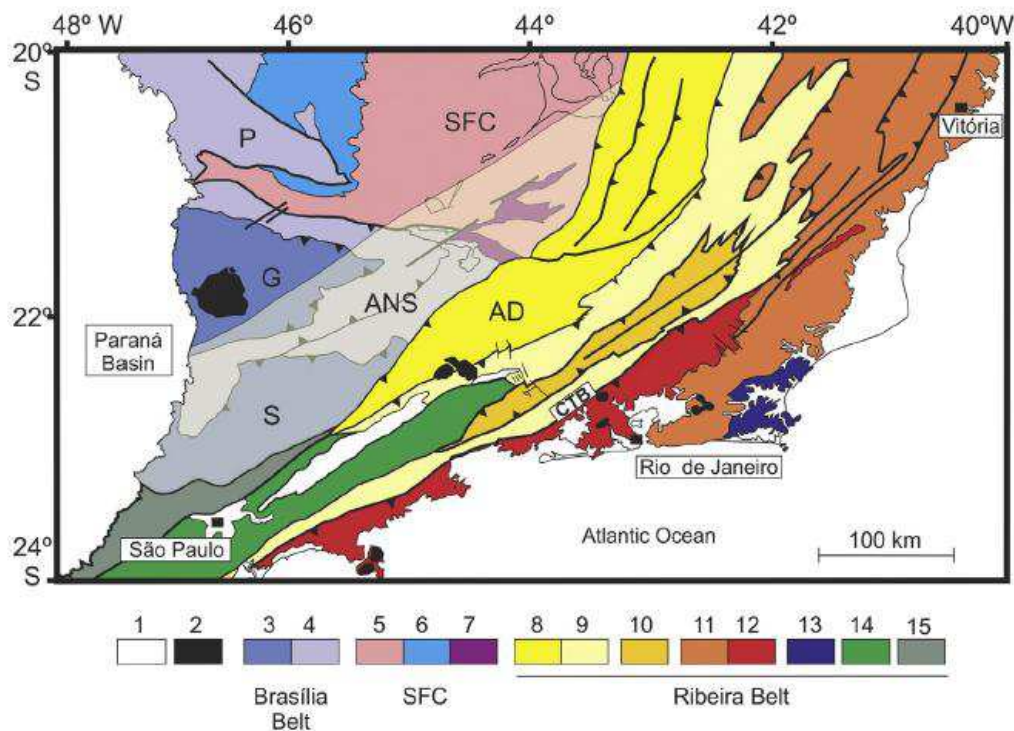


Figura 4: Mapa tectônico da Faixa Ribeira e porção sul da Faixa Brasília de acordo com Trouwet *al.*(2000), modificado por Heilbron *et al.* (2004, 2008); 1. Bacia do Paraná e bacias de *rift* Cenozóicas; 2. Plutons alcalinos do Cretáceo Superior e Cenozóico; Porção sul da faixa Brasília (3-4), 3Nappe Socorro-Guaxupé (G. Nappe Guaxupé; S. Nappe Socorro); 4. Sistema de Nappes Andrelândia e Nappe Passos (P); Cráton São Francisco (5-7), 5. Embasamento; 6. Cobertura (Grupo Bambuí); 7. Cobertura (rochas metassedimentares autóctone e parautóctone); Faixa Ribeira (8-15), 8. Domínio Andrelândia; 9. Domínio Juiz de Fora; 10. Terreno Paraíba do Sul; 11. Terreno Oriental; 12. Arco Rio Negro; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Embu; 15. Terreno Apiaí. CTB, *Central Tectonic Boundary* (Limite tectônico Central). SFC, Cráton São Francisco. Extraído de Trouwet *al.* (2013).

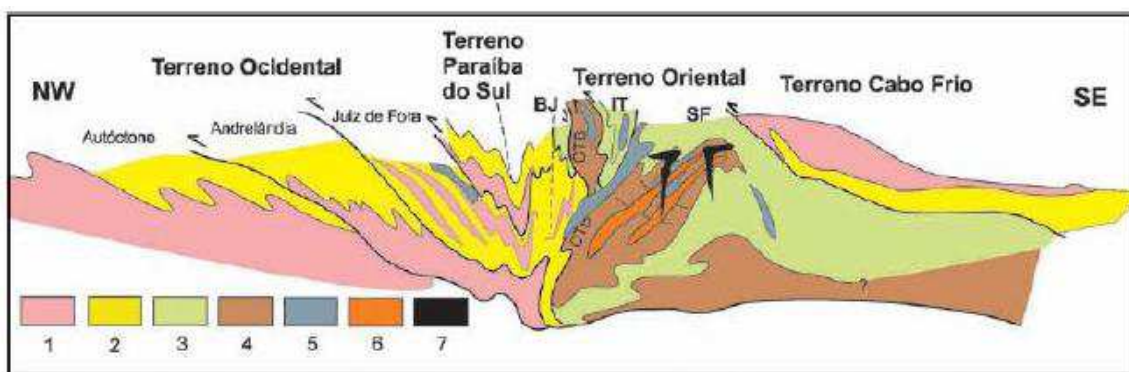
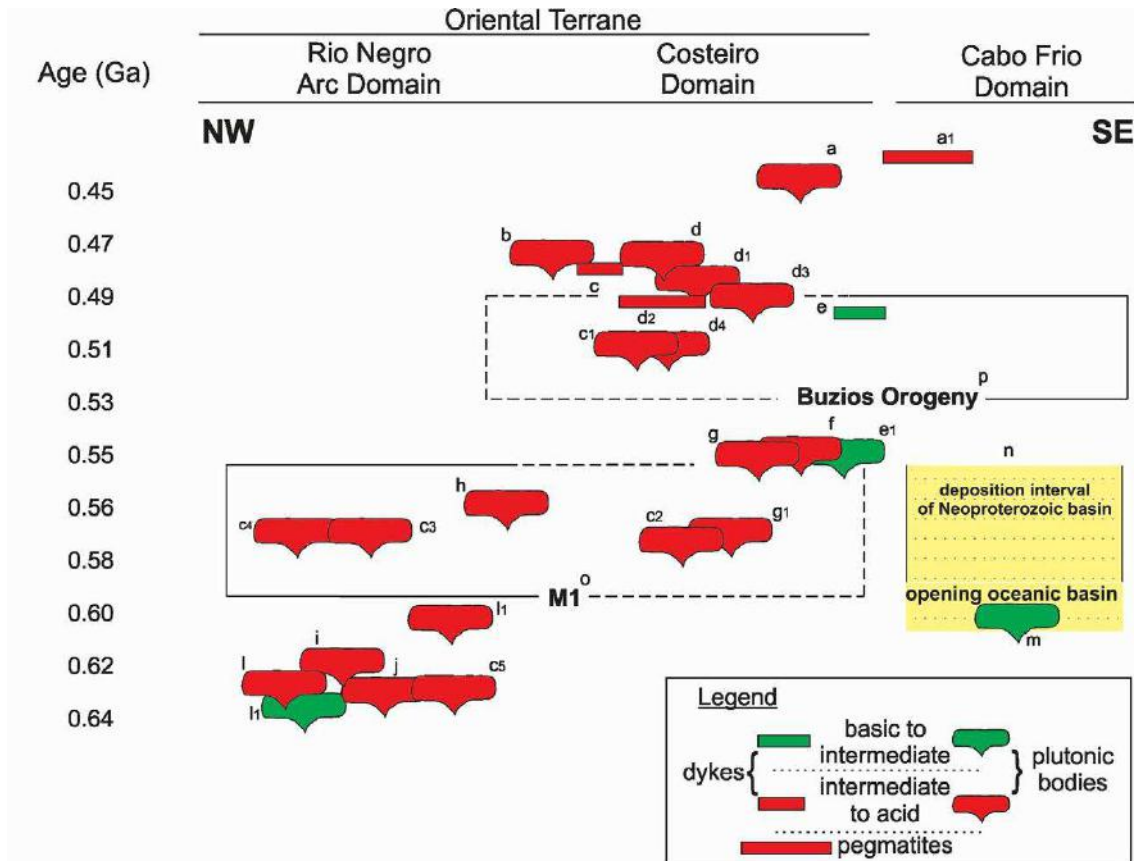


Figura 5: Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira entre a borda do Cráton do São Francisco e litoral fluminense (Tupinambá *et al.*, 2012). 1- embasamento Paleoproterozoico; 2- cobertura metassedimentar pós- 1,8 Ga; 3- seqüências metassedimentares à volta do arco magmático (IT – Grupo Italva, BJ – Grupo Bom Jesus do Itabapoana e SF – Grupo São Fidélis); 4- Complexo Rio Negro, ortognaisses do Arco Mágico; 5- leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6- Gnaisses metaluminosos da Suíte Serra dos Órgãos; 7- granitos da suíte Nova Friburgo.

No Terreno Oriental, foram identificados três domínios tectônicos que representam lascas de empurrão (Tupinambá *et al.*, 2000), denominados: Domínio Cambuci, Costeiro, e Italva. O primeiro corresponde à base do Terreno Oriental, composto por uma sucessão metavulcanossedimentar metamorfisada em fácies anfibolito alto a granulito relativas ao grupo São Fidélis, intrudida por granitóides. O domínio Costeiro, encontra-se estratigraficamente sobreposto ao Cambuci e compreende sucessões metassedimentares em fácies anfibolito alto a granulito intrudidas por rochas de arco magmático, representadas por ortognaisses do Complexo Rio Negro, cristalizados entre 630 e 600 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000). Já a Klippel Italva representa uma lasca de empurrão com sequências de rochas metavulcanossedimentares, ricas em rochas carbonáticas intercaladas a anfibolitos, com idade de 840 Ma, interpretadas como um ambiente de retro-arco ou margem passiva (Heilbron & Machado, 2003).

No Domínio Costeiro ocorrem rochas cálcio-alcálicas Ediacaranas representadas pelo gnaisse Facoidal e granito Itacoatiara, com idades entre 580-570 Ma (Heilbron e Machado, 2003; Silva *et al.*, 2003; Mendes *et al.*, 2006, 2014), além de ortognaisses com idades de cristalização entre 560-540 Ma representados pelas unidades Cassorotiba, Maricá e Tinguí, próximo ao contato com rochas metassedimentares do Terreno Cabo Frio (Unidade Palmital). Segundo Martins *et al.* (2016), a unidade Tinguí se diferencia das demais unidades pela sua composição básica a intermediária e sua química que revela uma afinidade shoshonítica. Existem diversos corpos plutônicos representando um magmatismo pós-colisional, com idade Cambro-ordoviciano, nesta porção do domínio Costeiro. Entre eles, destacam-se os granitos Silva Jardim, Cesário Alvim, Sana, Friburgo, Teresópolis, Frades, Andorinhas (Valeriano *et al.*, 2011), e Cajú (Bongiolo *et al.*, 2015) (Figura 6).



REFERENCES:

- a:** Caju syenogranite (454±5 Ma); **a1:** Ponta Negra pegmatite (440±11 Ma - U-Pb SHRIMP in zircon), [Bongiolo et al 2016](#).
b: Mangaratiba granite (492±15 Ma - ID-TIMS titanite lower intercept), [Machado et al 1996](#).
c: Favela granite dyke (483±2 Ma - LA-ICPMS zircon concordia age); **c1:** Pedra Branca batholith (513±5 Ma - ID-TIMS zircon upper intercept) and **c2:** Augen gneiss (Facoidal batholith) (578±19 Ma - ID-TIMS U-Pb zircon); **c3:** Garnet-biotite gneiss intrusive (576±1 Ma - ID-TIMS U-Pb zircon) in Rio Negro tonalitic rocks; **c4:** granodiorite to tonalite leucogneiss (575±2.1 - ID-TIMS U-Pb discordia upper intercept zircon age) and **c5:** Rio Negro Complex Hornblende-bearing foliated tonalitic gneiss (633±5 Ma - ID-TIMS U-Pb discordia upper intercept zircon age), [Heilbron and Machado 2003](#).
d: Frades megaporphyritic granite (481±6 Ma - LA-ICPMS zircon concordia age); **d1:** N. Friburgo porphyritic granite (488.7±4.2 - LA-ICPMS titanite upper intercept); **d2:** Pegmatite facies of Andorinha granite (490±9 Ma - LA-ICPMS zircon ages) and **d3:** Sana leucogranite (491±10 Ma - LA-ICPMS zircon ages); **d4:** Suruí granite (511±7 - LA-ICPMS average of zircon ages) [Valeriano et al 2011](#).
e: Tonalitic dyke (495±4 Ma and 488±4 Ma - U-Pb SHRIMP in zircon) and **e1:** Tingui (hornblende) biotite orthogneiss (551±3 Ma - U-Pb SHRIMP in zircon) with shoshonitic affinity, [this work](#).
f: Maricá porphyritic orthogneiss (545 Ma), [Schmitt et al 2012](#).
g: Cassorotiba garnet-biotite gneiss (553±2 Ma - ID-TIMS zircon); **g1:** Itacoatiara porphyritic granite (572.6±7.4 Ma - ID-TIMS zircon), [Mendes et al 2006](#).
h: Serra dos Órgãos batholith (560±4 Ma - ID-TIMS zircon upper intercept), [Tupinambá 1999](#).
i: Rio Negro Complex tonalite gneiss (620±20 Ma - ID-TIMS zircon upper intercept), [Cordani et al 1973](#).
j: Rio Negro Complex tonalite foliated gneiss (634±10 Ma - ID-TIMS zircon upper intercept), [Tupinambá et al 2000](#).
l: Leucocrático foliated metagranite, melanocratic meta-quartz-diorite (607 Ma - ID-TIMS zircon discordia upper intercept age) and **l1:** Mesocratic granodiorite gneiss (626-643 Ma interval - ID-TIMS 207Pb/206Pb ages in three single zircons), [Tupinambá et al 2012](#).
m: Buzios succession with E- and NMORB volcanic rocks (608 Ma - Sm-Nd isochron age), [Schmitt et al 2008](#).
n: Deposition interval metasedimentary rocks of Buzios, Palmital and São Fidélis successions, [Fernandes et al 2015](#).
o: Collisional event that marks the accretion of Oriental terrane onto the São Francisco margin (M1 collision 590-550 Ma), [Machado et al 1996](#).
p: Tectono-metamorphic event relative the collision of Cabo Frio Tectonic Domain in the Oriental terrane (Buzios Orogeny 530-490 Ma), [Schmitt et al 2008](#).

Figura 6: Diagrama espaço-tempo baseado em dados da literatura destacando os principais eventos tectônicos e pulsos magmáticos no Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Extraído de [Martins et al, 2016](#)).

O Terreno Cabo Frio compreende ortogneisses félsicos com intercalações anfíbolíticas, denominada unidade Região dos Lagos, que possui idade entre 2.0 e 1.95 Ga ([Schmitt et al, 2004](#)), e por rochas

metassedimentares que representam as sequências supracrustais relacionadas às unidades Palmital e Búzios. A unidade Palmital é caracterizada por rochas quartzo-feldspáticas com intercalações metapelíticas e presença de lentes calciossilicáticas, enquanto a unidade Búzios consiste em metapelitos aluminosos, rochas calciossilicáticas e anfíbolitos. Tais sucessões de rochas metassedimentares são compostas por sillimanita gnaisses, cianita-K-feldspato gnaisses e migmatitos com padrão estromático, que definem um metamorfismo de alta pressão e alta temperatura, em facies anfíbolito alto a granulito (Schmitt *et al.*, 2004; 2008).

No contexto tectônico, as sucessões Palmital e Búzios representam paleobacias pré Orogenia Búzios, que se desenvolveram em um ambiente tectonicamente ativo em um curto período de atividade (590-550 Ma), com a sucessão Palmital interpretada como uma possível bacia de fore-arc (Fernandes *et al.*, 2015). Vale ressaltar que a sequência Búzios corresponde a um ambiente de sedimentação distinto, já que apresenta intercalações de rochas vulcânicas máficas (interpretadas por observações de diques anfíbolíticos) e assembléias mineralógicas de alta pressão e temperatura (Schmitt *et al.*, 2008). Fernandes *et al.* (2015) sugerem que as rochas vulcânicas de assinatura E- e N-MORB, intercaladas com sedimentos pelágicos na sucessão Búzios, representam o primeiro estágio de abertura de uma bacia oceânica que evoluiu para uma bacia de back-arc.

O contato tectônico entre o Domínio Costeiro e Terreno Cabo Frio, representado por uma zona cisalhamento (Figura 6), coloca o Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental, correspondendo a uma colisão Cambro-Ordoviciano denominada Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2016), sendo interpretado como o ajuste final dos paleocontinentes pré-cambrianos na aglutinação do Gondwana.

A evolução da faixa Ribeira, segundo Heilbronn *et al.* (2008), é caracterizada por uma complexa acoplagem de arcos magmáticos neoproterozóicos e fragmentos cratônicos das margens sul e sudeste do paleocontinente São Francisco. Tais terrenos e microplacas foram progressivamente acrescidos durante quatro principais estágios colisionais, que continuaram após o fechamento do oceano Adamastor. O fechamento do oceano Adamastor foi gerado pela convergência entre o cráton São Francisco e a lasca de crosta denominada Terreno Oriental, onde a subducção com vergência para sudeste, deu origem a um arco magmático correspondente ao arco Rio Negro (Figura 7).

