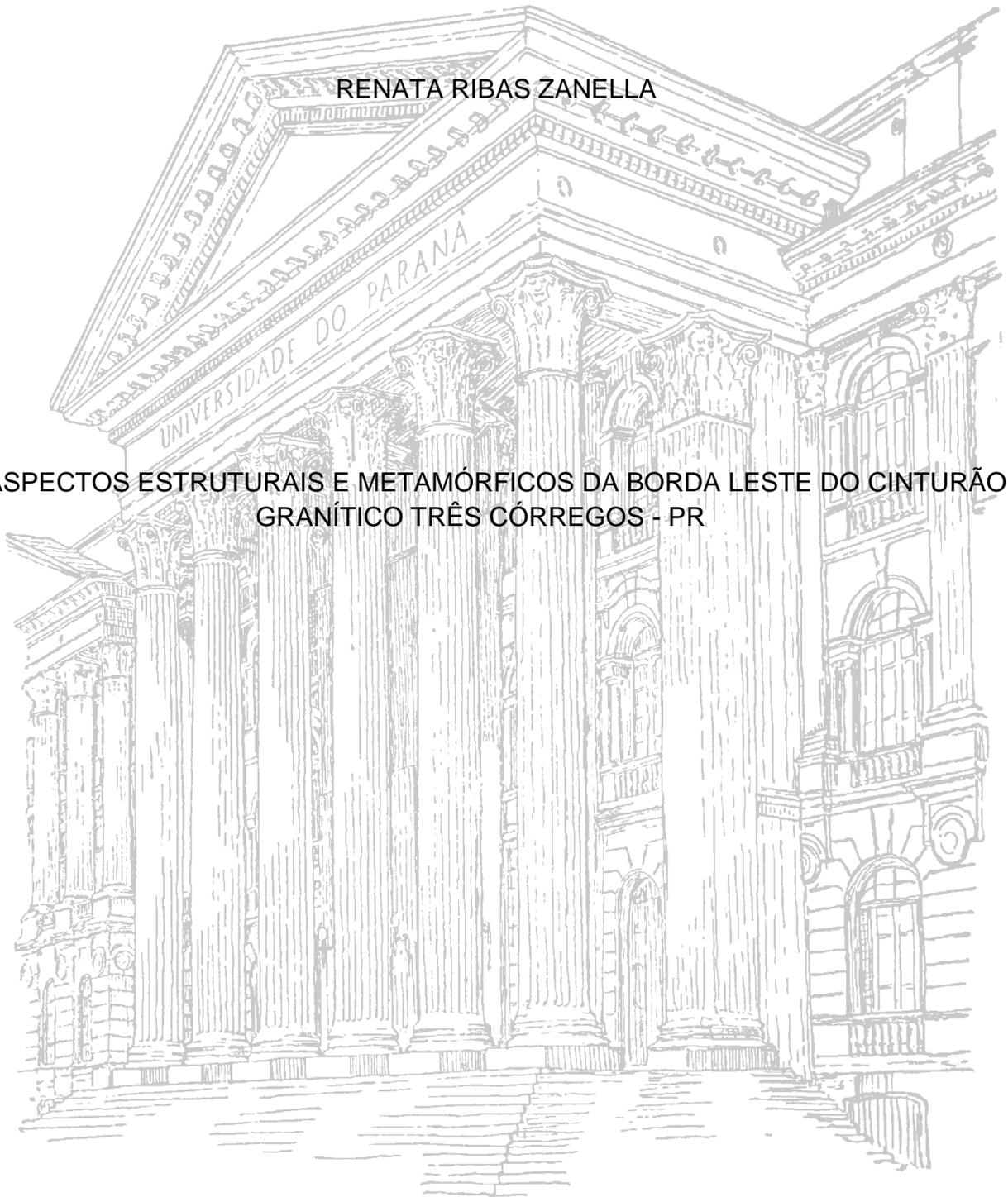


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RENATA RIBAS ZANELLA

ASPECTOS ESTRUTURAIS E METAMÓRFICOS DA BORDA LESTE DO CINTURÃO
GRANÍTICO TRÊS CÔRREGOS - PR



CURITIBA
2016

RENATA RIBAS ZANELLA

ASPECTOS ESTRUTURAIS E METAMÓRFICOS DA BORDA LESTE DO
CINTURÃO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS - PR

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Geologia, no
Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de
Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA
2016

Z28a

Zanella, Renata Ribas

Aspectos estruturais e metamórficos da borda leste do cinturão granítico
Três Córregos - PR/ Renata Ribas Zanella. – Curitiba, 2016.
156 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da
Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2016.

Orientador: Leonardo Fadel Cury .
Bibliografia: p. 145-150.

1. Geologia estrutural. 2. Metamorfismo (Geologia). 3. Três Córregos
(PR). I. Universidade Federal do Paraná. II. Cury, Leonardo Fadel. III. Título.

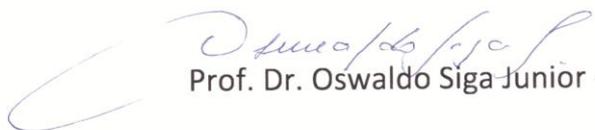
CDD: 551.8

TERMO DE APROVAÇÃO

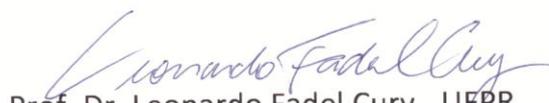
RENATA RIBAS ZANELLA

“Aspectos estruturais e metamórficos da borda leste do cinturão granítico Três Córregos - PR.”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:


Prof. Dr. Oswaldo Siga Júnior - USP


Prof. Dr. Ossama Mohamed Milad Harara - UFPR


Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury - UFPR
Presidente

Curitiba, 03 de março de 2016.

Dedico esse trabalho àquele que
sempre me deu forças para continuar,
meu Fábio.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Universidade Federal do Paraná, ao programa de Pós-Graduação em Geologia e ao Departamento de Geologia pela oportunidade e infra-estrutura,

Ao meu orientador, Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury, pelo apoio e contribuição a este volume.

Agradeço imensamente a banca examinadora da defesa, Ossama Harara e Oswaldo Siga Jr, pelas valiosas contribuições, a serem incorporadas principalmente nos artigos derivados desta dissertação.

À toda equipe LAMIR, técnicos e funcionários, em especial ao Thiago Gomes da Silva e ao Leandro Keiji Maurer Ozahata, pelas dicas e risadas.

Ao pessoal do LABAP, em especial aos coordenadores Fernando Vesely e Bárbara Trzaskos, e aos amigos Leonardo "Coxinha" Barão e Matheus "Liu" Eler.

Agradeço ao LabESed, na pessoa do técnico Daniel Paredes, pelo auxílio na concentração das biotitas, e ao LPGA, prof. Dr. Francisco Ferreira e Luís Gustavo de Castro, pela disponibilização dos dados geofísicos e ajuda no processamento dos mesmos.

Gostaria de agradecer ainda os professores do Departamento de Geologia, em especial a professora Cristina Valle Pinto-Coelho pelos ensinamentos, sobre a vida e sobre minerais, e ao professor Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pela companhia no Mapeamento de Graduação. E um agradecimento especial aos alunos do mapeamento pelos dias cansativos e divertidos.

Agradeço especialmente às pessoas que mais acreditam em mim no mundo, e cujo apoio foi essencial à essa conquista, meus pais Mari e Amauri. Meus exemplos de força e perseverança!

Sem esquecer dos amigos, que em muitos momentos me ouviram falar sobre meu trabalho, eles querendo ou não: Jéssica Ferreira, Yolanda Freitas, Thais Mascote, Will Peyerl, Vanessa Ramos, Bárbara Biasi, Rafael Beruski, Jessica França, Fabiane Acordes, Renatão, Beto Alves, Marcela Fregatto, Mariana Baumgartner e Rafael Bandeira da Costa.

E por fim, agradeço ao meu grande companheiro, Fábio Berton, por sempre me incentivar e me fazer sorrir.

***"É preciso força pra sonhar
E perceber
Que a estrada vai além do que se vê..."***

Além do que se vê - Los Hermanos

RESUMO

Grandes quantidades de rochas graníticas foram geradas durante a evolução do Ciclo Brasileiro, destacando-se o Cinturão Granítico Três Córregos (CGTC), um dos maiores e mais importantes complexos ígneos do Neoproterozoico, intrudido nos metassedimentos Mesoproterozóicos da Formação Água Clara. A caracterização litológica e a análise da espacialização das unidades da área de estudo, bem como suas relações de contato, permitiu a separação de duas associações litológicas: uma constituída por rochas calciossilicáticas, nas regiões de Volta Grande e do rio dos Monos; e outra composta por mármore calcítico intercalados a carbonato xistos e filitos, na região do Alto Açungui. O contato entre as duas associações é marcado por zonas de cavalgamento e ocorrência de corpo significativo de ortoanfibolito. O padrão estrutural observado nessas rochas é caracterizado por uma clivagem ardosiana a xistosidade contínua S_1 , subparalela ao bandamento composicional, observada nos micrólitos de foliação S_2 . A primeira foliação apresenta microcrenulações assimétricas e desarmônicas. O desenvolvimento de S_2 se faz em uma sistema de transposição parcial a total de S_1 , resultando em paralelismo entre as duas estruturas. À segunda foliação estão associados corredores miloníticos desenvolvidos em zonas de cavalgamento, onde reconhece-se o caráter milonítico desta foliação. Indicadores cinemáticos nos corredores de deformação indicam vergência do movimento para sudeste. O desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Morro Agudo originou uma terceira foliação S_3 , não penetrativa, de caráter milonítico, caracterizada por planos anastomosados verticais. Para melhor entendimento do contexto estrutural, os dados foram distribuídos e tratados em três diferentes setores com situações geológicas distintas, o Setor I (Volta Grande) é caracterizado por meganclaves metassedimentares, com intensa intercalação com termos graníticos, cujos dados estruturais, com direção média N55E e moderados valores de mergulho ($\sim 60^\circ$) sugerem tratar-se de lascas desconectadas por ação tectônica durante a ascensão magmática, mantendo a orientação concordante com o limite do corpo granítico e orientação das foliações metassedimentares concordante com o padrão geral da área de estudo. No Setor II (rio dos Monos) observa-se que o contato do granito apresenta traço irregular, com inúmeras reentrâncias, acompanhando o traçado de uma dobra anticlinal cilíndrica, com eixo de direção aproximada N40W, condicionando fortemente a espacialização das unidades metassedimentares nessa região, configurando significativa variação local dos tensores, ocasionado pela busca de espaço quando da intrusão dos termos graníticos (Fácies São Sebastião e Arrieiros-Cerro Azul). O Setor III, do Alto Açungui, é caracterizado pelo contato do CGTC com as encaixantes da Formação Água Clara com delineado regular, contudo ainda sinuoso, onde em campo predominam estruturas com direção média N65E, com baixo ângulo de mergulho, com máximos em torno de 45° . Avaliando o contexto geral, na borda centro-leste do CGTC foram reconhecidas diferentes fácies metamórficas na área de estudo, com variação nas zonas interpretadas como variações no campo de estabilidade devido à influência do acréscimo de temperatura, sendo identificados três eventos metamórficos, com paragêneses que permitem reconhecer as fácies Anfibolito (i) Zona da Silimanita; (ii) Zona da Estaurolita; e Xisto Verde, (iii) Zona da Almandina,

