



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

**Mapeamento geológico da região de Santo Antônio do
Pinhal, divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais**

MARIANA MEIRELLES LIMA DA SILVA

ORIENTADOR: Prof. Dr. RUDOLPH A. J. TROUW

**MAIO, 2010
RIO DE JANEIRO – RJ - BRASIL**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

**Mapeamento geológico da região de Santo Antônio do
Pinhal, divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais**

MARIANA MEIRELLES LIMA DA SILVA

APROVADA POR:

Dr. Rudolph A.J. Trouw

Dr. Rodrigo Peternel

Dra. Cícera Neysi de Almeida

**MAIO, 2010
RIO DE JANEIRO – BRASIL**

FICHA CATALOGRÁFICA

MEIRELLES, Mariana

Mapeamento geológico da região de Santo Antônio do Pinhal, divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais

XII, 62 p., 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ, Monografia de Graduação, 2010).

Monografia: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.

- 1 – Mapeamento Geológico
- 2 – Santo Antônio do Pinhal
- 3 – Petrografia
- 4 – Zona de Interferência

I – IGEO/UFRJ

II – Título (série)

RESUMO

Meirelles, Mariana. **Mapeamento geológico da região de Santo Antônio do Pinhal, divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais**. 2010. XI, 62 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O trabalho teve como objetivo a caracterização geológica de uma área nas proximidades da cidade de Santo Antônio do Pinhal, no limite entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Como resultado foram individualizadas quatro unidades de mapeamento: Gnaisse/xisto Araucária; Suíte Serra Preta; Migmatito; e Máfica-Ultramáfica Ponte Nova. Foi possível observar que o contato entre as rochas do Gnaisse/xisto Araucária e da Suíte Serra Preta é intrusivo, caracterizando uma zona transicional de migmatitos de injeção. Através da análise de lâminas delgadas foi possível determinar que o metamorfismo regional alcançou fácies anfibolito de alta temperatura e através de correlações de campo e datações existentes para rochas correlacionáveis a Suíte Serra Preta, foi possível inferir que este metamorfismo foi relacionado ao a colisão da que gerou a Faixa Brasília. Foram identificadas três fases de deformação: D_n , que gerou o foliação metamórfica; D_{n+1} , que gerou dobras abertas; a última que resultou nas diversas zonas de cisalhamento NE-SW identificadas na área. A fase D_n foi correlacionada à colisão que gerou a Faixa Brasília; a fase D_{n+1} foi correlacionada à estruturação da Faixa Ribeira e o desenvolvimento das zonas de cisalhamento, que foi em condições transpressivas dúcteis, foi relacionada ao fim da Orogenia Brasileira na região.

Palavras-chave: Geologia regional; Santo Antônio do Pinhal

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a Deus por cuidar de mim dando-me saúde e vigor pra alcançar meus objetivos e por abrir meus olhos pra que eu fizesse uma boa escolha de carreira.

Quero agradecer também aos meus pais que incondicionalmente me proporcionaram tudo que havia de melhor e por me apoiarem mesmo tendo total desconhecimento do que consistia essa carreira.

Gostaria de agradecer também aos meus orientadores, professor Rudolph Trouw e ao então mestrando, Rodrigo Vinagre, que me ajudaram durante a execução deste trabalho. À professora Cícera Neysi, pela excelente orientação durante meu terceiro ano de faculdade e ao professor Cláudio Limeira que como meu orientador acadêmico durante toda graduação me deu atenção e bons conselhos. Ao professor Aristóteles Rios-Netto por permitir que fotografasse lâminas usando os seus equipamentos e ao laminador do Departamento de Geologia, Tarcísio que fez seu trabalho com muita qualidade e eficiência.

A minha amiga (prima?) e companheira de campo, Marcela Lages, que além de ótima companhia, me ajudou e compartilhou as loucuras de campo.

Agradeço também ao meu veterano e namorado Eduardo Guimarães que foi uma das pessoas que mais me deram apoio, ajudando nas matérias quando precisei, dando bons conselhos, lendo mil vezes este trabalho para sugerir melhoras, entre outras inúmeras coisas. Agradeço também pelo carinho que nunca deixou de me dar mesmo quando ele estava muito atarefado com os seus próprios trabalhos.

Devo agradecer também a todos meus colegas de turma e os “penetras” que passaram por todas as dificuldades comigo, me proporcionaram momentos extremamente agradáveis em campo e na própria faculdade. Em especial ao Anderson Araújo, Natasha Rocha, Dandara David, Iviana Setta, Deonel Mandu, João Carlos, Manuela Souza, Marcela Lages, Paulo César e Pedro Henrique que são amigos que vou levar pra vida toda

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivo	1
1.2	Localização	1
1.3	Metodologia	3
1.3.1	TRABALHO DE CAMPO	3
1.3.2	TRABALHOS DE ESCRITÓRIO	3
1.4	Nomenclatura	5
1.4.1	ROCHAS ÍGNEAS	5
1.4.2	ROCHAS METAMÓRFICAS	7
2	GEOLOGIA REGIONAL	8
2.1	Província Mantiqueira	8
2.1.1	Faixa Brasília	10
2.1.2	Faixa Ribeira	16
3	DESCRIÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS	19
3.1	Gnaisse/xisto Araucária	19
3.1.1	PETROGRAFIA	21
3.2	Suíte Serra Preta	29
3.2.1	PETROGRAFIA	31
3.3	Máfica-Ultramáfica Ponte Nova	39
3.3.1	PETROGRAFIA	40
4	GEOLOGIA ESTRUTURAL	44
5	METAMORFISMO	51
6	CONCLUSÃO	55
7	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** - Localização da área de estudo destacada pelo retângulo vermelho em imagem de satélite obtida no google maps modificada a fim de mostrar a localização da área na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. 2
- Figura 2** - Classificação de rochas gabróicas segundo Streckeisen (1976). Onde (a) pl-px-ol, (b) pl-opx-cpx e (c) pl-px-hbl. 7
- Figura 3**- Subdivisão da Província Mantiqueira sendo a região norte composta pela Faixa Araçuaí, central pela Faixa Ribeira, Apiaí e porção sul da Faixa Brasília, e a região sul pela Faixa Dom Feliciano (Heilbron *et al.*, 2004). 9
- Figura 4** – Mapa tectônico simplificado da região sudeste do Brasil com a localização aproximada da área mapeada. Modificado de Trouw *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2004). O retângulo vermelho indica a localização aproximada da área mapeada segundo este mapa. Cidades: TP – Três Pontas; LV – Lavras; It- Itumirim; VA – Varginha; TC – Três Corações; LU – Luminárias; IG – Ingaí; SJ – São João del Rey; TI – Tiradentes; BA – Barbacena; AND – Andrelândia; IJ- Itajubá; CAR – Carrancas; NP – Nepomuceno e CAX – Caxambú. 12
- Figura 5** - Mapa geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque extraído de Heilbron *et al.* (2004). O retângulo vermelho mostra a localização aproximada da área. Legenda: Nappe Socorro Guaxupé (1 - 8) 1 - fm. Pico do Itapeva (pit) e correlatas no Domínio Andrelândia (e – fm. Eleutério, pa – fm. Pouso Alegre); 2 - Granitos tipo-A aluminosos; 3 - Província Granítica Itu (cálcio-alcálica/a-aluminosa série jotunito-mangerito (m) e granitos 585-590 Ma; 4 - Sienitos Capituva e Pedra Branca (ca. 610 Ma); 5 - hbl-bt ortognaisses cálcio-alcálicos porfirítico-porfiroclásticos, grt-bt granitos (np) e ortognaisses mangerito-graníticos (620-630 Ma); 6 - gnaisses e migmatitos estromáticos com mesossoma metassedimentar, complexos Piracaia (pi) e Caconde (ca). Ortognaisses tonalito-granodiorito-graníticos (640-655 Ma). 7 - gnaisses diatexíticos de composição granítica metaluminosa. Complexos Pinhal (ph) e Paraisópolis (pa); 8 - granada granulitos básicos e enderbitos gnáissicos; Orógeno Brasília Sul e CSF (9 - 13) 9 - seqüências metassedimentares em sistema de nappes, (gl) nappes de granulitos a cianita; 10 - Grupo São João del Rei e fm. Tiradentes (t); 11 - ortognaisses tonalito-granodioríticos. Complexo São Gonçalo do Sapucaí (sg); 12 - tonalitos serra negra (neoarqueano) Complexo Amparo (ap - mesoarqueano); 13 - complexos ortognáissico-migmatíticos, incluindo-se a borda sul do Cráton São Francisco (CSF). Domínio São Roque (14 - 17): 14 - granitos; 15 - hbl-bt granitóides porfiríticos, cálcioalcalino potássicos; 16 - Grupo São Roque; 17 - Grupo Serra do Itaberaba; 14

Domínio Apiaí (18 - 21): 18 - sienogranitos tipo - a; 19 - ms-bt granitos e granodioritos; 20 - hbl-bt granitóides porfíricos, cálcio-alcalino potássicos; 21 - fm Votuverava (vt). Micaxistos passando a gnaisses e migmatitos na direção NE; 22 - Faixa Milonítica Rio Jaguari.

Figura 6 - Principais domínios geotectônicos da porção sudeste do Brasil (Pereira *et al.*, 2001 modificado de Campos Neto & Figueiredo, 1995). Retângulo vermelho representa a localização aproximada da área neste mapa. Bp – Bacia do Paraná; Bt – Bacia Taubaté; Br – Bacia Resende; Bsp - Bacia de São Paulo; Pc – Alcalina de Poços de Caldas; Pq – Alcalina de Passa Quatro; Itat – Alcalina de Itatiaia. 18

Figura 7 - Gnaisse bandado com camadas de quartzito intercaladas indicadas pela seta amarela (Ponto TMM 75). 19

Figura 8 - Paragneisse com intercalação típica entre camadas de anfíbolito e camadas quartzo-feldspáticas (Ponto TMM 81). 20

Figura 9 - Pedreira com aproximadamente 25 m de afloramento de quartzitos que ocorrem como lentes nos "paragneisses" (Ponto TMM 09). 20

Figura 10 - Afloramento alterado de biotita-muscovita xisto apresentando cor arroxeadada devida a alteração das biotitas (seção na Ferrovia Campos do Jordão). 21

Figura 11 - Fotomicrografia com nicóis cruzados do granada gnaisse mostrando os quartzos com extinção ondulante definindo a leve foliação da rocha juntamente com a biotita. Observam-se também as granadas dispersas na rocha (Ponto TMM 21). 22

Figura 12 - Fotomicrografia de granada anédrica e muito fraturada (ponto tmm 21). A) nicóis descruzados; B) nicóis cruzados. 23

Figura 13 - Fotomicrografias mostrando predominância de quartzo e granada na composição do quartzo-granadito (Ponto TMM 23). A) nicóis descruzados; B) nicóis cruzados permitindo visualizar quartzos com extinção ondulante. 24

Figura 14 - Fotomicrografias mostrando sillimanita (sill) na variedade fibrolita, no centro; e granada (gr). A) nicóis descruzados; B) nicóis cruzados (Ponto TMM 23). 24

Figura 15 - Biotitas fortemente orientadas segundo a xistosidade da rocha e no centro uma biotita crenulada (Ponto TMM 87). 25

Figura 16 - Muscovitas ocorrendo de duas formas: definindo a foliação e oblíqua a foliação da rocha (Ponto TMM 87). 25

Figura 17 - Clinozoizita (cz) bordejada por epidoto (ep) com nicóis cruzados (Ponto TMM 87). 27

Figura 18 - Granadas (gr) envoltas por epidoto (ep). A) nicóis descruzados e B) nicóis cruzados (Ponto TMM 87).	27
Figura 19 - Fotomicrografia de anfibólito mostrando xistosidade (horizontal) definida pela orientação preferencial fraca da biotita e anfibólio (Ponto TMM 81).	28
Figura 20 - Epidoto (ep) bordejando a allanita (al). A) nicóis descruzados e b) nicóis cruzados (Ponto TMM 81).	29
Figura 21 - Contato gradual entre a facies porfirítica e a facies equigranular (Ponto TMM 58).	30
Figura 22 - Afloramento da facies porfirítica da Suíte Serra Preta mostrando texturas de fluxo ígneo preservadas (Ponto TMM 12).	31
Figura 23 - Rocha porfirítica pertencente à Suíte Serra Preta milonitizada com um enclave máfico (Ponto TMM 45).	31
Figura 24 - Enclave diorítico com esfoliação esferoidal (Ponto TMM 40).	31
Figura 25 - Contato brusco entre a encaixante e o enclave de composição diorítica (Ponto TMM 42)	31
Figura 26 - Fenocristal de microclina com textura mimerquítica nas bordas como produto de metamorfismo e deformação: nicóis cruzados (Ponto TMM 53).	33
Figura 27 - Fenocristal de plagioclásio subédrico e cristais de quartzo recristalizados: nicóis cruzados (ponto TMM 83).	33
Figura 30 - Anfibólio (anf) anédrico (hornblenda) com inclusões de apatita. A) nicóis descruzados; e B) nicóis cruzados (Ponto TMM 42).	34
Figura 31 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com as composições modais normalizadas das amostras de fácies porfiríticas plotadas, onde: Q- quartzo, A- k-feldspato, P- plagioclásio Ca -Na, 1- granitóide rico em quartzo, 2- álcali-feldspato granito, 3a- sienogranito, 3b- monzogranito, 4- granodiorito, 5- tonalito, 6- álcali-quartzo sienito, 7- quartzo sienito, 8- quartzo sienito, 9- quartzo monzodiorito ou quartzo monzogabro, 10- quartzo diorito ou quartzo gabro ou quartzo anortosito, 11- alcali sienito, 12- sienito, 13- monzonito, 14- monzodiorito ou monzogabro, e 15- diorito ou gabro.	35
Figura 32 - Sienogranito hololeucocrático de granulação média. A) nicóis descruzados; e B) nicóis cruzados (Ponto MLR 14).	36
Figura 33 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com a composição da amostra MLR 14 plotada, onde: Q - quartzo, A - alcali feldspato, P - plagioclásio Ca - Na, 1 - granitóide rico em quartzo, 2 - álcali-feldspato granito, 3a - sienogranito, 3b - monzogranito, 4 - granodiorito, 5 - tonalito,	37

6 - álcali-quartzo sienito, 7 - quartzo sienito, 8 - quartzo sienito, 9 - quartzo monzodiorito ou quartzo monzogabro, 10 - quartzo diorito ou quartzo gabro ou quartzo anortosito, 11 - alcali sienito, 12 - sienito, 13 - monzonito, 14 - monzodiorito ou monzogabro, e 15 - diorito ou gabro.

Figura 34 - Anfibolito em que anfibólio e a biotita definindo a leve xistosidade (subhorizontal) da rocha: nicóis descruzados (Ponto TMM 40). 38

Figura 35 - Resquício de fenocristal de plagioclásio em anfibolito: nicóis cruzados (Ponto TMM 40). 38

Figura 36 - Provável augita substituída por cristais submilimétricos de epidoto em biotita xisto: nicóis cruzados (Ponto TMM 87). 38

Figura 37 - Rocha ultramáfica vista em afloramento com textura cumulativa (Ponto TMM 10). 39

Figura 38 - Dique de rocha máfica alcalina afanítica (Ponto TMM 11). 40

Figura 39 - Cristal de titano-augita geminado rodeado por cristais de plagioclásio intersticiais (Ponto TMM 10). 41

Figura 40 - Cristal de titano-augita zonado (Ponto TMM 13) 41

Figura 41 - Titano-augita e olivinas juntamente com plagioclásio intersticial (Ponto TMM 13). 42

Figura 42 - Plagioclásio euédrico preenchendo os interstícios da rocha (Ponto TMM 13). 42

Figura 43 - Plagioclásio anédrico preenchendo os interstícios (Ponto TMM 10). 42

Figura 44 - Cristais de biotita em faixas ao longo de fraturas e biotitas envolvendo minerais opacos (Ponto TMM 13). 42

Figura 45 - Cristais de flogopita envolvendo minerais opacos (Ponto TMM 13). 42

Figura 46 - Clinozoizita radial no interstício (Ponto TMM 13). 42

Figura 47 - Diagrama de Streckeisen (1976) para rochas máficas-ultramáficas: plagioclásio (pl) x piroxênio (px) x olivina (ol) com as amostras analisadas plotadas em vermelho. 43

Figura 48 - Estereograma mostrando distribuição dos pólos das medidas de foliação na área. No primeiro estão os pólos plotados e no segundo as curvas de densidade referentes a esses pólos. 44

Figura 49 - Afloramento de rocha porfírica milonitizada evidenciado pelos feldspatos augen (a direita) em contato brusco (tracejado) com rocha indeformada (Ponto TMM 84).	46
Figura 50 - Detalhe da foto anterior do ortognaisse porfírico da Suíte Serra Preta milonitizado (Ponto TMM 84).	46
Figura 51 - Fotomicrografia mostrando quartzo recristalizado em ortognaisse protomilonítico do ponto TMM 84.	46
Figura 52 - Porfiroclasto de plagioclásio no centro da foto e abundante quartzo recristalizado em ortognaisse protomilonítico do ponto TMM 84.	46
Figura 53 - Porfiroclasto de microclina com bordas recristalizadas devido a deformação assim como quartzo recristalizado em ortognaisse protomilonítico do ponto TMM 84	47
Figura 54 - Indicador cinemático do tipo sigma dextral em ortognaisse protomilonítico da Suíte Serra Preta (Ponto TMM 42). A zona de cisalhamento visualizada tem atitude 330/80 e lineação de baixo caimento; a foto é ortogonal a foliação milonítica e paralelo a lineação.	48
Figura 55 - Fitas de quartzo recristalizado em milonito no ponto TMM 88.	48
Figura 56 - Fitas de quartzo recristalizado e porfiroclastos de feldspato em milonito do ponto TMM 88	48
Figura 57 - Estereograma com 11 medidas de lineações plotadas. Como pode se observar as lineações apresentam ângulo de caimento baixo e variam seu mergulho entre o quadrante NE e SE.	49
Figura 58 - Dique de rocha alcalina cretácea intrudindo ortognaisse porfírico alterado da Suíte Serra Preta.	50
Figura 59 - Dique de rocha alcalina intrudindo o corpo máfico-ultramáfico Ponte Nova.	50
Figura 60 - gráfico P x T, mostrando o campo de estabilidade da paragênese granada, sillimanita + k-feldspato e fusão mínima presentes nos metassedimentos, caracterizando o metamorfismo principal nestas rochas.	51
Figura 61 - Migmatitos estromáticos Gnaiss/xisto Araucária originados pela fusão parcial da rocha durante o metamorfismo regional principal de alta temperatura.	53
Figura 62 – Migmatitos de injeção deformado no ponto TMM 38.	53

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação granulométrica de rochas ígneas e metamórficas segundo Williams <i>et al.</i> (1982).	6
Tabela 2 - Composição modal das amostras da facies porfírica feita por estimativa e indicada em porcentagem, onde, qtz=quartzo; mcl=microclina, pl=plagioclásio; biot=biotita; hbl=hornblenda; all=allanita; ep=epidoto; zr=zircão; ttn=titanita; apt=apatita; mo=minerais opacos; msc=muscovita; cl=clorita e cc=calcita.	34
Tabela 3 - Composição modal em porcentagem feita por estimativa da amostra do ponto MLR 14 que é representativa dessa facies.	36
Tabela 4 - Composição modal normalizada em quartzo, alcali feldspato e plagioclásio.	36
Tabela 6 - Composição modal das amostras descritas onde: cpx=clinopiroxênio; pl= plagioclásio; ol= olivina; anf=anfíbólio; biot=biotita; ttn= titanita; mo= minerais opacos; cl= clorita e src= sericita.	43
Tabela 7 - Composição modal normalizada para plagioclásio (pl), piroxênio (px) e olivina (ol).	43

1 INTRODUÇÃO

1.1 Objetivo

O presente trabalho tem por objetivo a elaboração do mapa geológico da área em questão e a descrição das unidades presentes a partir de dados coletados em campo e da análise petrográfica, contribuindo assim para o melhor entendimento da geologia da região.

1.2 Localização

A área de estudo localiza-se no norte do estado de São Paulo, na sua divisa com o estado de Minas Gerais, na Serra da Mantiqueira. Está limitada a norte pelos municípios de Sapucaí-Mirim (NW) e Campos do Jordão (NE), e a sul pelo município de Santo Antônio do Pinhal (Figura 1). As coordenadas que a limitam são 423.500 e 436.500 m nas latitudes, e 7.484.000 e 7.473.500 m nas longitudes. O município de Santo Antônio do Pinhal encontra-se a aproximadamente 324 km da cidade do Rio de Janeiro e as principais vias de acesso são as rodovias Presidente Dutra, Floriano Pinheiro e Oswaldo Baborsa Guisardi.

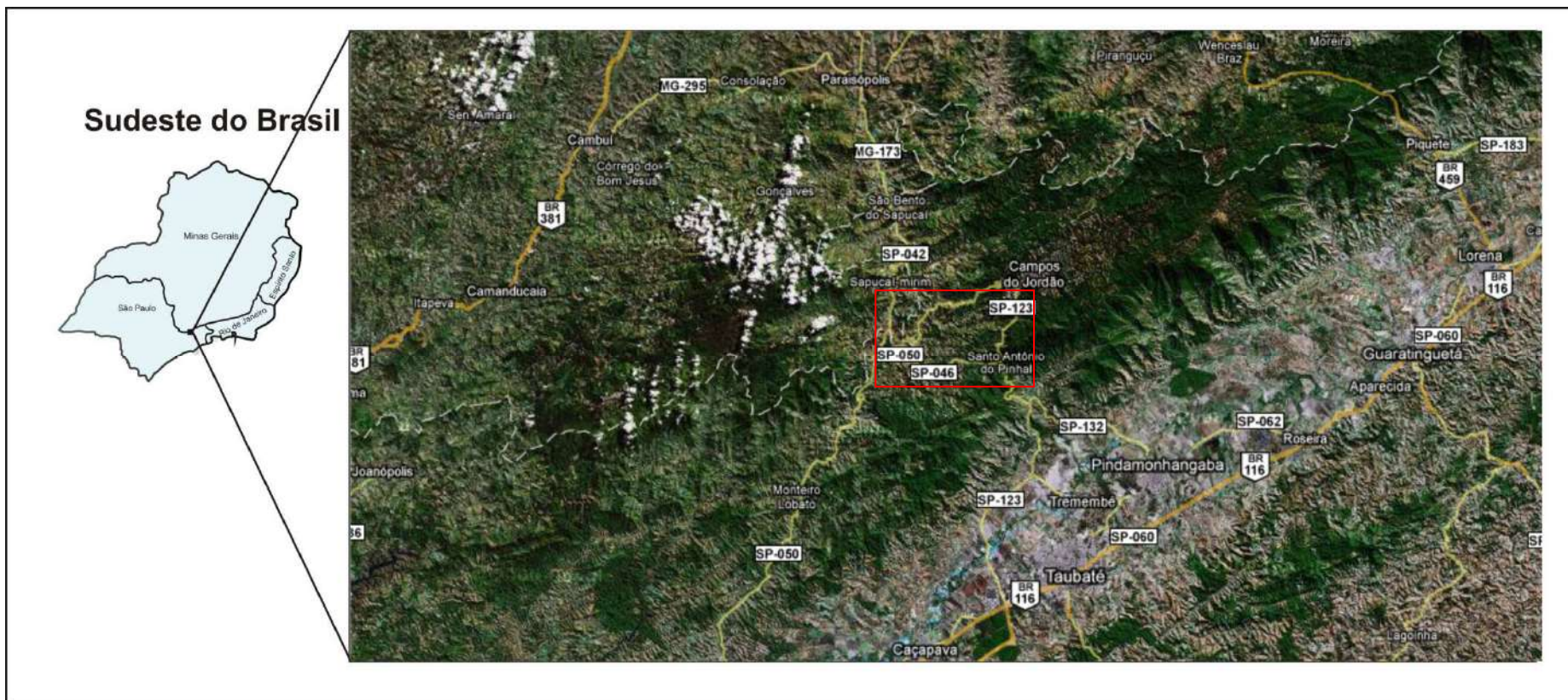


Figura 1 - Localização da área de estudo destacada pelo retângulo vermelho em imagem de satélite obtida no *google maps* modificada a fim de mostrar a localização da área na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais.