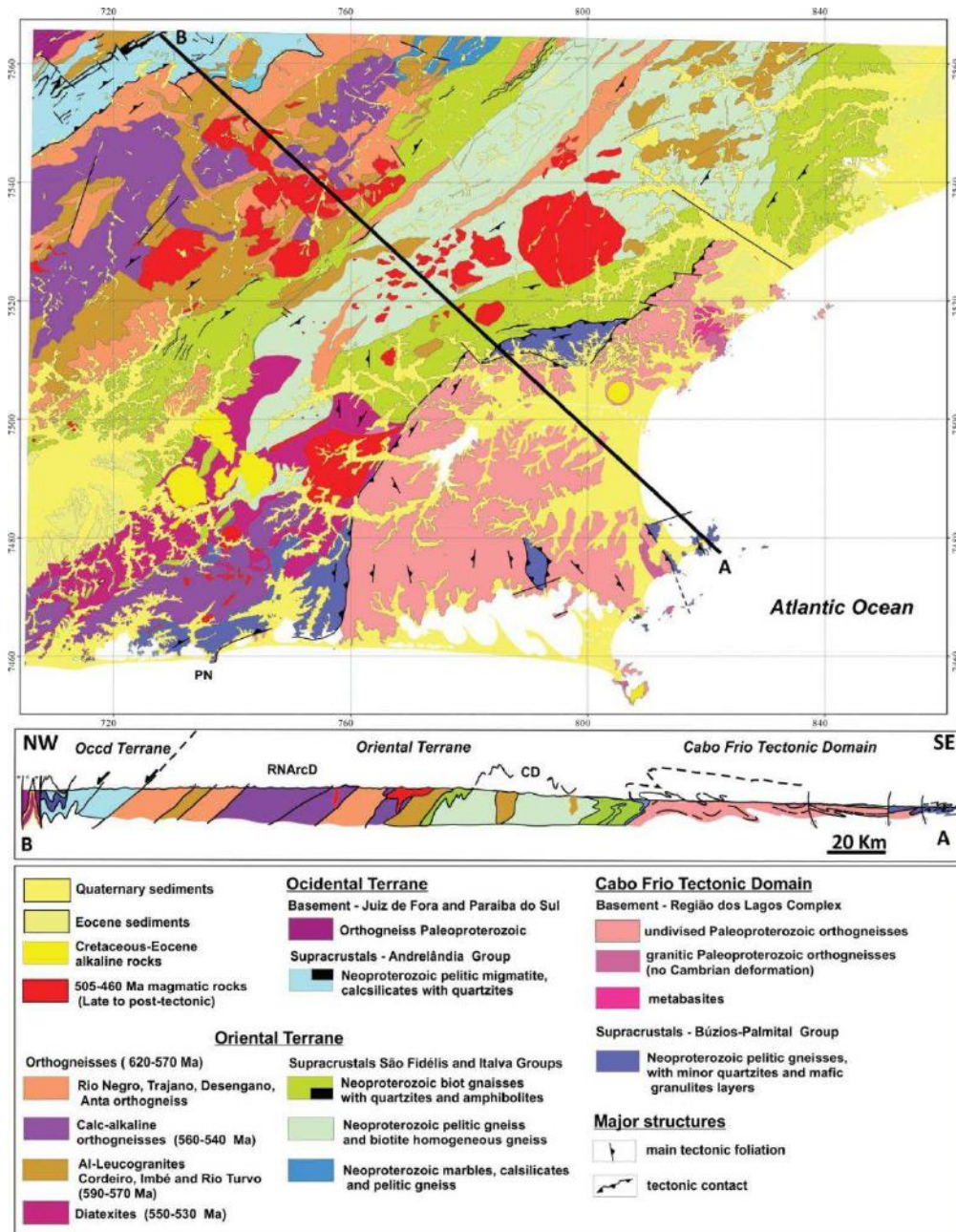


Figura 7: Mapa geológico do Domínio Tectônico Cabo Frio e Porção leste do Terreno Oriental (Schmitt *et al.*, 2016).

O primeiro estágio colisional, na porção sul do paleocontinente São Francisco, é observado na zona de interferência com a faixa Brasília, sendo o resultado da acreção da Nappe Socorro com vergência NE-E (Trouwet *et al.*, 2000). Granulitos de alta pressão no período de 640–610 Ma representam a principal colisão da porção sul da faixa Brasília. Este cenário tectônico é possivelmente relacionado à interação do cráton São Francisco com a microplaca Luis Alves e o cráton Paranapanema. A sudeste da zona de interferência ocorrem rochas do arco magmático do Complexo Rio Negro com idades de cristalização entre 630–600 Ma e assinatura geoquímica e isotópica de magmatismo juvenil, indicando uma subducção para SE em um ambiente

colisional arco/continente no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Tupinambá *et al.*, 2012).

Heilbronet *al.* (1995) e Trouwet *al.* (2000) sugerem que a primeira fase deformacional da Faixa Ribeira ocorre no período sin-colisional entre 590 e 563 Ma, como resultado de uma colisão oblíqua gerando um transporte tectônico para NNW com vergência em direção ao Cráton São Francisco. Esta colisão é representada, segundo Heilbronet *al.* (2000), por duas fases geométricas D1 + D2 (evento M1), onde essas são: dobras assimétricas, apertadas a isoclinais, variando de recumbentes a inclinadas, foliação principal, zonas de cisalhamentos e lineações. Já a fase de deformação tardia D3 (evento M2), gerou dobras abertas a apertadas e subordinadamente isoclinais, com eixos NE/SW com caimento sub-horizontal e planos axiais com mergulhos subverticais para SE ou NW e zonas de cisalhamento transpressionais. A fase de deformação D4 gerou dobras abertas a suaves, associadas a zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis. A atitude dessas zonas de cisalhamento, paralelas aos planos axiais das dobras D4, possui direção entre 320° e 030° com mergulhos subverticais para E ou W. A movimentação preferencial geralmente é sinistral e possui pequenos componentes de rejeito vertical (Heilbronet *al.*, 1995). As estruturas resultantes desta fase não se distribuem de forma homogênea neste segmento da Faixa Ribeira, já que possui uma predominância de concentração em regiões restritas, segundo esses autores. Acredita-se que ambas as zonas de cisalhamento das fases D3 e D4 foram aproveitadas como condutos de ascensão dos granitos tardi-colisionais e pós-tectônicos (Heilbronet *al.*, 1995). Não existem estudos detalhados das estruturas da fase de deformação D4. Tais eventos estão sumarizados na tabela 2.

Tabela 2: Evento metamórficos e fases deformacionais na Faixa Brasília.

Intervalo de Tempo	Evento Geológico	Referências
590-550 Ma	Evento M1 associado as fases deformacionais D1+D2: Acreção do Terreno Oriental com a margem do Cráton São Francisco.	Heilbronet <i>al.</i> , 1993; Heilbronet <i>al.</i> , 2000; Machado <i>et al.</i> , 1996.
540-520 Ma	Evento M2 associado a fase deformacional D3: Não identificado no Terreno Oriental, somente Terreno Ocidental.	Heilbronet <i>al.</i> , 2003.
530-495Ma	Evento M3: Acreção do Terreno Cabo Frio com o Terreno Oriental.	Heilbronet <i>al.</i> , 2003; Machado <i>et al.</i> , 1996.

Neste mesmo contexto, Schmitt *et al.* (2004, 2008, 2016) sugerem que todas as unidades litoestratigráficas do Terreno Cabo Frio foram afetadas por zonas de cisalhamento, desenvolvendo uma lineação penetrativa NW-SE com indicadores cinemáticos, evidenciando movimento de topo para NW (D1-D3).

Tais zonas de cisalhamento colocaram os ortognaisses do embasamento sobre as rochas supracrustais, em um regime de fluxo dúctil durante as fases D1-D2. Essas fases são representadas por dobras intrafoliais, zonas de cisalhamento e estruturas boudinadas. As foliações S1/S2 se desenvolveram paralelas às S0, possuindo lineações minerais e de estiramento com baixo plunge (Schmitt *et al.*, 2004). Durante a progressiva deformação D3, a foliação S1/S2, assim como as outras estruturas formadas nas fases D1/D2, foram dobradas em dobras recumbentes, com plano axial paralelo à lineação principal (L1/L2). As vergências das dobras D3 variam de ENE na porção leste do Terreno Cabo Frio para WNW na porção oeste, com transporte de topo para NW (Schmitt *et al.*, 2004). O quadro geral das estruturas encontradas muda a oeste do contato do Terreno Cabo Frio com o Terreno Oriental, sendo caracterizado por dobras reclinadas com eixos para NE-SW e caimento entorno de 40°. Tais estruturas são atribuídas a fase deformacional D4, ou ainda estarem relacionadas a D3 (Schmitt *et al.*, 2008). Tais eventos estão sumarizados na tabela 3.

Tabela 3: Eventos geológicos no Terreno Cabo Frio (Extraído de Schmitt *et al.*, 2016).

Intervalo de Tempo	Evento Geológico	Método Geocronológico - Referências abaixo
Paleozóico		
510 - 490 Ma	Intrusão de Plutons Tardi-Tectônicos (Silva Jardim) Estruturas Dúcteis : Fase Deformacional D3	U-Pb zircão, monazita - TIMS - Upperintercept(1,2)* / U-Pb zircão ICP-MS Laser Ablation (4)*
530 - 510 Ma	Estruturas Dúcteis: Fases Deformacionais D1-D2 pico metamórfico HP-HT - colisão	U-Pb zircão, monazita - TIMS - UpperIntercept(1,3)*
550 - 530 Ma	Pico metamórfico LP-HT no contato do Terreno Oriental com Terreno Cabo Frio	U-Pb zircão, monazita TIMS e ICP-MS Laser Ablation (1,3)*
Neoproterozóico		
570 - 550 Ma	Intrusão de diques máficos N-MORB no embasamento	U-Pb zircão ICP-MS Laser Ablation/SHRIMP (não publicado)
590 - 570 Ma	Sedimentação da sucessão Palmital	U-Pb zircão detrítico TIMS e ICP-MS Laser Ablation (1,3)*
*Referências	1 - Schmitt <i>et al.</i> (2004); 2 - Schmitt <i>et al.</i> (2008); 3 - Fernandes <i>et al.</i> (2015); 4 - Moraes (2009).	

Após a colagem dos Terrenos Oriental e Cabo Frio, desenvolveu-se uma zona de cisalhamento transpressional, subvertical, com trend NE-SW e movimento dextral no contato entre os Terrenos. É notável também a ocorrência de dobras apertadas a abertas com planos axiais mergulhando para NW e SE (Schmitt *et al.*, 2004).

6 GEOLOGIA LOCAL

Durante o mapeamento de campo foram cartografadas e descritas unidades litológicas principais, que estão representadas abaixo no mapa geológico reduzido (Figura 8), e no mapa geológico presente no Anexo 1.

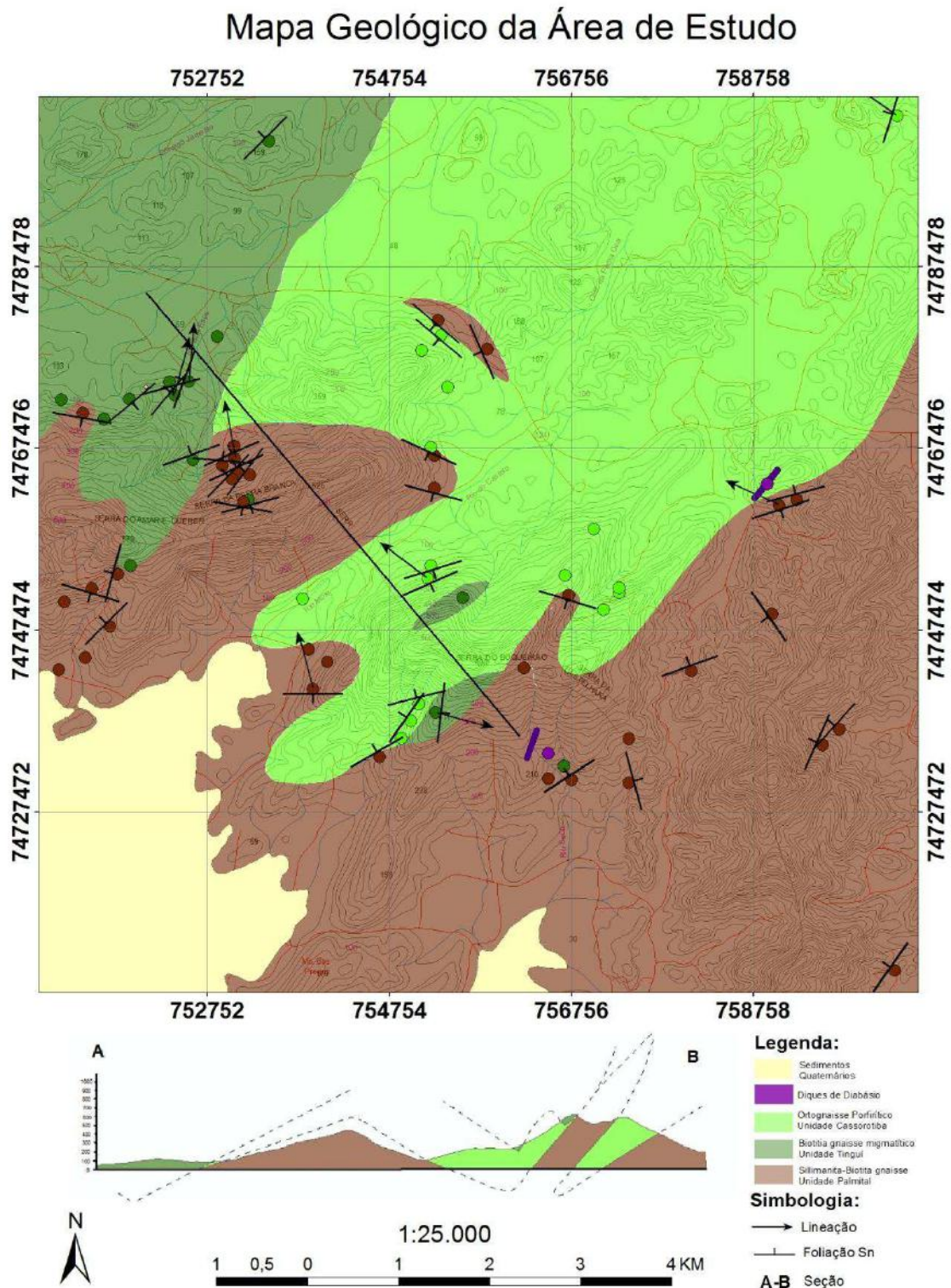


Figura 8: Imagem reduzida do mapa geológico e seção geológica presente no anexo II.

6.1 Unidade Cassorotiba

A Unidade Cassorotiba consiste em um granada-biotita ortognaisseporfirítico, mesocrático (IC: 30~40%), com matriz de granulação média a grossa e fenocristais de microclina e plagioclásio atingindo até 6 cm de comprimento. Os principais aspectos diagnósticos são os feldspatos presentes na matriz que possuem um formato amendoado, e os cristais de granada com tamanhos de até 4 cm. Localmente são observadas lentes de rocha calciossilicática e níveis de fusão parcial *in situ*, com geração de leucossoma composto por quartzo, feldspato e granada, e melanossoma composto essencialmente por biotita, formando migmatitos com padrões estromático, dobrado ou schlieren.

O gnaiss Cassorotiba aflora em lajedos nos topos de pequenas serras e em drenagens recentemente abertas por deslizamentos de terra e blocos de rocha (Figura 9 e 10).

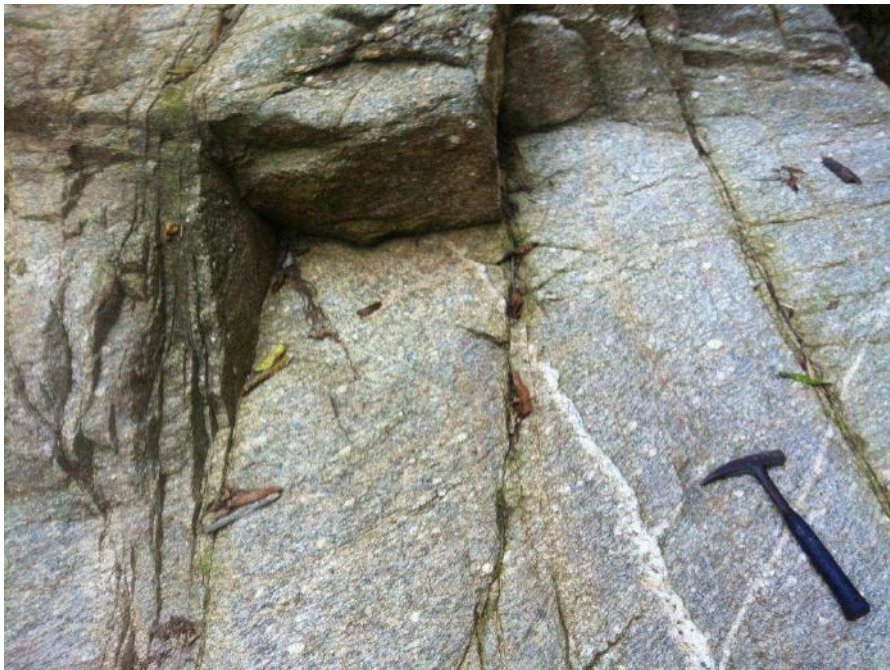


Figura 9: Modo de ocorrência dos afloramentos da Unidade Cassorotiba (Ponto PB-14).