(iv) Zona da Biotita e (v) Zona da Clorita. A distribuição destas fácies não permite reconstruir isógradas em toda área de estudo, sendo que apenas na porção sul, na região do Alto Açungui, podem ser observadas paragêneses distribuídas em uma aparente auréola. O primeiro evento metamórfico M_1 é reconhecido por minerais associados à S_1 , observados apenas em micrólitos da S_2 . As condições de P-T entre S_1 e S_2 são na maioria das vezes semelhantes, sendo possível separar esses dois eventos apenas pelos seus aspectos microtectônicos. O segundo evento metamórfico, M_2 , é caracterizado por uma grande variação do grau metamórfico na área de estudo, desde fácies Xisto Verde zona da Biotita até pelo menos a fácies Anfibolito superior. Os registros de paragêneses da fácies anfibolito, zona da estauroлита estão localizados em regiões distantes do contato com os granitos, sendo aparentemente controlados pela presença de zonas de cisalhamento de baixo ângulo. A ocorrência de paragêneses compatíveis com a zona da Silimanita em rochas pelito-aluminosas e calciossilicáticas (com o desenvolvimento de diopsídio), e a relação dos aspectos petroTECTônicos dos granitos do CGTC com suas encaixantes, bem como os padrões estruturais de granitos e metassedimentos concordantes em cada setor, podem ser explicados pela sobreposição, ao menos parcial, entre os eventos de instalação do CGTC e do desenvolvimento das zonas de cisalhamento, indicando que os processos iniciais de abertura de espaço para a colocação do CGTC estão relacionados à tectônica de baixo ângulo.

Palavras-chave: Cinturão Granítico Três Córregos; granito sin-tectônico, alojamento de arco magmático; tectônica de baixo ângulo; análise estrutural.

ABSTRACT

The Brazilian Cycle represents an important tectonic event in the South American Pre-Cambrian geological history. During the Neoproterozoic stages of this cycle, in the southern domain of the Ribeira Belt, large amounts of granitic rocks were formed in different tectonic conditions. Amongst these granites, the Três Córregos Granitic Belt, intruded in metasediments from the Mesoproterozoic Água Clara Formation, displays a complex and polyphasic evolution that involves variable tectonic conditions during the emplacement. The present research suggests that the emplacement of part of the granitic complex, in its eastern border, is related to an early low-angle tectonic event, prior to the stage of emplacement associated to transcurrent shear zones. For the study of the evolution of the granitic complex and related wall rocks, an integrated approach was applied, using classic structural and petrotectonic analysis, and geophysical data interpretation. Two granitic units are recognized both in field works and in gamma-spectrometric maps: the São Sebastião unit, composed by porphyritic monzogranites and porphyritic quartz monzonites, and with a relative high K signature in gamma-spectrometric maps; and the Arrieiros-Cerro Azul unit, mainly composed by porphyritic monzogranites and porphyritic syenogranites, with lower K values in the gamma-spectrometric data. The lithological characterization of the wall rocks, their spatial distribution and contact relations allowed the proposal of two lithologic associations separated by a major thrust fault: one composed by calc-silicatic rocks, and another composed by calcitic marbles intercalated with carbonatic schists and phyllites. The structural pattern observed in the metasediments of both associations is characterized by two high-penetrative foliations: a continuous crenulated foliation (S_1) parallel to the compositional banding and preserved only in the microlitons of the second foliation; and a S_2 foliation locally associated to thrust shear zones, that partially to totally transposes S_1 , paralleling the structures. Kinematic indicators of the thrust zones show a movement trend to southeast. A third, non-penetrative milonitic foliation featured by vertical anastomosing surfaces, is associated to the transcurrence of the Morro Agudo Shear Zone. In the granitic rocks, a non-penetrative magmatic-flow foliation defined by the orientation of K-feldspar megacrystals and mafic minerals was also identified, displaying variable intensities of mineral imbrication. The structural analysis of both granitic and wall rocks allowed the definition of three structural sectors, with different geological patterns. Sector I comprises metasedimentary mega-enclaves intercalated with granitic rocks, where the structural data shows an average direction of N55E, and moderate dip values (60°), suggesting that this spall was disconnected by tectonic forces acting during the magmatic ascent. In Sector II, irregular contacts between granite and wall rocks are observed, following the pattern of a cylindrical fold, with an N40W approximated axis. This fold reflects a huge variation of the local strain, as a result of the opening of space to the intrusion of the granitic terms (São Sebastião and Arrieiros-Cerro Azul granitic units). The third sector is characterized by linear-to-sinuuous contacts between the granitic terms and the wall rocks, where structures with an average direction of N65E and dip values of around 45° were observed. Two major metamorphic events were recognized in the wall rocks, separated from each other only by their microtectonic aspects. The first (M_1) is associated to foliation S_1 and displays very

similar P-T conditions to those assigned to foliation S_2 . The second event (M_2) shows wide variations of the metamorphic grade, from Greenschist facies to Amphibolite facies. The paragenesis records of the Amphibolite facies (Staurolite zone) associated with the event M_2 , are located in areas distant from the granite borders, and apparently are associated to low-angle shear zones. The paragenesis associated to the Sillimanite zone is explained by the conjunction of a stage of installation of the granite complex and the development of low-angle shear zones, indicating that the initial process of emplacement of the Três Córregos Granitic Belt is related to low-angle tectonics. This results differs from the classic model of emplacement of this granitic belt, which considered that the intrusion was associated to high-angle transcurrent shear zones.

Key-words: Três Córregos Granitic Belt; syn-tectonic granite; magmatic arc emplacement; low-angle tectonic; structural analysis.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1: Localização da área de estudos	3
Fig. 2.1: Mapa geológico simplificado do Cinturão Ribeira	6
Fig. 2.2: Mapa geológico simplificado do Terreno Apiaí	8
Fig. 2.3: Diagramas discriminantes dos litotipos do CGTC	14
Fig. 2.4: Diagrama QAP dos litotipos do CGTC	15
Fig. 2.5: Diagramas de média ponderada e de frequências de dados geocronológicos Pb-Pb das unidades graníticas Arrieiros-Cerro Azul e são Sebastião de Prazeres Filho, 2005	20
Fig. 3.1: Modelos de ascensão diapírica associada a <i>ballooning</i> e associada à grandes zonas de cisalhamento na instalação final dos plútons.	23
Fig. 3.2: Bloco diagrama da associação entre estruturas que podem ocasionar abertura de espaço para instalação granítica em modelo de tectônica compressiva.	24
Fig. 3.3: Grau de descontinuidade entre estruturas observadas no interior de corpos graníticos e nas encaixantes.	26
Fig. 5.1: Mapas aerogamaspectométricos para potássio e composição ternária dos três radionuclídeos da área de estudo	34
Fig. 5.2: Agrupamento das unidades litoestratigráficas em associações litológicas	36
Fig. 5.3: Mapa esquemático com a espacialização geográfica das associações litológicas propostas, balizado por mapas aerogamaespectométricos de potássio	37
Fig. 5.4: Mapas de detalhe das unidades constituintes das associações litológicas	38
Fig. 5.5: Litologias constituintes da unidade " <i>Calciossilicática com intercalações de carbonáticas</i> "	40
Fig. 5.6: Principais termos xistosos constituintes da unidade " <i>Estaurolita-muscovita-biotita xisto</i> "	41
Fig. 5.7: Aspectos característicos em campo dos constituintes da unidade " <i>Granada-muscovita xisto</i> "	42
Fig. 5.8: Amostra de calciossilicática com bandamento textural e composicional e níveis de actinolita fibrorradiada, característica da unidade " <i>Calciossilicática bandada</i> "	44
Fig. 5.9: Quartzito com níveis de concentração de filossilicatos, característico da unidade " <i>Quartzito puro</i> "	44
Fig. 5.10: Aspectos macroscópicos da unidade " <i>Mármore calcítico bandados</i> "	46
Fig. 5.11: Variações texturais e estruturais nas rochas da unidade " <i>Ortoanfíbilito</i> "	48
Fig. 5.12: Aspecto do bandamento entre mármore calcítico e carbonato xisto da unidade " <i>Mármore</i> "	50
Fig. 5.13: Amostra de quartzito puro, de textura granoblástica, da unidade " <i>Quartzito</i> "	51