1.3 Metodologia

1.3.1 TRABALHO DE CAMPO

Os trabalhos de campo para execução deste trabalho foram realizados em três etapas: a primeira do dia 12/01 ao 16/01/2009, a segunda do dia 03/09 ao 08/09/2009 e a terceira do dia 15/01 ao 20/01/2010, totalizando assim 17 dias de atividades de campo. Consistiu no mapeamento geológico em que foram descritos 88 pontos com principalmente, a identificação de litologias, descrição de feições estruturais presentes e quando possível coleta de amostras representativas para descrição petrográfica. O mapeamento resultou em um mapa geológico de área aproximada de 185 km².

Para os levantamentos de campo foram utilizados a base topográfica referente à Folha Tremembé 1:50.000 (SF-23-Y-B-V-4) do IBGE, bússola geológica, martelo geológico, marreta, lupa e GPS Garmim Etrex H com precisão de até 3m.

1.3.2 TRABALHOS DE ESCRITÓRIO

Os trabalhos de escritório consistiram na análise petrográfica de lâminas delgadas das amostras coletadas, pesquisa bibliográfica, elaboração de seções geológicas e geoprocessamento dos dados obtidos em campo.

1.3.2.1 *Análise petrográfica*

Ao todo foram colhidas 71 amostras em campo das quais 22 foram laminadas com a finalidade de descrever os diferentes litotipos da região. As lâminas petrográficas foram feitas no Laboratório de Laminação, analisadas no “Laboratório de Petrografia” e fotografadas no “Laboratório de bioestratigrafia, paleoambientes e paleoclimas”, todos eles nas dependências do Departamento de Geologia da UFRJ.

1.3.2.2 *Pesquisa bibliográfica*

Na etapa de pesquisa bibliográfica foi possível tomar conhecimento do que já foi estudado até os dias de hoje sobre a região, comparando assim os resultados obtidos no presente trabalho com os mesmos. Esta etapa facilita o entendimento regional a partir trabalhos já feitos e contribui pra uma homogeneização das nomenclaturas das unidades estratigráficas, quando essas já existirem.

1.3.2.3 *Elaboração de seções geológicas*

Foram elaboradas duas seções geológicas perpendiculares ou aproximadamente perpendiculares a foliação principal da área que abrangessem a maior parte dos litotipos encontrados e que mostrassem bem sua estruturação tectônica. Foi também elaborada em campo uma seção geológica na Ferrovia Campos do Jordão a fim de deixar claro como é o

contato entre os ortognaisses da Suíte Serra Preta e os metassedimentos do Gnaiss/Xisto Araucária.

1.3.2.4 Geoprocessamento

A fase de geoprocessamento dos dados consistiu na elaboração de um mapa geológico digital, feito também nas dependências da UFRJ, utilizando os softwares ArcGis v. 9.1 e Corel Draw v. 13 e imagens dos vetorizadas da Folha Tremembé 1:50.000 disponibilizadas no site do IBGE. Ainda foi utilizado o software GEOrient v. 9.4 para elaboração dos estereogramas que serão apresentados mais a frente.

1.4 Nomenclatura

1.4.1 ROCHAS ÍGNEAS

A nomenclatura adotada para a classificação petrográfica das rochas ígneas mapeadas, pouco ou não afetadas pelo metamorfismo, seguiu critérios texturais, que levam em consideração a cristalinidade, granulometria e homogeneidade granulométrica; e critérios composicionais, que levam em consideração o índice de cor e análise modal para posterior classificação segundo as normas da *International Union of Geological Sciences Commission of Petrology* – IUGS que recomenda o uso da classificação de Streckeisen (1976) e Les Bas & Streckeisen (1991).

No presente trabalho foram utilizadas as classificações referentes a rochas plutônicas uma vez que estas são as que ocorrem na região.

Para descrição da granulação das rochas ígneas e também metamórficas encontradas foram utilizados os valores definidos por Williams *et al.* (1982), que são descritos na tabela 1.

Tabela 1: Classificação granulométrica de rochas ígneas e metamórficas segundo Williams *et al.* (1982).

Granulometria	Tamanho dos cristais
Muito Grossa	> 30 mm
Grossa	5 a 30 mm
Média	1 a 5 mm
Fina	< 1 mm

Os principais parâmetros para classificação dessas rochas foram baseados na proporção relativa de certos grupos minerais, isto é, o volume modal dos mesmos. Esses parâmetros são, quando a porcentagem de minerais máficos é menor que 90%, a presença ou ausência do quartzo ou feldspatóides e a composição dos feldspatos. Para classificação dessas rochas é utilizado o diagrama QAPF de Streckeisen (1976) onde a letra Q representa o quartzo; A alcali feldspato; P, plagioclásio Ca-Na e F; feldspatóides.

Para rochas em que a quantidade de minerais máficos é maior que 90% do seu volume usam-se os seguintes grupos de minerais para a classificação: plagioclásio (Pl), olivina (Ol), ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx) e hornblenda (Hbl) (Figura 2).

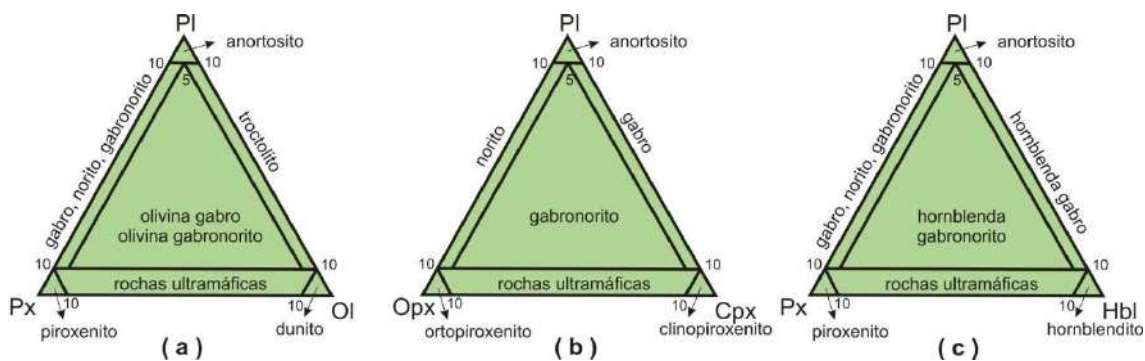


Figura 2 - Classificação de rochas gabróicas segundo Streckeisen (1976). Onde (a) PI-Px-Ol, (b) PI-Opx-Cpx e (c) PI-Px-Hbl.

1.4.2 ROCHAS METAMÓRFICAS

Para nomenclatura de rochas metamórficas foram utilizados os seguintes critérios: 1) a natureza do protólito, 2) mineralogia metamórfica, 3) textura da rocha e/ou 4) nomes especiais apropriados.

Quando a nomenclatura aplicada refere-se à natureza do protólito, usou-se os prefixos orto- para as derivadas de rochas ígneas e o prefixo para- para as derivadas de rochas sedimentares. Outro prefixo utilizado também para se referir as rochas da área é o meta- para indicar que a rocha sofreu metamorfismo. Outro método também utilizado para nomear as rochas da área foi à colocação do nome de minerais metamórficos em ordem de abundância seguido de sua textura. Quando conveniente foram adotados nomes especiais como anfibolito, quartzito e rocha calcissilicática.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Província Mantiqueira

A área de estudo encontra-se na região denominada como Província da Mantiqueira por Almeida *et al.* (1977). Essa província representa um sistema orogênico neoproterozóico situado paralelo a costa atlântica do sul e sudeste do Brasil. Ou seja, é um conjunto de orógenos que resultaram da colisão diacrônica entre paleocontinentes durante o fechamento do paleo-oceano Adamastor que posteriormente, foram amalgamados ao proto-continente recém formado pela colisão das placas Paranapanema e Sanfranciscana (Campos Neto *et al.*, 2004). Esse sistema orogênico se desenvolveu entre o Neoproterozóico e o Cambriano (Heilbron *et al.*, 2004). A esse período de tempo em que ocorreu a colagem continental e desenvolvimento deste sistema orogênico para formação do Gondwana é dado o nome de Orogênese Brasileira.

A Província Mantiqueira compreende as faixas Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, além de uma zona em que ocorre interferência entre as faixas Brasília e Ribeira (Figura 3). Essa zona de interferência já foi interpretada por diversos autores (por exemplo, Hasui & Oliveira, 1984) como uma unidade tectônica a parte, denominada Faixa Alto Rio Grande, porém Trouw *et al.* (1994) apresentaram evidências tectônicas e metamórficas de que representaria uma região com sobreposição de estruturas e metamorfismo dessas faixas (Ribeira e Brasília).

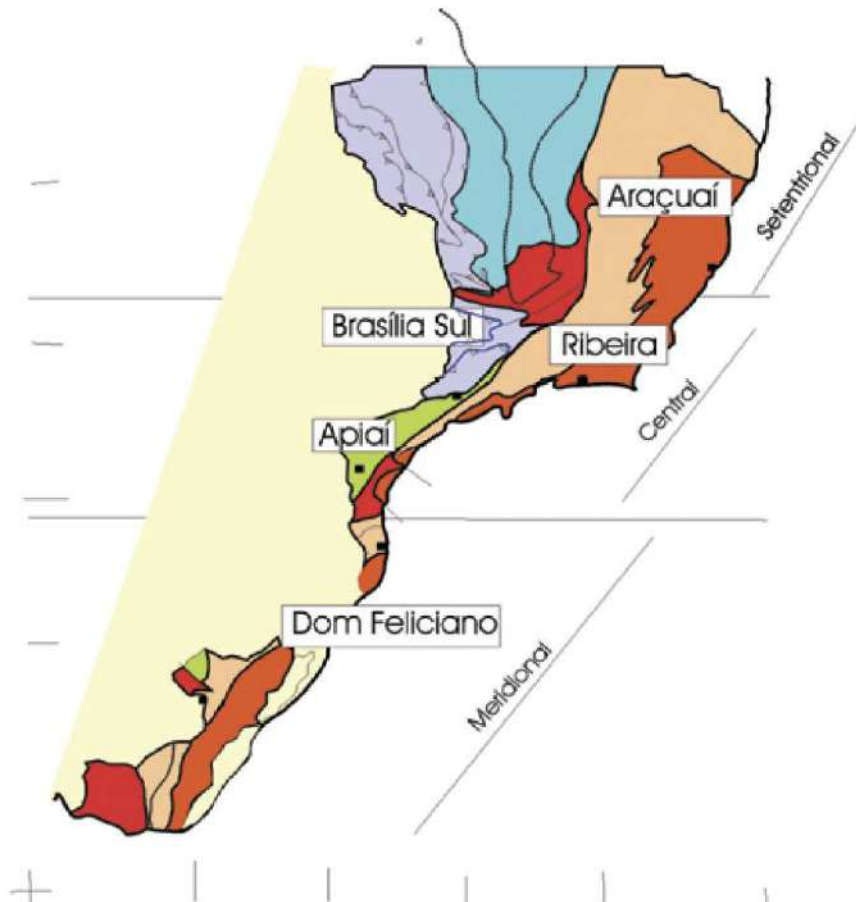


Figura 3- Subdivisão da Província Mantiqueira sendo a região norte composta pela Faixa Araçuaí, Central pela Faixa Ribeira, Apiaí e porção sul da Faixa Brasília, e a região sul pela Faixa Dom Feliciano (Heilbron *et al.*, 2004).

A respeito da área de estudo, há dúvidas de que ela esteja inserida no contexto da Faixa Ribeira (Terreno Embu - Santoro, 1998) ou na zona de interferência entre a Faixa Brasília e Faixa Ribeira (Domínio Socorro – Campos Neto, 2000). Por este motivo, segue uma síntese sobre essas unidades geotectônicas de interesse.

2.1.1 Faixa Brasília

A Faixa Brasília é compartimentada em dois segmentos de orientações distintas: Faixa Brasília Setentrional (FBS; de orientação NE) e Faixa Brasília Meridional (FBM; de orientação NW). A FBM (Marini et al., 1984; Fuck *et al.*, 1994; e Dardenne, 2000) é definida como um conjunto de empurrões para leste originados durante a convergência oblíqua das paleoplacas São Francisco e Paranapanema (Valeriano *et al.*, 2004). Esta porção da Faixa Brasília corresponde a área de interesse para o presente trabalho. Neste segmento encontra-se registrada a etapa mais antiga da Orogênese Brasileira na Província Mantiqueira, etapa esta denominada Colisão I (ca. 630 Ma; Heilbron *et al.*, 2004).

A FBM tem *trend* estrutural NNW-SSE e é caracterizada pelo empilhamento de *nappes* de cavalgamento subhorizontais com vergência para E-SE rumo ao Cráton São Francisco ou tangente a sua borda meridional (Valeriano *et al.* 2004, 2008). Este segmento é dividido em três zonas que de oeste para leste são: interna, externa e cratônica (Marini *et al.*, 1984; e Fuck *et al.*, 1994; Valeriano *et al.*, 2004, 2008) as quais registram dois eventos colisionais: o primeiro gerou, por fusão da crosta paleoproterozóica, granitos e granodioritos sin a tardi-orogênicos com idade de cristalização em torno de 794 Ma (U-Pb em zircão; Pimentel *et al.*, 1992); e o segundo entre 630-610 Ma (Dardenne, 2000) que gerou empurrões para SE, granitogênese e metamorfismo que aumenta de oeste para leste, alcançando fácies anfíbolito alto e, localmente, granulito na zona interna.

As *nappes* da FBM podem ser agrupadas em sistema de *nappes* inferiores e sistema de *nappes* superiores. O sistema de *nappes* inferiores é constituído pelas *nappes* de Passos, Luminárias-Liberdade e Varginha; registram metamorfismo que atinge a fácies granulito de alta pressão; e guarda relação paleogeográfica com o Cráton São Francisco. O sistema de *nappes* superiores é constituído pela *Nappe* Socorro-Guaxupé (Figura 4), apresenta metamorfismo alcançando fácies granulito de pressão moderada; e é intrudido por diversos corpos calci-alcalinos interpretados como remanescente de arco magmático (Janasi, 1999).

***Nappe* Socorro-Guaxupé**

Trata-se de uma *nappe* com vergência para margem sul do Cráton São Francisco, com *ca.* 15 km de espessura, consistindo de três unidades principais: Unidade Granulítica Inferior, Unidade Diatexítica Intermediária e Unidade Migmatítica Superior (Campo Neto & Caby, 2000; Figura 5). Encontra-se segmentada em dois lobos separados por rampas laterais de alto ângulo: o Guaxupé, a norte e o Socorro, a sul.

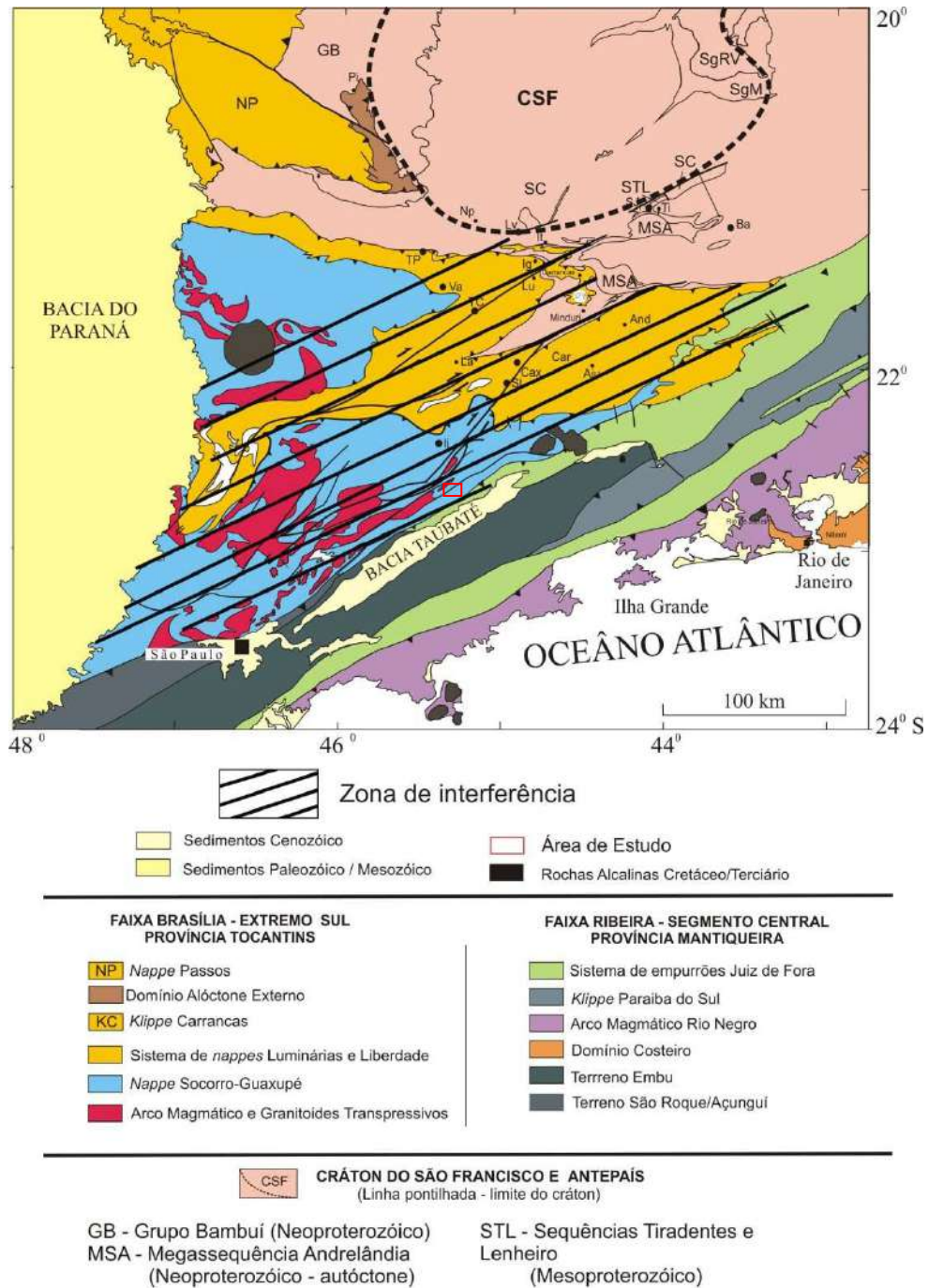


Figura 4 – Mapa tectônico simplificado da região sudeste do Brasil com a localização aproximada da área mapeada. Modificado de Trouw *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2004). O retângulo vermelho indica a localização aproximada da área mapeada segundo este mapa. Cidades: TP – Três Pontas; Lv – Lavras; It- Itumirim; Va – Varginha; TC – Três Corações; Lu – Luminárias; Ig – Ingaí; SJ – São João Del Rey; Ti – Tiradentes; Ba – Barbacena; And – Andrelândia; Ij- Itajubá; Car – Carrancas; Np – Nepomuceno e Cax – Caxambú.

A Unidade Granulítica Inferior consiste de granada-biotita-ortopiroxênio granulitos bandados, de composição enderbítica a charno-enderbítica, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos. Tem sido considerada como produto da tectônica convergente pré-colisional, uma vez que, idades U-Pb obtidas até o momento estão entre 655-640 Ma (Basei *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996; e Hackspacher *et al.*, 2004) isto é, que este magmatismo ocorreu imediatamente antes do metamorfismo principal.

A Unidade Diatexítica Intermediária é constituída por hornblenda-biotita-clinopiroxênio ortognaisses migmatíticos, dioríticos a tonalíticos, e de granitos anatóticos porfiríticos deformados. Ocorrem também estreitas faixas de rochas metassedimentares (гнаisses kinzigíticos). Essa unidade também é referida como Complexo Pinhal (Wenick & Penalva, 1980) e Complexo Paraisópolis (Cavalcante *et al.*, 1979).

A Unidade Migmatítica Superior, também chamada de Complexo Piracaia (Campos Neto & Basei, 1983) consiste de uma sucessão metassedimentar submetida a anatexia de intensidade decrescente em direção ao topo estrutural da *nappe*. Predominam (cordierita)-sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados intercalado a sillimanita-muscovita quartzitos feldspáticos e gnaisses quartzosos, gnaisses calci-silicáticos, rochas metabásicas, hornblenda gnaisses e raras lentes de mármore. As rochas que afloram na área mapeada pertencem a esta unidade/complexo segundo Campos Neto & Basei (1983; Figura 5).

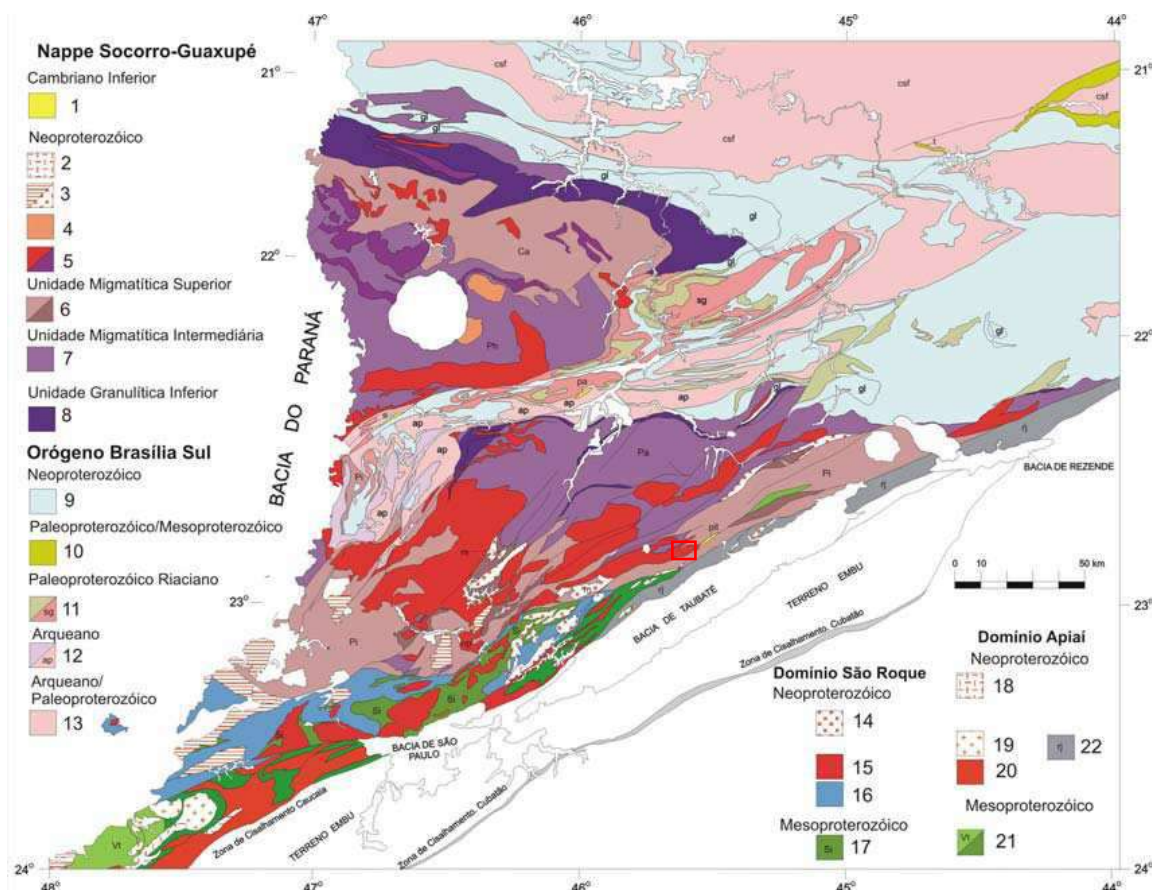


Figura 5 - Mapa Geológico da *Nappe Socorro-Guaxupé* e do Domínio São Roque extraído de Heilbron *et al.* (2004). O retângulo vermelho mostra a localização aproximada da área. **Legenda:** *Nappe Socorro Guaxupé* (1 - 8) 1 - Fm. Pico do Itapeva (pit) e correlatas no Domínio Andrelândia (e – Fm. Eleutério, pa – Fm. Pouso Alegre); 2 - Granitos tipo-A aluminosos; 3 - Província granítica Itu (cálcio-alcalina/A-aluminosa Série jotunito-mangerito (m) e granitos 585-590 Ma); 4 - Sienitos Capituva e Pedra Branca (ca. 610 Ma); 5 - Hbl-Bt ortognaisses cálcio-alcalinos porfíritico-porfiroclásticos, Grt-Bt granitos (np) e ortognaisses Mangerito-graníticos (620-630 Ma); 6 - Gnaisses e migmatitos estromáticos com mesossoma metassedimentar, Complexos Piracaia (Pi) e Caconde (Ca). Ortognaisses tonalito-granodiorito-graníticos (640-655 Ma). 7 - Gnaisses diatexiticos de composição granítica metaluminosa. Complexos Pinhal (Ph) e Paraisópolis (Pa); 8 - Granada granulitos básicos e enderbitos gnáissicos; Orógeno Brasília Sul e CSF (9 - 13) 9 - Seqüências metassedimentares em sistema de *nappes*, (gl) *Nappes* de granulitos a cianita; 10 - Grupo São João Del Rei e Fm. Tiradentes (t); 11 - Ortognaisses tonalito-granodioríticos. Complexo São Gonçalo do Sapucaí (sg); 12 - Tonalitos Serra Negra (Neoarqueano) Complexo Amparo (ap - Mesoarqueano); 13 - Complexos ortognáissico-migmatíticos, incluindo-se a borda sul do Cráton do São Francisco (CSF). Domínio São Roque (14 - 17): 14 - Granitos; 15 - Hbl-Bt granitoides porfíriticos, cálcioalcalino potássicos; 16 - Grupo São Roque; 17 - Grupo Serra do Itaberaba; Domínio Apiaí (18 - 21): 18 - Sienogranitos tipo - A; 19 - Ms-Bt granitos e granodioritos; 20 - Hbl-Bt granitoides porfíriticos, cálcio-alcalino potássicos; 21 - Fm Votuverava (Vt). Micaxistos passando a gnaisses e migmatitos na direção NE; 22 - Faixa milonítica Rio Jaguari.