Figura 10: Afloramento do ortogneiss Cassorotiba (Ponto PB-15).

6.1.1 Petrografia

A descrição petrográfica da unidade Cassorotiba foi elaborada a partir de seis lâminas delgadas. A rocha possui matriz de granulação média a grossa, textura inequigranular porfírica (Figura 11) e é composta essencialmente por microclina, biotita, plagioclásio e quartzo, além de apatita, epidoto, granada e zircão como minerais acessórios. Petrograficamente a rocha é caracterizada pela foliação marcada por lamelas e agregados de biotita, por fenocristais de microclina e plagioclásio com formato amendoado, devido à recristalização que ocorre em suas bordas (Figura 12), por vezes com intercrescimento mirmequítico nos contatos entre cristais de plagioclásio e microclina (Figura 13), pela presença de granada na matriz (Figura 14) e localmente quartzo estirado (Figura 15).

O plagioclásio ocorre como fenocristal de maior abundância nessa unidade. São cristais subédricos, com dimensões variando entre 2 e 4 milímetros, com geminação polissintética e inclusões de apatita e zircão. Na matriz, este mineral possui dimensões entre 0,2 e 1,5 milímetros, cristais subédricos e com geminação polissintética. Os contatos do plagioclásio com quartzo e biotita são geralmente irregulares, onde alguns cristais possuem extinção ondulante e são arredondados (Figura 12) devido à recristalização em suas bordas. Foram observados alguns cristais parcialmente substituídos para sericita.

A biotita possui hábito lamelar, com cristais subédricos e granulação variando de 0,1 a 1,6 milímetros. Encontra-se orientada segundo uma orientação preferencial ou como aglomerados isolados sempre marcando a foliação tectônica da rocha, e seus contatos são na maioria retilíneos (Figuras 11 e 13). Foram observados alguns cristais de biotita parcialmente alterados para clorita, com minerais opacos preenchendo seus planos de clivagem.

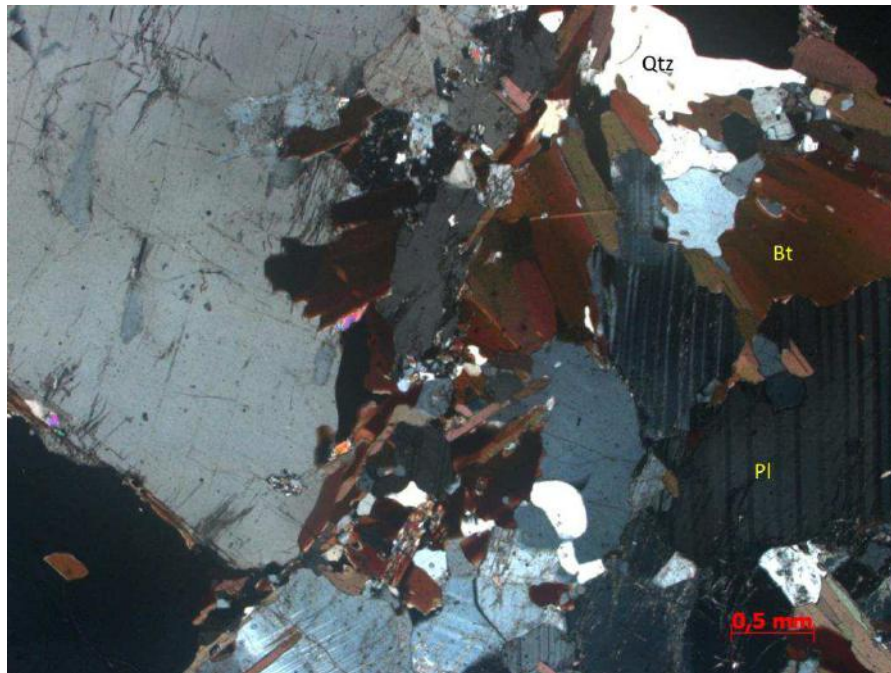


Figura 11: Fotomicrografia mostrando a matriz e fenocristais de plagioclásio no gnaiss Cassorotiba (Lâmina AM-112).

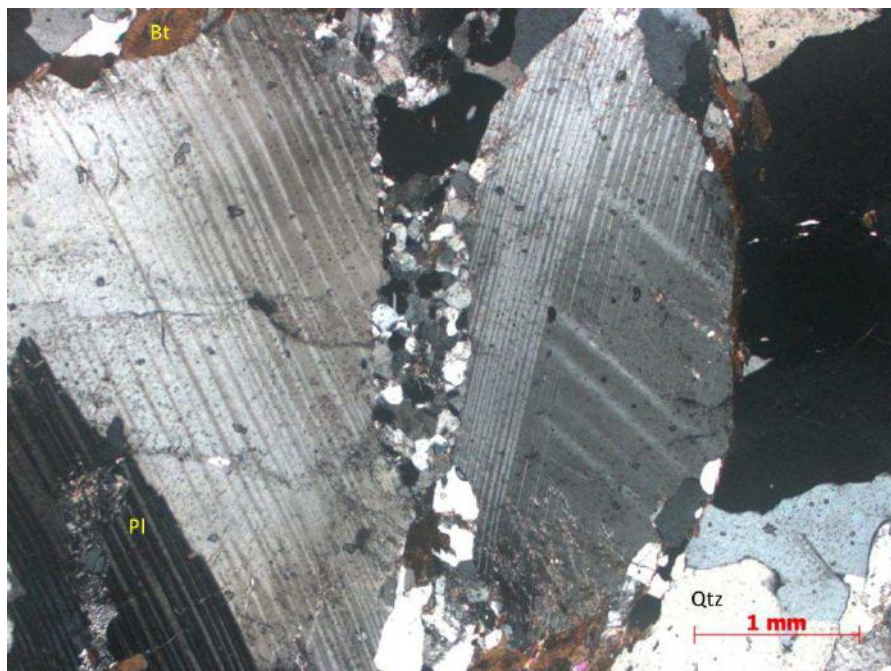


Figura 12: Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio com recristalização nas bordas, no gnaiss Cassorotiba (Lâmina GP-76).

O quartzo possui hábito predominantemente alongado, localmente com hábito granular. A maioria dos cristais são anédricos e têm granulação variando de 0,2 a 0,9 milímetros na matriz, além de cristais estirados com dimensões variando de 2 a 4,5 milímetros em domínios com deformação aparente. Foram identificados outros indícios de deformação, como extinção ondulante e orientação dos cristais segundo uma direção preferencial. Ocorre intercrescimento de quartzo vermiforme entre plagioclásio e K-feldspato (intercrescimento mirmequítico). Alguns cristais exibem inclusões de K-feldspato, biotita, apatita e zircão.

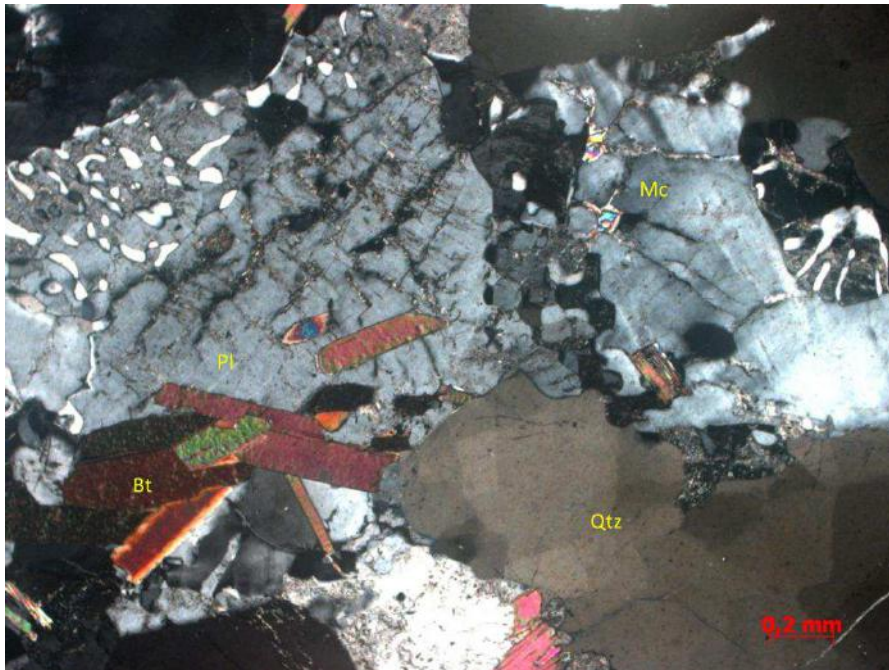


Figura 13: Fotomicrografia mostrando intercrescimento mirmequítico no gnaise Cassorotiba (Lâmina RCC-77).

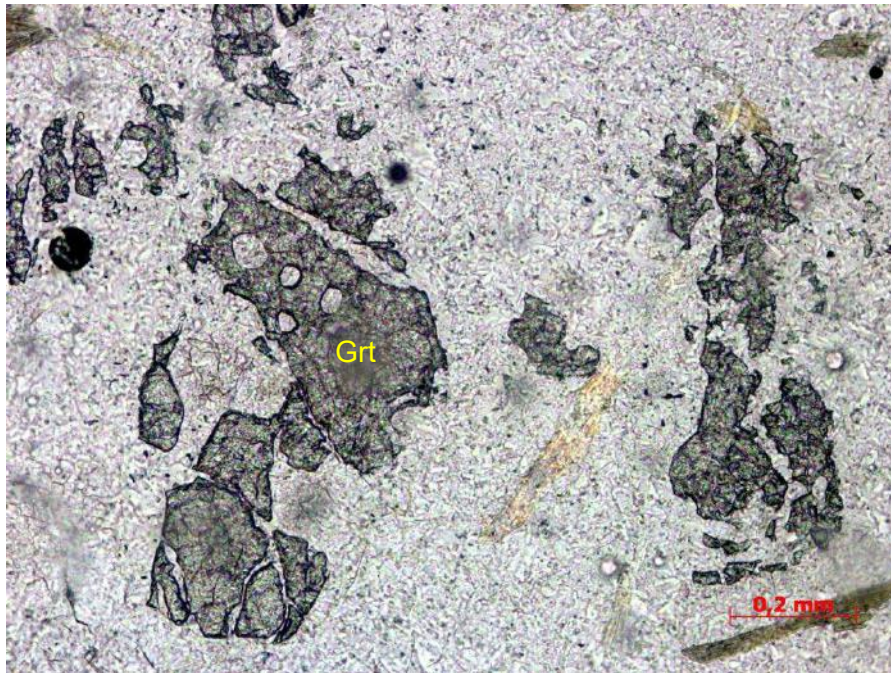


Figura 14: Fotomicrografia de cristais de granada presentes na matriz do gnaise Cassorotiba (Lâmina GP-58).

A microclina apresenta geminação *tartan* característica e cristais subédricos a anédricos (Figura 16). Osfenocristais apresentam tamanho variando entre 2,1 a 4,5 milímetros e inclusão de apatita. Na matriz possui dimensões variando entre 0,1 e 0,8 milímetros. Foi observada extinção ondulante em alguns cristais.

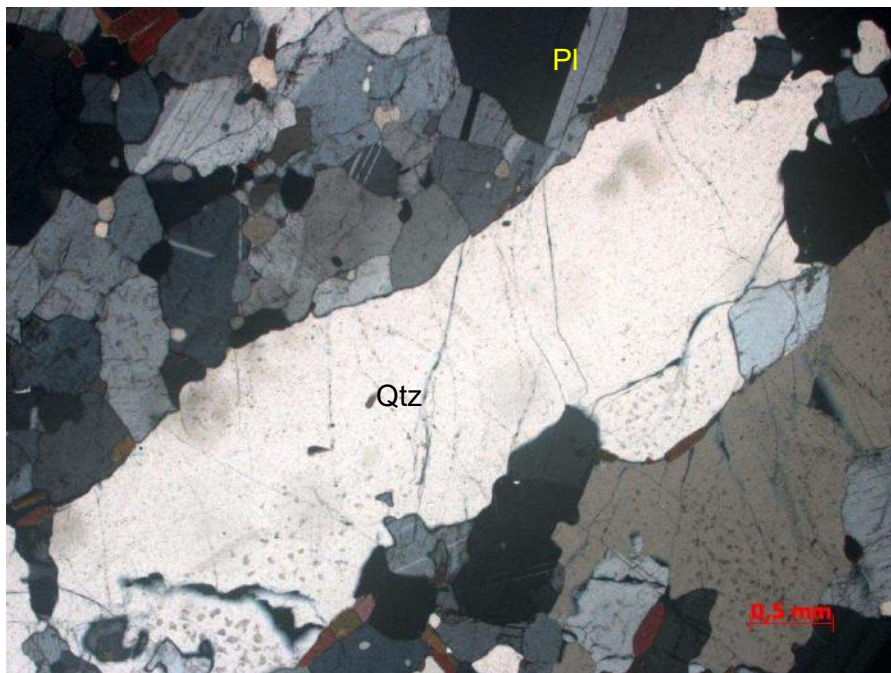


Figura 15: Fotomicrografia exibindo cristais de quartzo estirado na matriz do gnaise Cassorotiba (Lâmina RCC-77)

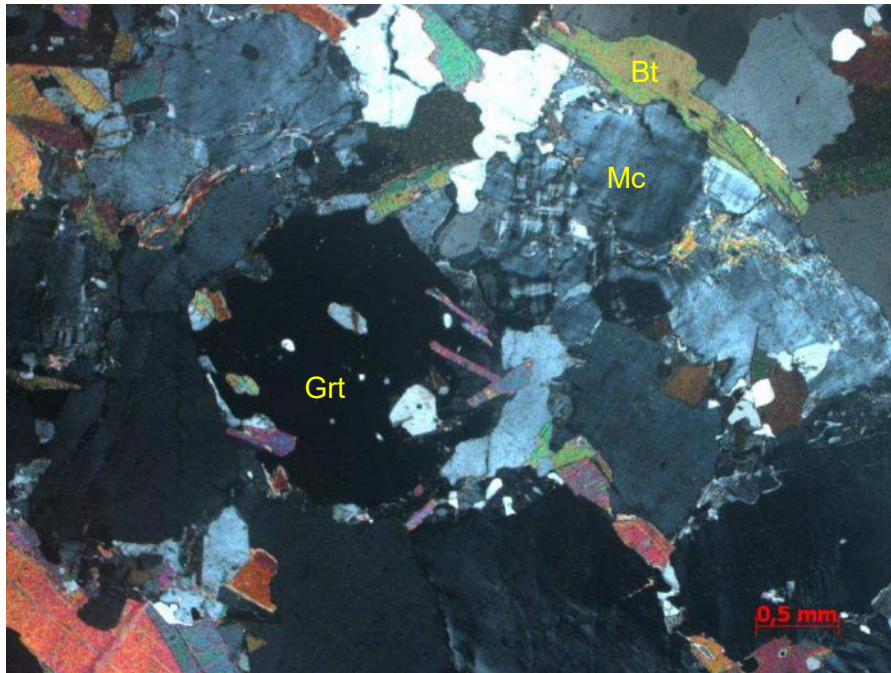


Figura 16: Fotomicrografia exibindo a matriz do gnaiss Cassorotiba destacando-se cristais de microclina, biotita e granada, Nx (Lâmina RCC-77)

A titanita ocorre com hábito granular, com dimensões variando de submilimétricas a até 0,3 milímetros. Ocorre associada à biotita, posicionada geralmente entre lamelas.

A granada ocorre como cristais isolados, com hábito granular e granulação variando de 0,3 a 2 milímetros de comprimento (Figuras 16 e 17). Possui inclusão de biotita, indicando assim uma cristalização posterior.

A apatita e o zircão ocorrem como cristais submilimétricos, exibindo seção basal prismática e hexagonal, no caso das apatitas e hábito prismático, no caso do zircão. Ambos minerais são observados como inclusões no plagioclásio, quartzo e microclina (Figura 18).