Fig. 5.14: Rochas constituintes da unidade " <i>Calciossilicática com intercalações de mármore</i> "	52
Fig. 5.15: Aspectos macroscópicos dos constituintes da unidade " <i>Quartzomuscovita xisto</i> "	53
Fig. 5.16: Aspectos macroscópicos dos constituintes da unidade " <i>Filitos com intercalações de mármore</i> "	54
Fig. 5.17: Principais características macroscópicas da unidade " <i>Muscovita hornfels</i> "	55
Fig. 5.18: Principais aspectos macroscópicos da <i>fácies São Sebastião</i>	58
Fig. 5.19: Foliação magmática originada por fluxo observada em biotita hornblenda monzogranito da <i>fácies São Sebastião</i>	59
Fig. 5.20: Zona de cavalgamento, com deformação centimétrica no contato entre monzogranito porfirítico da <i>fácies São Sebastião</i> e quartzomuscovita xisto <i>hornfels</i>	60
Fig. 5.21: Amostra representativa da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i> , hornblenda monzogranito porfirítico	61
Fig. 5.22: Relações de contato entre <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i> e encaixantes	62
Fig. 5.23: Contato entre monzogranito inequigranular e carbonato xisto intercalado a mármore calcítico, com desenvolvimento de caolin	63
Fig. 5.24: Contato por cavalgamento entre monzogranito porfirítico e calciossilicática, com <i>boudins</i> de granito em meio à calciossilicática	64
Fig. 5.25: Relações de contato entre constituintes da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	65
Fig. 5.26: Amostra da <i>fácies</i> subvulcânica félsica do Granito Taici	66
Fig. 5.27: Quartzo sienito inequigranular do Granito Piedade	67
Fig. 5.28: Amostra de dacito pórfiro, com fenocristais de plagioclásio	68
Fig. 5.29: Decomposição esferoidal observada nos diques de diabásio	69
Fig. 5.30: Ocorrências de depósitos aluvionares recentes	70
Fig. 6.1: Mapa geológico simplificado com a divisão dos setores estruturais	73
Fig. 6.2: Foliação S_1 contínua e crenulada	76
Fig. 6.3: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área da foliação S_1 para cada setor estrutural	77
Fig. 6.4: Evolução do sistema de transposição da foliação S_1 pelo desenvolvimento de S_2	79
Fig. 6.5: Foliação S_2 , com evidências de associação com cavalgamentos, e sua relação geométrica com a foliação S_1	80
Fig. 6.6: Nível de quartzo rotacionado pelo desenvolvimento da foliação S_2 em rocha calciossilicática, paralelo ao contato com monzogranito porfirítico da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	81
Fig. 6.7: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área da foliação S_2 para cada setor estrutural	82
Fig. 6.8: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área dos polos de planos foliações S_1 e S_2 da região do rio dos Monos (setor II)	83

Fig. 6.9: Dobras abertas assimétricas afetando planos da foliação S_2 , com desenvolvimento de clivagem disjuntiva	83
Fig. 6.10: Perfil B-B', na região do rio dos Monos, com direção SW-NE, mostrando os contatos do granito com as encaixantes concordantes com a foliação S_2	84
Fig. 6.11: Foliação S_3 anastomosada, milonítica, desenvolvida na faixa de deformação da Zona de Cisalhamento Morro Agudo	84
Fig. 6.12: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área da foliação S_3 , com destaque para área de tomada de atitude no mapa geológico simplificado	85
Fig. 6.13: Esquema de possível evolução do escalonamento de eixo de dobras pré-existentes ocasionado pela Zona de Cisalhamento Morro Agudo	86
Fig. 6.14: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área dos polos de planos da foliação S_2 no setor III	86
Fig. 6.15: Desenvolvimento heterogêneo da foliação de fluxo magmático	89
Fig. 6.16: Orientação de fenocristais de K-feldspato e de cristais de biotita e anfibólio da matriz, definindo planos ondulados da foliação magmática	90
Fig. 6.17: Foliação magmática de fluxo S_{g1} sendo inflexionada por segunda foliação S_{g2} , no setor III	90
Fig. 6.18: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área da lineação de orientação dos fenocristais de K-feldspato e dos planos da foliação magmática para cada setor estrutural	91
Fig. 6.19: Corredor de deformação com foliação subsólida no setor III	93
Fig. 6.20: Diagramas Schimidt-Lambert em projeção de igual área da foliação de fluxo magmático observada no exterior do corredor de deformação, foliação SC no interior do corredor, lineação de estiramento mineral, e orientação de fenocristal	93
Fig. 6.21: Foliação protomilonítica de alto ângulo com estiramento mineral, no Setor III	94
Fig. 6.22: Diagrama Schimidt-Lambert de projeção em igual área da foliação milonítica de alto ângulo, no setor III	95
Fig. 6.23: Mapa geológico simplificado com a divisão dos setores estruturais, com os estereogramas da foliação S_2 (vermelho) e da lineação de orientação dos fenocristais de K-feldspato (azul) para cada setor	96
Fig. 6.24: Mapas magnéticos de realce (ASA, GHT e ISA) e aerogamaespectométrico (Th) com sobreposição da geologia da área de estudo simplificada	97
Fig. 6.25: Perfil Geológico A-A' (setor I) comparado com os perfis gamaespectométricos	98
Fig. 6.26: Perfil Geológico C-C' (setor III) comparado com os perfis gamaespectométricos	99
Fig. 7.1: Mapa geológico simplificado com a localização das 37 lâminas delgadas descritas	101
Fig. 7.2: Porfiroblastos de cianita associados ao metamorfismo M_1 , relacionado ao desenvolvimento da foliação S_1	105
Fig. 7.3: Porfiroblasto de estauroлита nos micrólitos da foliação S_2 de caráter milonítico	107
Fig. 7.4: Porfiroblastos de cianita contornados pela foliação S_2	109
Fig. 7.5: Análises por MEV-EDS com imagens de elétron retroespalhado de cianitas da lâmina RZM04	110

Fig. 7.6: Foliação S_1 em micróliton de S_2 , que contorna porfiroblastos de estauroлита	111
Fig. 7.7: Porfiroblastos de andaluzita contornados e parcialmente destruídos pelo desenvolvimento da foliação S_2	112
Fig. 7.8: Porfiroblastos de andaluzita parcialmente substituídos por quartzo e opacos, contornados pela foliação S_2	113
Fig. 7.9: Hornblenda-microclínio <i>hornfels</i> com bandamento composicional e quartzo poligonal	114
Fig. 7.10: Porfiroblastos de andaluzita e silimanita parcialmente substituídos, contornados pela foliação S_2	116
Fig. 7.11: Mármore calcítico com porções impuras onde são identificados cristais de diopsídio	117
Fig. 7.12: Fotomicrografia e difratograma de rocha carbonatossilicática com desenvolvimento de wollastonita e diopsídio	118
Fig. 7.13: Porfiroblastos de muscovita com clivagens deformadas pela foliação S_2	119
Fig. 7.14: Amostra do estauroлита-muscovita-silimanita-clorita-quartzo-biotita xisto, RZM23, com destaque para as estruturas circulares de agregados minerais contornadas pela foliação S_2	120
Fig. 7.15: <i>Boudins</i> de composição granítica concordantes e contornados pela foliação S_2 em calciossilicáticas em contato com monzogranito porfirítico da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	121
Fig. 7.16: Cristais de granada com sombra de pressão em S_2	122
Fig. 7.17: Retrometamorfismo caracterizado pela presença de clorita associada a substituição de cristais de muscovita e sericita dos planos da foliação S_2	124
Fig. 7.18: Principais características petrográficas do biotita hornblenda monzogranito da <i>fácies São Sebastião</i> , RZM42/I/2013	125
Fig. 7.19: Características petrográficas do hornblenda biotita sienogranito da <i>fácies São Sebastião</i> , 98/I/2013	126
Fig. 7.20: Matriz xenomórfica do hornblenda granodiorito da <i>fácies São Sebastião</i> , 35/III/2013	127
Fig. 7.21: Principais características dos sienogranitos da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	128
Fig. 7.22: Principais características petrográficas dos termos monzograníticos da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	129
Fig. 7.23: <i>Boudin</i> de composição leucogranítica em meio à foliação S_2 de calciossilicáticas no contato com monzogranito porfirítico da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i> , no setor I	130
Fig. 7.24: Feições de interação e assimilação de rocha xistos encaixantes pelo biotita quartzo monzonito da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	131
Fig. 7.25: Feições miloníticas com estiramento mineral em sienogranitos porfiríticos da <i>fácies Arrieiros-Cerro Azul</i> , no setor II	132
Fig. 8.1: Modelo da história evolutiva da colocação da borda leste do CGTC	139

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1: Síntese do conhecimento geocronológico disponível na bibliografia dos litotipos do CGTC	19
Quadro 4.1: Integrantes as equipes de Mapeamento de Graduação, anos 2009 e 2013, cujos dados foram utilizados nesse trabalho	27
Quadro 6.1: Síntese das estruturas observadas nos metassedimentos	87
Quadro 7.1: Síntese da composição mineralógica e estruturas das lâminas analisadas do Cinturão Granítico Três Córregos	103
Quadro 7.2: Composição mineralógica, estruturas e fácies metamórficas das lâminas analisadas da Formação Água Clara	104

LISTA DE ABREVIACIONES E SIGLAS

And	Andaluzita
Ap	Apatita
Bt	Biotita
Cb	Carbonato
CGTC	Cinturão Granítico Três Córregos
Chl	Clorita
cm	Centímetro
Crd	Cordierita
Ep	Epidoto
Grt	Granada
Hbl	Hornblenda
LABAP	Laboratório de Análise de Bacias
LAMIR	Laboratório de Análise de Mineral e Rocha
LPGA	Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada
m	Metro
Ma	Milhões de anos
Mnz	Monazita
Ms	Muscovita
Op	Opacos
Ox	Óxidos
Pl	Plagioclásio
Qtz	Quartzo
Ser	Sericita
Sil	Silimanita
St	Estaurolita