Na borda sul do lobo Socorro a foliação metamórfica principal encontra-se dobrada e cisalhada por estruturas de orientação NE-SW, e segundo Peternel (2005) e Peternel *et al.* (2005), esta corresponde a Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira.

Vinagre (2010) estabelece o limite da *Nappe* Socorro-Guaxupé na Folha Campos do Jordão (1:50.000; IBGE), que está a norte da área mapeada neste trabalho, na Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí. Segundo este autor, põe em contato unidades pertencente à *nappe* com as unidades que compõem o Domínio Delfim Moreira (Matos, 2008 e Trouw, 2008).

Domínio Delfim Moreira

Trouw (2008) descreve esta unidade como uma sucessão de biotita gnaisses, com bandamento composicional característico, intercalados a camadas de quartzitos micáceos que estariam em contato tectônico com as unidades que compõe a *Nappe* Socorro-Guaxupé por meio de um empurrão. Este mesmo autor interpreta a partir de diferenças em dados geocronológicos com as unidades adjacentes, que estas rochas foram originadas em uma bacia pós-colisão Brasília, que teve como área fonte o próprio Orógeno Brasília e o arco relativo à *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Vinagre (2010) descreve que este domínio é composto pelas seguintes unidades metassedimentares que afloram na Folha Campos do Jordão: Biotita Gnaiss Serrano, Quartzito Campos do Jordão e Gnaiss/Xisto Araucária.

O limite entre a FBM e a Faixa Ribeira é ainda incerto, mas segundo Campos Neto (2000), estaria marcado pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira, que se encontra a sul da área de interesse neste trabalho e representaria então uma grande sutura.

2.1.2 Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira apresenta um *trend* estrutural NE-SW e foi resultado da colisão entre placas e/ou microplacas e/ou arcos de ilhas assim como a porção sudeste do Cráton do Congo durante a segunda e terceira fase colisional (isto é, Colisão II: ca. 580 Ma; e Colisão III: ca. 520 Ma) da Orogênese Brasileira (Heilbron *et al.*, 2004). A porção central da Faixa Ribeira é dividida em quatro principais terrenos tectono-estratigráficos separados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento (Heilbron *et al.*, 2000) que, de noroeste para sudeste são: a) Terreno Ocidental; b) *Klippe* Paraíba do Sul; c) Terreno Oriental; e d) Terreno Cabo Frio. Heilbron *et al.* (2004) inclui no segmento central da Faixa Ribeira o Terreno Embu.

Santoro (1998) no mapeamento da Folha Tremembé, inclui a área de estudo no Terreno Embu, que apesar de não haver consenso se é estruturado pela Faixa Ribeira ou pela FBM, diversos trabalhos, assim como Heilbron *et al.* (2004) consideram que este terreno faça parte do Faixa Ribeira.

Terreno Embu

Segundo Heilbron *et al.* (2004), o Terreno Embu está limitado a norte pela zona de cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari e a sul pela zona de cisalhamento Cubatão, ambas destrais.

O embasamento desta unidade tectônica é o Complexo Rio Capivari (Figura 10; Fernandes *et al.*, 1990) que é composto por ortognaisses migmatizados com mesossoma variando de granítico a tonalítico. Idade isocrônica Rb-Sr de 2473 ± 46 Ma foi obtida para esta unidade, e 1497 ± 46 Ma para prováveis leucossomas de migmatitos (Tassinari *et al.*, 1988).

A cobertura metassedimentar é representada pelo Complexo Embu (Figura 6; Hasui, 1975), que na região do Vale do Rio Paraíba do Sul, foi dividida por Fernandes (1991) nas unidades Redenção da Serra, Rio Paraibuna e Rio Una. A unidade basal, a Redenção da Serra é composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfibolitos, gnaisses calcissilicáticos e mármore restritos. A Unidade Rio Paraibuna é clasto-química, com abundantes quartzitos e rochas calcissilicáticas e intercalações de biotita gnaisses e anfibolitos. A Unidade Rio Una, superior, é dominada por mica xistos e quartzitos.

Outra divisão para o Complexo Embu é mencionada por Eirado *et al.* (2006) onde esse complexo é composto por duas associações litológicas: Unidade Rio Guaripu e Unidade Rio Paraitinga. A primeira parece corresponder, em parte, as unidades Rio Paraibuna e Redenção da Serra de Fernandes (1991). A Unidade Rio Paraitinga pode ser correlacionada, em parte, as unidades Rio Una e Redenção da Serra.

O metamorfismo principal no Terreno Embu é na fácies anfibolito e a principal idade deste metamorfismo é de cerca de 790 Ma (Vlach, 2001) enquanto no sul do Orógeno Brasília o estágio colisional responsável pela deformação, metamorfismo e geração de granitóides crustais ocorreu em torno de 630 Ma (colisão dos paleocontinentes Paranapanema e São Francisco) e no Orógeno Ribeira entre 580 e 560 Ma (Colisão II; no Terreno Ocidental, na Klippe Paraíba do Sul e no Terreno Oriental) e registra ainda uma colisão tardia entre 520 e 510 Ma (Colisão III), no Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2004). Essas idades de metamorfismo não são compatíveis com as de metamorfismo no Terreno Embu.

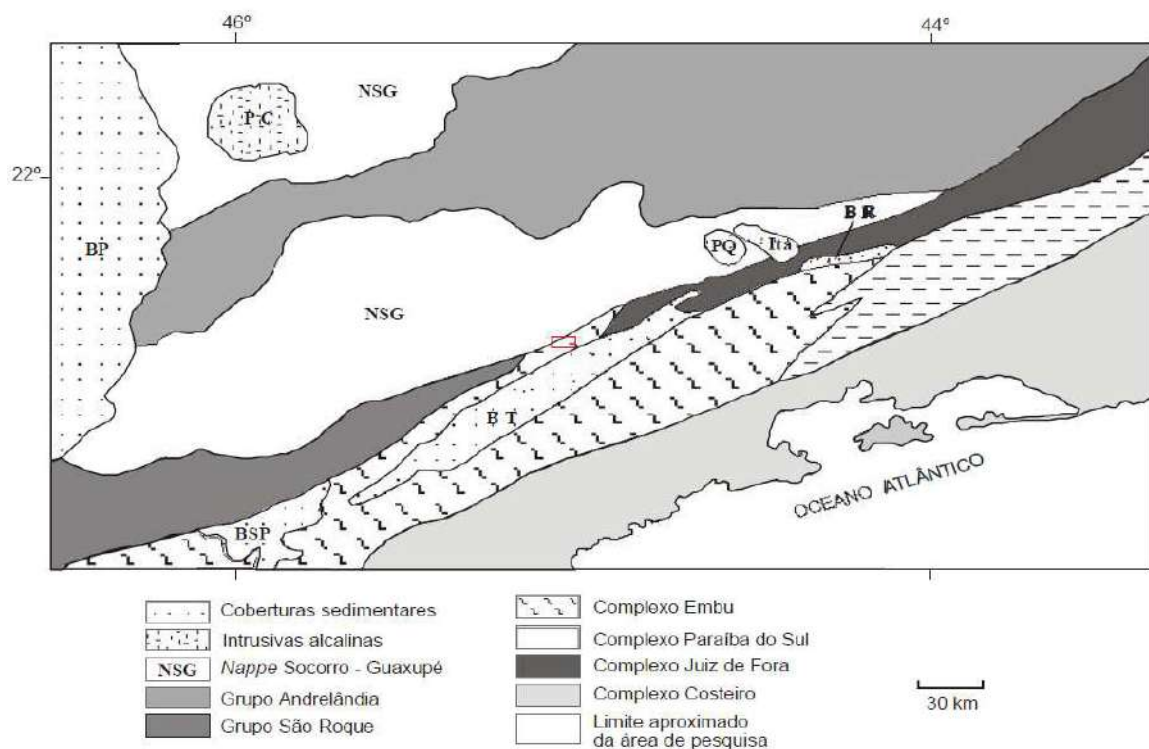


Figura 6 - Principais domínios geotectônicos da porção sudeste do Brasil (Pereira *et al.*, 2001 modificado de Campos Neto & Figueiredo, 1995). Retângulo vermelho representa a localização aproximada da área neste mapa. BP – Bacia do Paraná; BT – Bacia Taubaté; BR – Bacia Resende; BSP - Bacia de São Paulo; PC – Alcalina de Poços de Caldas; PQ – Alcalina de Passa Quatro; Itat – Alcalina de Itatiaia.

3 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS

3.1 Gnaisse/xisto Araucária

Aflora em duas faixas na área, dispostas aproximadamente E-W: uma a norte, que vai desde a cidade de Sapucaí-Mirim a Campos do Jordão, e outra a sul, nas proximidades do bairro Eugênio Lefrève, no município de Pindamonhangaba. A faixa a norte é caracterizada por granada gnaisses intercalados a biotita xistos, (Figura 7) com ocorrências locais de lentes decimétricas a métricas de anfibolito (Figura 8), rocha calcissilicática, quartzo-granadito e quartzito. Este último alcança, em alguns lugares, dezenas de metros de espessura (Figura 9). A faixa a sul é caracterizado por biotita-muscovita xisto (Figura 10) intercalado a rochas calcissilicáticas.



Figura 7 - Gnaisse bandado com camadas de quartzito intercaladas indicadas pela seta amarela (Ponto TMM 75).



Figura 8 - Paragneisse com intercalação típica entre camadas de anfibolito e camadas quartzo-feldspáticas (Ponto TMM 81).



Figura 9 - Pedreira com aproximadamente 25 m de afloramento de quartzitos que ocorrem como lentes nos "Paragneisses" (Ponto TMM 09).

O contato desta unidade com as metaígneas da Suíte Serra Preta, é caracterizado pela ocorrência de migmatitos de injeção que diminui conforme se afasta da metaígna. Isso é ilustrado no perfil feito na Ferrovia Campos do Jordão (Apêndice D) e pode ser observada também em um corte na Rodovia Floriano Rodrigues Pinheiro (Ponto TMM 38).



Figura 10 - Afloramento alterado de biotita-muscovita xisto apresentando cor arroxeadada devida a alteração das biotitas (Seção na Ferrovia Campos do Jordão).

Os afloramentos dessa unidade encontram-se freqüentemente muito intemperizados. Nessa situação, os litotipos dessa unidade podem ser identificados, ora pelo bandamento composicional, ora pela cor arroxeadada e xistosidade remanescente, e ora pela presença de lentes de quartzito e/ou rocha calcissilicática.

3.1.1 PETROGRAFIA

Como já foi mencionado, os diferentes litotipos desta unidade são: granada gnaisse, quartzo-granadito, biotita-muscovita xisto, calcissilicática e anfibolito.

Granada Gnaisse

É uma rocha fina com textura gnáissica com orientação preferencial fraca composta de quartzo, biotita, plagioclásio, ortoclásio, granada, muscovita e minerais opacos. O quartzo está freqüentemente recristalizado e com extinção ondulante. Os grãos mais alongados deste mineral juntamente com as biotitas, definem a fraca foliação da rocha (Figura 11). O plagioclásio predomina sobre o ortoclásio e a granada ocorre em cristais anédricos e muito fraturados (Figura 12).

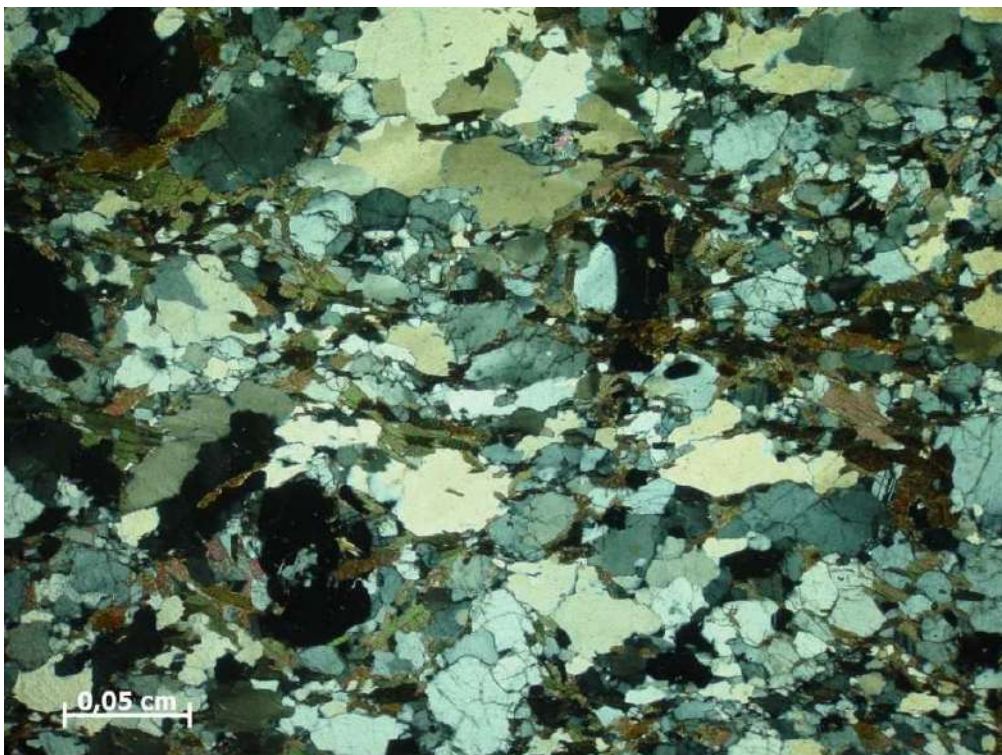


Figura 11 - Fotomicrografia com nicóis cruzados do granada gnaisse mostrando os quartzos com extinção ondulante definindo a leve foliação da rocha juntamente com a biotita. Observam-se também as granadas dispersas na rocha (Ponto TMM 21).

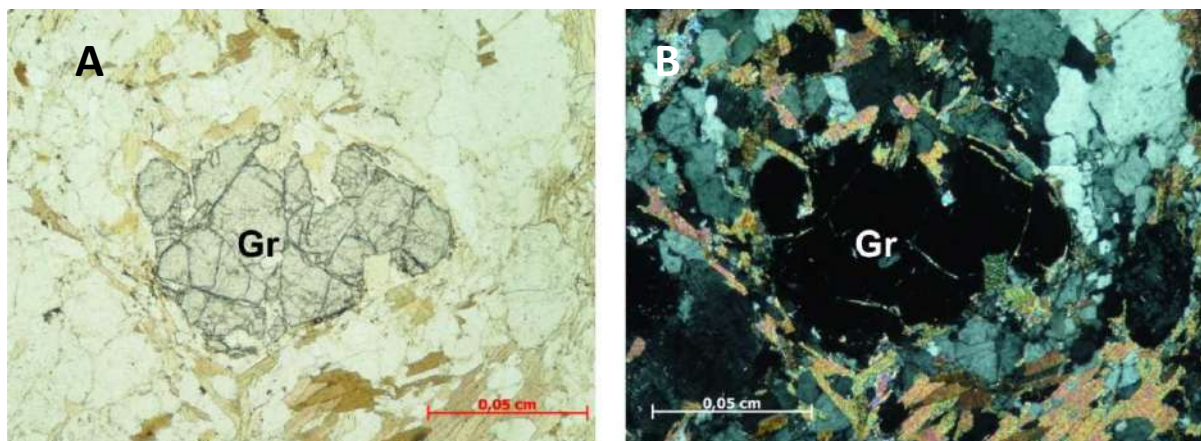


Figura 12 - Fotomicrografia de granada anédrica e muito fraturada (Ponto TMM 21). A) Nicóis descruzados; B) Nicóis cruzados.

Quartzo-granadito

É uma rocha de granulação média e textura granoblástica. Ocorrem bandas de aproximadamente 1 cm enriquecidas em granada, sillimanita e opacos e bandas enriquecidas em quartzo. É composta basicamente por quartzo, granada (Figura 13) e sillimanita que ocorre também na variedade fibrolita (Figura 14). Ocorrem também quantidades subordinadas de clinopiroxênio, titanita, apatita e minerais opacos. O quartzo exibe extinção ondulante. A granada ocorre subédrica a anédrica e muito fraturada. A sillimanita ocorre subédrica orientada segundo a foliação da rocha e a variedade fibrolita ocorre nos interstícios dos demais minerais. O clinopiroxênio ocorre anédrico dispersos na lâmina. Entre os minerais opacos foi possível identificar psilomelana por sua reação com H_2O_2 .

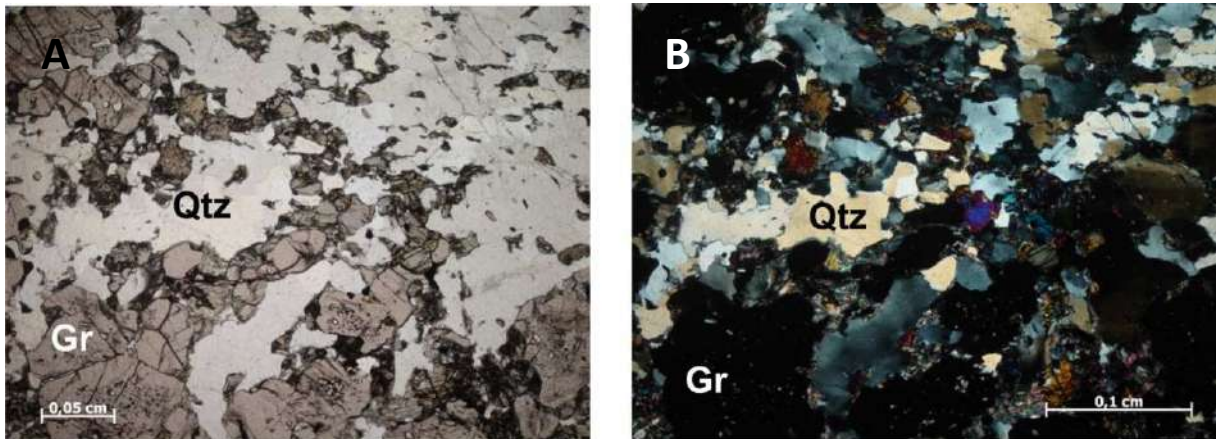


Figura 13 - Fotomicrografias mostrando predominância de quartzo e granada na composição do Quartzo-granadito (Ponto TMM 23). A) Nicóis descruzados; B) Nicóis cruzados permitindo visualizar quartzos com extinção ondulante.

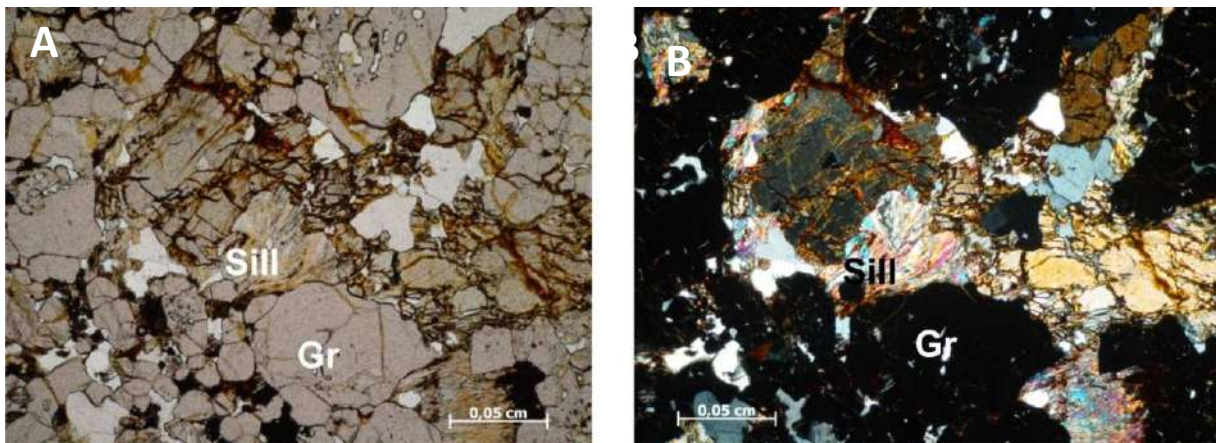


Figura 14 - Fotomicrografias mostrando sillimanita (Sill) na variedade fibrolita, no centro; e granada (Gr). A) Nicóis descruzados; B) Nicóis cruzados (Ponto TMM 23).

Biotita-muscovita xisto

É uma rocha de granulometria média com textura xistosa composta de biotita, muscovita e quartzo. As biotitas são alongadas em cristais de até quatro milímetros e ocorrem de duas formas: *i*) cristais alongados, fortemente orientados definindo a xistosidade da rocha sendo que algumas encontram-se fracamente crenuladas (Figura 15); e *ii*) cristais orientados oblíquos a xistosidade da rocha. As muscovitas são alongadas, submilimétricas e ocorrem também de duas formas: *i*) paralelas a xistosidade; e *ii*) oblíquas a xistosidade

(Figura 16). O quartzo encontra-se freqüentemente recristalizado, em lentes ou bandas.