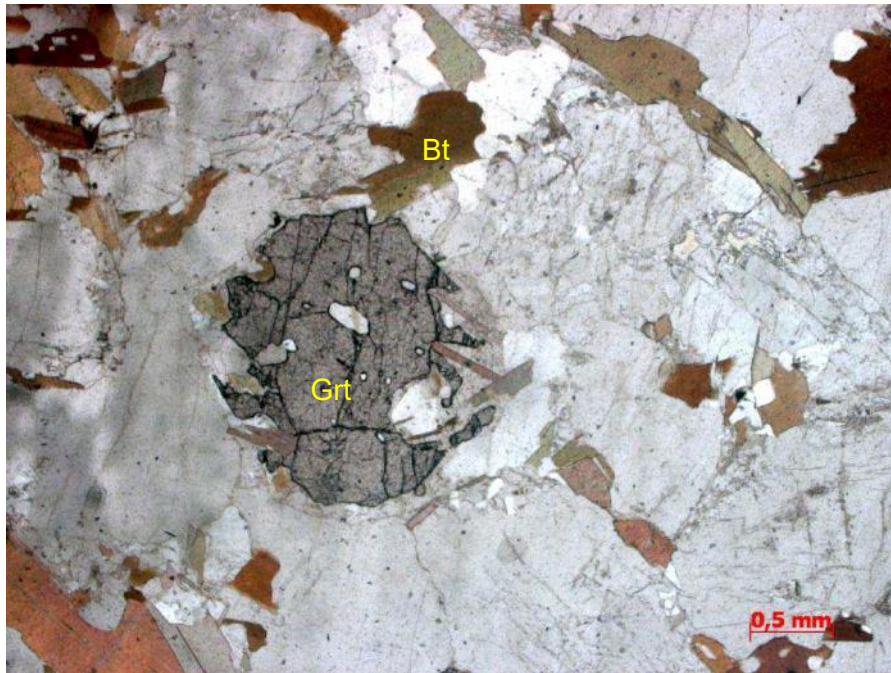


Figura 17: Fotomicrografia similar à figura 16, mas em nicóis descruzados, com destaque para cristal granular de granada.

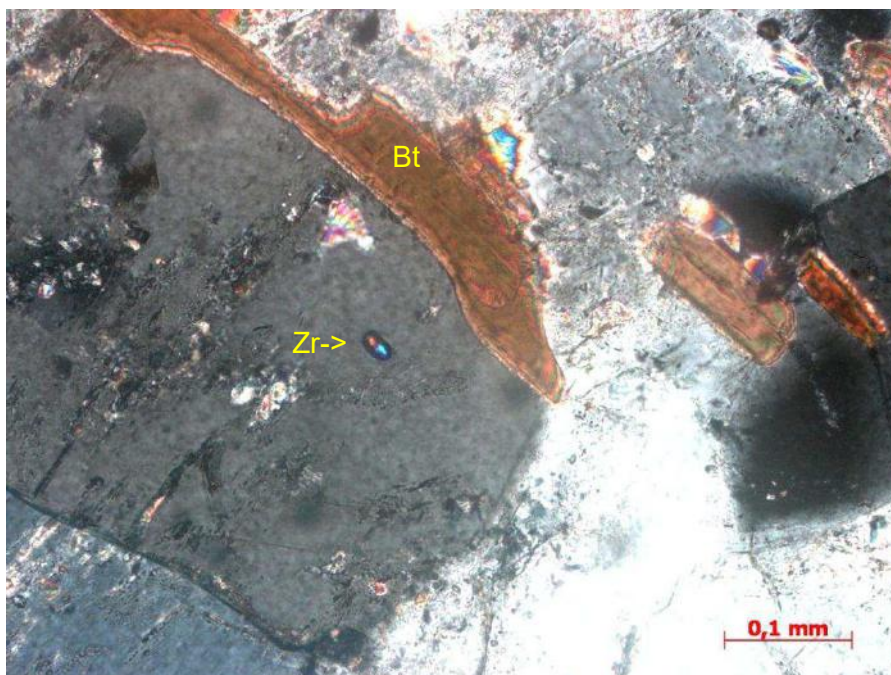


Figura 18: Fotomicrografia exibindo cristal prismático de zircão incluído em feldspato do gnaiss Cassorotiba (Lâmina AM-112).

A composição modal foi definida por contagem de 800 pontos por lâmina nas seis lâminas delgadas estudadas. Os dados obtidos e expostos na Tabela 4 foram plotados no gráfico de classificação de rochas ígneas plutônicas proposto por Streckeisein (1976), e distribuem-se nos campos do sienogranito, quartzo monzonito e granodiorito (Figura 19). A Tabela 5 exibe a ordem de cristalização proposta, de acordo com as relações entre os minerais do gnaiss

Cassorotiba. Vale ressaltar, que uma vez que ocorra recristalização na borda, há uma fase secundária de geração de feldspato. A frequente ocorrência de mirmequita também sugere fase tardia de quartzo (além de possíveis concentrações em filmes de fusão).

Tabela 4: Composição modal obtida nas lâminas descritas da Unidade Cassorotiba. (TR) = Traço e (-) = não observado.

	RCC_77	RCC_78	RCC_31I	AM_112	GP_76	RCC_2B
Plagioclásio	42,6	5,8	14,9	22,7	36,8	37,7
Microclina	19	38	36,3	18	1	28,8
Quartzo	12,3	13,2	12,4	40,8	38,3	13,2
Biotita	24,8	28,9	30,3	16,6	20,7	14,3
Apatita	TR	TR	-	TR	TR	TR
Epidoto	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Titanita	-	TR	TR	-	TR	TR
Zircão	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Hornblenda	-	-	-	-	-	-
Granada	TR	TR	TR	TR	TR	-
Opacos	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Clorita	-	TR	TR	-	TR	TR
Musc	-	TR	TR	TR	-	TR
Carb	-	-	-	-	-	-

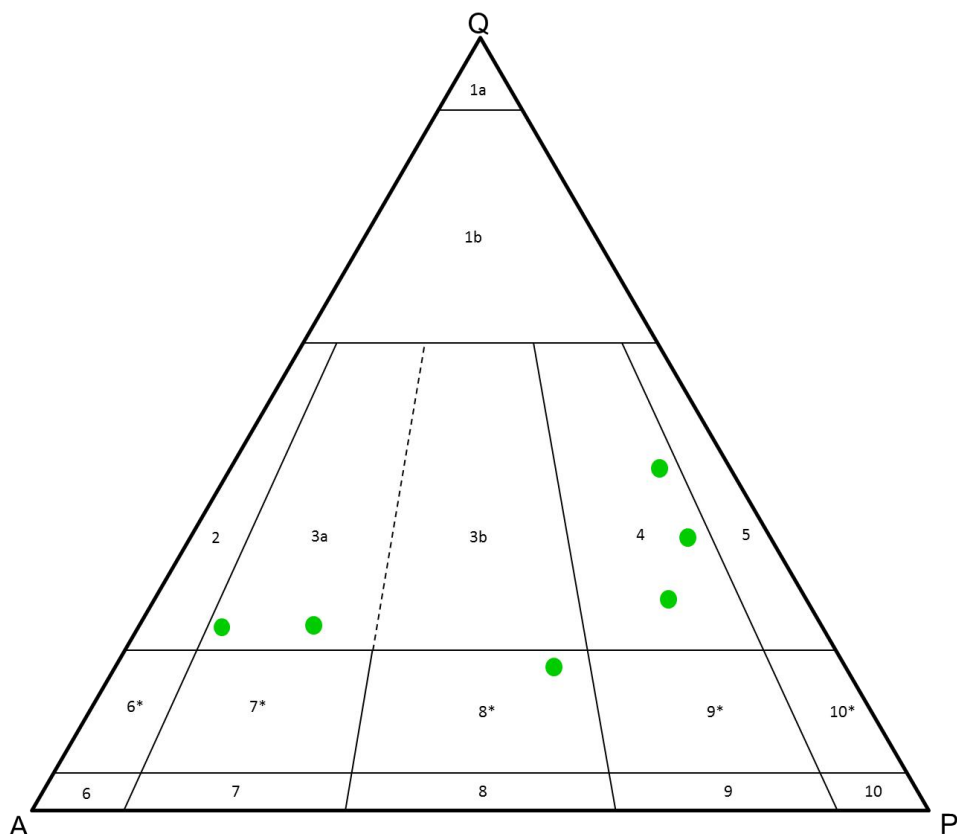


Figura 19: Classificação das amostras referentes à Unidade Cassorotiba no diagrama QAP de rochas plutônicas de Streckeisen (1976). 1a - quartzolito, 1b - granitoide rico em quartzo, 2 – álcali-feldspato granito, 3a - sieno granito, 3b – monzogranito, 4 – granodiorito, 5 – tonalito, 6* - quartzo-álcali-feldspato sienito, 7* - quartzo sienito, 8* – quartzo monzonito, 9* - quartzo monzodiorito, 10* - quartzo diorito, 6 –álcali sienito, 7 – sienito, 8 – monzonito, 9 – monzodiorito e 10 – diorito.

Tabela 5: Ordem de cristalização proposta para o ortognaisse Cassorotiba.

Mineral	Cristalização Primária	Cristalização Secundária
Zircão	----	
Apatita	----	
Titanita	-----	
Biotita	-----	
Granada		-----
Plagioclásio	-----	----
K-feldspato	-----	----
Quartzo	-----	----

6.2 Unidade Tinguí

A unidade Tinguí consiste em um biotita ortognaissemigmatítico, de granulação fina, por vezes migmatítico apresentando estrutura estromática e do tipo schollen, geralmente com maior proporção de leucossoma em relação amelanossoma. A foliação da rocha é marcada pelos cristais de biotita e pelo bandamento composicional nos migmatitos. Possui uma coloração acinzentada e níveis de fusão parcial *in situ* (Figura 20). Vale ressaltar que tal unidade não aflora de forma significativa na área de mapeamento.



Figura 20: Afloramento do ortognaisse Tinguí com sua típica coloração acinzentada com veios injetados.

6.2.1 Petrografia

Foram utilizadas 15 lâminas delgadas para a descrição petrográfica da Unidade Tinguí. A rocha possui uma granulação fina, textura inequigranular seriada (Figuras 21 e 22), por vezes granoblastica em domínios recristalizados, e composta essencialmente por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, e microclina. A mineralogia acessória é representada por titanita e apatita, em maior proporção que epidoto, allanita, zircão e minerais opacos. Diferencia-se das demais rochas apresentadas neste trabalho pela sua composição que varia de tonalítica a granodiorítica, textura e grande quantidade de biotita marcando sua foliação (Figura 23), além de maior proporção de hornblenda, titanita e apatita que as demais unidades.

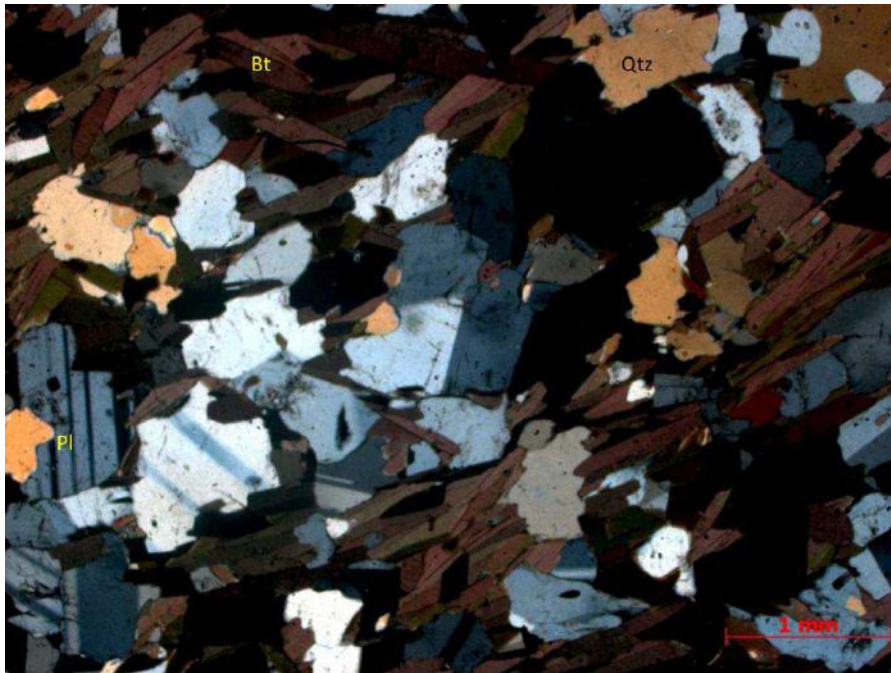


Figura 21: Fotomicrografia exibindo textura inequigranular seriada e forte orientação de lamelas de biotita no gnaiss Tingui (Lâmina RCC-09b).



Figura 22: Fotomicrografia semelhante à figura 21, mas em nicóis descruzados, destacando-se a forte orientação de biotita.

O plagioclásio, oligoclásio a andesina, ocorre na forma de cristais prismáticos, subédricos, com dimensões variando entre 0,2 e 3,5 milímetros, exibindo geminação polissintética e inclusões de biotita, hornblenda, titanita, apatita, allanita e zircão. Os contatos do plagioclásio com quartzo e biotita são geralmente irregulares, por vezes retílineos. Foram observados alguns cristais parcialmente alterados para sericita.

A biotita possui hábito lamelar, com cristais subédricos, com granulação variando de 0,1 a 2,6 milímetros. Encontra-se disposta segundo uma orientação preferencial (Figuras 22 e 23), seus contatos são geralmente retilíneos. Nos agregados ocorre associada à hornblenda. Foram observados alguns cristais de biotita parcialmente alterados para clorita.

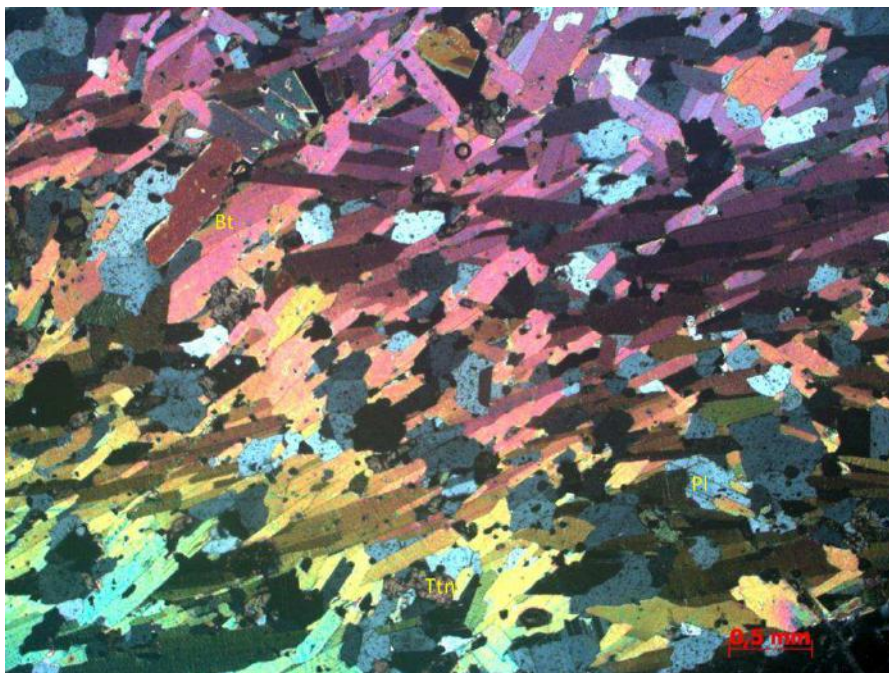


Figura 23: Fotomicrografia mostrando a foliação bem marcada pelo alinhamento das lamelas de biotita no gnaíse Tingui (Lâmina RCC-09A).

O quartzo possui hábito granular, cristais anédricos, granulação variando de 0,2 a 1,2 milímetros, com bordas irregulares. Foram identificados indícios de deformação, como extinção ondulante. Ocorre intercrescimento de quartzo vermiforme entre plagioclásio e K-feldspato (intercrescimento mirmequítico). Contém inclusões de biotita e apatita.

A hornblenda ocorre como cristais prismáticos, subédricos, de coloração marrom-esverdeada, pleocroísmo verde a castanho claro, com as duas direções de clivagem bem definidas e dimensões entre 0,2 e 0,9 milímetros. Ocorre como cristais isolados (Figura 24), ou em agregados máficos junto à biotita, sendo comuns inclusões de apatita.

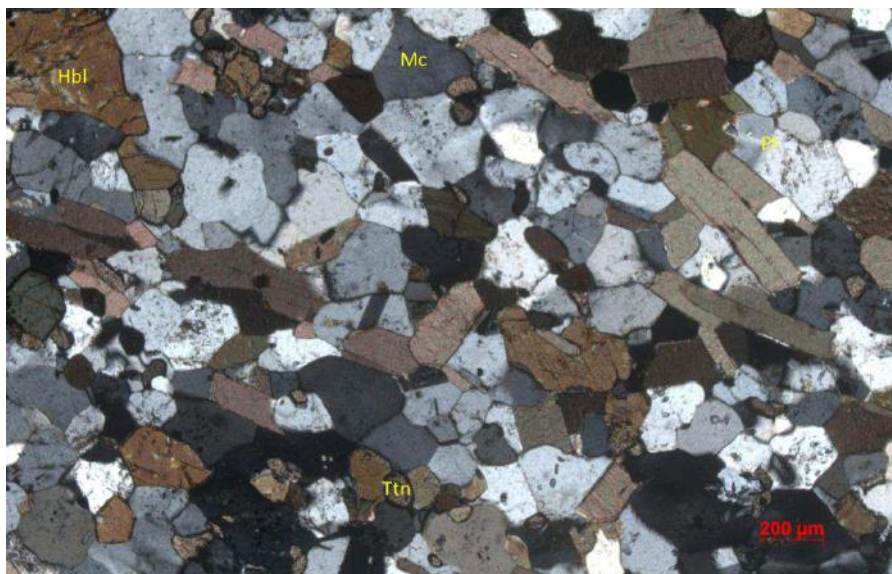


Figura 24: Fotomicrografia mostrando os cristais de hornblenda e biotita orientados segundo uma direção preferencial no gnaissse Tingui (Lâmina DB-48B).