Tlc	Talco
Ttn	Titanita
Tur	Turmalina
Kfs	Feldspato alcalino
Ky	Clanita
Zrn	Zircão

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Delimitação do Problema e Justificativa	2
1.2 Localização e Acesso	3
1.3 Objetivos	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO	5
2.1 Cinturão Ribeira	5
2.2 Terreno Apiaí	7
2.2.1 Faixa Itaiacoca	9
2.2.2 Formação Água Clara	10
2.2.3 Formação Votuverava	11
2.2.4 Cinturão Granítico Três Córregos (CGTC)	13
<i>A. Unidade Paina</i>	14
<i>B. Unidade Apiaí-Guaçu</i>	15
<i>C. Unidade Santa Bárbara</i>	16
<i>D. Unidade Barra do Chapéu-Ribeirão Branco</i>	16
<i>E. Unidade Arrieiros-Cerro Azul</i>	16
<i>F. Unidade Conceição</i>	17
<i>G. Unidade São Sebastião</i>	17
2.2.4.1 Aspectos Geocronológicos do Cinturão Granítico Três Córregos	18
2.3 Geologia Estrutural	20
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	22
3.1 Ascensão e instalação de magmas graníticos	22
3.2 Origem da foliação em corpos graníticos	24
4. MATERIAIS E MÉTODOS	27
4.1 Revisão Bibliográfica	27
4.2 Geoprocessamento	27
4.2.1 Compilação e organização dos dados	27
4.2.2 Integração dos dados	28
4.3 Trabalhos de Campo	30
4.4 Petrografia	30
4.5 Análise Estrutural	31
4.6 Geofísica - Aerogamaespectrometria e Aeromagnetometria	32
5. INTEGRAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA	33

5.1 Dados Aerogeofísicos - Gamaespectrometria	34
5.2 Formação Água Clara (MPAC)	35
5.2.1 Associação Litológica Calciossilicática	37
Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicáticas (MPACcc)	38
Estauroлита-muscovita-biotita xisto (MPACex)	40
Granada-muscovita xisto (MPACx)	41
Calciossilicática bandada (MPACcb)	43
Quartzito puro (MPACqp)	44
Mármore calcíticos bandados (MPACmb)	45
5.2.2 Ortoanfíbólito (MPACoa)	47
5.2.3 Associação Litológica Carbonática-silicática	49
Mármore (MPACm)	49
Quartzito (MPACq)	50
Calciossilicática com intercalações de mármore (MPACcm)	51
Quartzo-muscovita xisto (MPACqmx)	53
Filitos com intercalações de mármore (MPACfm)	54
Muscovita Hornfels (MPACmh)	54
5.3 Formação Votuverava (MPV)	56
5.4 Cinturão Granítico Três Córregos (NPγTC)	57
5.4.1 Fácies São Sebastião (NP γ TCs)	57
5.4.2 Fácies Arrieiros-Cerro Azul (NP γ TCa)	60
5.5 Granito Taici (NPγT)	65
5.6 Granito Estrela (NPγE)	66
5.7 Granito Ribeirinha da Piedade (NPγRP)	66
5.8 Granito Piedade (NPγRP)	67
5.9 Dique de Dacito Pórfiro	68
5.10 Diques de Diabásio	68
5.11 Depósitos Aluvionares Recentes (Qa)	69
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL	71

6.1 Geologia Estrutural dos Metassedimentos	74
6.1.1 <i>Foliação S₁</i>	75
6.1.2 <i>Foliação S₂</i>	78
6.1.3 <i>Dobras de Eixo NW</i>	82
6.1.4 <i>Foliação S₃</i>	84
6.1.5 <i>Dobras de Eixo NE</i>	85
6.1.6 <i>Síntese das estruturas observadas nos metassedimentos</i>	87
6.2 Contexto Estrutural dos Granitos	88
6.2.1 <i>Foliação de fluxo magmático</i>	89
6.2.2 <i>Foliação milonítica de baixo ângulo</i>	92
6.2.3 <i>Foliação milonítica de alto ângulo</i>	94
6.2.4 <i>Comparação entre o padrão estrutural do CGTC e das encaixantes</i>	95
6.3 Dados Aerogeofísicos - Magnetometria	96
7. PETROGRAFIA	100
7.1 Rochas Encaixantes - Formação Água Clara	104
7.1.1 <i>Caracterização Do Metamorfismo M₁</i>	104
7.1.2 <i>Caracterização do Metamorfismo M₂</i>	106
7.1.2.1 <i>Fácies Anfíbolito</i>	106
<i>Zona da Estaurolita</i>	106
<i>Zona da Silimanita</i>	115
7.1.2.2 <i>Fácies Xisto Verde</i>	118
<i>Zona da Biotita</i>	118
<i>Zona da Almandina</i>	122
7.1.3 <i>Caracterização do Metamorfismo M₃</i>	123
<i>Fácies Xisto Verde, Zona da Clorita</i>	123
7.2 Cinturão Granítico Três Córregos	124
<i>Fácies São Sebastião</i>	124
<i>Fácies Arrieiros-Cerro Azul</i>	127
8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	133
8.1 Magmatismo e Metamorfismo na Borda Leste do CGTC	134
8.2 Modelo de Colocação da Borda Leste do CGTC	138
9. CONCLUSÃO	142
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	144
ANEXO I - Mapa Geológico Detalhado da Borda Leste do Cinturão Granítico Três Córregos -Região de Volta Grande, Cerro Azul - PR	151

ANEXO II - Mapa Geológico Detalhado da Borda Leste do Cinturão Granítico Três Córregos -Região do Alto Açungui, Cerro Azul - PR	152
ANEXO III - Mapa Geológico Simplificado da Borda Leste do Cinturão Granítico Três Córregos, Cerro Azul - PR	153

1. INTRODUÇÃO

O estudo de rochas graníticas pode fornecer informações acerca da evolução geotectônica de uma região, especialmente quando analisados em conjunto seus aspectos geoquímicos e estruturais (Pitcher, 1982; Barbarin, 1999; Petford *et al.*, 2000; Vignerresse, 1995; Florisbal *et al.*, 2012). O papel das deformações regionais nos processos de ascensão e colocação de granitos é ainda muito debatido, e diversos autores concordam que os padrões estruturais e texturais gerados nessas rochas são resultados diretos da dinâmica do alojamento e sua interação com a condicionante tectônica atuante (*e.g.* Castro, 1987; D'Lemos *et al.*, 1992; Paterson & Fowler, 1993; Hutton, 1988; Stevenson, 2009).

Grandes quantidades de rochas graníticas foram geradas durante a evolução do Ciclo Brasileiro (Heilbron *et al.*, 2004), destacando-se as alojadas no Cinturão Ribeira Sul, âmbito do Terreno Apiaí. Dentre as intrusões mais expressivas desta região pode-se destacar o Cinturão Granítico Três Córregos (CGTC), um dos maiores e mais importantes complexos ígneos do Neoproterozoico (Prazeres Filho, 2000).

A área de estudo está localizada na borda leste do CGTC, entre as regiões do Alto Açungui e Volta Grande, onde o contato das rochas graníticas com as encaixantes apresenta contornos sinuosos, sendo frequentemente observados restos de teto e lascas das unidades metassedimentares encaixantes em diferentes dimensões, representáveis em mapas de detalhe, semi-detalhe, ou mesmo regionais.

O CGTC é um batólito multi-intrusivo com predomínio de granitos tipo-I metaluminosos à fracamente peraluminosos, com assinatura cálcio-alcalina de médio a alto K (Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho, 2000). São reconhecidas sete unidades faciológicas, individualizadas atualmente em mapas de escala regional, denominadas por Prazeres Filho (2005) como Santa Bárbara, Barra do Chapéu-Ribeirão Branco, São Sebastião, Conceição, Arrieiros-Cerro Azul, Apiaí-Guaçu e Paina, apresentando idades de formação entre 630 a 590 Ma (datação U-Pb em zircões; Prazeres Filho, 2005)

1.1 Delimitação do Problema e Justificativa

Desde os primeiros trabalhos na região onde afloram as rochas do CGTC são reconhecidas em sua borda feições indicativas de tectônica ativa durante a sua colocação, como intercalações entre rochas graníticas e metassedimentares, zonas gnáissicas e miloníticas no contato com a encaixante (Fuck *et al.*, 1967), e presença de restos de teto de grande escala da Formação Água Clara concordantes com a estruturação regional (NE-SW), observados em diversos mapas regionais (e.g. Comissão da Carta Geológica do Paraná - Folha Cerro Azul, escala 1:70.000; CPRM - Folha Cerro Azul, escala 1:100.000; Prazeres Filho, 2000; Fuck *et al.*, 1967).

Foram realizados poucos estudos acerca do padrão estrutural do CGTC na região de estudo, sobretudo em escala de detalhe. Os principais estudos desenvolvidos na região limitaram-se a caracterização composicional, textural e geoquímica dos litotipos do Cinturão (e.g. Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho 2000; Prazeres Filho, 2005). Destaca-se ainda o caráter inconclusivo e a falta de estudos sobre as condições dos processos de sua colocação na crosta rasa, resultantes da falta de dados referentes às condições de pressão e temperatura e datações das paragêneses minerais do metamorfismo de contato, bem como sua relação temporal com as fases de deformação dos principais componentes graníticos do arco magmático Três Córregos.