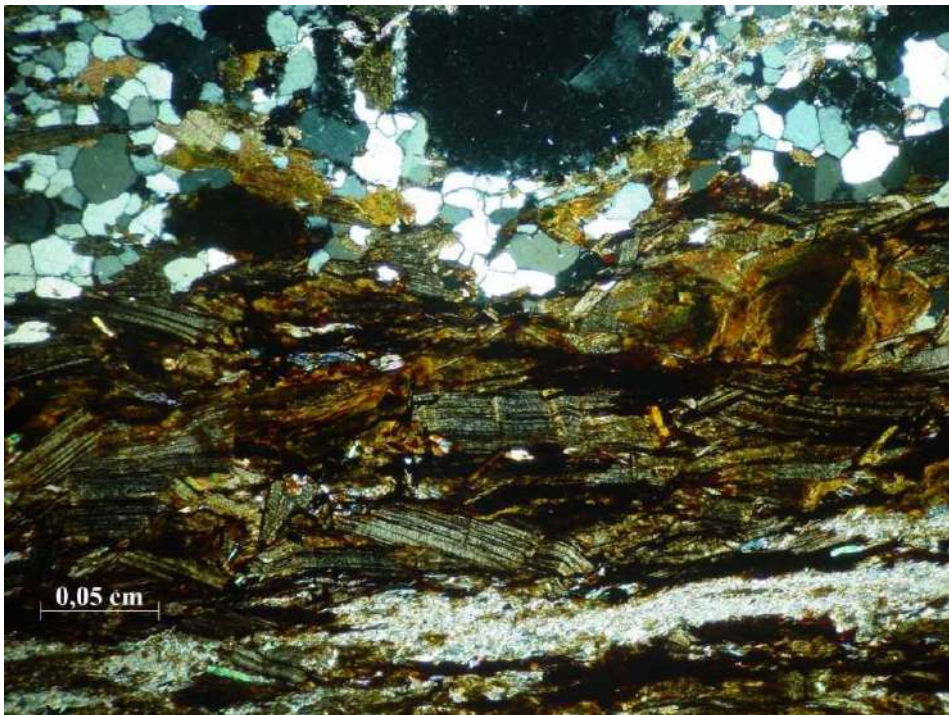


Figura 15 - Biotitas fortemente orientadas segundo a xistosidade da rocha e no centro uma biotita crenulada (Ponto TMM 87).



Figura 16 - Muscovitas ocorrendo de duas formas: definindo a foliação e obliqua a foliação da rocha (Ponto TMM 87).

Rocha calcissilicática

Apresenta granulação fina, textura granoblástica e composição mineralógica consistindo em quartzo, epidoto, clinozoizita, granada, biotita, plagioclásio, hornblenda, titanita, apatita, zircão e minerais opacos. A calcita e clorita ocorrem como minerais secundários provenientes de anfibólio e biotita, respectivamente. O quartzo é o mineral mais abundante e mostram localmente extinção ondulante. O epidoto é o segundo mineral mais abundante, ocorre em grãos subédricos a anédricos e freqüentemente envoltos por clinozoizita. As clinozoizitas ocorrem de duas formas: anédricas bordejando os epidotos (Figura 17) ou em grãos subédricos. A biotita ocorre em cristais subédricos a anédricos freqüentemente bordejando os minerais opacos e o epidoto, e altera-se para clorita. A hornblenda ocorre limitada a uma banda desta rocha associada a granada e minerais opacos. É anédrica e em alguns locais está sendo substituída por calcita. As granadas são pouco freqüentes, tem cor natural rosa, são anédricas e estão bordejadas por epidoto e clinozoizita (Figura 18). O plagioclásio é escasso nesta rocha e varia de anédrico a subédrico. A titanita, apatita e zircão aparecem como minerais traços. Freqüentemente inclusos em outros minerais.

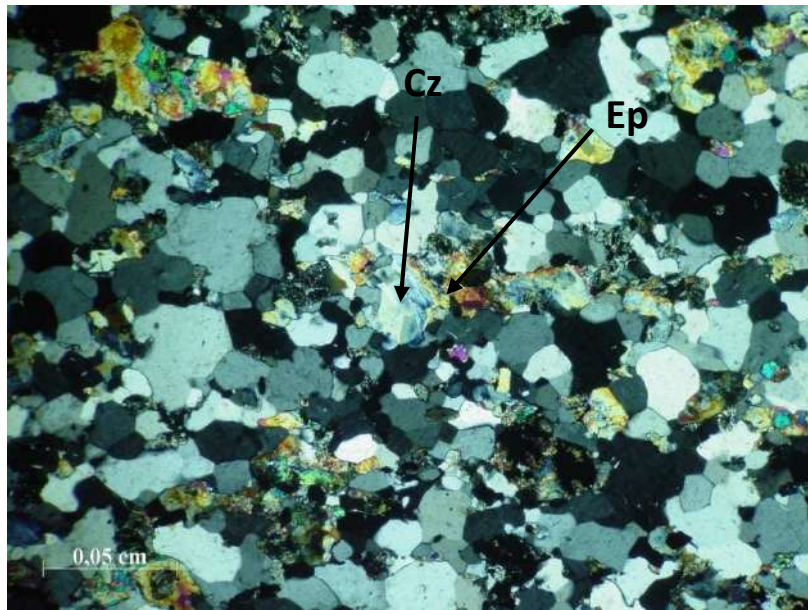


Figura 17 - Clinozoizita (Cz) bordejada por epidoto (Ep) com nicóis cruzados (Ponto TMM 87).

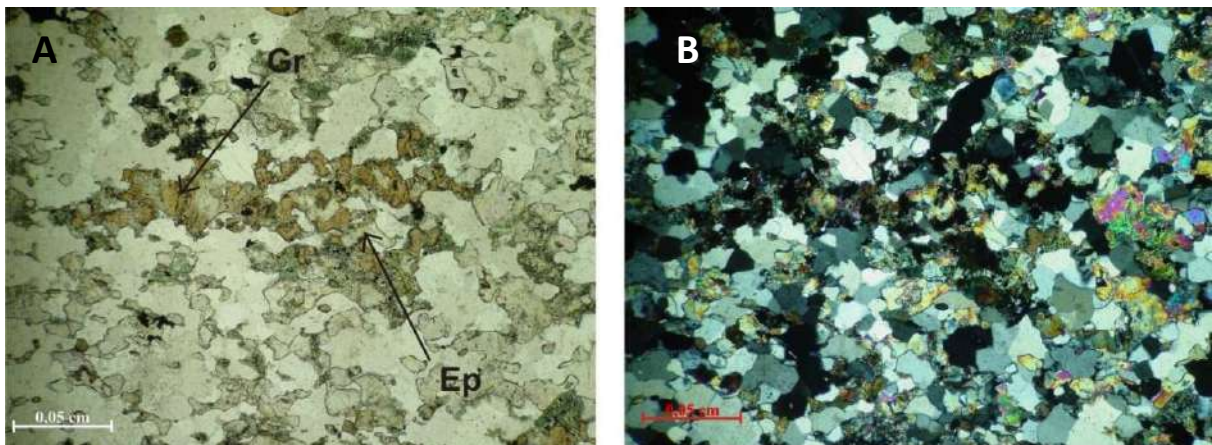


Figura 18 - Granadas (Gr) envoltas por epidoto (Ep). A) Nicóis descruzados e B) nicóis cruzados (Ponto TMM 87).

Anfibolito

Sua granulação é fina e tem texturas lepidoblástica e granoblástica. Hornblenda e biotita são igualmente abundantes nesta rocha que apresenta também quartzo, plagioclásio, microclina, minerais opacos, titanita, clorita, allanita e epidoto. A hornblenda apresenta pleocroísmo verde azulado, em cristais tabulares e subédricos de aproximadamente 2,7 mm. Juntamente com

a biotita ela colabora na definição da xistosidade (Figura 19). A biotita é euédrica a subédrica e seu tamanho varia de submilimétrica a 1,5 mm. Nela estão inclusas titanita, allanita e epidoto. O quartzo ocorre formando pequenas bandas e com extinção ondulante. Tem tamanho de até 2 mm. Possui inclusões de allanita, titanita e biotita. Plagioclásio é abundante nesta rocha, têm em média um milímetro, mas também ocorrem como megacristais que alcançam até 9 mm. Os cristais estão visivelmente deformados e possuem inclusões de biotita, allanita, epidoto e quartzo. Microclina é menos abundante e ocorre em cristais anédricos variando de 1 a 2 mm. A titanita é submilimétrica e ocorre freqüentemente envolvendo minerais opacos. Este mineral também se encontra orientado segundo a xistosidade da rocha. Clorita ocorre subédrica com até 0,5 mm de tamanho. Allanita e epidoto ocorrem associados onde, o epidoto bordeja a allanita (textura “ovo-frito”- Figura 20).



Figura 19 - Fotomicrografia de anfibolito mostrando xistosidade (horizontal) definida pela orientação preferencial fraca da biotita e anfibólio (Ponto TMM 81).

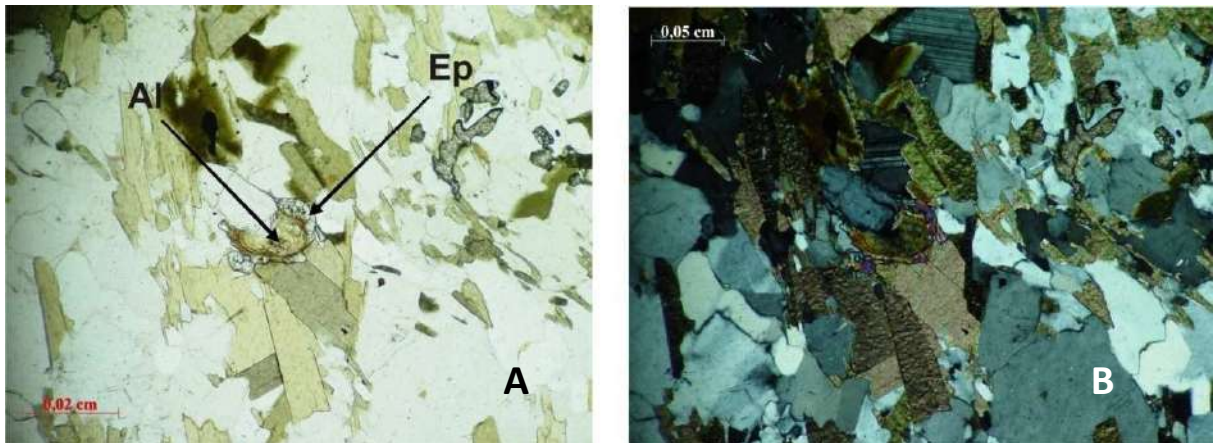


Figura 20 - Textura "ovo-frito" em que o epidoto (Ep) bordeja a allanita (Al). A) Nicóis descruzados e B) nicóis cruzados (Ponto TMM 81).

3.2 Suíte Serra Preta

Perfazem maior parte das rochas aflorantes na área. É evidenciada pela ocorrência de um relevo bastante acentuado que contrasta com o relevo nas regiões em que predominam os paragneisses. Ocorrem duas variedades faciológicas na unidade: uma porfirítica e uma equigranular. A *facies* porfirítica tem composição variando de sienogranítica a monzogranítica com fenocristais de microclina e/ou plagioclásio que variam de 0,5 até 5 cm. Essa *facies* predomina na unidade e pode ser observada freqüentemente em afloramentos frescos. Quando alterada é possível identificá-la pela presença de fenocristais que ficam evidentes no regolito. A *facies* equigranular tem composição que varia de granítica a sienogranítica e localmente contêm granadas submilimétricas. São poucos os afloramentos em que essa *facies* encontra-se fresca, sendo identificada, portanto, pela ausência de fenocristais, pela abundância de caulinita e pela homogeneidade.

O contato entre essas *facies* é gradual sendo que o tamanho dos fenocristais e a sua abundância diminuem até a rocha ficar equigranular (Figura 21).

As rochas que compõem essa suíte localmente ainda preservam texturas de fluxo ígneo (Figura 22), mas em outros locais estão intensamente deformadas e/ou milonitizadas (Figura 23).

São freqüentes os enclaves máficos de granulação fina na *facies* porfirítica. A composição mais comum desses enclaves é diorítica. Apresentam esfoliação esferoidal (Figura 24) e contato brusco com as encaixantes (Figura 25).



Figura 21 - Contato gradual entre a *facies* porfirítica e a *facies* equigranular (Ponto TMM 58).



Figura 22 - Afloramento da *facies* porfírica da Suíte Serra Preta mostrando texturas de fluxo ígneo preservadas (Ponto TMM 12).



Figura 23 - Rocha porfírica pertencente à Suíte Serra Preta milonitizada com um enclave máfico (Ponto TMM 45).



Figura 24 - Enclave diorítico com esfoliação esferoidal (Ponto TMM 40).



Figura 25 - Contato brusco entre a encaixante e uma zona de enclaves que está limitada pela linha pontilhada branca (Ponto TMM 42).

3.2.1 PETROGRAFIA

Apresenta-se a seguir a descrição petrográfica da *facies* porfírica, *facies* equigranular e dos enclaves máficos.

Facies porfírica

Esta *fácies* é constituída de rochas de granulometria média, porfíricas que variam de leucocráticas a, mais raramente, mesocráticas. Tem composição variando de sienogranítica a monzogranítica. Seus minerais essenciais são quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita; e seus minerais acessórios são allanita, epidoto, zircão, titanita, apatita, minerais opacos, muscovita e clorita. Ocorrem secundariamente calcita proveniente de plagioclásio. A composição modal das amostras analisadas está apresentada na Tabela 2; a composição modal normalizada para quartzo, K-feldspato (microclina) e plagioclásio está na Tabela 3; e a plotagem no diagrama QAP de Streckeisen (1976) pode ser observada na figura 31.

O quartzo tem tamanho de até 2 mm. É freqüentemente recristalizado e com extinção ondulante. Participa da textura mirmequítica geradas pelo metamorfismo ao longo dos contatos da microclina. A microclina e o plagioclásio constituem os fenocristais que alcançam até 10 mm (Figuras 26 e 27). Nas variedades sienograníticas, os fenocristais são compostos predominantemente de microclina, e nas variedades monzograníticas são compostos predominam os de plagioclásio. Os fenocristais são euédricos a anédricos (quando deformados); alguns apresentam bordas corroídas (Figuras 28 e 29) e extinção ondulante. Contêm texturas pertítica, antipertítica e mimerquítica. Hornblenda ocorre de anédrica (Figuras 30) a subédrica com até 1,5 mm. Tem inclusões de apatita, epidoto, titanita e zircão. Está ausente quando a rocha encontra-se muito deformada. A biotita é subédrica com até 1,5

mm. Ocorre alongada definindo a fraca xistosidade da rocha quando esta apresenta algum grau de deformação. Allanita e epidoto são submilimétricos, euédricos a subédricos e ocorrem associados. O epidoto também ocorre de forma granular definindo a leve xistosidade da rocha (quando há). O zircão e apatita ocorrem submilimétricos e euédricos inclusos nos demais minerais. A titanita ocorre de duas formas: *i*) em cristais subédricos com até 1,5 mm; e *ii*) em cristais anédricos, bordejando minerais opacos. Os minerais opacos ocorrem euédricos (triangulares) a anédricos, com até 1 mm, muito fraturados e também inclusos em microclina. Muscovita e clorita são raras e ocorrem submilimétricas, anédricas e foram interpretadas como produtos de (retro)metamorfismo.

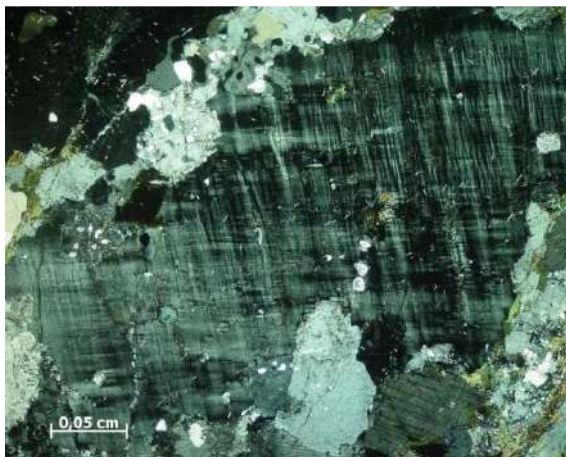


Figura 26 - Fenocristal de microclina com textura mimerquítica nas bordas como produto de metamorfismo e deformação: nicóis cruzados (Ponto TMM 53).

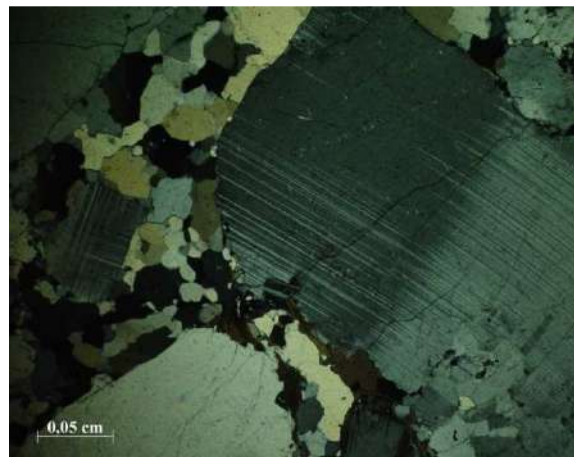


Figura 27 - Fenocristal de plagioclásio subédrico e cristais de quartzo recristalizados: nicóis cruzados (Ponto TMM 83).

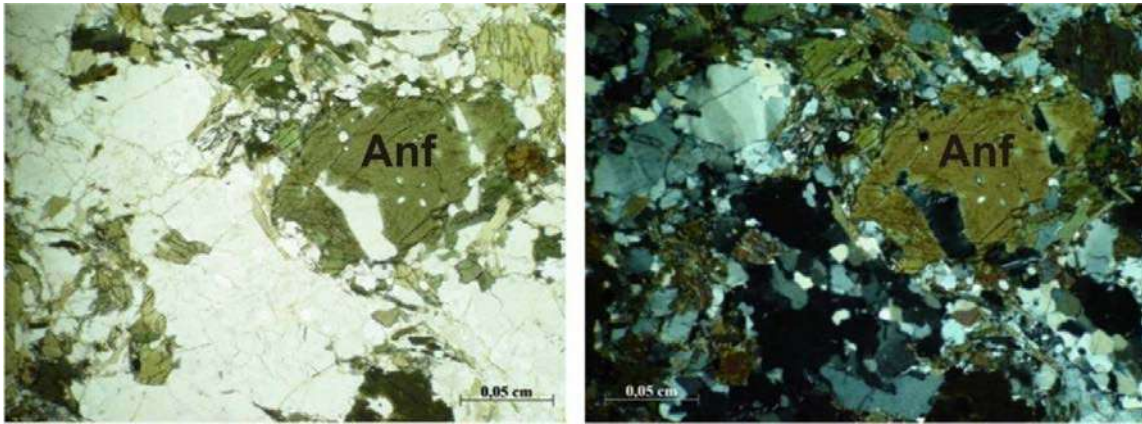


Figura 28 - Anfibólio (Anf) anédrico (hornblenda) com inclusões de apatita. A) nicóis descruzados; e B) nicóis cruzados (Ponto TMM 42).

Tabela 2 - Composição modal das amostras da *facies* porfirítica feita por estimativa e indicada em porcentagem, onde, Qtz=quartzo; Mcl=microclina, Pl=plagioclásio; Biot=biotita; Hbl=hornblenda; All=allanita; Ep=epidoto; Zr=zircão; Ttn=titanita; Apt=apatita; MO=minerais opacos; Msc=muscovita; Cl=clorita e Cc=calcita.

	Qtz	Mcl	Pl	Biot	Hbl	All	Ep	Zr	Ttn	Apt	MO	Msc	Cl	Cc
TMM 07	26	20	20	15	14	-	-	<1	4	-	<1	-	-	-
TMM 42 A	40	30	10	15	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-
TMM 42 B	43	30	15	10	-	<1	-	<1	-	-	<1	-	-	-
TMM 42 C	29	14	17	15	13	<1	8	-	3	<1	<1	-	-	-
TMM 53 C	38	7	16	26	-	-	10	-	-	-	3	-	-	-
TMM 83	50	29	3	15	-	1	1	-	-	<1	<1	<1	<1	<1

Tabela 3 - Composição modal normalizada em quartzo, K- feldspato e plagioclásio para plotagem no diagrama de Streckeisen (1976). Valores indicados em porcentagem de volume.

	Quartzo	K-feldspato (microclina)	Plagioclásio
TMM 07	39,4	30,3	30,3
TMM 42 A	50	37,5	12,5
TMM 42 B	48,8	34	17,2
TMM 42 C	48,4	23,3	28,3
TMM 53	60	12	28
TMM 83	60	36	4

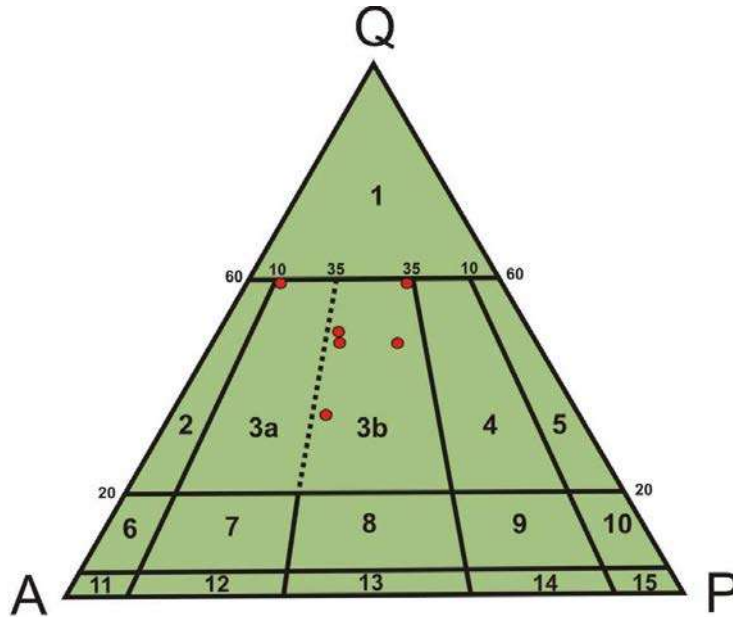


Figura 29 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com as composições modais normalizadas das amostras de fácies porfíricas plotadas, onde: Q- Quartzo, A- K-feldspato, P- plagioclásio Ca -Na, 1- granitóide rico em quartzo, 2- álcali-feldspato granito, 3a- sienogranito, 3b- monzogranito, 4- granodiorito, 5- tonalito, 6- álcali-quartzo sienito, 7- quartzo sienito, 8- quartzo sienito, 9- quartzo monzodiorito ou quartzo monzogabro, 10- quartzo diorito ou quartzo gabro ou quartzo anortosito, 11- alcali sienito, 12- sienito, 13- monzonito, 14- monzodiorito ou monzogabro, e 15- diorito ou gabro.

Facies equigranular

Devida a dificuldade de encontrar afloramentos frescos para se obter amostras para laminação, apenas uma amostra dessa *facies* foi descrita petrograficamente.

É uma rocha de granulometria média, equigranular, hololeucocrática composta de microclina, quartzo, biotita, plagioclásio e muscovita (Figura 32). A microclina ocorre em grãos subédricos a anédricos, freqüentemente arredondados (recristalização nas bordas), de aproximadamente 2 mm. O quartzo tem extinção ondulante e aproximadamente 2 mm. Outra forma de ocorrência é submilimétrico como produto da recristalização moldada contra as

bordas dos feldspatos. A biotita ocorre dispersa na rocha, subédrica e com aproximadamente 1mm. O plagioclásio ocorre subédrico a anédrico (arredondados também), aproximadamente 2 mm e bordas corroídas. A composição modal desta amostra está apresentada na Tabela 4, a mesma normalizada para quartzo, álcali feldspato e plagioclásio na Tabela 5 e a plotagem no diagrama QAP de Streckeinsen (1976) na Figura 33.