A microclina apresenta geminação Tartan, cristais subédricos a anédricos, com dimensões variando entre 0,1 e 1,8 milímetros. Contatos variam de retilíneos a irregulares e alguns cristais são parcialmente substituídos por sericita. Foram observadas biotita, titanita, apatita e hornblenda como inclusões.

A titanita ocorre com hábito variando de prismático a granular, subédrica, com dimensões variando de submilimétricas a até 0,3 milímetros. Observou-se como inclusão em plagioclásio, biotita e quartzo.

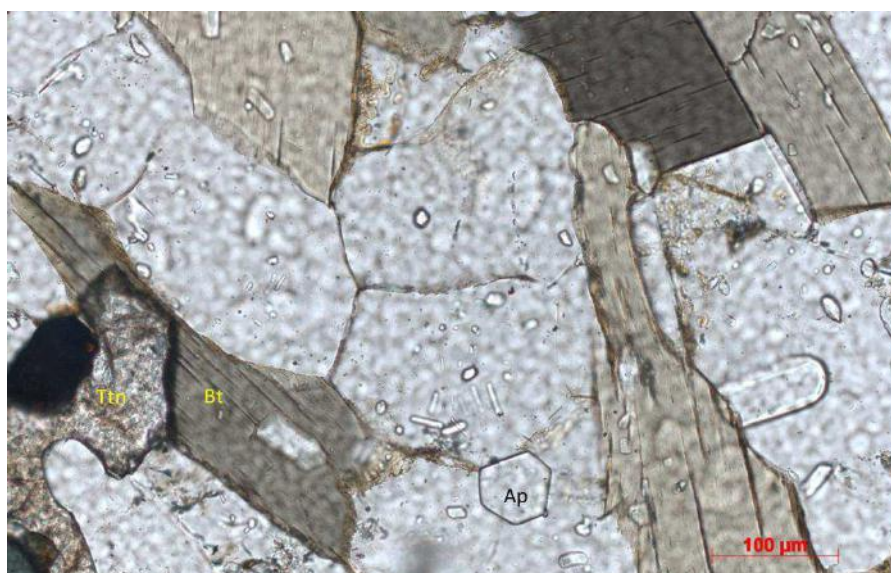


Figura 25: Fotomicrografia exibindo cristais de apatita em seção prismática e basal inclusas em minerais essenciais do gnaissse Tingui (Lâmina DB-48B).

Os cristais de apatita são submilimétricos, aciculares, por vezes exibindo seção basal prismática e hexagonal (Figura 25). São encontradas como inclusão nos plagioclásios, quartzo, biotita e microclina.

A allanita possui hábito granular, cristais subédricos, com tamanho entre 0,1 e 0,3 milímetros. Ocorre associada aos agregados máficos na forma de inclusões em hornblenda e plagioclásio, apresentando halo de metamictização e apatita como inclusão (Figura 26).

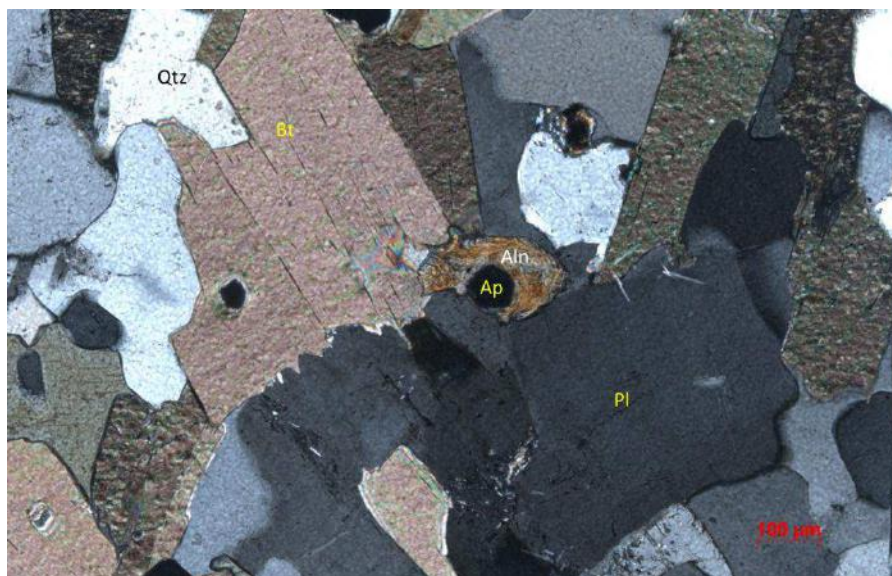


Figura 26: Fotomicrografia mostrando cristal de allanita com inclusão de apatita (Lâmina DB-54).

Os cristais de epidoto ocorrem geralmente associados à titanita e localmente junto da biotita. O zircão possui hábito prismático, por vezes acicular, submilimétrico, em cristais isolados ou aglomerados inclusos em plagioclásio, quartzo e biotita. Os minerais opacos variam de subédricos a anédricos com cristais entre 0,1 e 0,3 mm inclusos em plagioclásio, quartzo e biotita.

A composição modal foi definida por contagem de 800 pontos por lâmina nas 15 lâminas delgadas estudadas. Os dados obtidos (Tabela 6) foram plotados no gráfico de classificação de rochas ígneas plutônicas proposto por Streckeisen (1976), posicionando-se nos campos do granodiorito, tonalito, quartzo monzodiorito e quartzo diorito (Figura 27). Na Tabela 7 encontra-se a ordem de cristalização sugerida a partir das relações entre os minerais das rochas,

Tabela 6: Composição modal obtida nas lâminas descritas da Unidade Tinguí. (TR) = Traço e (-) = não observado.

	AF-105-1	AF-105C	AF-105D	DB-48B	DB-54B	DB-54	DB-95	DB-96	GP-207B	GP-216	GP-226	SQ-TL-80A	SQ-TL-80B	MR-AF-111A	SQ-AF-125
Plagioclásio	36,1	36	24,9	33,4	43,1	35,1	35,5	45	36,9	33,4	40	31,9	23,6	36	34
Microclina	TR	3,5	6,8	14,9	8,2	15,8	11	TR	TR	24,4	7,8	TR	-	20	TR
Quartzo	13,6	12,1	9,6	7,6	15,1	5,9	8,9	7,8	10,1	8,3	6,6	8	9,4	6,1	12,7
Biotita	25,8	37,3	11,5	22,3	25,5	27,5	34	30	32,7	26,8	35	27,1	31,6	23	26,1
Apatita	12,7	TR	TR	4,5	TR	TR	TR	TR	11,7	TR	5,7	4,9	5,1	4,7	8
epidoto	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	TR	5,5	TR	TR	TR
Titanita	TR	7,7	TR	4,3	5	5,6	5,5	6,3	TR	TR	TR	6,8	TR	TR	10,2
Zircão	-	TR	-	TR	-	TR	TR	TR	-	TR	-	TR	TR	-	TR
Hornblenda	-	-	44,3	11,7	TR	7,4	4,1	5,5	-	-	-	13,2	20	-	-
Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Allanita	-	-	-	TR	-	TR	-	-	-	-	-	TR	TR	-	TR
Opacos	9	TR	-	TR	TR	TR	TR	TR	7,6	4	3,2	TR	5,7	5,7	3,6
Clorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Musc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

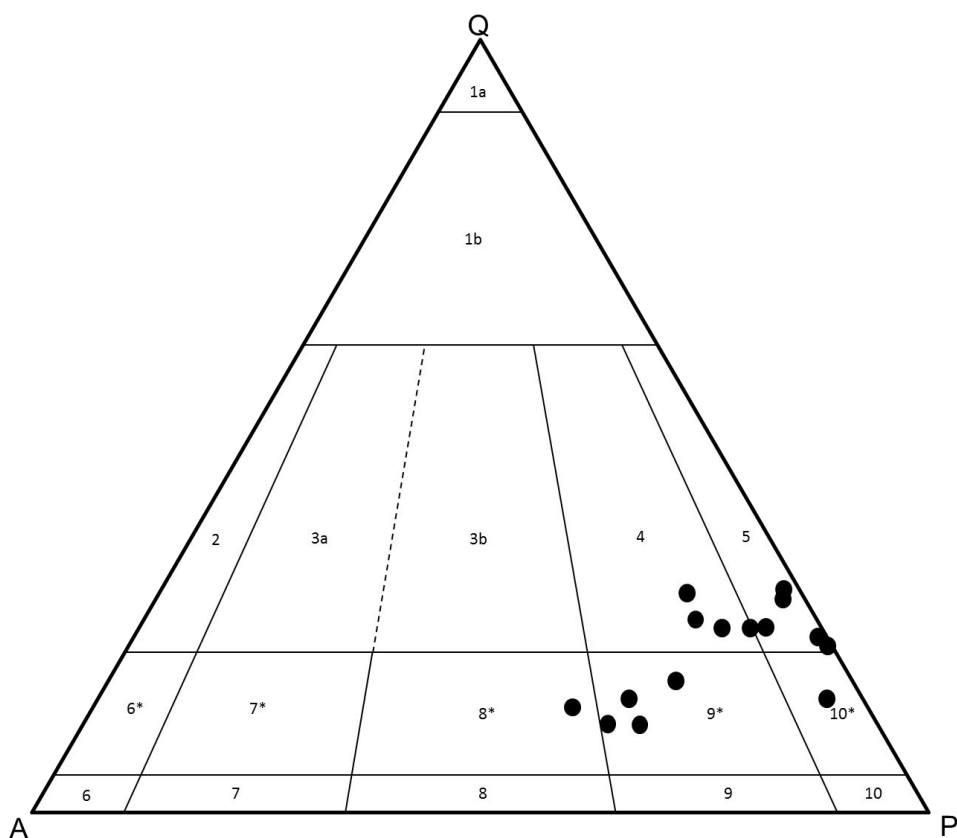


Figura 27: Classificação das amostras referentes à Unidade Tinguí no diagrama QAP de rochas plutônicas de Streckeisen (1976). 1a - quartzolito, 1b - granitoide rico em quartzo, 2 – álcali-feldspato granito, 3a - sieno granito, 3b – monzogranito, 4 – granodiorito, 5 – tonalito, 6* - quartzo-álcali-feldspato sienito, 7* - quartzo sienito, 8* – quartzo monzonito, 9* - quartzo monzodiorito, 10* - quartzo diorito, 6 – álcali sienito, 7 – sienito, 8 – monzonito, 9 – monzodiorito e 10 – diorito.

Tabela 7: Ordem de cristalização proposta para o ortogneisseTinguí.

Mineral	Cristalização Primária	Cristalização Secundária
Zircão	----	
Apatita	----	
Hornbelnda	----	
Biotita	-----	
Allanita	-----	
Opacos		-----
Plagioclásio	-----	
K-feldspato	-----	
Quartzo	-----	
Muscovita		-----
Clorita		-----

6.3 Unidade Palmital

Esta unidade é representada por um sillimanitaparagnaissemigmatítico de granulometria fina a média, composto de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, sillimanita e granada. A foliação é marcada pelo bandamento composicional presente nos migmatitos do tipo estromático, apresentando também intenso dobramento. Em afloramentos foram observadas lentes calciossilicáticas, aglomerados de sillimanita orientados segundo a foliação e diversas injeções de veios quartzo feldspáticos deformados. Vale ressaltar que esta unidade corresponde a uma das sequências de rochas metassedimentar do Terreno Cabo Frio, sendo a unidade que mais aflora na área, com afloramentos bem expostos devido a deslizamentos recentes (Figura 28).



Figura 28: Modo de ocorrência dos afloramentos da Unidade Palmital e detalhe do afloramento destacando os níveis anatéticos concordantes com a foliação da rocha (Ponto PB-07).

6.3.1 Petrografia

Para descrição petrográfica desta unidade foram utilizadas 4 lâminas delgadas. A rocha possui granulometria fina a média e textura lepidoblástica e nematoblástica, sendo composta por quartzo, microclina, biotita, sillimanita e zircão, com muscovita, opacos e clorita como minerais secundários. Sua foliação é bem marcada pelos cristais de biotita e sillimanita (Figuras 29 e 30).

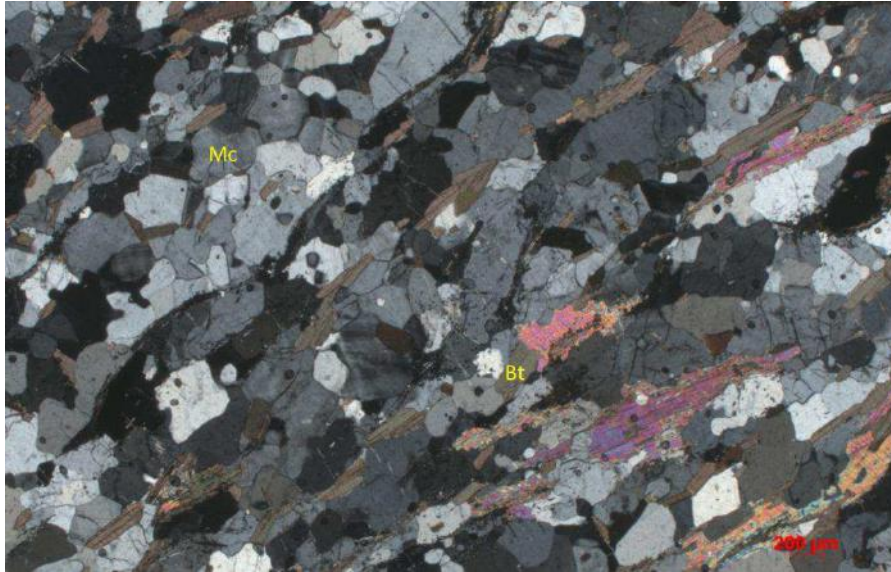


Figura 29: Fotomicrografia mostrando a textura da gnaiss Palmital, com a foliação sendo marcada pela biotita e sillimanita. A porção félsica é formada por cristais de microclina e quartzo (Lâmina GP-82_preta)

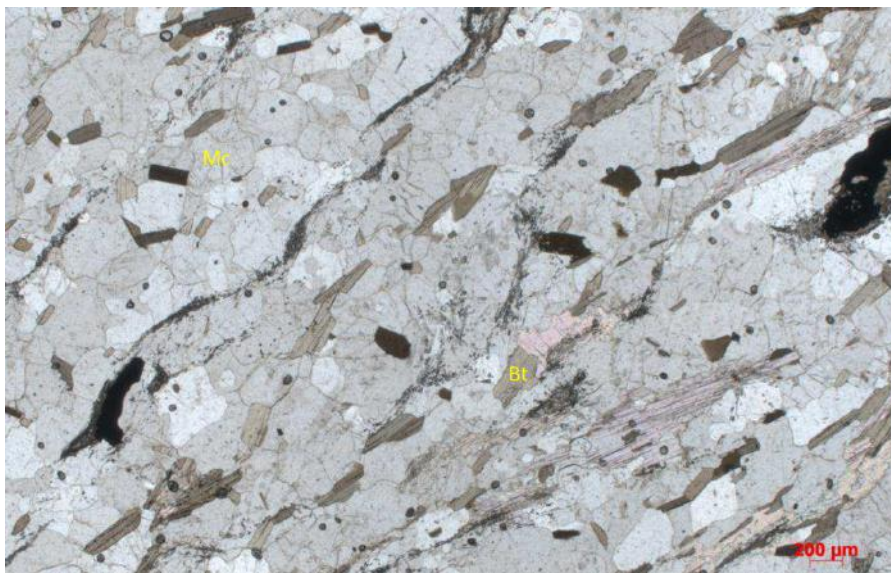


Figura 30: Fotomicrografia semelhante à figura 31,mas em nicóis descruzados.

O quartzo possui hábito granular, cristais anédricos, tamanho variando de 0,2 a 1,2 milímetros com bordas irregulares. Foram identificados indícios de deformação, como extinção ondulante.

A microclina apresenta geminação Tartan, cristais subédricos a anédricos, com dimensões variando entre 0,3 e 1 milímetros. Contatos variando de regulares a irregulares, e alguns cristais são parcialmente substituídos por sericita.