Os metassedimentos encaixantes registram as relações temporais entre intrusão, deformação e metamorfismo, e no caso do estudo do controle tectônico atuante no alojamento de um plúton, permitem separar as forças internas ao plúton das externas (Hutton, 1988). A caracterização e comparação das estruturas e suas condicionantes tectônicas nesse contexto é de grande importância para o melhor entendimento da cronologia do alojamento do Cinturão Granítico Três Córregos e do metamorfismo de contato das encaixantes. Destaca-se assim a importância da caracterização estrutural e dos aspectos tectônicos da colocação do Cinturão Granítico Três Córregos perante os modelos de evolução do Terreno Apiaí, bem como na porção sul do Cinturão Ribeira. Cita-se ainda a importância do estudo sob o aspecto econômico, devido a vasta ocorrência de bens minerais associadas a esse ambiente geológico, com destaque para as mineralizações de cobre e fluorita na área de estudo.

1.2 Localização e Acesso

A área de estudo localiza-se no leste do estado do Paraná, entre os municípios de Rio Branco do Sul e Cerro Azul, na região do vale do rio Ribeira (figura 1.1), no âmbito da folha SG-22-X-B-IV (Folha de Cerro Azul, escala 1:100.000), abrangendo as localidades de Alto Açungui e Volta Grande, com aproximadamente 900 km².

Localizada a aproximadamente 80 km da capital Curitiba, o principal acesso à área é feito pela rodovia estadual PR-092 (sentido Cerro Azul).

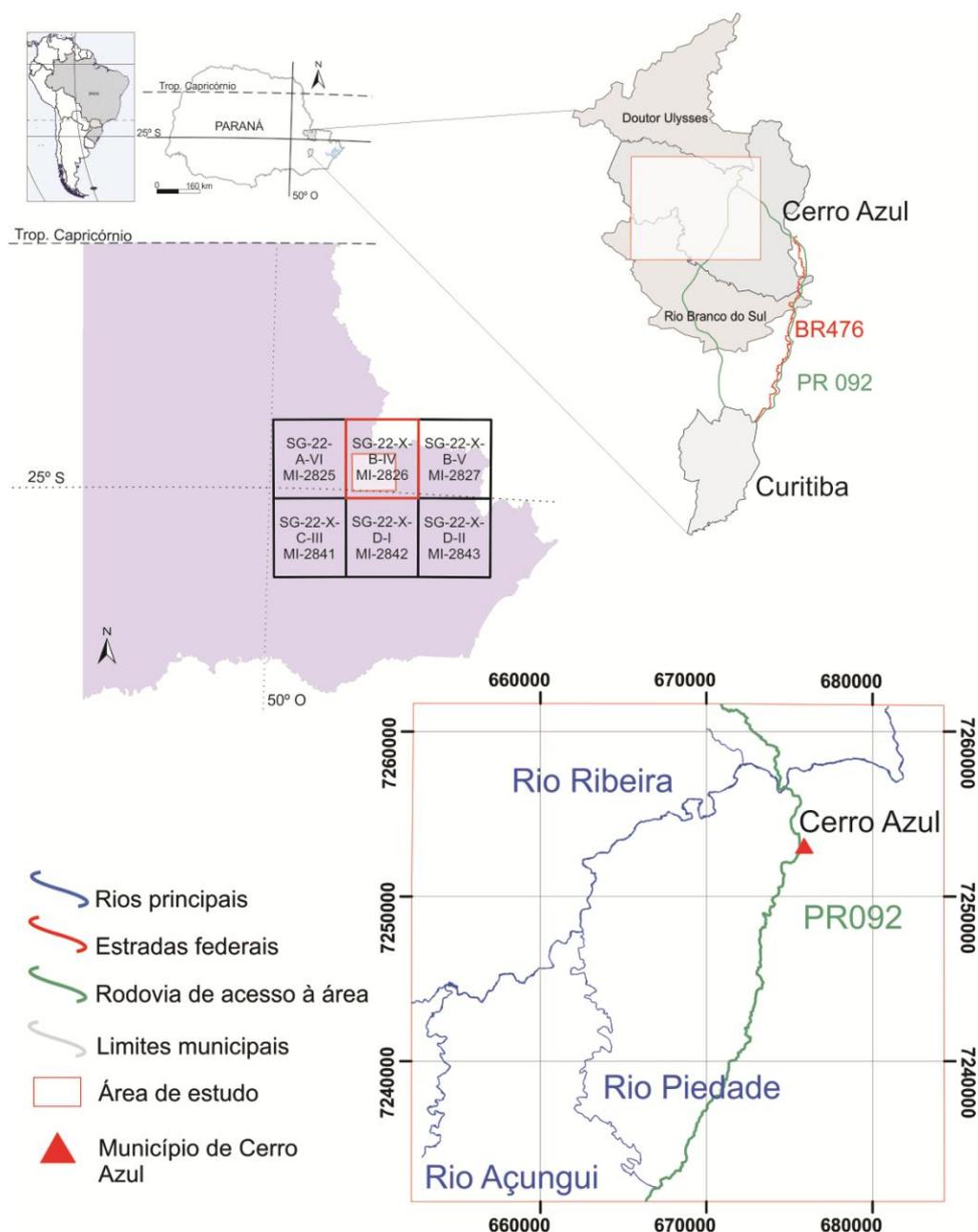


Figura 1.1: Localização da área de estudo nos municípios do estado do Paraná, com as principais vias de acesso, e articulação da folha topográfica SG-22-X-B-IV.

1.3 Objetivos

Este trabalho tem como finalidade contribuir com o conhecimento das condições tectônicas do alojamento do Cinturão Granítico Três Córregos, estudando os registros estruturais e petrográficos na borda leste, nas regiões do Alto Açungui e Volta Grande, buscando suas relações com os eventos tectônicos de baixo ângulo, predecessores ao desenvolvimento das transcorrências. Para tanto, são listados como objetivos específicos:

- Estudo das relações de contato do Cinturão Granítico Três Córregos com os metassedimentos da Formação Água Clara;
- Análise do padrão estrutural das rochas graníticas e suas encaixantes, permitindo uma melhor caracterização e comparação entre eles, utilizando dados de trabalho de campo e estudos microtectônicos;
- Confecção de mapas geológicos, utilizando a integração de mapas geológicos de detalhe;
- Caracterização das paragêneses do metamorfismo de contato termal gerado pela alojamento do CGTC;
- Posicionamento dos registros petrotectônicos da borda leste no contexto da evolução do arco magmático Três Córregos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO - GEOTECTÔNICO

Há muito, diversos autores se aprofundam no estudo das rochas do Pré-Cambriano paranaense, que representa um dos principais sítios com registros geológicos completos sobre a origem e evolução dos orógenos neoproterozóicos relacionados a história da porção ocidental do Gondwana (e.g. Heilbron e Machado, 2003; Schimitt *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2008; Siga Jr, 2010). Há disponível na literatura extenso número de trabalhos e relatórios que abordam aspectos estruturais, estratigráficos, geoquímicos, geocronológicos e geotectônicos da região. Este capítulo apresenta uma síntese dos principais conhecimentos acerca destas rochas, estando longe de listar a totalidade dos trabalhos realizados.

2.1 Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira é um cinturão orogênico, alongado na direção NE, cuja gênese está relacionada à tectônica neoproterozóica no Gondwana Ocidental. Limitado ao norte pelo Cinturão Araçuaí, estendendo-se para sudeste, pelos estados do Paraná e Santa Catarina, onde é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2011a; Basei *et al.*, 1992; Hasui, 2012).

Na região do Vale do Ribeira e adjacências são encontrados atualmente quatro unidades geotectônicas, individualizadas com base em suas distintas características litológicas, estruturais e isotópicas, denominadas de terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (figura 2.1), resultantes da colisão entre os Crátons do São Francisco, Congo, Paranapanema e Rio de La Plata, durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr. *et al.*, 1995). Durante os processos brasileiros desenvolveram-se inicialmente sistemas de cavalgamento, com geração de lascas e *nappes*, imprimindo às rochas feições lenticularizadas e sigmoidais. O sistema de falhas transcorrentes dextrais instalado após, ou em parte tardio aos cavalgamentos, é o principal responsável pelo controle da estruturação observado no Cinturão, sobrepondo deformações (Hasui, 2012; Basei *et al.*, 1992; Faleiros *et al.*, 2011a). Este sistema de falhas é composto por três segmentos, as zonas de cisalhamento Lancinha, Cubatão e Além-Paraíba (Faleiros *et al.*, 2010). A estruturação geral do Cinturão Ribeira é orientada

na direção N35E no oeste do Terreno Apiaí, chegando gradativamente a N55E nos Terrenos Curitiba e Paranaguá (Hasui, 2012)

O Cinturão Ribeira Sul é dividido em dois terrenos pela zona de cisalhamento Lancinha (Siga Jr. *et al.*, 2011), ao norte o Terreno Apiaí, e o Terreno Curitiba ao sul.