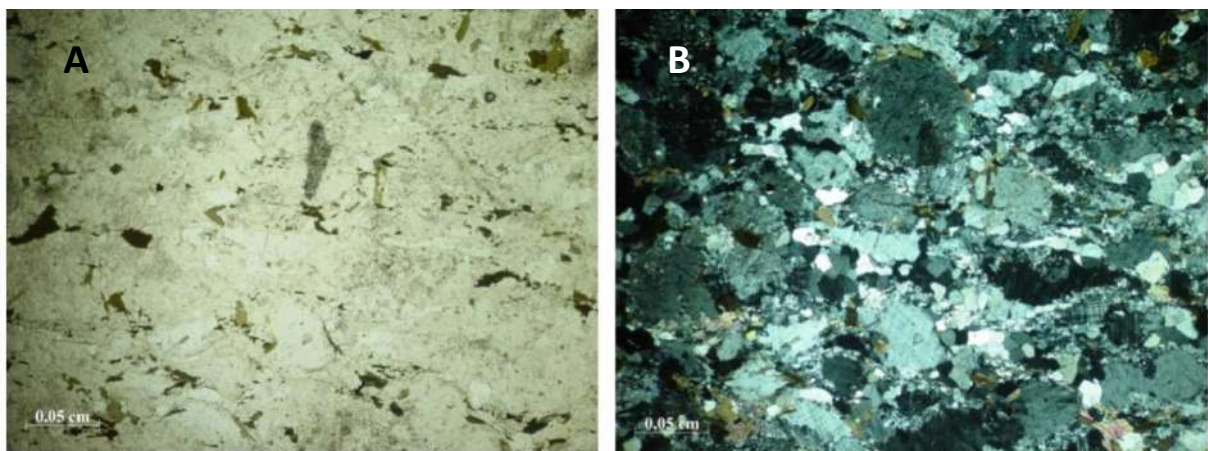


Figura 30 - Sienogranito hololeucocrático de granulação média. A) nicóis descruzados; e B) nicóis cruzados (Ponto MLR 14).

Tabela 3 - Composição modal em porcentagem feita por estimativa da amostra do ponto MLR 14 que é representativa dessa *facies*.

Quartzo	Microclina	Plagioclásio	Biotita	Muscovita
40	45	4,5	10	<1

Tabela 4 - Composição modal normalizada em quartzo, alcali feldspato e plagioclásio.

Quartzo	Alcali feldspato	Plagioclásio
44,4	50	5,6

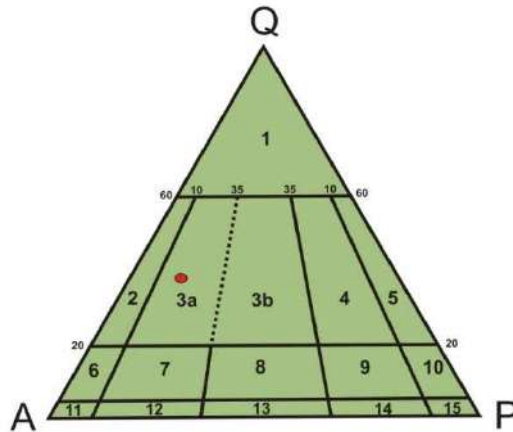


Figura 31 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com a composição da amostra MLR 14 plotada, onde: Q - Quartzo, A - alcali feldspato, P - plagioclásio Ca - Na, 1 - granitóide rico em quartzo, 2 - álcali-feldspato granito, 3a - sienogranito, 3b - monzogranito, 4 - granodiorito, 5 - tonalito, 6 - álcali-quartzo sienito, 7 - quartzo sienito, 8 - quartzo sienito, 9 - quartzo monzodiorito ou quartzo monzogabro, 10 - quartzo diorito ou quartzo gabro ou quartzo anortosito, 11 - alcali sienito, 12 - sienito, 13 - monzonito, 14 - monzodiorito ou monzogabro, e 15 - diorito ou gabro.

Enclaves máficos

Como o próprio título caracteriza, trata-se de rochas máficas que ocorrem como enclaves nas rochas da Suíte Serra Preta. São xistos e anfibolitos (Figura 34) cujo provável protólito é diorítico e/ou gabróico como indicado pela presença de fenocristais de plagioclásio ainda preservados (Figura 35). A composição mineralógica comum é quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, epidoto, allanita, titanita e minerais opacos.

Quartzo ocorre com extinção ondulante. Está deformado segundo a xistosidade da rocha. Plagioclásio é freqüentemente encontrado como fenocristais, euédricos a subédricos que alcançam até 3,5 mm. A biotita define a xistosidade em grãos alongados e subédricos de até 1,5 mm. É freqüente sua ocorrência envolvendo a hornblenda. A hornblenda nem sempre é presente nesses enclaves. Quando presente é alongada segundo a leve xistosidade,

subédrica a anédrica e submilimétrica. Forma uma textura de corona com minerais opacos envolvidos por titanita, essa envolta por hornblenda e esta última envolta por biotita. Epidoto é euédrico a subédrico e menor que 1 mm, ocorre disperso na rocha ou substituindo provável augita (Figura 36). Forma textura “ovo-frito” com a allanita.

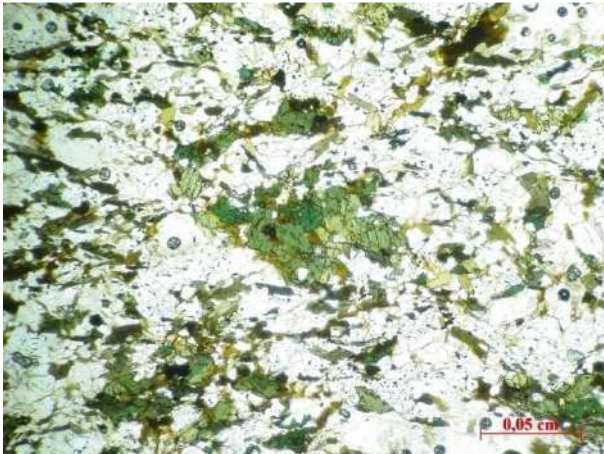


Figura 32 - Anfibolito em que anfibólio e a biotita definindo a leve xistosidade (subhorizontal) da rocha: nicóis descruzados (Ponto TMM 40).

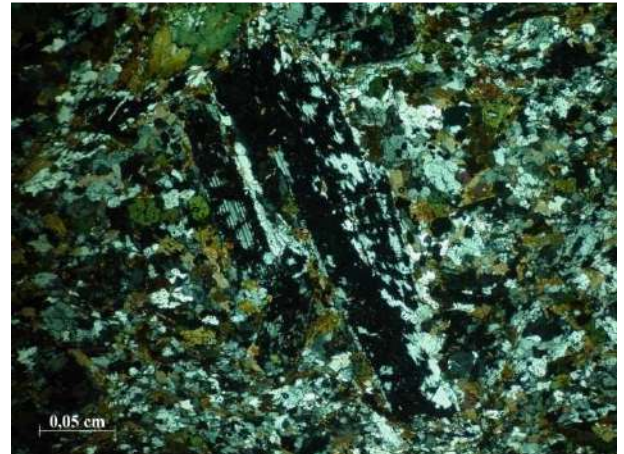


Figura 33 - Resquício de fenocristal de plagioclásio em anfibolito: nicóis cruzados (Ponto TMM 40).



Figura 34 - Provável augita substituída por cristais submilimétricos de epidoto em biotita xisto: nicóis cruzados (Ponto TMM 87).

3.3 Máfica-Ultramáfica Ponte Nova

Nas proximidades de Sapucaí-Mirim (Minas Gerais) aflora um corpo máfico-ultramáfico de afinidade alcalina e idade Cretácea (K-Ar; 86 ± 10 Ma; Cavalcante *et al.*, 1979). Os principais afloramentos dessa unidade encontram-se em uma pedreira no bairro Ponte Nova. Diques relacionados a esses corpos de rochas alcalinas são encontrados em toda extensão da área (Apêndice ; Figura 38). Esses diques contêm rochas de textura afanítica porfírica, das quais não foram feitas análises petrográficas devida à dificuldade de encontrar afloramentos frescos.



Figura 35 - Rocha ultramáfica vista em afloramento com textura cumulativa (Ponto TMM 10).



Figura 36 - Dique de rocha máfica alcalina afanítica (Ponto TMM 11).

3.3.1 PETROGRAFIA

Constitui-se de rochas que variam de máficas a ultramáficas alcalinas que apresentam textura cumulática (Figura 37). Essas rochas possuem clinopiroxênio (titano-augita), olivina, plagioclásio, biotita, flogopita, anfibólio, minerais opacos e titanita. Secundariamente ocorrem clorita e sericita. A composição varia, nas amostras analisadas, de olivina gabronorito a olivina gabro. O clinopiroxênio (titano-augita) é alongado, euédrico, sem orientação preferencial, tem aproximadamente 3 mm, é freqüentemente geminado ou zonado e representa a fração *cumulus* da rocha (Figuras 39 e 40). Olivina ocorre granular, subédrica a anédrica, muito fraturada com preenchimento por serpentina - também representa a fração *cumulus* da rocha (Figura 41). O plagioclásio ocorre de duas formas: *i*) em cristais euédricos, alongados de

aproximadamente 2 mm (Figura 42); e *ii*) em cristais anédricos (Figura 43); ambos compondo a fração *intercumulus* da rocha. Biotita ocorre envolvendo minerais opacos, anédrica e submilimétrica (Figura 44). É freqüente a variedade flogopita presente na rocha que assim como a biotita ocorre envolvendo minerais opacos, anédrica e submilimétrica (Figura 45). A variedade de epidoto presente é a clinozoizita que ocorre preenchendo os interstícios com hábito radial (Figura 46). Os minerais opacos ocorrem de subédricos a anédricos, cúbicos ou alongados, inclusos em clinopiroxênios e olivinas ou preenchendo os interstícios da rocha, com até 1 mm. São freqüentemente envoltos por biotita ou flogopita. Titanita ocorre freqüentemente inclusa em anfibólio, anédrica e submilimétrica. A sericita ocorre como alteração do plagioclásio e a clorita como alteração da biotita.

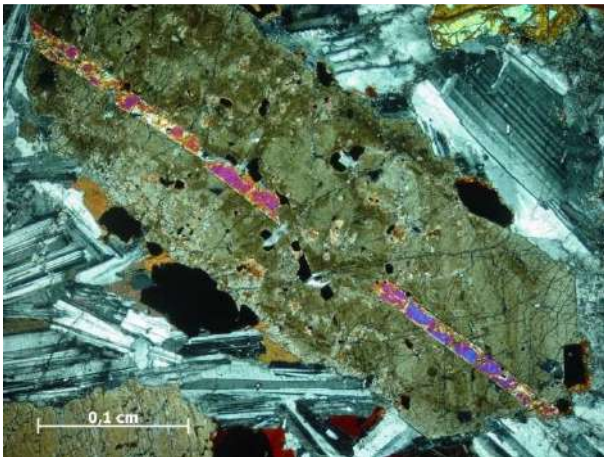


Figura 37 - Cristal de titano-augita geminado rodeado por cristais de plagioclásio intersticiais (Ponto TMM 10).

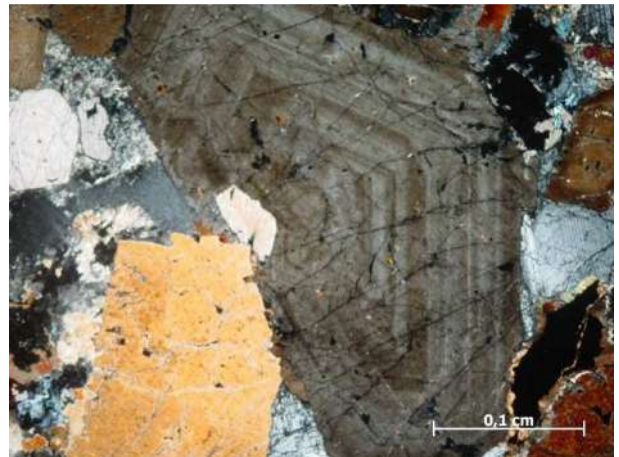


Figura 38 - Cristal de titano-augita zonado (Ponto TMM 13)

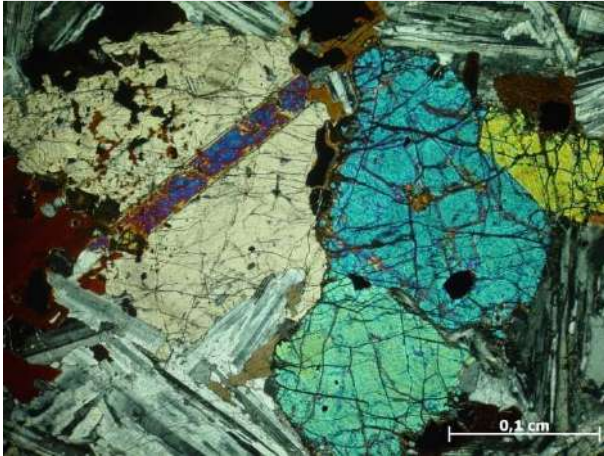


Figura 39 - Titano-augita e olivinas juntamente com plagioclásio intersticial (Ponto TMM 13).



Figura 40 - Plagioclásio euédrico preenchendo os interstícios da rocha (ponto TMM 13).

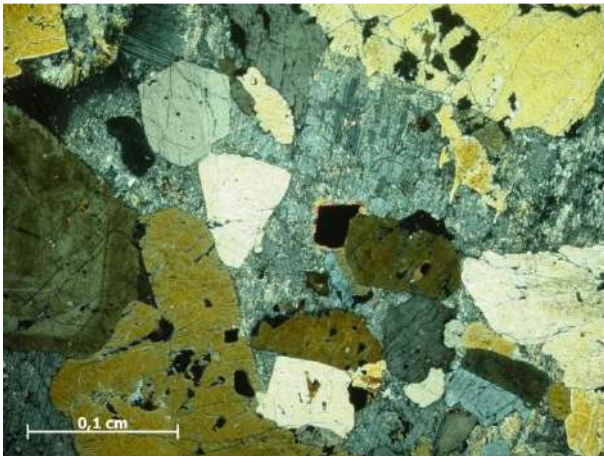


Figura 41 - Plagioclásio anédrico preenchendo os interstícios (Ponto TMM 10).

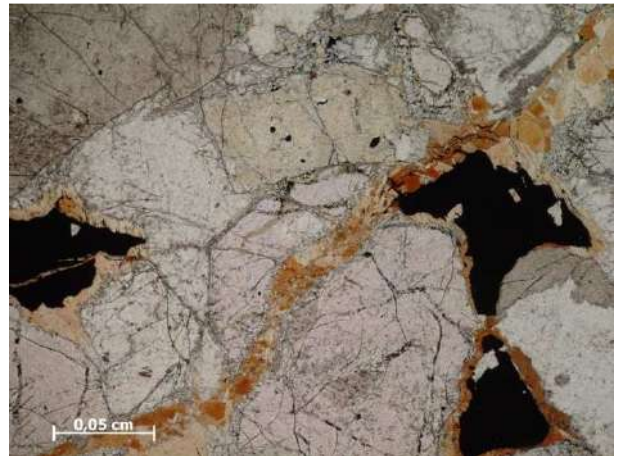


Figura 42 - Cristais de biotita em faixas ao longo de fraturas e biotitas envolvendo minerais opacos (Ponto TMM 13).

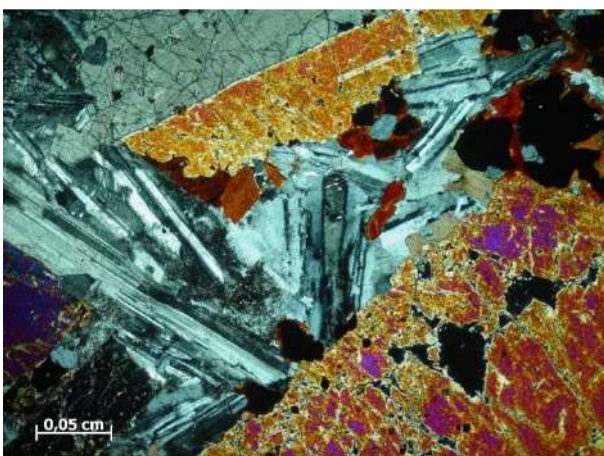


Figura 43 - Cristais de flogopita envolvendo minerais opacos (Ponto TMM 13).

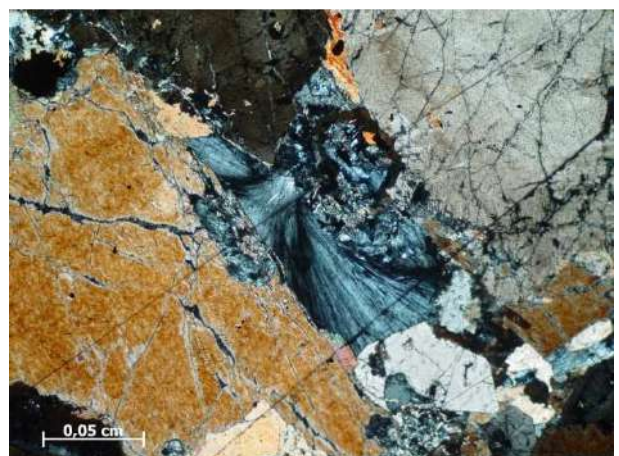


Figura 44 - Clinzoisita radial no interstício (Ponto TMM 13).

Dois amostras foram analisadas na sua composição modal (Tabelas 6 e 7) e plotadas no diagrama adequado de Streckeisen (Figura 47).

Tabela 5 - Composição modal das amostras descritas onde: Cpx= clinopiroxênio; Pl= plagioclásio; Ol= olivina; Anf=anfibólio; Biot=biotita; Ttn= titanita; MO= minerais opacos; Cl= clorita e Src= sericita.

	Cpx	Pl	Ol	Anf	Biot	Ttn	MO	Cl	Src
TMM 10	10,4	55,2	14,4	1	10,4	-	4,2	-	2,2
TMM 13	30	38,4	7	9	11	0,4	0,3	0,5	-

Tabela 6 - Composição modal normalizada para plagioclásio (Pl), piroxênio (Px) e olivina (Ol).

	Pl	Px	Ol
TMM 10	13	69	18
TMM 13	50	39,8	9,2

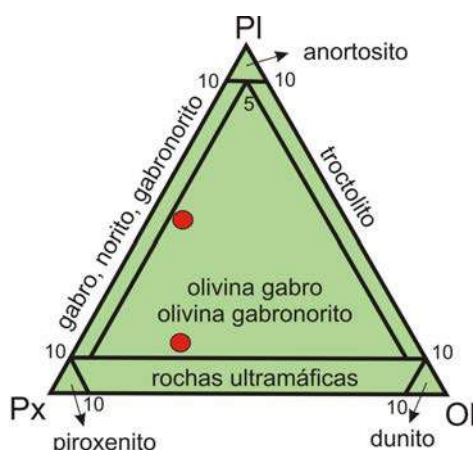


Figura 45 - Diagrama de Streckeisen (1976) para rochas máficas-ultramáficas: plagioclásio (Pl) X piroxênio (Px) X olivina (Ol) com as amostras analisadas plotadas em vermelho.

4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A geologia estrutural da área foi caracterizada por meio de foliações, lineações, planos axiais de dobras e zonas de cisalhamento. Sendo determinadas três fases deformacionais, D_n , D_{n+1} e D_{n+2} .

O primeiro registro deformacional observado é a foliação principal S_n na forma de xistosidade ou gnaissificação. Essa fase foi denominada D_n por Santoro (1998). Essa fase deformacional é atribuída a Orogenia Brasília.

A foliação metamórfica apresenta mergulho que varia ora para NW e ora para SE (Figura 48 e Apêndice B). Isto evidencia que houve uma fase posterior de deformação (D_{n+1}) que dobrou a foliação principal S_n , em geral são dobras abertas com plano axial mergulhando para SE e eixo caindo suavemente para SW. Vinagre (2010) atribuiu esse dobramento (D_{n+1}) a fase deformacional referente à estruturação da Faixa Ribeira (isto é, em aproximadamente 580 Ma).

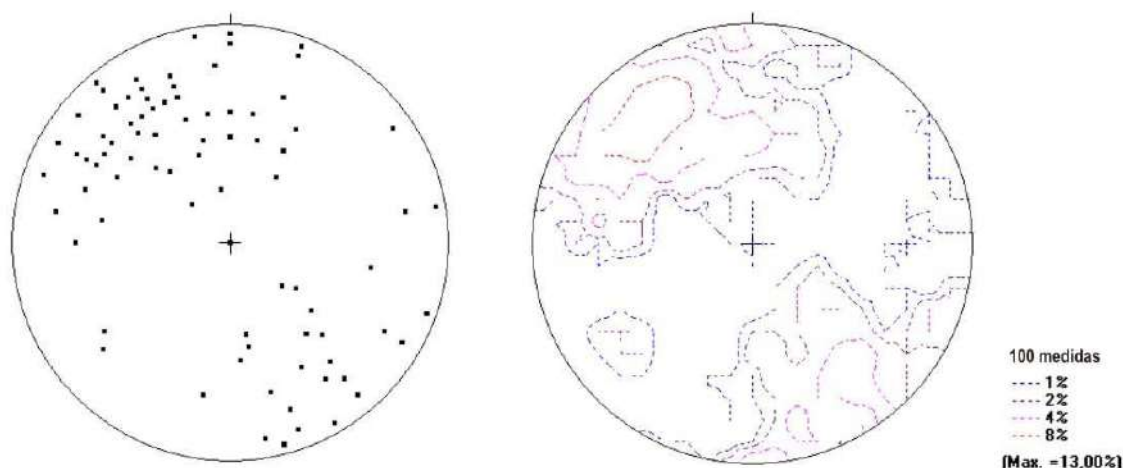


Figura 46 - Estereograma mostrando distribuição dos pólos associados à foliação principal S_n . No primeiro estão os pólos plotados e no segundo as curvas de densidade referentes a esses pólos.

Já a fase deformacional D_{n+2} é caracterizada por faixas miloníticas com espessuras variando desde centimétricas a algumas dezenas de metros. Tais faixas constituem zonas de cisalhamento com rumo NE-SW e foliação subvertical. Outros pontos com ocorrências miloníticas foram identificados e estão indicados nos mapas geológicos (Apêndice A e B).

Os milonitos foram classificados baseados na porcentagem de matriz e na porcentagem de porfiroclastos (Sibson, 1977) em que 1-50% de matriz foram classificados como protomilonitos, 50-90% de matriz como milonitos e acima de 90% de matriz como ultramilonitos. A partir dessa classificação foram descritos quatro lâminas de protomilonitos e um de milonito.

A zona de cisalhamento a qual, no presente trabalho, será denominada Zona de Cisalhamento Ribeirão do Lageado (Apêndices A, B e C) tem como afloramentos mais representativos os pontos TMM83 e TMM84 deste mapeamento estando localizados na Rodovia Floriano Rodrigues Pinheiro. Representa uma zona de cisalhamento de extensões métricas a decamétricas, com orientação NE-SW e mergulho de alto ângulo (aproximadamente 80°). Nesses afloramentos, ocorrem rochas aparentemente porfíricas milonitizadas com enclaves máficos e por isso foram interpretadas como rochas pertencentes à Suíte Serra Preta.

Nestes afloramentos pode-se observar um contato brusco entre rochas fortemente milonitizadas e rochas pouco ou indeformadas (Figuras 49 e 50). Isso, corroborada com a abundância de quartzo recristalizado (Figuras 51 e 52) e porfiroclastos de feldspatos (Figuras 52 e 53) indica que esta deformação ocorreu em condições de média temperatura (500- 650°C).



Figura 47 - Afloramento de rocha porfírica milonitizada evidenciado pelos feldspatos *augen* (a direita) em contato brusco (tracejado) com rocha indeformada (Ponto TMM84).



Figura 48 - Detalhe da foto anterior do ortognaisse porfírico da Suíte Serra Preta milonitizado (Ponto TMM84).

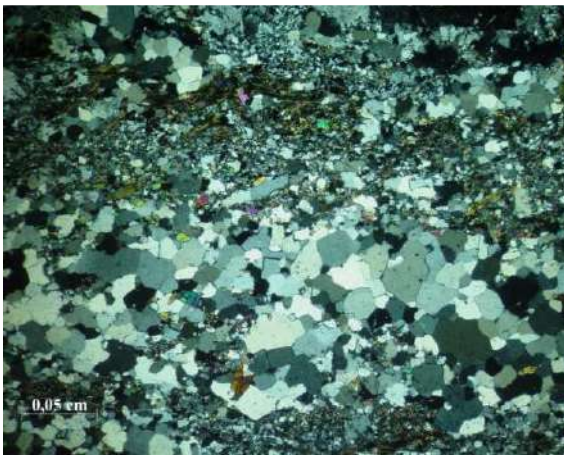


Figura 49 - Fotomicrografia mostrando quartzo recristalizado em ortognaisse protomilonítico do ponto TMM 84.