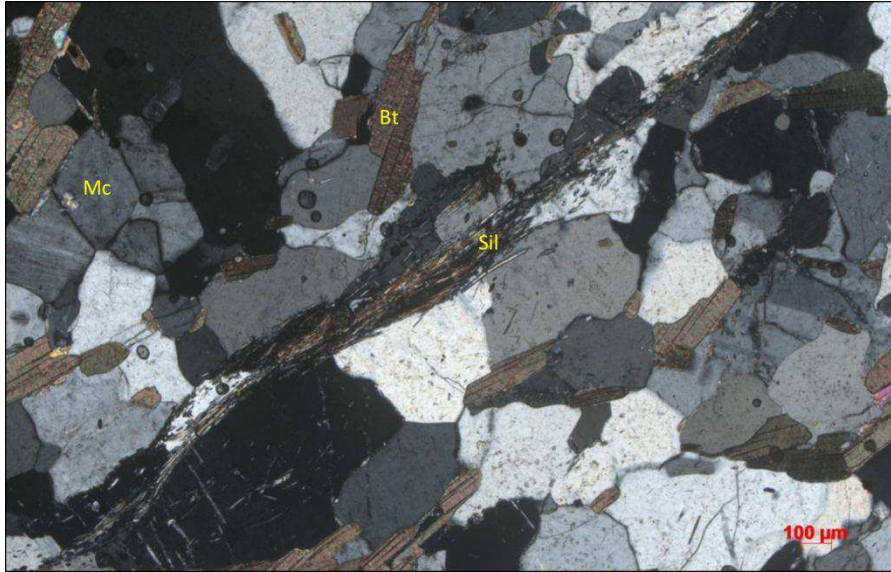


Figura 31: Fotomicrografia exibindo cristais de sillimanita aciculares no gnaiss Palmital (Lâmina GP-82_preta).

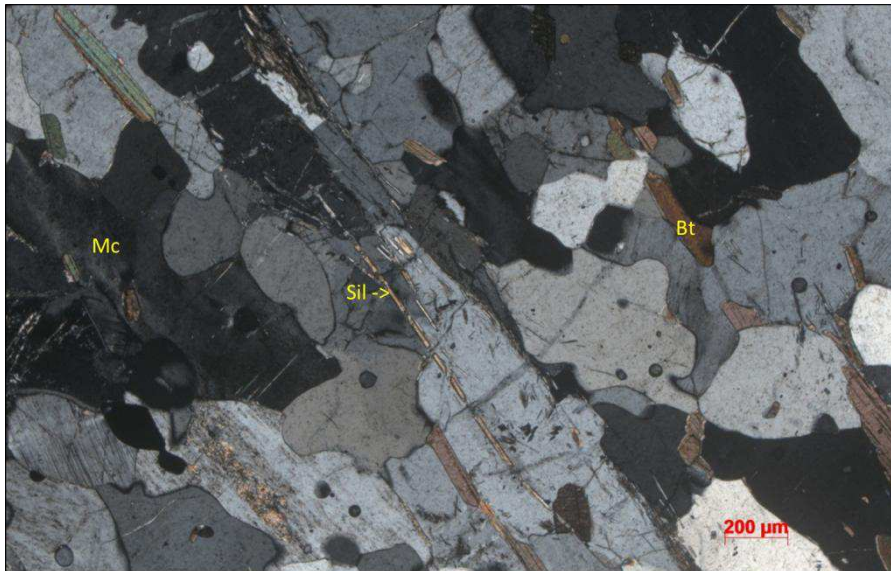


Figura 32: Fotomicrografia do gnaiss Palmital exibindo cristais de sillimanita seguindo uma direção preferencial (Lâmina GP-82_vermelha).

A sillimanita ocorre com hábito acicular (Figura 31) e prismático (Figura 32) segundo uma direção preferencial, marcando a foliação junto com a biotita. O zircão possui hábito prismático com tamanho submilimétrico.

7GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Os dados estruturais adquiridos são referentes às estruturas deformacionais dúcteis, identificadas na área de estudo.

No ortogneisse Cassorotibae no paragneisse Palmital foram observados, em afloramento, uma foliação tectônica bem marcada por um bandamento composicional presente nas porções com maior nível de fusão parcial (migmatitos), onde foi identificado um padrão estromático. Tais estruturas foram classificadas como Sn (Figura 33, 34 e 35).



Figura 33: Foto de afloramento exibindo a foliação Sn caracterizada por bandamento composicional e feldspatos amendoados (Ponto PB-22).



Figura 34: Afloramento do paragneisse Palmital com níveis anatéticos concordantes com Sn (Ponto PB-06).

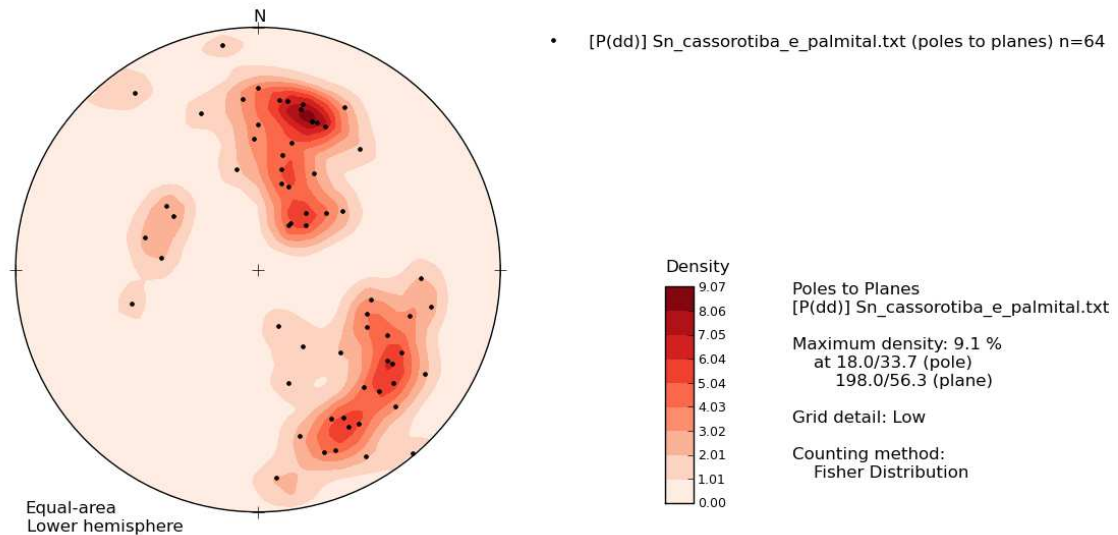


Figura 35: Estereograma das medidas de foliação S_n, apresentado a partir da densidade de polos e contornos, em sistema de projeção Schmidt.

No paragnaisse Palmital foram também observados estruturas referentes a dois estágios deformacionais posteriores ao que gerou a foliação S_n. A primeira de tais estruturas são dobras fechadas a apertadas, sendo seus planos axiais denominados como S_{n+1} (Figuras 36, 37 e 38). Já a segunda de tais estruturas são representadas por S_{n+1} sendo dobrado em dobras suaves a abertas, onde seus planos axiais foram denominados como S_{n+2} (Figuras 39, 40, 41 e 42).

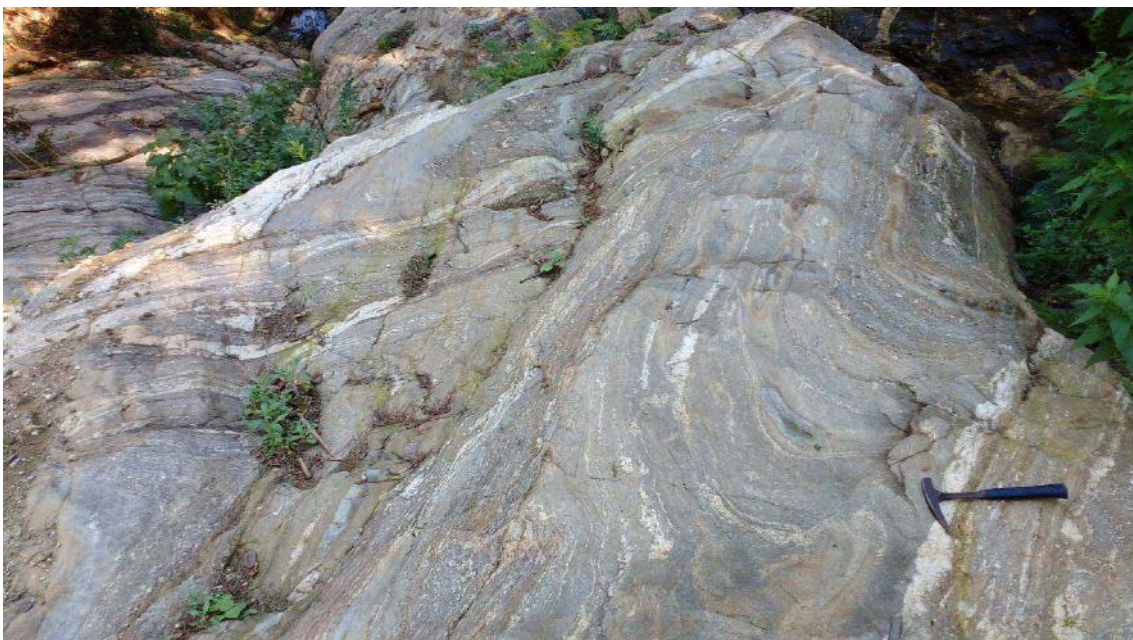


Figura 36: Foto de afloramento do paragnaisse Palmital (Ponto PB-75).

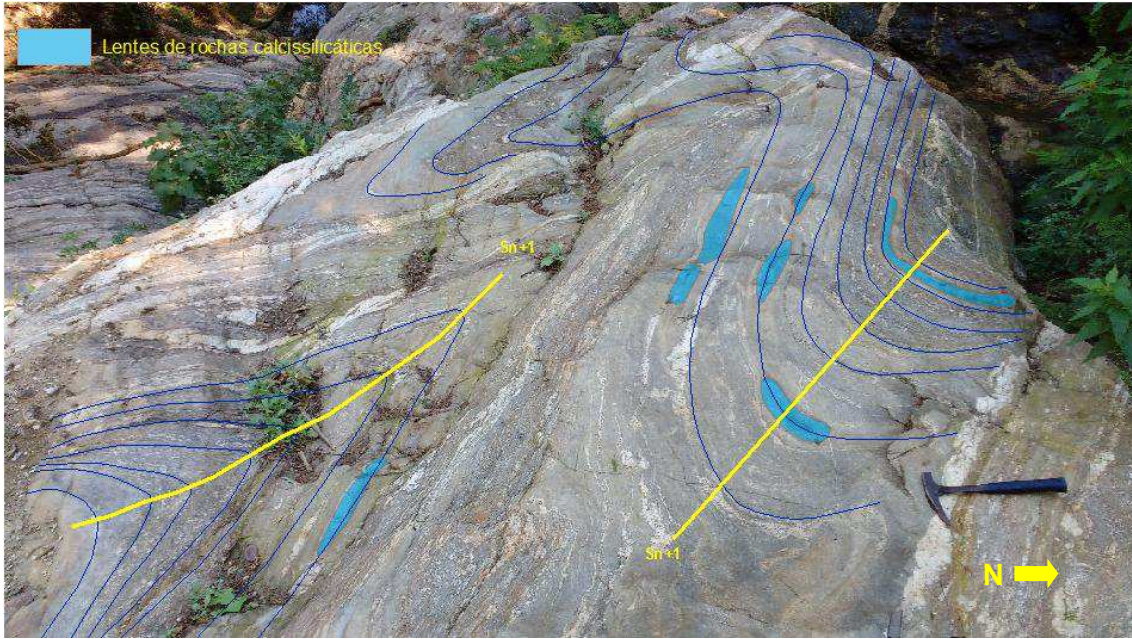


Figura 37: Foto de afloramento do paragnaisse Palmital, semelhante a figura anterior, destacando os planos axiais de Dn+1 e lentes de rochas calcissilicáticas segundo a foliação principal dobrada por Dn+1 (Ponto PB-75).

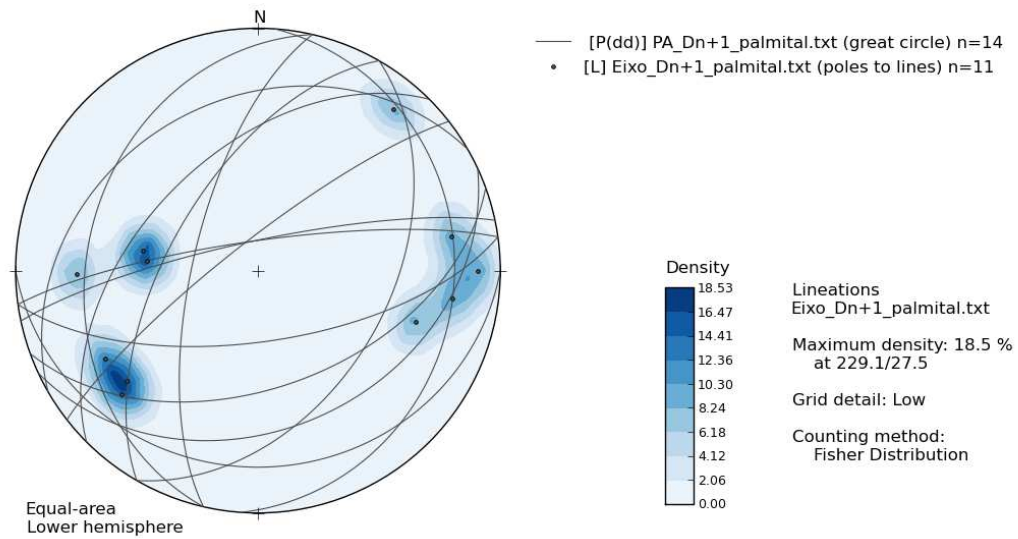


Figura 38: Estereograma das medidas do plano axial das dobras fechadas a apertadas, apresentado a partir dos grande círculos, e os eixo das dobras fechadas a apertadas, apresentado a partir de densidades de polos e contorno .

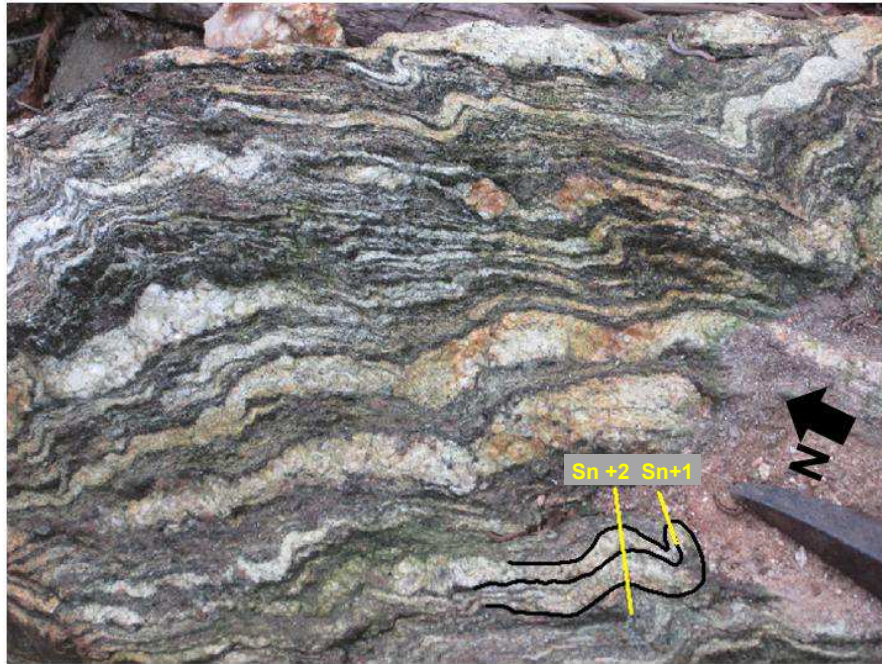


Figura 39: Foto de afloramento do paragnaisse Palmital, destacando os planos axiais dos estágios de deformação D_{n+1} e D_{n+2} (Ponto PB-07).



Figura 40: Afloramento do paragnaisse Palmital, mostrando a foliação sendo dobrada por uma dobra apertada (D_{n+1}), e esta, sendo dobrada por uma dobra aberta (D_{n+2}) (Ponto PB-19).

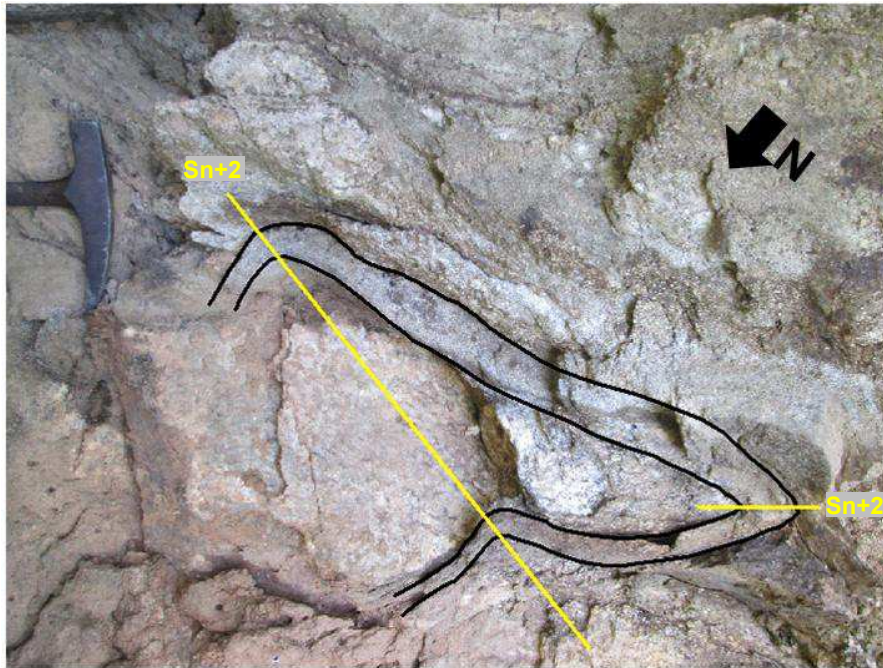


Figura 41: Afloramento do paragnaisse Palmital, exibindo os planos axiais dos estágios deformacionais Dn+1 e Dn+2 (Ponto PB-19).