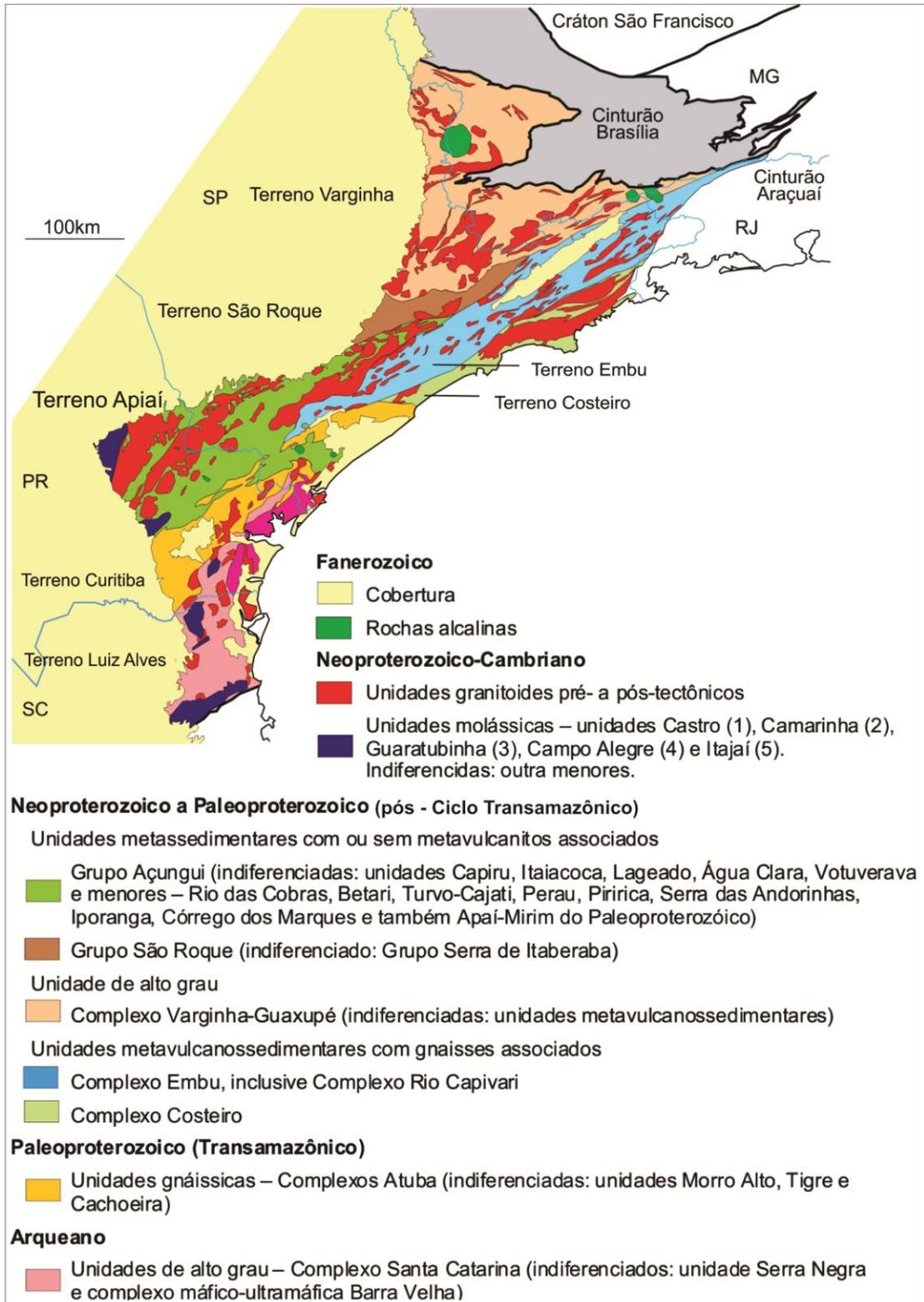


Figura 2.1: Principais unidades constituintes do Cinturão Ribeira. Modificado de Hasui *et al.* (2012).

2.2 Terreno Apiaí

O Terreno Apiaí constitui uma faixa de aproximadamente 500 km de extensão e 100 km de largura, composta por terrenos datados do Calymmiano, Toniano e Ediacarano (Prazeres Filho *et al.*, 2003; Heilbron *et al.*, 2004). Inclui assembleias litológicas de retroarco, depósitos de plataforma carbonática, turbiditos e depósitos de águas profundas com magmatismo máfico associado (Faleiros *et al.*, 2011a; Weber *et al.*, 2004; Siga Jr. *et al.*, 2011). Na porção norte do domínio são encontradas rochas metamórficas dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque (figura 2.1), enquanto a porção sul é caracterizada por rochas metavulcanossedimentares do Grupo Açungui (Prazeres Filho *et al.*, 2003; Faleiros, 2008) (figura 2.2.).

O metamorfismo nestas rochas varia entre fácies Xisto Verde e fácies Anfibolito (Faleiros *et al.*, 2011b). Ao sul, seus limites estão encobertos pelas rochas da Bacia do Paraná (Prazeres Filho *et al.*, 2003).

Dentre as rochas graníticas destacam-se em dimensão os batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, de idades neoproterozóicas (Prazeres Filho *et al.*, 2003; Janasi *et al.*, 2001). As rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos apresentam grande variedade composicional, e configuram complexos multi-intrusivos tipicamente cálcio-alcálicos, com afinidade granítica tipo I (Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho *et al.*, 2006; Guimarães, 2000). Prazeres Filho (2005) associa a geração de grande parte de seus constituintes a ambiente de arco magmático continental, com idades de magmatismo ativo entre 590 a 620Ma (U-Pb em zircões).

São ainda encontrados no Terreno Apiaí maciços alcalinos e pequenas intrusões fonolíticas (diques e “plugs”), destacando o maciço de Tunas, onde estudos geocronológicos (U-Pb e K-Ar) realizados resultaram idades com aproximadamente 82 Ma, interpretadas como da formação destas rochas (Siga Jr. *et al.*, 2007).

Os *stocks* graníticos tardios, também denominados pós-colisionais ou anorogênicos (Cerne, Piedade, Morro Grande, Varginha, *etc.*) são constituídos por rochas de assinaturas compatíveis com granitos tipo-A, gerados em ambientes tardi

a pós-orogênicos, com idades entre 590 Ma a 560 Ma (Prazeres Filho *et al.*, 2003; Cury *et al.*, 2008; Dressel, 2013).

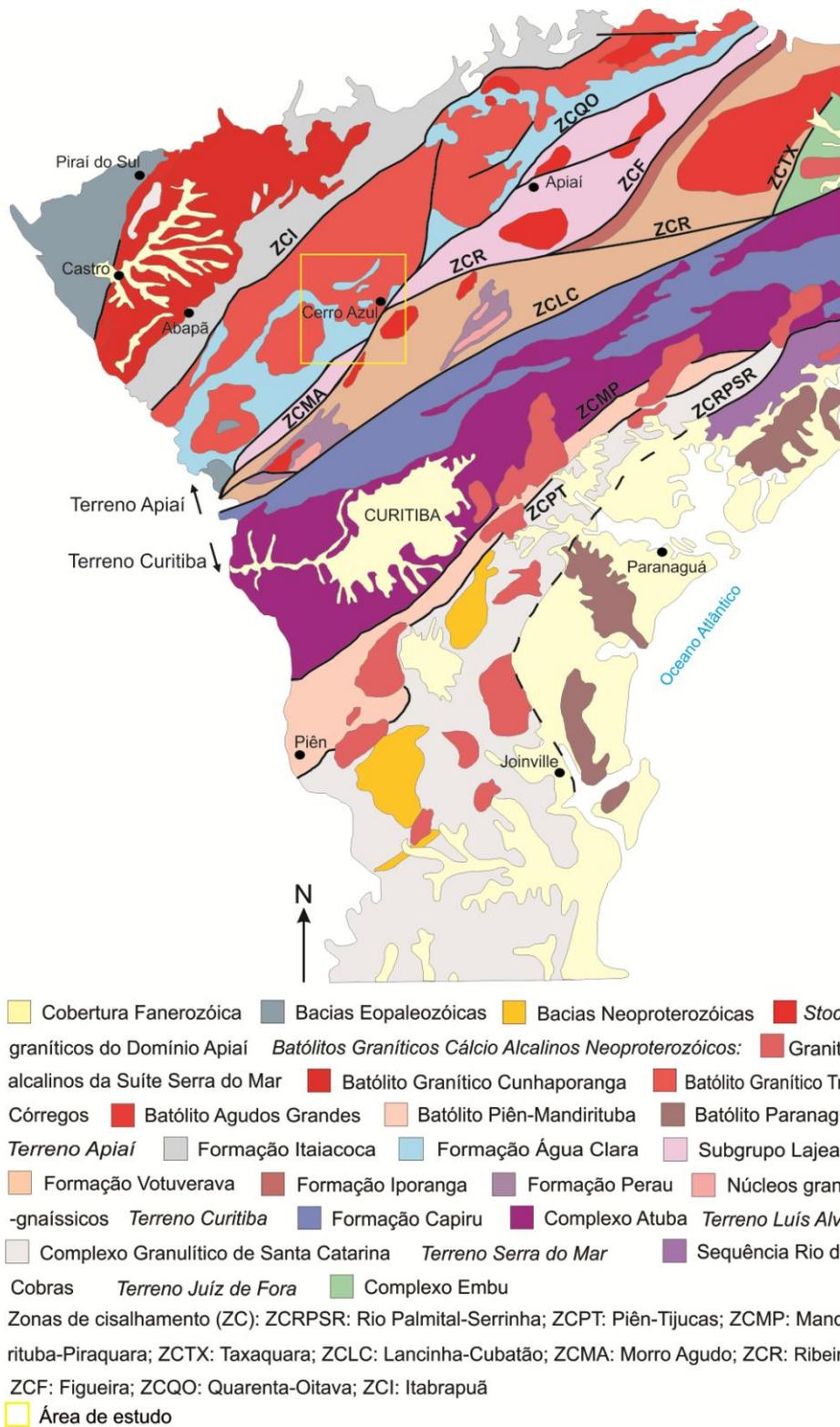


Figura 2.2: Mapa geológico do Terreno Apiaí, ao norte da zona de cisalhamento Lancinha (ZCL), com destaque para área de estudo. Adaptado de Prazeres Filho *et al.*, (2003) e Cury *et al.* (2008).

Dentre as unidades observadas no Terreno Apiaí, serão detalhadas a seguir as unidades metassedimentares que apresentam-se em contato com o CGTC (Faixa Itaiacoca, Formação Água Clara e Formação Votuverava) e as rochas graníticas que o compõe.