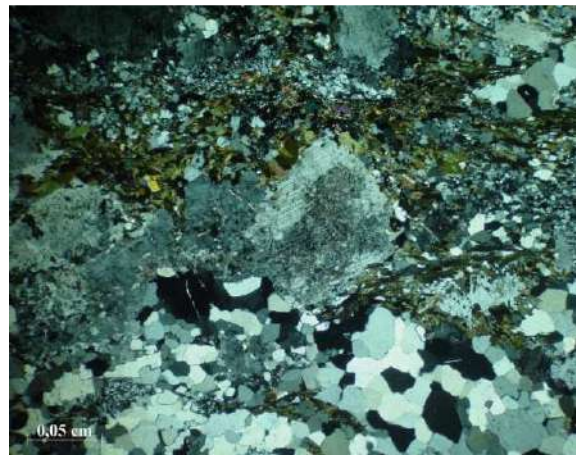


Figura 50 - Porfiroclasto de plagioclásio no centro da foto e abundante quartzo recristalizado em ortognaisse protomilonítico do ponto TMM84.

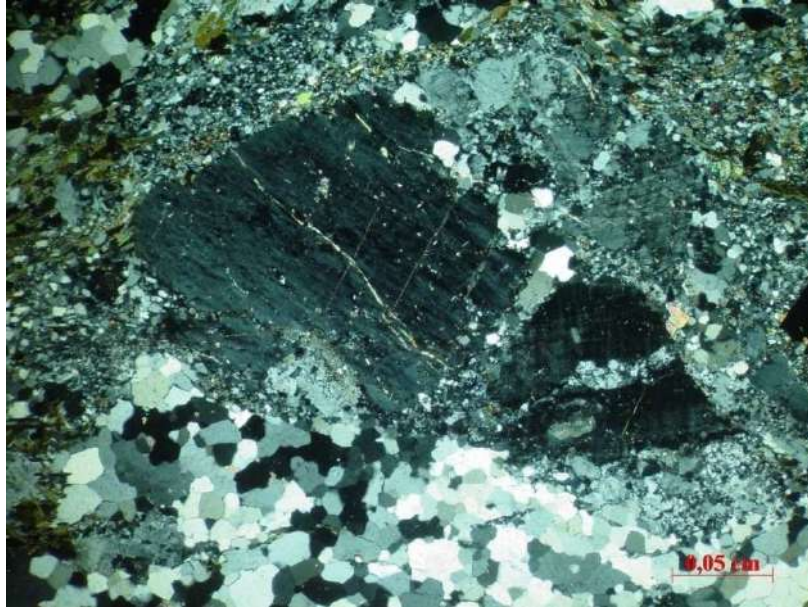


Figura 51 - Porfiroclasto de microclina com bordas recristalizadas devido a deformação assim como quartzo recristalizado em ortognaisse protomilonítico do ponto TMM84

Próximo a essa estreita zona de cisalhamento ocorrem milonitos dos quais não foi possível definir a continuidade dessas zonas ou por serem de pequena extensão ou pela ausência de afloramentos preservados para identificá-las. Em um desses pontos foi possível observar indicadores cinemáticos com movimento dextral (Figura 54; Ponto TMM42).

Outra zona de espessura decimétrica de cisalhamento identificada a sul da área, denominada por Santoro (1998) como Zona de Cisalhamento Eugênio Lefrève (Apêndice A, B e C), possui estruturação NE-SW sendo as condições dos afloramentos não favoráveis para a visualização de indicadores cinemáticos. A lâmina estudada proveniente dessa zona de cisalhamento mostra estrutura milonítica (com 85% de matriz). Esse milonito é caracterizado por abundantes fitas de quartzo recristalizado (Figuras 55 e 56) e micas que definem a foliação milonítica em geral com atitudes por volta de 150/75. Apresenta também porfiroclastos de feldspato com extinção ondulante (Figura

56). Essas características corroboram para interpretação de que esta deformação ocorreu em condições de média temperatura (500 a 650°C).

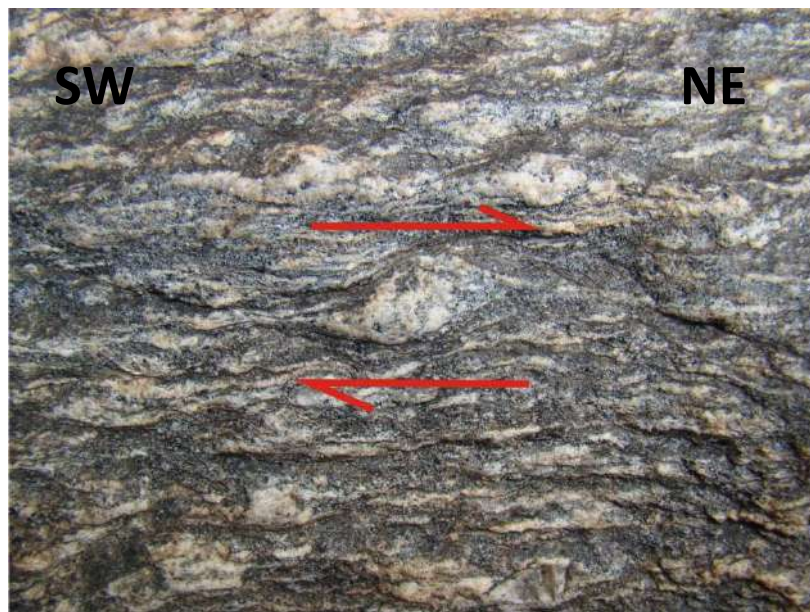


Figura 52 - Indicador cinemático, visto em planta, do tipo sigma destal em ortognaisse protomilonítico da Suíte Serra Preta (Ponto TMM42). A zona de cisalhamento visualizada tem atitude 330/80 e lineação de baixo caimento; a foto é ortogonal a foliação milonítica e paralelo a lineação.

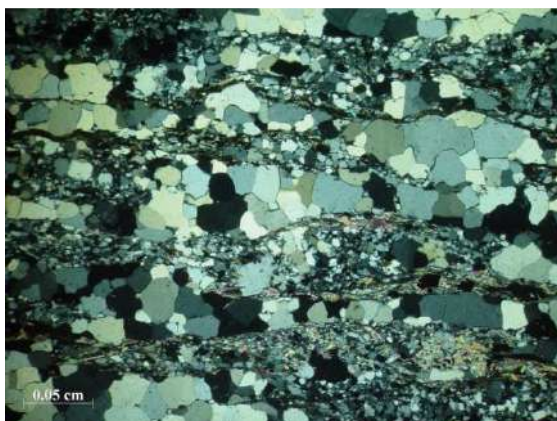


Figura 53 - Fitas de quartzo recristalizado em milonito no ponto TMM88.

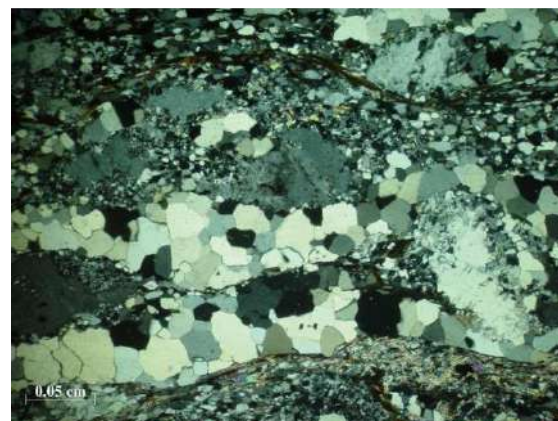


Figura 54 - Fitas de quartzo recristalizado e porfiroclastos de feldspato em milonito do ponto TMM88

As lineações medidas em campo estão associadas às zonas de cisalhamento acima descritas. Poucas medidas foram efetuadas (11 medidas) devida à ausência dessas estruturas preservadas. As medidas obtidas

apresentam baixo ângulo de caimento que ora é para NE e ora para SW (Figura 57).

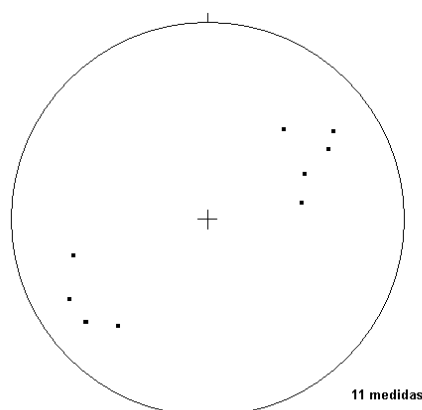


Figura 55 - Estereograma com 11 medidas de lineações plotadas. As lineações apresentam ângulo de caimento baixo e variam seu mergulho entre o quadrante NE e SW.

Santoro (1998) associou a formação destas zonas de cisalhamento observadas na área de interesse a um processo deformacional posterior ao processo que Vinagre (2010) denominou como D_{n+1} . Segundo aquele autor, o processo que gerou essas zonas de cisalhamento está associado a uma tectônica transpressiva em condições dúcteis relativo ao registro do final da Orogênese Brasileira.

Há ainda na área diversas intrusões de diques alcalinos nas rochas Pré-Cambrianas e por vezes no próprio corpo máfico-ultramáfico (Figuras 57 e 58). Esses diques segundo Santoro (1998) são preenchimentos de um sistema anelar e radial de fraturas geradas pela intrusão do próprio corpo que podem ser identificados também em foto aéreas.



Figura 56 - Dique de rocha alcalina cretácea intrudindo ortognaisse porfirítico alterado da Suíte Serra Preta.



Figura 57 - Dique de rocha alcalina intrudindo o corpo máfico-ultramáfico Ponte Nova.

5 METAMORFISMO

O metamorfismo na área é bem caracterizado nos granada gnaisses, quartzo-granadito e biotita-muscovita xisto do Gnaiss/xisto Araucária. Encontra-se em fácies anfibolito de alta temperatura (Figura 60) definida pela associação mineral granada \pm sillimanita \pm ortoclásio e pela ocorrência de leucossomas e granitos anatéticos paralelos a foliação da fase deformacional D_n . Julga-se que o metamorfismo não alcançou a fácies granulito pela ausência de ortopiroxênio e pela presença, localmente abundante, de anfibólio (hornblenda) nessas rochas.

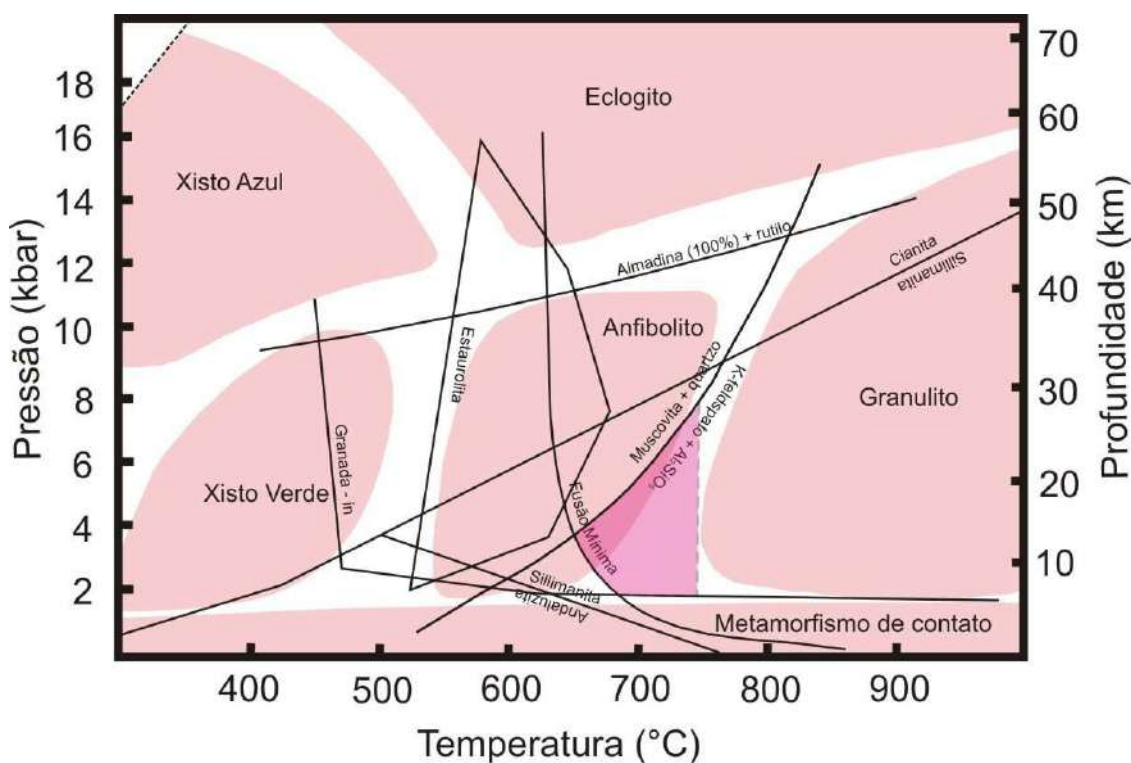


Figura 58 - Gráfico P x T, mostrando o campo de estabilidade da paragênese granada, sillimanita + K-feldspato e fusão mínima presentes nos metassedimentos, caracterizando o metamorfismo principal nestas rochas.

A ocorrência de sillimanita e leucossomas paralelos a foliação principal da rocha (S_n) sugere que a formação destes ocorreu concomitante a deformação D_n e em condições de metamorfismo com temperaturas acima de 650°C. Provavelmente, a sillimanita e os leucossomas foram originados da reação entre quartzo e muscovita que originou além deles, feldspato potássico (ortoclásio, no caso).

A migmatização é comum na área e ocorre de duas formas: migmatitos anatéticos e migmatitos de injeção. Em relação aos migmatitos anatéticos, os leucossomas ocorrem na sua maioria paralelos à foliação principal (migmatito estromático; Figuras 61 e 62). Interpreta-se que estes leucossomas resultaram da fusão parcial dessas rochas, provavelmente acompanhado da reação que consome muscovita e quartzo, produzindo sillimanita e feldspato potássico. Também ocorrem migmatitos resultantes da injeção do magma que formou a Suíte Serra Preta, evidenciado pela presença de granitos intrusivos nos metassedimentos do Gnaisse/xisto Araucária (Figura 62) e pelo contato caracterizado por muitos veios intrusivos de rochas daquela suíte dentro das rochas metassedimentares (Apêndice D).

Relações de campo, que podem ser observadas, por exemplo, na figura 62, mostram que em alguns pontos o migmatito de injeção mostra-se deformado. Essa deformação gerou xistosidade provavelmente associada a fase deformacional D_n , que foi concomitante ao metamorfismo principal registrado na área de estudo.

Peternel (2005) e Trouw (2008) a partir de datações limitaram o pico metamórfico da região entre 620 e 605 Ma com pico de temperatura em

aproximadamente 615 Ma. Esse metamorfismo, segundo os autores citados, estaria relacionado à colisão que gerou a Faixa Brasília.



Figura 59 - Migmatitos estromáticos no Gnaiss/xisto Araucária originados pela fusão parcial da rocha durante o metamorfismo regional principal de alta temperatura.



Figura 60 – Migmatitos de injeção deformado (D_n) no ponto TMM 38.

Não há evidências claras de metamorfismo nas rochas que compõem a Suíte Serra Preta, mas a presença de muscovita e clorita, raras, pode ser interpretada como produtos de (retro)metamorfismo e provavelmente estão

associadas ao resfriamento regional que segundo datações de Santoro (1998) pelo método de K-Ar em biotita de monzogranitos, ocorreu entre 470 e 497 Ma.

Da mesma forma a substituição do plagioclásio por epidoto, que ocorre nos enclaves máficos, pode indicar (retro)metamorfismo nessas mesmas condições descritas.

6 CONCLUSÃO

Podemos concluir que a partir do presente trabalho, foi possível diferenciar quatro unidades de mapeamento nas proximidades da cidade de Santo Antônio do Pinhal: Gnaisse/xisto Araucária, Migmatito, Suíte Serra Preta (ortognaisses), e Máfica-Ultramáfica Ponte Nova.

Vale destacar que a unidade denominada Migmatito, considerado por Santoro (1998) como pertencente ao Complexo Embu (que equivale ao Gnaisse/xisto Araucária de Vinagre, 2010), foi individualizado durante o presente mapeamento. Provavelmente essa unidade representa um migmatito de injeção ao longo do contato entre a Suíte Serra Preta e o seu encaixante, o Gnaisse/xisto Araucária.

Foi possível diferenciar duas variedades faciológicas nas rochas que compõem a Suíte Serra Preta (Santoro, 1998): uma porfirítica e uma equigranular que apresentam contato gradual entre elas. Granitos pertencentes a essa suíte foram datados por Santoro (1998) pelo método U-Pb (zircão) em 616 ± 8 Ma. Esta mesma idade foi obtida por Vinagre (2010) para granitóides correlacionáveis a esta unidade, porém foi interpretada por este autor como idade de metamorfismo ou como cristalização de uma fácies mais jovem deste batólito.

A partir da associação metamórfica encontrada nas rochas que compõem a unidade Gnaisse/xisto Araucária (granada \pm sillimanita \pm ortoclásio) e pela ocorrência de leucossomas paralelos a foliação principal), foi possível determinar que o metamorfismo ocorreu em fácies anfibolito de alta temperatura. Interpreta-se que não foi alcançado a fácies granulito a partir da ausência de ortopiroxênio e da abundância de anfibólio (hornblenda).

Foram identificadas neste trabalho duas fases de migmatização. Uma estaria relacionada ao metamorfismo regional e a outra se refere à migmatização por injeção do corpo ígneo da Suíte Serra Preta nas rochas da unidade Gnaiss/xisto Araucária.

Foi possível observar que a migmatização de injeção encontra-se deformada pela fase deformacional D_n concomitante ao metamorfismo regional. Com isso pode-se interpretar que a intrusão do corpo ígneo que deu origem a esses migmatitos foi anterior ao metamorfismo regional. Peternel (2005) e Trouw (2008) a partir de datações limitaram o pico metamórfico da região entre 620 e 605 Ma com pico de temperatura em aproximadamente 615 Ma. Esse metamorfismo, segundo os autores citados, estaria relacionado à colisão que gerou a Faixa Móvel Brasília.

Na Suíte Serra Preta não foram encontradas evidências de metamorfismo a não ser raras ocorrências de clorita e muscovita as quais foram associadas a um processo de (retro)metamorfismo que provavelmente está associado ao resfriamento regional que segundo datações de Santoro (1998) pelo método de K-Ar em biotita de monzogranitos, ocorreu entre 497 e 470 Ma.

Santoro (1998) a partir de dados geoquímicos das rochas que compõem a Suíte Serra Preta obteve como resultado que esta representa uma suíte calcialcalina de alto potássio, ou seja, representa um magmatismo de arco magmático tardi a pós-colisional da Faixa Brasília. Peternel (2005) obteve idade de 654 ± 2 Ma (Pb/Pb – zircão) para cristalização do Granitóide Serra da Água Limpa que a partir da correlação dos resultados obtidos no mapeamento das folhas Campos do Jordão (Vinagre, 2010), Paraisópolis (Fontainha, 2010)

e Monteiro Lobato (Reis *et al*, inédito), representa provavelmente representa o mesmo corpo que a Suíte Serra Preta.

A respeito da geologia estrutural foi identificado uma foliação principal S_n geradas durante a fase deformacional D_n (Santoro, 1998) relacionada a colisão que gerou o Orógeno Brasília. Foi identificado um padrão de dobramento aberto gerados em uma fase deformacional D_{n+1} que foi relacionada por Vinagre (2010) à estruturação da Faixa Ribeira.

Foram identificados também diversos pontos miloníticos que podem ser vistos no Apêndice A e B e com isso definir duas zonas de cisalhamento (decimétricas a métricas) orientadas NE-SW que já tinham sido anteriormente identificadas por Santoro (1998). Uma delas tem nome atribuído por este autor: a Zona de Cisalhamento Eugênio Lefrève (ZCEL) e a outra, mais a norte a qual no presente trabalho foi dado nome de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Lageado (ZCRL). Outros pontos miloníticos que não estão ligados a estas zonas foram identificados, mas não foi possível estabelecer uma continuidade para estas prováveis zonas.

Poucos indicadores cinemáticos foram identificados em campo. Entre eles temos um indicador destal para um dos pontos miloníticos identificados na proximidade da ZCRL. Na ZCEL não foi identificado nenhum indicador cinemático. Para ambas as zonas foram vistas evidências de que estas deformações ocorreram em condições de média temperatura. Santoro (1998) associou estas zonas de cisalhamento a um processo deformacional transpressivo em condições dúcteis referente ao final da Orogenia Brasileira.

7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. Atas*, p. 363-391.
- Basei M.A.S., Siga Junior O., sato K., Sproesser W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, V. 48, p. 43-55.
- Campos Neto M.C. & Caby R. 2000. Terrane Accretion and Upward Extrusion of High-Pressure Granulites in the Neoproterozoic Nappes of Southeast Brazil: Petrologic and Structural Constraints. *Tectonics*, **19**, (4), p. 669-687.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. *In: CORDANI, U. G. et al. Tectonic Evolution in South America*. Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J. & Vasconcellos P. 2004. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton São Francisco, SE – Brasil. *Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, n. 1, p. 13 – 40.
- Campos Neto M.C. & Basei M.A.S. 1983. Evolução estrutural Brasileira no nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. *In: SBG, Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo. *Atas*. v.1, p.61-78
- Cavalcante J.C., Cunha H.C.S., Chierigati L.A., Kaefer L.Q., Rocha J.M., Daitx E.C., Coutinho M.G.N., Yamamoto K., Drumond J.B.V., Rosa D.B., Ramalho R. 1979. *Projeto Sapucaí - Estados de Minas Gerais e São Paulo. Relatório Final de Geologia*. Brasília, DNPM/CPRM, 299 p. (Série Geologia 5, Seção Geologia Básica 2).
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A.(Edts.), Tectonic Evolution of South America*, 31 Int. Geol. Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p.231-264.
- Ebert H.D., Chemale Jr. F., Babinsky M., Artur A.C., Schmus, W.R.V. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, **15** (3), p. 688-699.