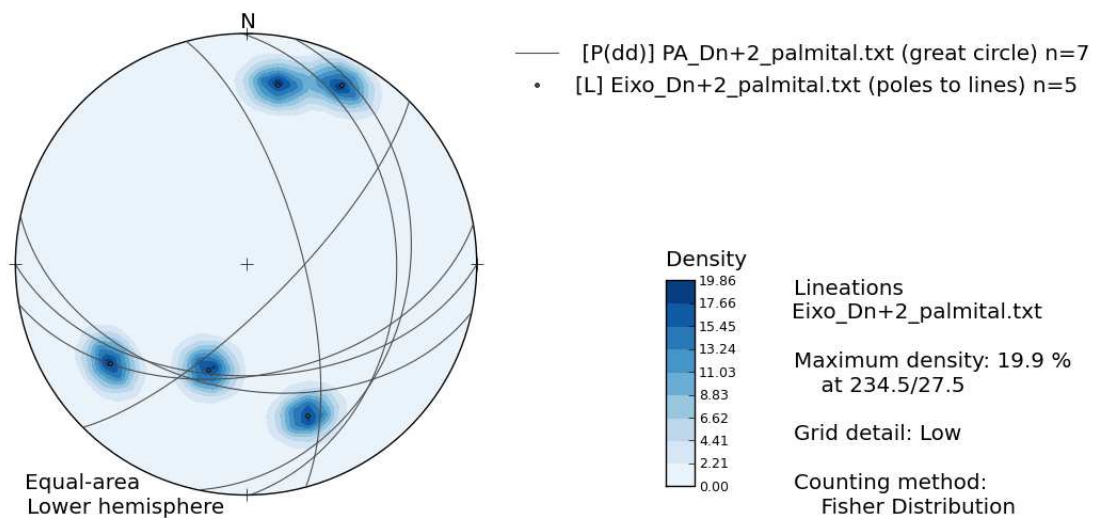


Figura 42: Estereograma das medidas do plano axial das dobras abertas a suaves, apresentado a partir dos grande círculos, e os eixo das dobras abertas a suaves, apresentado a partir de densidades de polos e contorno .

Com nos dados estruturais levantados em campo, foi possível descrever três estágios deformacionais. O primeiro estágio deformacional (Dn) gerou a foliação Sn (Figura 33 e 34) com direções para WNW-ESE e NE-SW e mergulho médio a alto ângulo para SW e NW, respectivamente (Figura 35). O segundo estágio deformacional (Dn+1) gerou Sn+1 representado pelos planos axiais de dobras fechadas com direção predominante NE-SW e

mergulho para NW e SE de médio a alto ângulo e eixo com caimento para ENE e WSW de baixo a médio ângulo (Figuras 36, 37 e 38). O terceiro estágio deformacional (Dn+2) gerou Sn+2 representado pelos planos axiais de dobras abertas a suaves com direções para W-E e N-S com mergulho de médio ângulo para S e E, respectivamente, e eixos com caimento NNE e W de médio a baixo ângulo (Figuras 39, 40, 41 e 42).

Uma síntese dos estágios deformacionais para as unidades Palmital e Cassorotiba é apresentada na Tabela 8.

Tabela 8: Síntese dos estágios de deformação das unidades Palmital e Cassorotiba.

	Dn	Dn+1	Dn+2
Trama	Sn -> foliação de espaçamento -> Biotita -> 330/51; 210/38	PA -> Plano Axial -> 315/50; 155/35; Eixo -> 230/30; 108/32	PA -> Plano Axial -> 180/50; 102/30; Eixo -> 272/45; 28/13
Estruturas	foliação de espaçamento	Dobras Fechadas	Dobras Abertas

Foi possível observar uma assembleia de minerais metamórficos nas unidades Cassorotiba e Palmital. Os cristais metamórficos identificados na unidade Cassorotiba foram a biotita, marcando a foliação Sn, e a granada com inclusões de quartzo, feldspato e granada (Figuras 16 e 17). O metamorfismo em tal unidade atingiu fácies granulito, deduzido a partir da assembleia de minerais metamórficos e de níveis localizados de fusão parcial *in situ* destas rochas.

Já na Unidade Palmital, os cristais metamórficos identificados foram a biotita e sillimanita, marcando a foliação Sn (Figuras 29 e 30). O metamorfismo em tal unidade atingiu fácies granulito, deduzido a partir da assembleia de minerais metamórficos e de níveis localizados de fusão parcial *in situ* destas rochas (Figura 43).

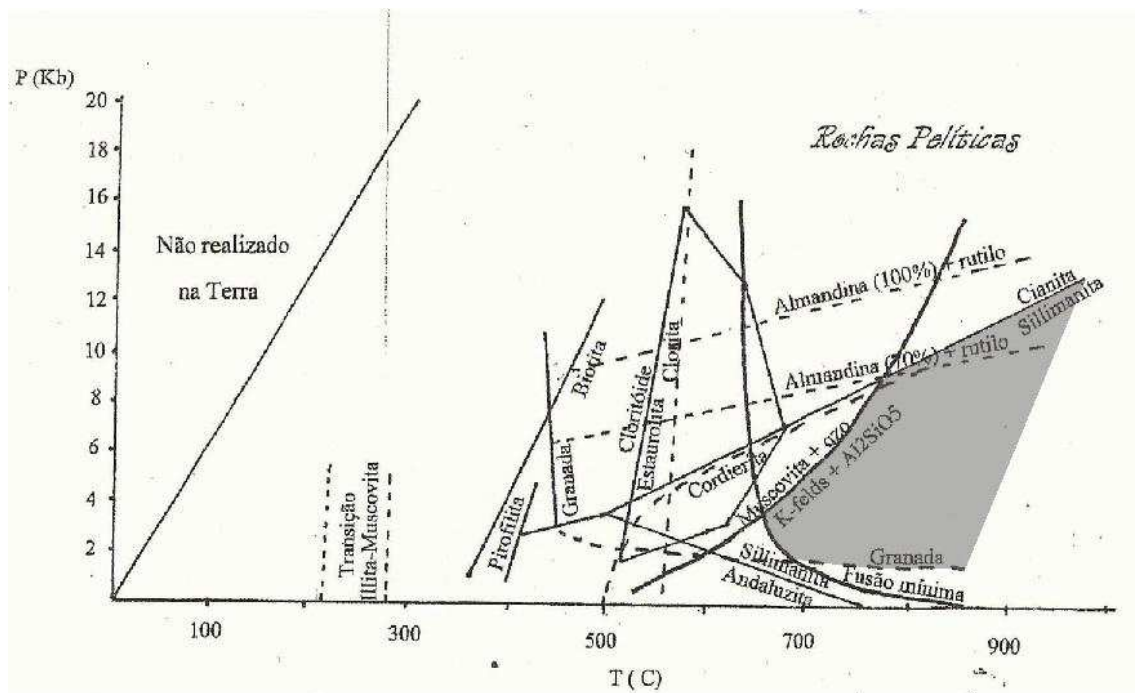


Figura 43: Gráfico P-T mostrando o campo de estabilidade aproximado do paragnaisse Palmital.

8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A partir do mapeamento geológico foram identificadas três unidades litológicas delimitadas em mapa 1:25.000:

- Unidade Cassorotiba, correspondendo a um granada – biotita ortognaisseporfirítico, mesocrático (IC: 30~40%), granulação média a grossa, com fenocristais de microclina e plagioclásio atingindo até 6 cm de comprimento. As principais características são os feldspatos presentes na matriz que possuem um formato amendoado, e os cristais de granada com até 4 cm de comprimento. Localmente são observadas lentes de rocha calciossilicática, e níveis de fusão parcial *in situ*, com presença de leucossoma composto de quartzo, feldspato e granada, e melanossoma composto por biotita, formando migmatitos com padrões estromático, dobrado ou schlieren. As composições das amostras posicionam-se nos campos do sienogranito, quartzo monzonito e granodiorito;

- Unidade Tinguí, que corresponde a um biotitaortognaisse migmatítico, com granulação fina, que possui textura inequigranular seriada, e é composto essencialmente por plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo, além de titanita, apatita, epidoto, allanita, microclina e zircão como minerais acessórios. Diferencia-se das demais unidades pela sua composição que varia de tonalítica a granodiorítica, textura, e aglomerados de biotita e hornblenda marcando sua foliação, além da maior proporção de titanita e apatita;

- Unidade Palmital, que é representada por um sillimanita gnaisse migmatítico de granulometria fina a média, composto de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, sillimanita, granada e zircão. A foliação é marcada pelo bandamento composicional presente nos migmatitos do tipo estromático, apresentando também intenso dobramento. Em afloramentos foram observadas lentes calciossilicáticas, aglomerados de sillimanita orientados segundo a foliação e diversas injeções de veios quartzo feldspáticos deformados.

O metamorfismo em tais unidades atingiu fácies granulito, deduzida a partir da assembleia de minerais metamórficos e de níveis localizados de fusão parcial *in situ* destas rochas.

O contato das rochas ortoderivadas (principalmente da unidade Cassorotiba) com o sillimanita-biotita gnaisse (Unidade Palmital) é interdigitado, com o sillimanita-biotita gnaisse na base da serra (Figura 44), seguido de uma zona com sillimanita-biotita gnaisse alternando com o ortognaisse porfirítico (Figuras 45), até chegar no topo da serra onde predomina o ortognaisse porfirítico (como por exemplo, a face sul da Serra do Boqueirão) (Figura 46). Trata-se então de um contato intrusivo.

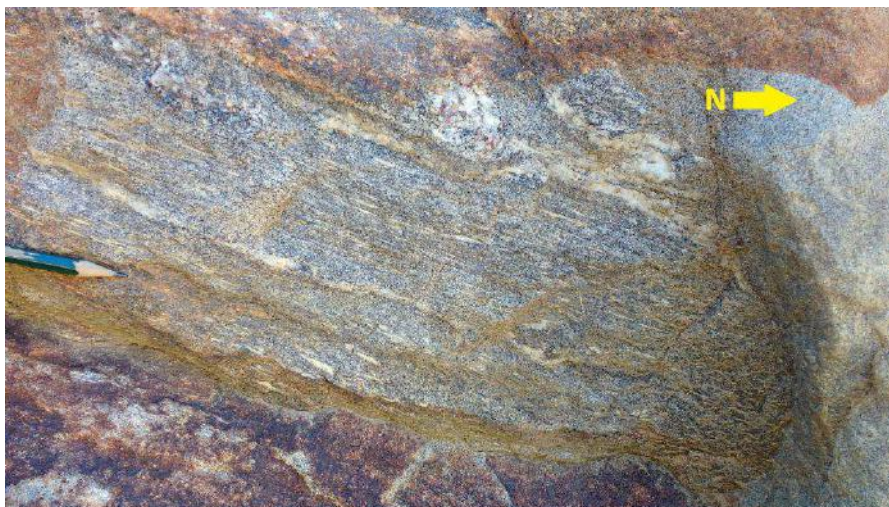


Figura 44: Foto do afloramento do sillimanita-biotita gnaisse do ponto PB-20 (Unidade Palmital). Lineação marcada pelos cristais de sillimanita.

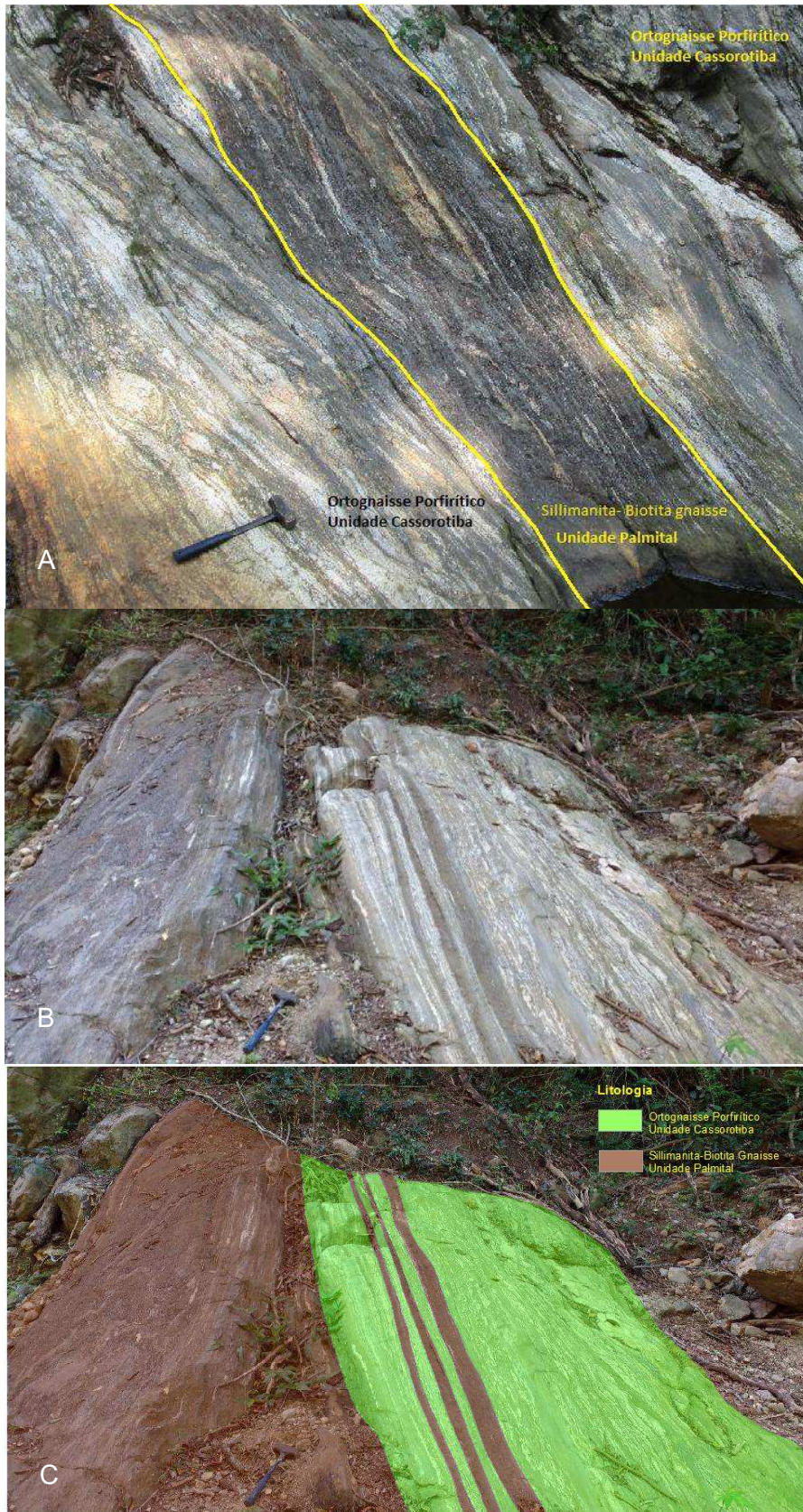


Figura 45: Foto do contato entre o sillimanita-biotita gnaiss (Unidade Palmital com o ortogneiss porfirítico (Unidade Cassorotiba). A- Ponto PB-20; B- Ponto PB-21; C- Destaque destas rochas em contato interdigitado. O cabo da marreta aponta o Norte.



Figura 46: Afloramento do ortogneiss porfirítico (Unidade Cassorotiba)(Ponto PB-22).

Ainda considerando as relações de contato entre as rochas estudadas, o ortogneiss porfirítico (unidade Cassorotiba) e o hornblenda-biotita gnaiss migmatítico (unidade Tingui) foram interpretados como co-magmáticos devido às formas irregulares, abauladas, do contato do hornblenda-biotita gnaiss com o leucossoma do ortogneiss porfirítico, observada na face norte da Serra do Boqueirão (Figura 47).



Figura 47: Foto do afloramento do hornblenda-biotita gnaiss migmatítico (Unidade Tingui) com contatos abaulados com o leucossoma do ortogneiss porfirítico (Estrutura do tipo Commingling)(Unidade Cassorotiba) (Ponto PB-71).

Este tipo de contato remete à possível interação entre os dois componentes (magmas) sob condições de temperatura elevada. vale ressaltar que em todos os pontos descritos anteriormente ao ponto PB-71, na figura 47, afloraram o ortognaisseporfirítico (unidade cassorotiba).

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M ; HEILBRON, M., TROUW, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: Anais Congresso Brasileiro Geologia, Belo Horizonte, 39,pp. 32.

BONGIOLO, E.M., RENAC, C., PIZA, P.D., SCHMITT, R., AND MEXIAS, A.S., 2016. Origin of pegmatites and fluids at Ponta Negra (RJ, Brazil) during late-to post-collisional stages of the Gondwana Assembly. *Lithos*, 240, 259-275.