2.2.1 Faixa Itaiacoca

Limitada a norte pelo Complexo Granítico Cunhaporanga e ao sul pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã, balizando o contato com o Cinturão Granítico Três Córregos. Estudos geológicos, suportados por análises geocronológicas, permitiram a identificação de duas unidades constituintes da Faixa Itaiacoca (Siga Jr. *et al.*, 2006; Siga Jr. *et al.*, 2009).

A unidade basal, denominada sequência Itaiacoca, é composta essencialmente por mármore dolomíticos intercalados com mármore impuros (filitos cálcicos e filitos carbonatados) (Heilbron *et al.*, 2004; Siga Jr. *et al.*, 2008), onde são observadas estruturas sedimentares ainda preservadas, como *wavy*, psólitos e oólitos. Ocorrem intercalações de níveis de espessura variável de rochas metabásicas de granulação fina a média. Nas proximidades com o Complexo Granítico Cunhaporanga, estas rochas apresentam metamorfismo de contato com paragêneses ricas em talco e tremolita. As idades obtidas em zircões, pelo método U-Pb, indicam formação das rochas metabásicas a c.a. 1000 Ma (Meso a Neoproterozóico), representando a idade mínima para o desenvolvimento da plataforma carbonática, ambiente de sedimentação interpretado desta unidade (Siga Jr. *et al.*, 2009; Reis Neto, 1994).

A unidade superior, denominada sequência Abapã, é composta por quartzitos e arenitos finos a médios, intercalados com filitos grafitosos, filitos sericíticos, metarritmitos pelíticos-psamíticos, metasiltitos e metargilitos, intercalados a rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas, onde são reconhecidos níveis com vesículas e amígdalas deformadas e comumente preenchidas por carbonato (Heilbron *et al.*, 2004; Siga Jr. *et al.*, 2008; Trein *et al.*, 1985). Análises geocronológicas U-Pb em zircões das rochas metavulcânicas resultaram em idades c.a. de 630 Ma (Neoproterozóico), próximas às obtidas nos batólitos Cunhaporanga e Três Córrego, e às idades obtidas por K-Ar interpretadas como idade de

metamorfismo e resfriamento da faixa. Esta sequencia representaria uma bacia do tipo *back-arc*, considerando os granitos como representantes do arco magmático (Prazeres Filho, 2005; Basei *et al.*, 2003).

O metamorfismo regional destas rochas é caracterizado como da Fácies Xisto Verde, zona da clorita, sendo observada uma foliação S_1 definida pela orientação de sericita, clorita e biotita, comumente subparalela ao acamamento sedimentar/vulcânico S_0 . A foliação S_1 apresenta-se afetada por crenulações heterogêneas (Prazeres Filho *et al.*, 1998; Siga Jr. *et al.*, 2003).

2.2.2 Formação Água Clara

A Formação Água Clara, proposta por Marini *et al.* (1967), é uma faixa alongada na direção NE-SW, limitada a norte pela Zona de Cisalhamento Itabirapuã e balizada ao sul pelas zonas de cisalhamento Quarenta-Oitava e Morro Agudo (Siga Jr., 2010). Sua posição estratigráfica foi, e ainda é, debatida por diversos autores (e.g. Silva *et al.*, 1981; Fritzens *et al.*, 1982; Schöll *et al.*, 1982; Fassbinder 1996; Faleiros *et al.*, 2012).

A formação é composta predominantemente por rochas carbonáticas (mármore puros e impuros), filitos, xistos carbonáticos, quartzitos, metabasitos e anfibolitos (Marini, 1970; Siga Jr., 2010; Weber *et al.*, 2004). Pontes (1982) divide a Formação Água Clara em duas fácies. A unidade basal, de natureza vulcanossedimentar, é composta por quartzo-mica xistos com clorita, biotita, muscovita e quartzo, com intercalações de metabásicas, metavulcânicas, quartzitos, metamargas, mármore impuros e metacherts. Uma característica marcante nesta unidade, segundo Pontes (1982) é a intercalação frequente com níveis de formações ferríferas bandadas. A unidade superior é essencialmente carbonática, com mármore foliados e micáceos com poiquiloblastos de titanita, e intercalações de quartzo-mica xistos e quartzitos. Os quartzo-mica xistos são compostos por quartzo, biotita, clorita e sericita. Nesta unidade ocorrem ainda calcioxistos compostos por quartzo, biotita, clorita, sericita, granada e epidoto. A divisão das unidades desta formação proposta por Faleiros *et al.* (2012) é concordante em grande parte com a divisão proposta por Pontes (1982).

A deposição desta formação ocorreu em ambiente de plataforma relativamente profunda (Weber *et al.*, 2004), com vulcanismo associado. As idades U-Pb em núcleos de zircões das metabásicas indicaram formação mesoproterozóica (c.a. 1500 Ma) e em bordas de zircões, idades de c.a. 590 Ma, representando idades de metamorfismo regional no Neoproterozóico (Weber *et al.*, 2004; Siga Jr., 2010; Siga Jr. *et al.*, 2011).

A formação apresenta padrão estrutural caracterizado pela presença da foliação S_n bem desenvolvida e de aspecto anastomosado, com direção predominante NE, observada principalmente nos calcioxistos. O bandamento composicional/litológico observado na unidade é paralelo à esta foliação. O primeiro metamorfismo ao qual as rochas desta unidade foram submetidas atingiu condições da fácies anfíbolito inferior, sendo o segundo evento metamórfico caracterizado como retrometamorfismo, na fácies xisto verde inferior. Associado à intrusão do Cinturão Granítico Três Córregos reconhece-se o desenvolvimento de metamorfismo de contato (Kops e Ebert, 1993).

2.2.3 Formação Votuverava

A Formação Votuverava é limitado ao sul pela Falha da Lancinha, e ao norte pelas Zonas de cisalhamento Morro Agudo, Ribeira e Agudos Grandes (Campanha, 1991; Siga Jr., 2010). Sua composição litológica apresenta essencialmente filitos, e secundariamente mármore, quartzitos e metaconglomerados (Bigarella e Salamuni, 1958; Marini *et al.*, 1967). Fiori (1990) e Fiori *et al.*, (1987) propõe a divisão da unidade, no estado do Paraná, em três conjuntos, denominados da base para o topo de Bromado, Coloninha e Saivá.

No conjunto Bromado predominam filitos, quartzitos, metaconglomerados, filonitos e metabásicas, estas intercaladas concordantes com a estruturação metapelítica. O conjunto intermediário, Coloninha, é constituído por metarenitos, metassiltitos, metaritmitos e metaconglomerados, com contatos gradacionais frequentes. No conjunto Saivá estão representados filitos carbonosos, mármore e metamargas. (Fiori, 1990; Siga Jr., 2010). Segundo Petri e Suguio (1969) o conjunto litológico é tipicamente de deposição marinha plataformal, mas pela correlação entre essa formação e a Formação Iporanga feita por Campanha *et al.* (1986), o ambiente característico ser região de talude ou fossa abissal.

Campanha (1991) considera a unidade Votuverava como um grupo dentro do Supergrupo Açungui, limitado ao sul pela falha da Lancinha, e ao norte pelas zonas

de cisalhamento Ribeira e Figueira. O Grupo Votuverava inclui as formações Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras, e encontra-se estratigraficamente acima da Formação Água Clara (Faleiros *et al.*, 2012).

Campanha e Sadowski (1999) dividem o Grupo Votuverava em dois subgrupos, Lajeado e Ribeira. Campanha (2002) considera estes dois subgrupos correlacionáveis à Formação Votuverava clássica de Bigarella e Salamuni (1958), e afirma que a deposição desta formação se deu em margem continental aberta para o oceano. O Subgrupo Lajeado de Campanha e Sadowski (1999) incluiria metassedimentos de origem terrígena clástica e carbonática, depositados em ambiente plataformal com influência carbonática. Na base desta unidade são observados metarenitos e metaconglomerados oligomíticos que gradam para metarritmitos em direção ao topo. Acima, os autores descrevem uma subunidade composta por mármores calcíticos de cor cinza escuro, interestratificados com níveis de filitos. Aos níveis de mármore se sobrepõem bancos de metarenitos, recobertos por mármore calcítico com impressões de colônias de algas. Campanha e Sadowski (1999) ainda descrevem, acima do nível de mármore, rochas cálcio-silicatadas bandadas. Segundo os autores, a porção superior do subgrupo aloja o gabro Apiaí. Campanha (2002) afirma que estes litotipos foram depositados em ambiente de plataforma carbonática não litorânea, com influência da ação de ondas de tempestades. A Sequência Antinha (Pontes, 1982; Dias e Salazar Jr., 1987) corresponderia às porções ricas em carbonato da Formação Votuverava clássica (Bigarella e Salamuni, 1958).

O Subgrupo Ribeira proposto por Campanha e Sadowski (1999) é composto por rochas metapelíticas finas com intercalações de rochas metabásicas. A base desta unidade seria a Formação Perau, com sequências quartzíticas na base da formação, e sequências de xistos e filitos com intercalações de anfibolitos no topo. Segundo Campanha (2002), o protólito destes litotipos seriam rochas sedimentares depositadas em leques turbidíticos distais, sequências pelágicas e rochas vulcânicas básicas toleííticas de assoalho oceânico ou arco de ilha pouco diferenciado. Acima da Formação Perau encontra-se a Formação Iporanga, caracterizada por lentes de metabrechas e metaconglomerados polimíticos em meio a uma sequência de metapelitos rítmicos com intercalações de metarenitos e metarcóseos.

Esta proposta foi adotada em trabalhos mais recentes, como os de Campanha (2002), Faleiros *et al.* (2007), Faleiros *et al.* (2010), Siga Jr *et al.* (2011) e Faleiros *et al.* (2011a; b). Faleiros *et al.* (2012) consideram o Supergrupo Açungui como unidade composta por Formação Água Clara, Grupo Votuverava, Sequência

Serra das Andorinhas e Grupo Lajeado, sendo a primeira a mais antiga e o último, o mais recente.