- 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. *Rev. Bras. Geoc.* **36**(3). p. 426-436.
- Fernandes A.J. 1991. As unidades regionais do complexo embu e seu embasamento, no leste do estado de são paulo. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, Atas*, p.501-508.
- Fernandes A.J., Campos Neto M.C., Figueiredo M.C.H. 1990. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. *In: SBG Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Anais*, p.2755-2763.
- Fontainha M.V.F. 2010. Mapeamento Geológico da região de Gonçalves, Folha Paraisópolis. Monografia de Graduação. Instituto de Geociências. Departamento de Geologia – UFRJ. 66p.
- Fuck R.A., Pimentel M.M. & Silva J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *In: SBG Cong. Bras. Geol., Camboriú. Anais*, **1**, 215-216.
- Hackspacher P.C., Ribeiro L.F.B., Ribeiro M.C.S., Fetter A.H., Hadler Neto J.C., Tello C.A.S., Dantas E.L. 2004. Consolidation and breakup of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and denudation histories. *Gond. Res.*, **7**, p.91-101.
- Hasui Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste da capital paulista. *Bol. IG.*, São Paulo. **6**, p.95-107
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F. de. 1984. Província Mantiqueira; setor central. *In: Almeida F.F.M. de & Hasui Y. (Coords.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher. p.308-344.*
- Heilbron M., Mohriak W., Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H. & Tupinambá M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margim of Brazil. *In: Mohriak W.U. & Talwani M. (Eds). Atlantic rifts and continental margins. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115; 1-32.*
- Heilbron M., Pedrosa Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J. & Janasi V.A. 2004. 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. São Paulo; BECA, p. 203-234*

- Janasi V.A. 1999. *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 304p.
- Le Bas M.J & Streckeisen A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London* **148**, 825-833
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Loguércio S.O., Ramalho R. 1984. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E (coords.) Geologia do Brasil*, Brasília, DNPM pp. 251-303.
- Matos G.C. 2008. *A Evolução Estrutural, o Metamorfismo e o Magmatismo Neoproterozóico de uma área que abrange as folhas Itajubá e Delfim Moreira, sul de MG*. Dissertação de Mestrado - UFRJ - Instituto de Geociências - Departamento de Geologia.
- Pereira R.M., Ávila C.A., Moura C.A.V.. 2001. Geologia da região entre Resende e São José do Barreiro e idade Pb/Pb do Granito Funil, segmento Central da Faixa Ribeira (RJ-SP). *Brasil Geociências*. **20**. p. 37-48
- Peternel R.M.N., Trouw R.A.J., Schmitt R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **35**. P. 297-310.
- Peternel R.M.. 2005. *Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira na Região entre Caxambu e Pedralva, Sul de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ 148 p.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1992. Idade do metariolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr. *Acad. Bras. Ciên.* **64**. P. 19-28.
- Reis, R., Fontainha, M.V., Vinagre, R.V.C. & Trouw, R.A.J. 2010. Mapeamento geológico da Folha Monteiro Lobato *in: 45° Congresso Brasileiro de Geologia*. Inédito.
- Santoro, E. 1998. *Evolução geológica do Pré-Cambriano da região de Santo Antônio do Pinhal, SP: Importância tectônica das zonas de cisalhamento*. Tese de Doutorado; Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 153 pp

- Sibson, R.H., 1977. Fault Rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lon.* 133: 191-213
- Streckeisen A. L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H. 1, 1-15.
- Tassinari C.C.G., Kawashita K., Schumuss, R.V., Taylor P.N. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção Sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. *In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, BELÉM. *Anais*, v.6, p. 2840-2848
- Trouw C.C. 2008. *Mapeamento da folha Virgínia (1:50.000) MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircões e interpretação geotectônica*. Tese de Doutorado - UFRJ - Instituto de Geociências - Departamento de Geologia. RJ. 134 p.
- Trouw R. A. J., Paciullo F. V. P., Ribeiro A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande Reinterpretada com Zona de Interferência Entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *In: SBG Cong. Bras. de Geologia.*, 38, Balneário Camboriú, SC. *Bol. Res. Exp*, v. 3, p. 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: In: CORDANI, U. G. et al. Tectonic Evolution in South America*. Rio de Janeiro, p. 287- 310.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J. & Simões L.S., 2004. U-Pb Geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, **130**, p. 27-55.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H. & Trouw R. A. J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil and early assembly of Gondwana. *In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B. & De Wit M.J. (Eds) West Gondwana*. p. 211-238.
- Vlach S.R.F. 2001. Microprobe monazite constraints for an Early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, southeastern Brazil. *In: Simpósio Sudamericano de Geologia Isotópica*, 3., 2001. Pucón. Sociedade Geológica do Chile e Codelco Chile. *Atas*. p. 265-268

Vinagre R. 2010. *Geologia, geoquímica e geocronologia da folha Campos do Jordão 1:50.000, divisa dos estados de Minas Gerais e São Paulo*. Dissertação De Mestrado – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia. 90 p.

Wernick E., Penalva F. 1980. Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). *Ver. Bras. Geoc.*, **10**(1), p. 43-62

Williams H., Turner F.J., Guilbert C.M. 1982. *Petrography*. Ed. W H. Freenman, San Francisco, California, USA. 2nd Edition. 626p.

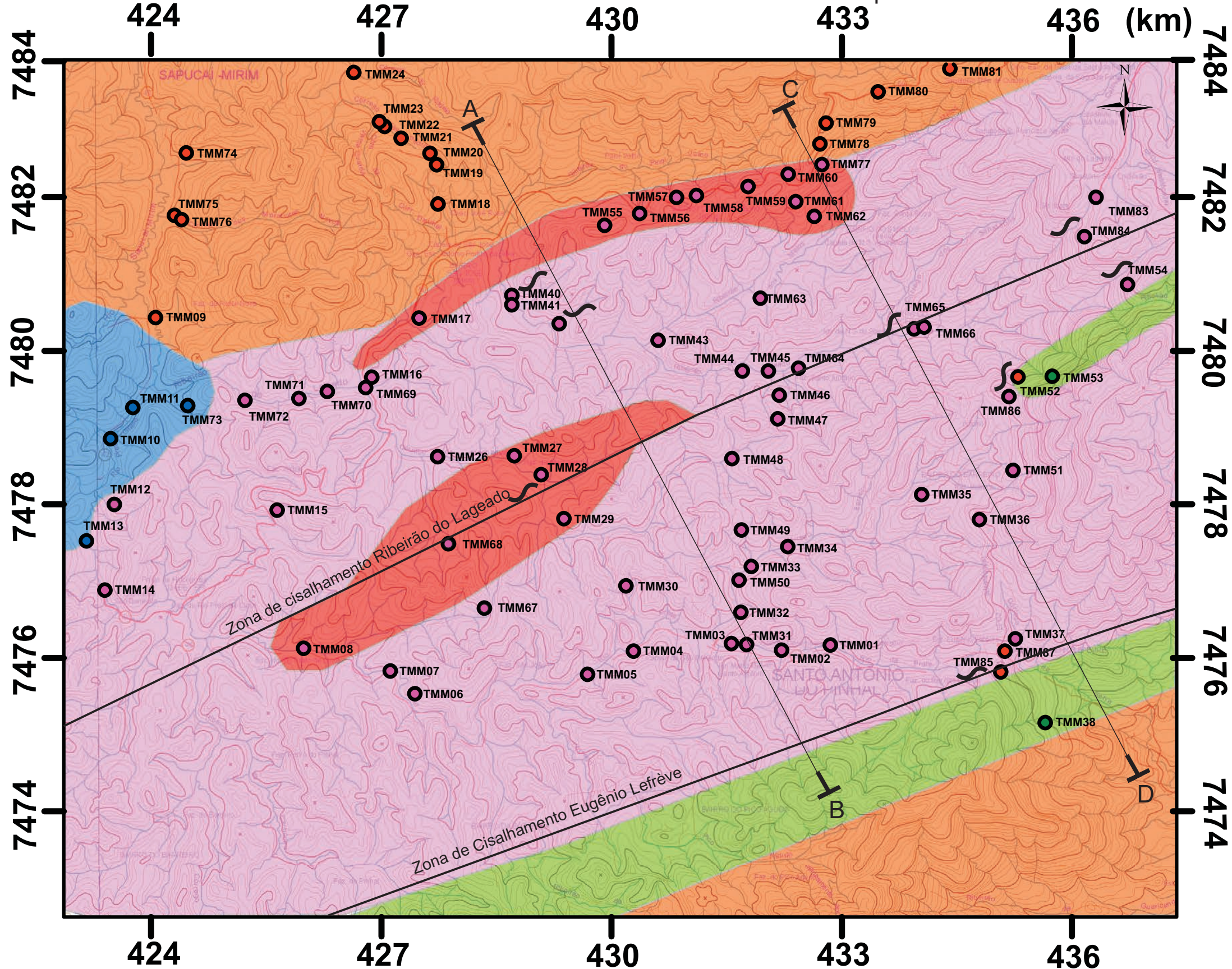
APÊNDICES

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

MAPA DE PONTOS E GEOLÓGICO - APÊNDICE A TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Mariana Meirelles Lima da Silva

Orientador: Rudolph Trouw



Legenda:

Pontos e suas respectivas unidades:

- Máfica-Ultramáfica Ponte Nova
- Migmatito de injeção
- Suíte Serra Preta
- Delfim Moreira
- ~ Locais com ocorrência de milonitos

Litologias:

Máfica-Ultramáfica Ponte Nova (Cretáceo):

● Rochas máficas e ultramáficas alcalinas - olivina gabro norito e olivina gabro.

Suíte Serra Preta (Neoproterozóico):

● Granito fino heterogêneo ou levemente foliado.

● Sienogranitos a monzogranitos porfiríticos com enclaves dioríticos e anfibolíticos.

● Migmatito de injeção

Gnaiss/xisto Araucária:

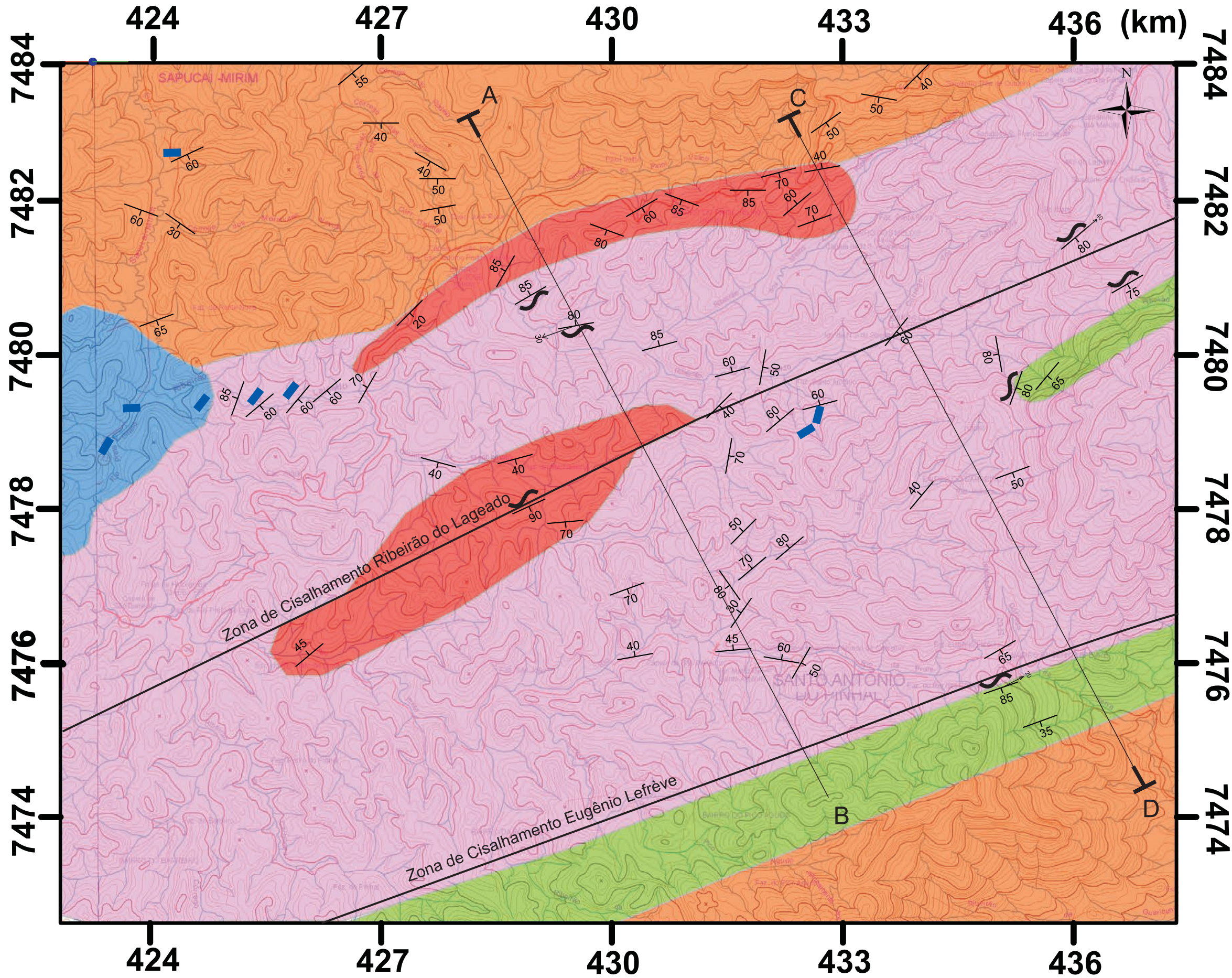
● Granada gnaisses intercalados a biotita xisto, com ocorrências de lentes decimétricas a métricas de anfibolito, rocha calcissilicática, quartzo-granadito e quartzito. Biotita-muscovita xisto intercalado a rochas calcissilicáticas.

— Zonas de cisalhamento

Escala:



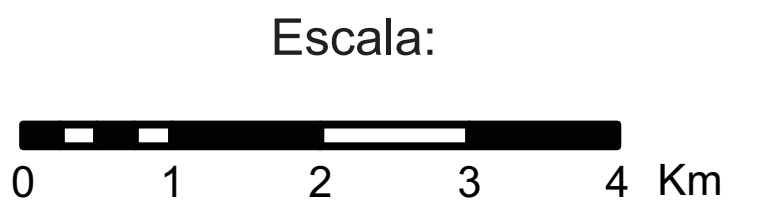
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL - APÊNDICE B
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
 Mariana Meirelles Lima da Silva
 Orientador: Rudolph Trouw



- Legenda:**
- Foliação ou xistosidade das camadas
 - Foliação milonítica
 - Lineação de estiramento mineral

- Litologias:**
- Máfica-Ultramáfica Ponte Nova (Cretácea):
 - Rochas máficas e ultramáficas alcalinas - olivina gabro norito e olivina gabro.
 - Suíte Serra Preta (Neoproterozóico):
 - Granito fino heterogêneo ou levemente foliado.
 - Sienogranitos a monzogranitos porfíricos com enclaves dioríticos e anfibolíticos.
 - Migmatito de injeção
 - Gnaisse/xisto Araucária:
 - Granada gnaisses intercalados a biotita xisto, ocorrências locais de lentes decimétricas a métricas de anfibolito, rocha calcissilicática, quartzo-granadito e quartzito. Biotita-muscovita xisto intercalado a rochas calcissilicáticas.
 - Zonas de cisalhamento

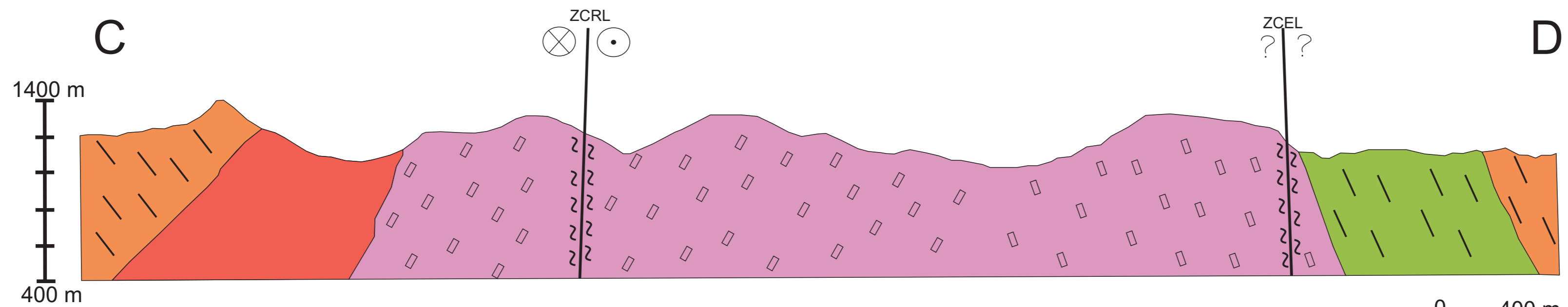
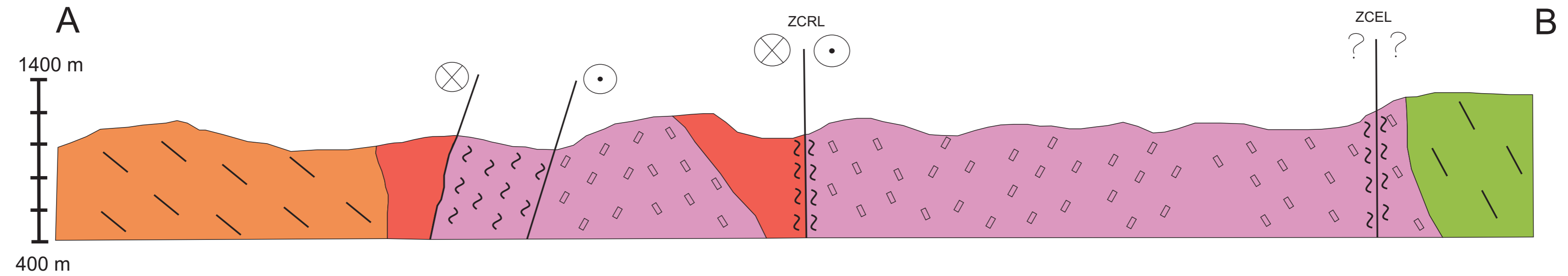
Diques alcalinos



Apêndice C

Seção Geológica da Área

Local da seção indicado no mapa geológico

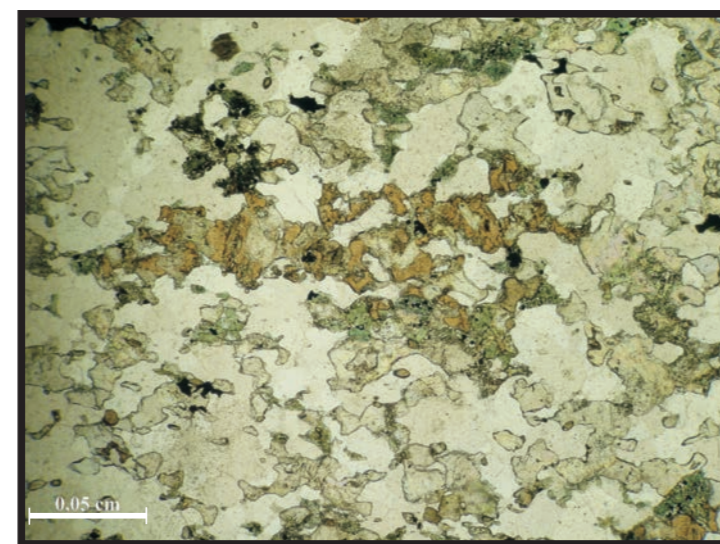
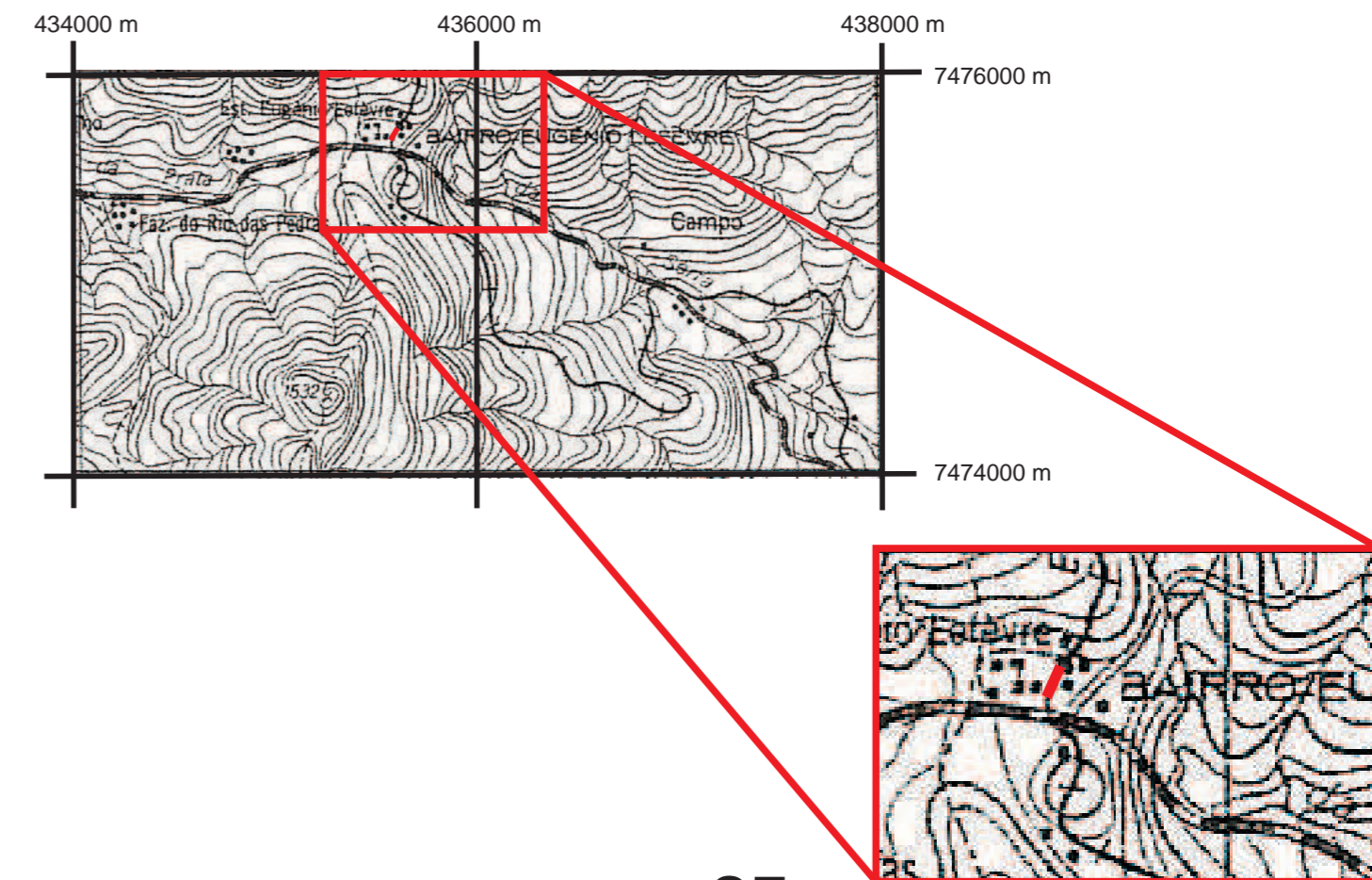


- Legenda:**
- Rocha milonítica
 - Movimento para fora da folha
 - Movimento para dentro da folha
 - Movimento desconhecido
 - ZCRL - Zona de Cisalhamento Ribeirão do Lageado
 - ZCEL - Zona de Cisalhamento Eugênio Lefrève
- Suíte Serra Preta:**
- Granito fino homogêneo ou levemente foliado
 - Sienogranitos a monzogranitos porfiríticos
 - Migmatito de injeção
- Gnaíse/xisto Araucária**
-

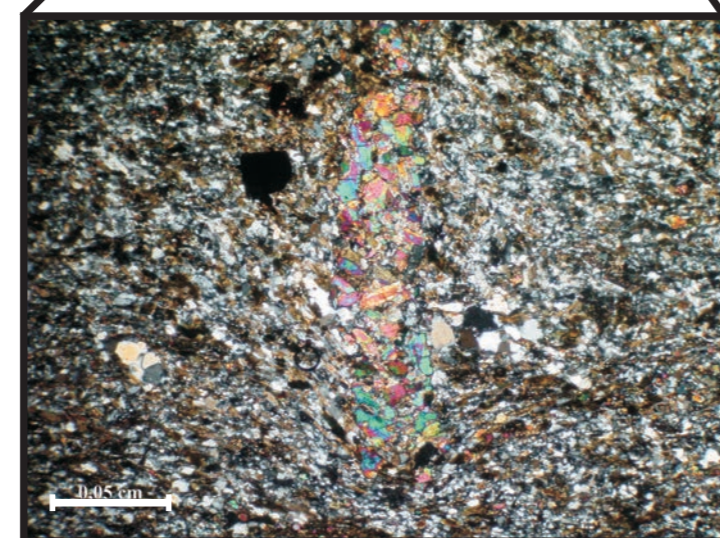
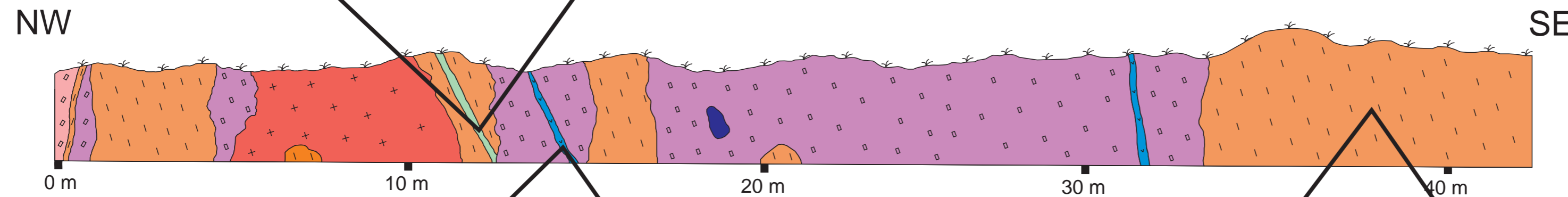
Apêndice D - Parte I