FERNANDES, G.L.D.F., SCHMITT, R.S., BONGIOLO, E. M., BASEI, M.A., MENDES, J.C. 2015. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic–Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. *Precambrian Research*, 266, 337-360.

HEILBRON M. 1995. O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução Teotectônica. Tese de Livre Docência, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 110p.

HEILBRON M. & MACHADO N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, 125: 87-112.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C.da, TROUW, R.A.J., JANASLI, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto et al. (2004), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*.p. 203-234.

HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., TASSINARI, C.C.G., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., SIGA JR, O., TROUW, R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 211-237

MARTINS, G.G., 2016. Petrogenese e contexto tectônico do Ortogneise migmatítico Tinguí, Saquarema, Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, p.1-127.

MEHNERT, K.R., 1968, *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*.

MENDES, J.C., SCHMITT, R.S., PENHA, H.M., LUDKA, I.P., DANTAS, E.L. 2006. Calc-alkaline magmatism in a low pressure high temperature Neoproterozoic terrane, SE Brazil: new U-Pb data. In: V Simpósio Sul-americano de Geologia isotópica, 2006, Punta del Este. Short papers of the V SSAGI, v. 1. p. 123-125.

MENDES, J.C., MEDEIROS, S.J., LUDKA, I.P., SCHMITT, R.S., 2014. New zircon U–Pb SHRIMP and microprobe data of orthogneiss and leucogranite from the Serra dos Orgãos batholith, Rio de Janeiro, southeastern Brazil. In: IX South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Brazil.

SCHMITT, R.S. 2001. Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambroordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, IG/UFRJ. 273p.

SCHMITT, R. S., TROUW, R. A. J., VAN SCHMUS, W. R., PIMENTEL, M. M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil).

SCHMITT, R. S., TROUW, R. A. J., VAN SCHMUS, W. R., PASSCHIER, C. W., 2008. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. Geological Society, London, Special Publications, 294: 279-296.

SCHMITT, R.S., MENDES, J.C., PETERNEL, R., SILVA, L.C., DANTAS, E.L., 2012. Dating high grade syn-orogenic plutons and supracrustal rocks in a hot orogen–Ribeira belt case-study. In: SSAGI, Medellin, Colombia.

SCHMITT, R. S., TROUW, R. A. J., VAN SCHMUS, W. R., AMASTRONG, R., STANTON, N. S. G., 2017. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. Brazilian Journal of Geology, 46 (Suppl 1), p. 37-66.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. Earth Science Reviews, vol. 12, p. 1-33.

TROUW, R., HEILBRON, M., RIBEIRO, R., PACIULLO, F., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani et al. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Special Publication for the IGC/2000. p: 287-310.

TROUW, R.A.J., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C.C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H.H., 2013. A new

interpretation for the interference zone between the southern Brasília Belt and the central Ribeira Belt, SE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 48, 43–57.

TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. 1998. The Pan African/Brasiliano Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil, In: Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto, MG, 12-14.

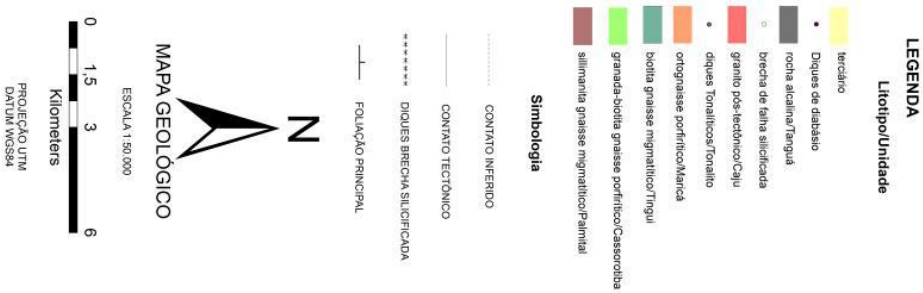
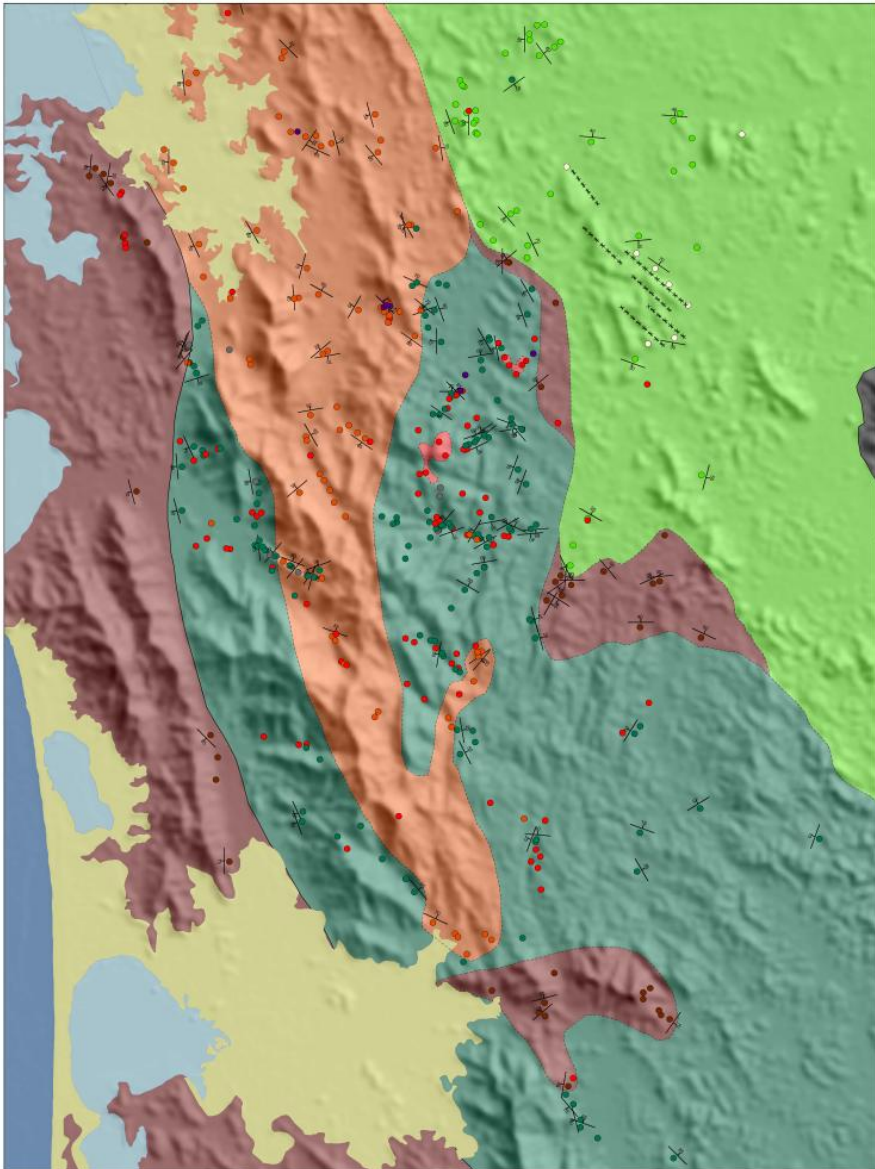
TUPINAMBÁ, M., PENHA, H.M., JUNHO, M.C.B., 2000a. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brasiliano-Pan African Orogeny. In: Chaves, H., Camozzato, E., Louguercio, S.O., Campos, D.A. (Eds.), Field trips/International Geological Congress, 3. International Geological Congress, Rio de Janeiro. 31, Cd-Rom.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., VALERIANO, C. PORTO JR., R., DE DIOS, F., MACHADO, N., SILVA, L.G., ALMEIDA, J.C. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 21, p. 422-438.

VALERIANO, C.M., TUPINAMBÁ, M., SIMONETTI, A., HEILBRON, M., ALMEIDA, J.C.H., EIRADO, L.G., 2011. U–Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *J. S. Am. Earth Sci.* 32, 415–428.

ANEXO I

Tabela de atributos



ANEXO II – MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA

ANEXO II
Mapa de Pontos e Geológico

Mapa de Pontos da Área de Estudo

752752

754754

756756

758758

74787478

74787478

74767476

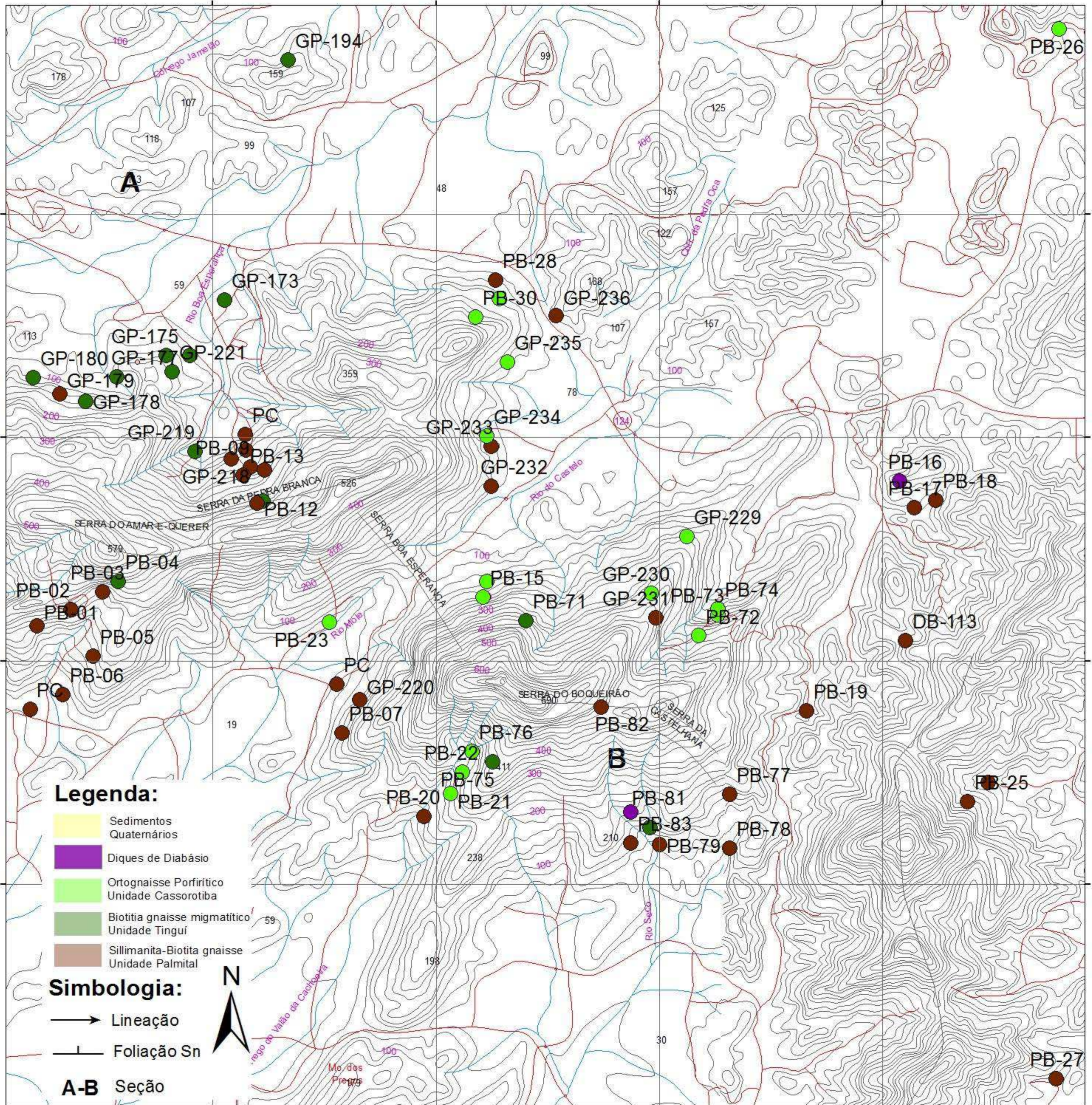
74767476

74747474

74747474

74727472

74727472



752752

754754

756756

758758



Mapa Geológico da Área de Estudo

752752

754754

756756

758758

74787478

74787478

74767476

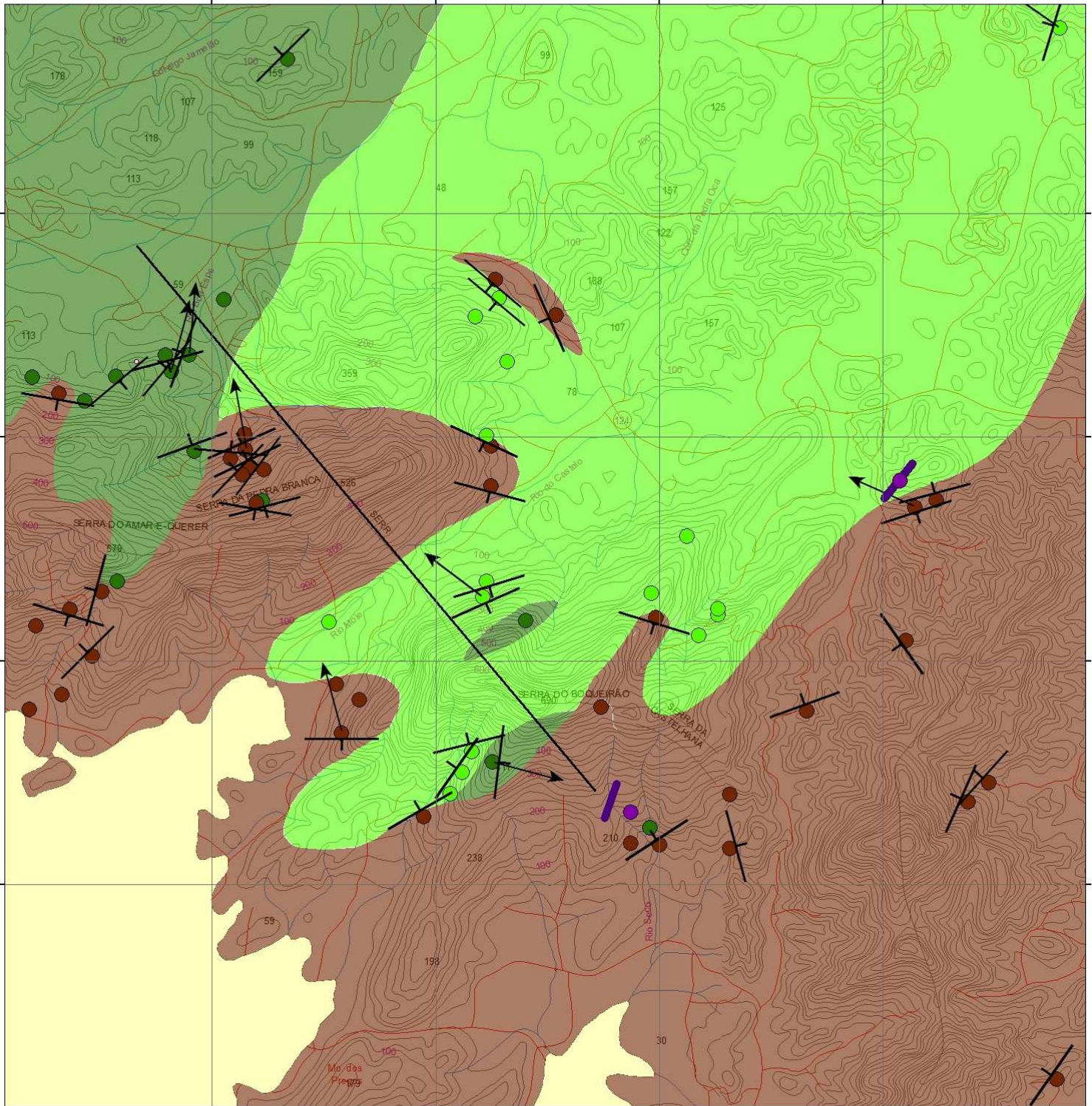
74767476

74747474

74747474

74727472

74727472



752752

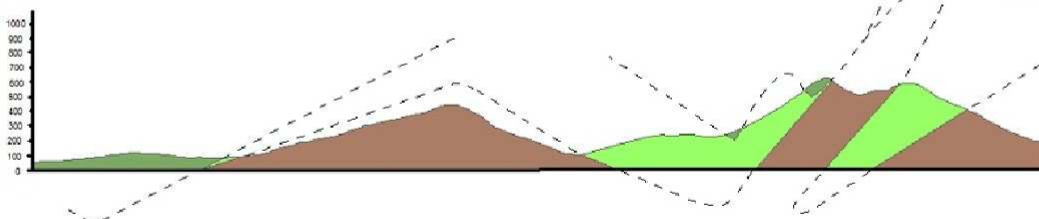
754754

756756

758758

A

B



Legenda:

- Sedimentos Quaternários
- Diques de Diabásio
- Ortogneisse Porfíritico Unidade Cassorotiba
- Biotita gnaisses migmatítico Unidade Tingüí
- Sillimanita-Biotita gnaisses Unidade Palmital

Simbologia:

- Lineação
- Foliação Sn
- A-B** Seção

1:25.000

1 0,5 0 1 2 3 4 KM