Seção Geológica

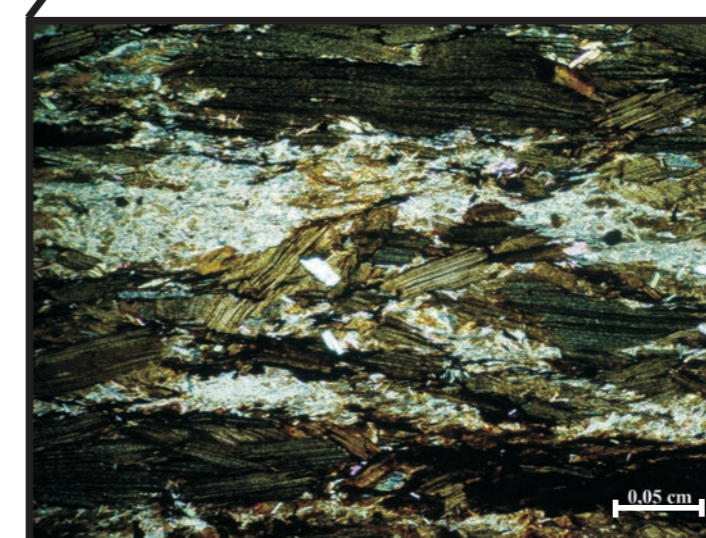
Ferrovia Campos do Jordão



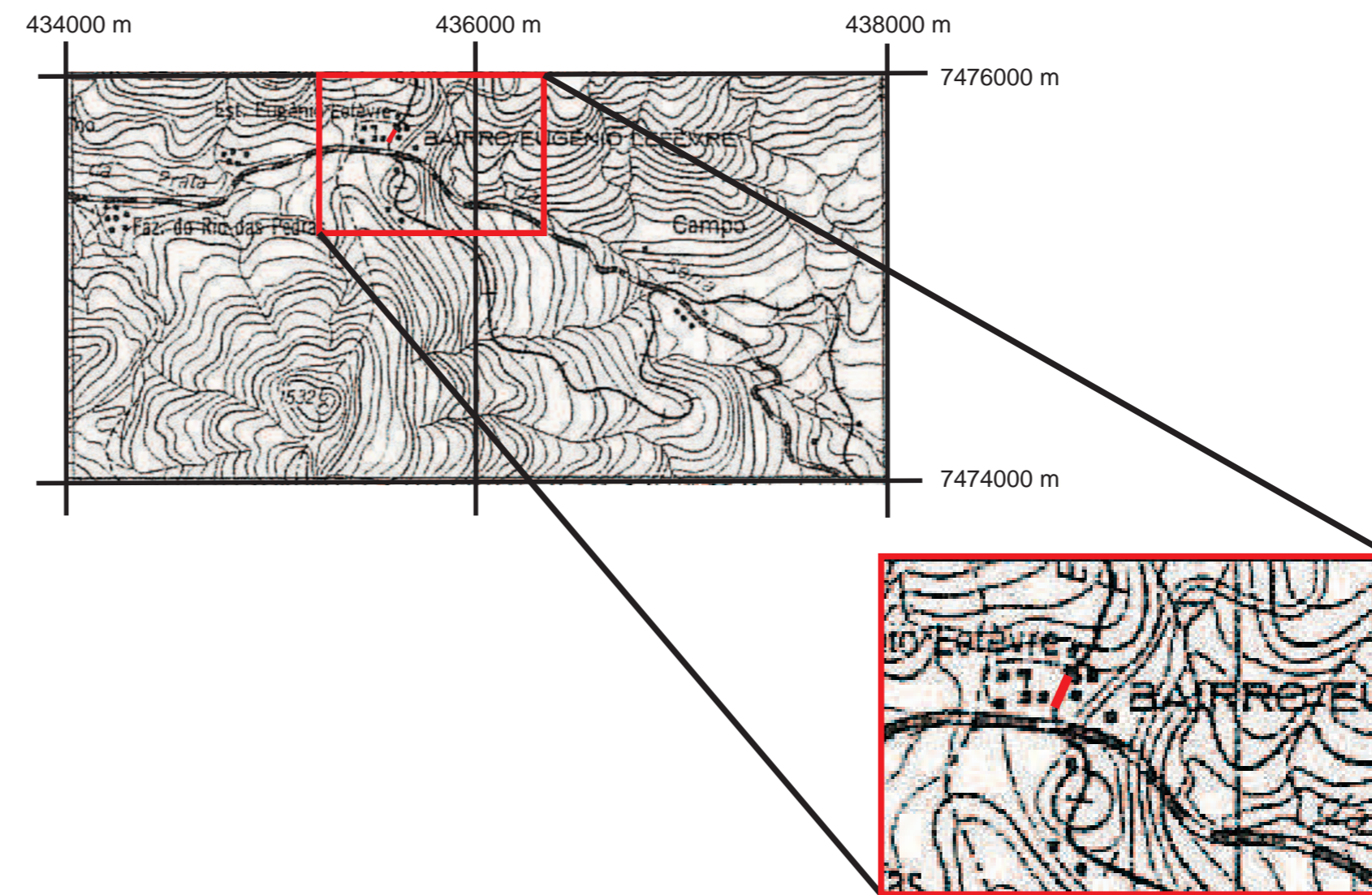
Fotomicrografia com nicóis descruzados de calcissilicática do Ponto TMM 87 mostrando no centro granadas e anfibólio.



Fotomicrografia com nicóis cruzados de rocha metaígneia do Ponto TMM 87 onde é possível observar mineral sendo substituído por epidoto ao centro.



Fotomicrografia com nicóis cruzados mostrando aparência geral do biotita-muscovita xisto.

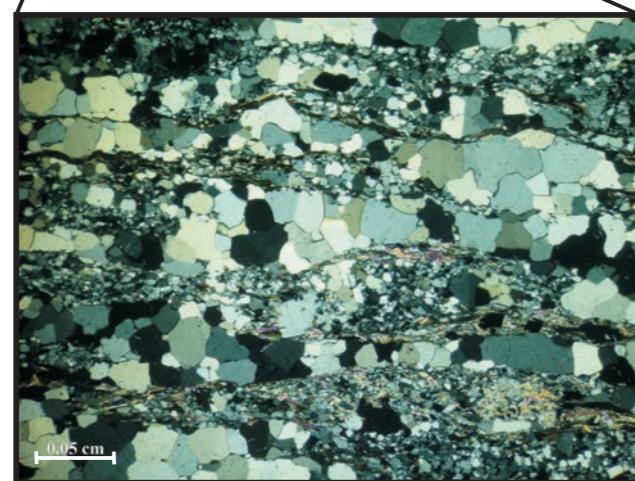
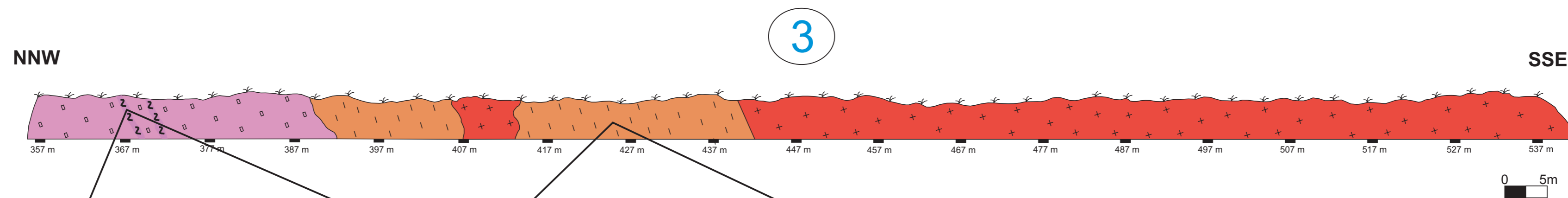
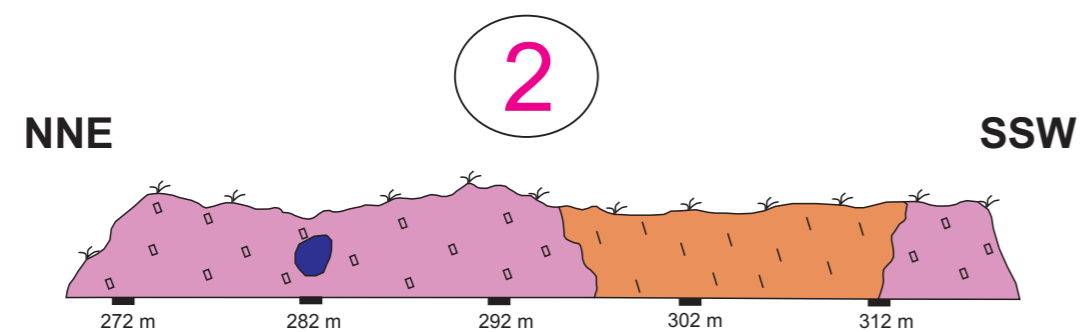
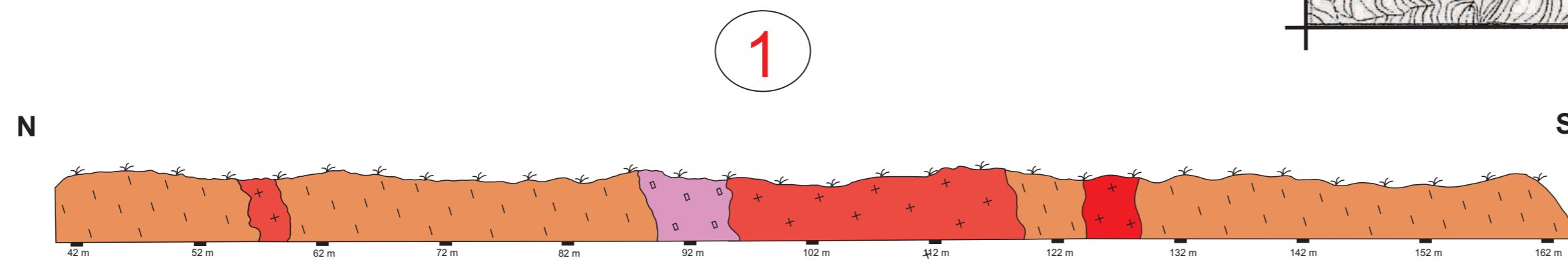
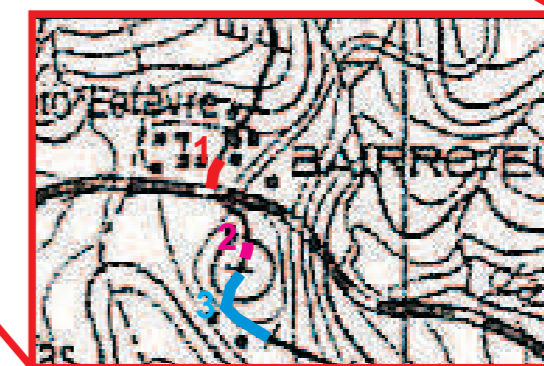
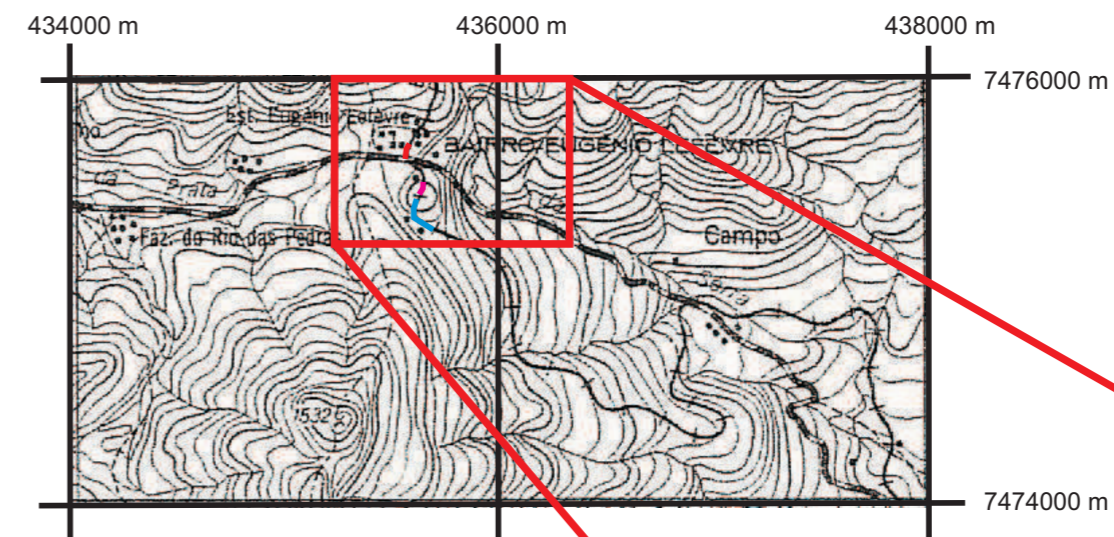




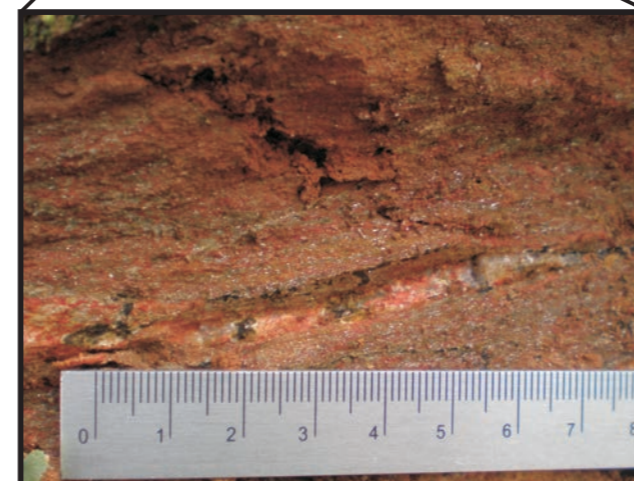
Apêndice D - Parte II

Seção Geológica

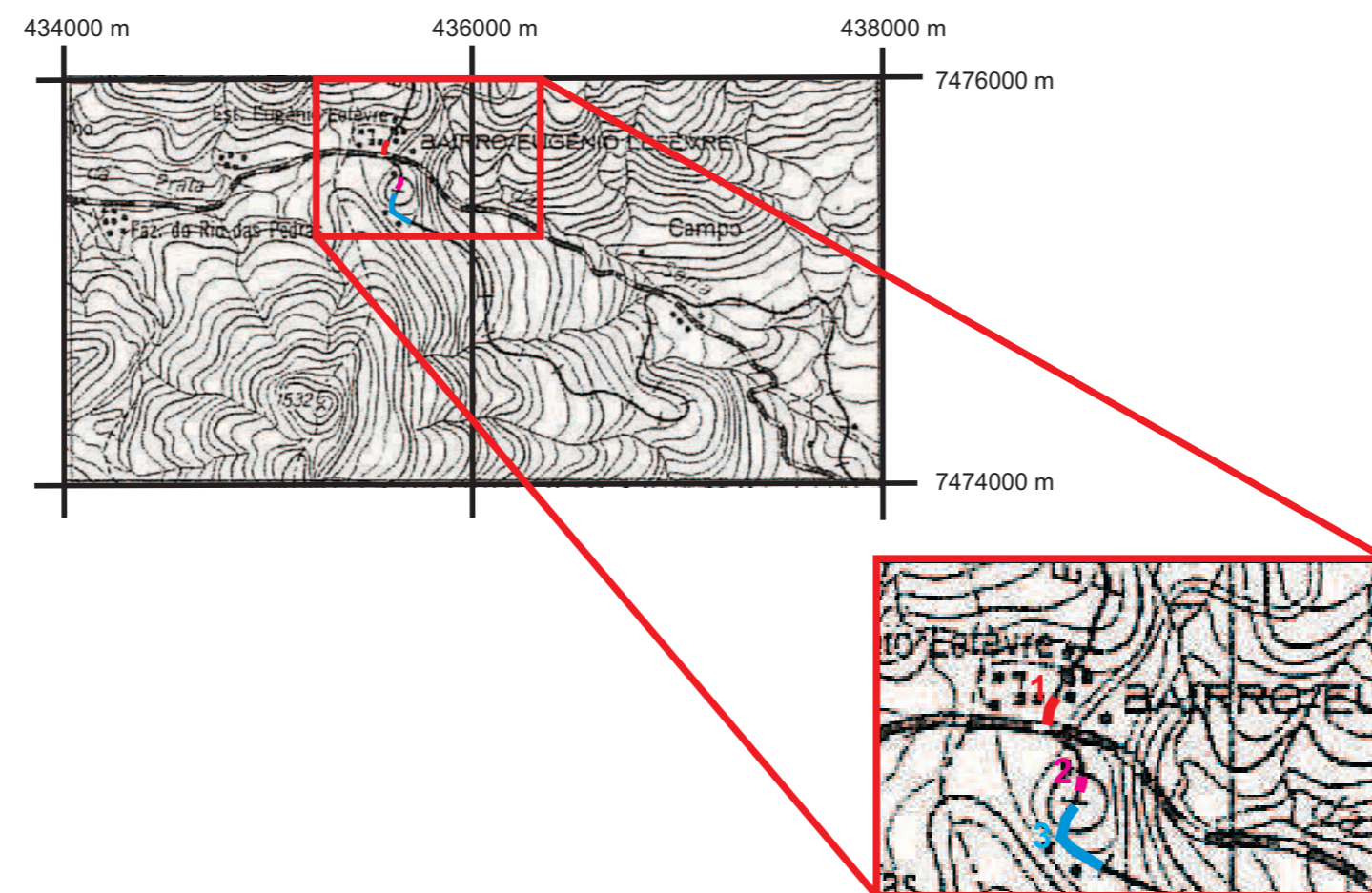
Ferrovia Campos do Jordão



Fotomicrografia do milonito deste ponto. Pode-se observar as fitas de quartzos intercaladas a uma matriz fina.



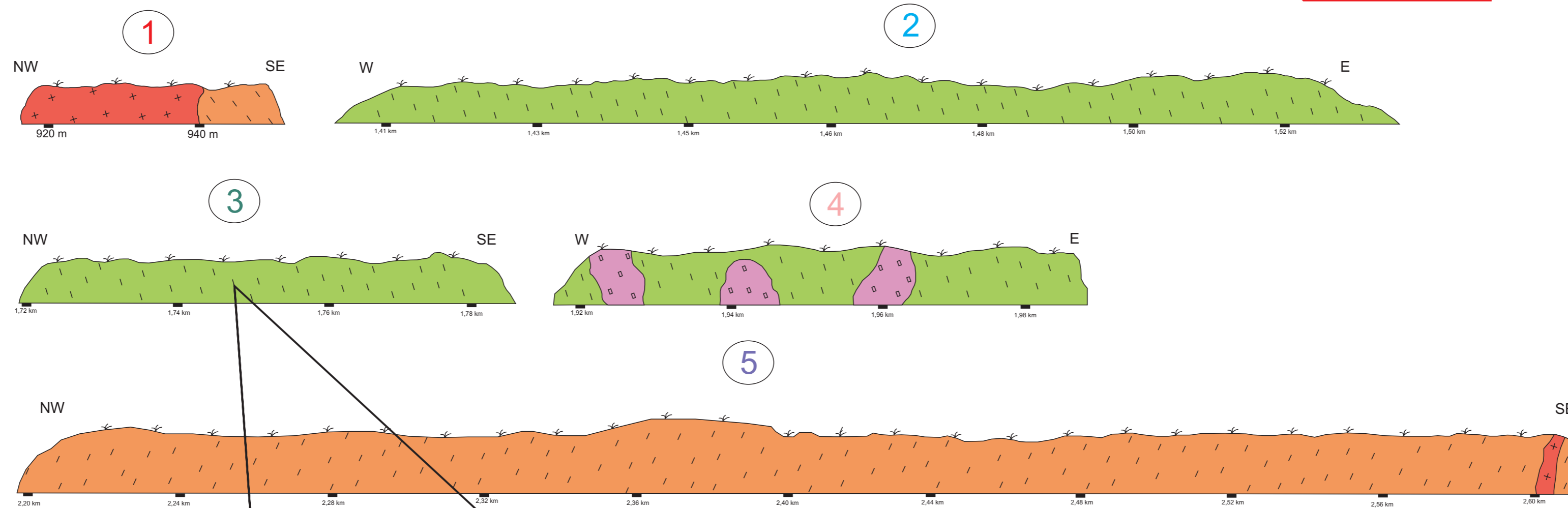
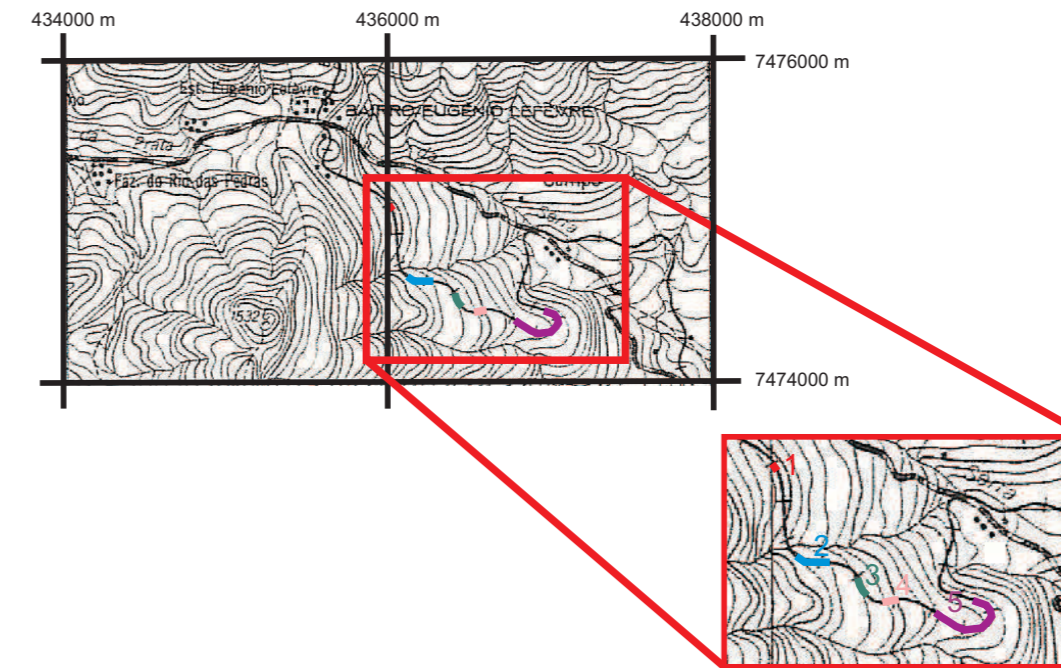
Fotografia mostrando o aspecto do biotita-muscovita xisto em afloramento. Observa-se o tom avermelhado característico devida alteração das biotitas.



Apêndice D - Parte III

Seção Geológica

Ferrovia Campos do Jordão



0 0,04 km



Migmatito mostrando bandamento composicional.

Legenda:

- | | | | |
|--|---------------------------|--|--------------------------------|
| | Rocha milonítica | | Migmatito |
| | Dique alcalino | | Gnaise/xisto Araucária: |
| | Suíte Serra Preta: | | Biotita-muscovita xisto |
| | Granito | | Rocha calcissilicática |
| | Ortogneisses porfiríticos | | |
| | Enclaves máficos | | |