Análises de U-Pb em zircões de metabasitos desta unidade indicaram idades c.a. 1500 Ma, interpretadas como época da formação desses corpos (Basei *et al.*, 2003; Siga Jr., 2010).

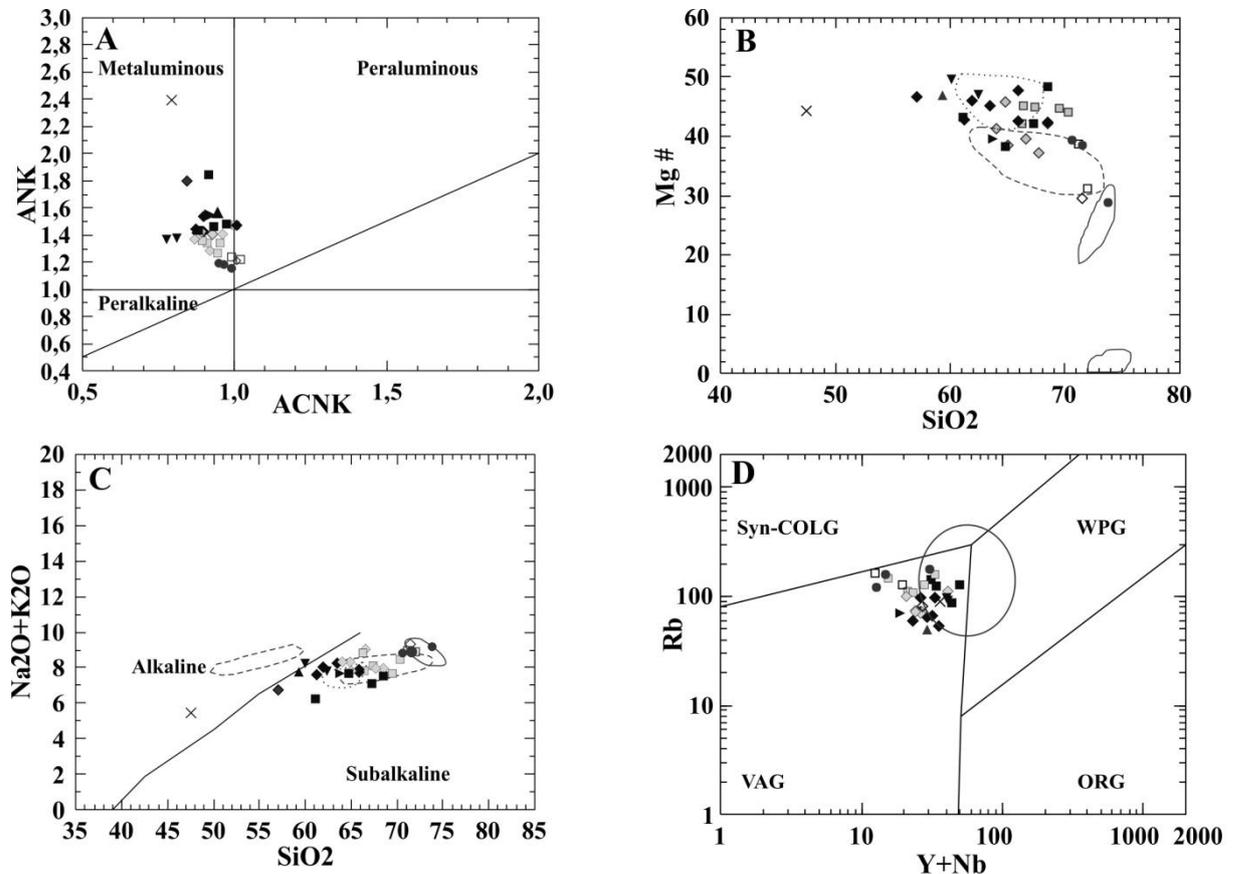
São descritas nas rochas destas unidades uma foliação S_n paralela ao acamamento sedimentar S_0 , e uma foliação S_{n+1} localmente oblíqua a S_n . A foliação S_n encontra-se crenulada e, ambas, dobradas (Siga Jr *et al.*, 2011; Fiori, 1990; 1992). O estilo dominante das dobras observadas na Formação Votuverava é isoclinal, de pequena amplitude e plano axial de mergulho para NW. Localmente ocorrem dobras fechadas a isoclinais simétricas. As dobras isoclinais frequentemente evoluem para dobras-falhas de alto ângulo. Nas rochas carbonáticas e pelíticas o estilo de dobramento observado apresenta dobras abertas (Marini, 1970).

2.2.4 Cinturão Granítico Três Córregos (CGTC)

O Cinturão Granítico Três Córregos é um corpo multi-intrusivo, com formato alongado na direção aproximada N50E, apresentando aproximadamente 100 km de comprimento e 25 km de largura (Fuck *et al.* 1967; Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho, 2000; 2005). Seu limite a oeste, com a Faixa Itaiacoca, se dá através da Zona de Cisalhamento Itabirapuã, e a leste, com a Formação Água Clara, através de contatos principalmente intrusivos, sendo observados contatos tectônicos locais. Ao norte e ao sul os contatos são feitos com a Formação Furnas da Bacia do Paraná, (Gimenez Filho *et al.*, 1995; Prazeres Filho *et al.*, 2003).

A orientação NE-SW observada nos granitos (*l.s.*) é concordante com a observada nas rochas encaixantes do Grupo Açungui (Fuck *et al.*, 1967). Nas proximidades das encaixantes são observadas lineações de fenocristais de feldspato alcalino, ocorrendo também rochas bandadas de aspecto cisalhado. Localmente ocorrem "misturas" de metassedimentos e rochas graníticas, e a rocha adquire um aspecto de migmatito heterogêneo, devido a frequente presença de injeções graníticas. A brechação e milonitização observada nesta região indica tectônica de borda ativa durante a instalação do cinturão granítico (Fuck *et al.*, 1967), contudo, a diferença na natureza das estruturas tectônicas pode evidenciar deformações tardias e reativações.

Estudos geoquímicos e isotópicos classificam as rochas do CGTC como pertencentes a uma suíte cálcio-alcálica granodiorítica de médio a alto K, com assinaturas litogeoquímicas compatíveis com os granitos de tipologia I, (Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho, 2000; 2005) (figura 2.3).



Batólito Três Córregos (BTC)	
Unidade Paina (UPN)	▲
Unidade Arrieiros-Cerro Azul (UACA)	+ ◆ ◇ ◇
Unidade Apiaí-Guaçu (UAG)	▶
Unidade Santa Bárbara (USB)	×
Unidade São Sebastião (USS)	▼
Unidade Conceição (UCN)	●
Unidade B.Chapéu-Rib.Branco (UBCRB)	■ □

A) Diagrama das razões moleculares A/CNK x ANK e campos da saturação de alumínio segundo Maniar & Piccoli (1989); B) Diagrama de $mg\#(MgO/(MgO+FeO_{total})) \times SiO_2$; C) Diagrama de álcalis total x SiO_2 , com os campos das rochas alcalinas e subalcalinas de Irvine & Baragar (1971). Os campos nos diagramas referem-se às análises de Guimarães (2000) no BCP (USRVB: linha contínua); D) Diagrama da razão $Sr/Y \times SiO_2$ e da relação $Rb \times (Y + Nb)$ de discriminação tectônica de rochas graníticas (Pearce et al., 1984) aplicado para o BCP, BTC, Stocks Intrusivos e Núcleo Apiaí-Mirim. (Syn-COLG, Granitos sincollisionais; WPG, Granitos Intra-placas; VAG, Granitos de Arcos Vulcânicos; ORG, Granitos de cadeias meso-oceânicas. Círculo no diagrama refere-se ao campo dos Granitos Pós-Colisionais de Pearce, 1996). UVPS: linha tracejada; URBP: linha pontilhada; UPS: círculos verdes claro; Granitos Carambei e Joaquim Murinho: círculos vermelhos vazados). Quadrados vazados vermelhos referem-se às análises de biotita monzogranitos do Granito Correas (Goraieb, 2001).

Figura 2.3: Diagramas discriminantes das rochas do Cinturão Granítico Três Córregos. Cálculo $mg\# = MgO/(MgO+FeO_{total})$. Modificada de Prazeres Filho (2005).

Variações litológicas, texturais e isotópicas, permitem dividir o CGTC em 7 unidades graníticas, denominadas como Santa Bárbara, Barra do Chapéu-Ribeirão Branco, São Sebastião, Conceição, Arrieiros-Cerro Azul, Apiaí-Guaçu e Paina (Prazeres Filho, 2005) (figura 2.4).

A. Unidade Paina (UPN): Esta unidade foi inicialmente descrita por Gimenez Filho (1993) como sendo de gnaisses trondhjmiticos a tonalíticos, com idades mesoproterozóicas e arqueanas. Prazeres Filho (2000 e 2005), considera essas rochas como pertencentes ao CGTC, associando o aspecto deformado dessas

rochas, a exemplo de estruturas oftálmicas e bandadas, a eventos de deformação sin-magmática que encontram-se registrados em boa parte dos hornblenda biotita tonalitos, contudo, sendo possível encontrar locais com pouca ou nenhuma deformação.

O contato com as unidades graníticas ao redor não foi reconhecido pelo autor devido a ausência de afloramentos *in situ*, porém com os metassedimentos do Grupo Itaiacoca o contato é pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã.

Segundo Prazeres Filho (2000, 2005) os tonalitos apresentam coloração cinza escura e textura inequigranular, sendo mineralogicamente constituídos por plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita e feldspato alcalino, tendo como principais minerais acessórios zircão, titanita, apatita, allanita, magnetita e sulfetos. Uma incipiente orientação pode ser reconhecida, definida pelo estiramento e orientação de cristais de quartzo, feldspato alcalino, biotita e hornblenda.

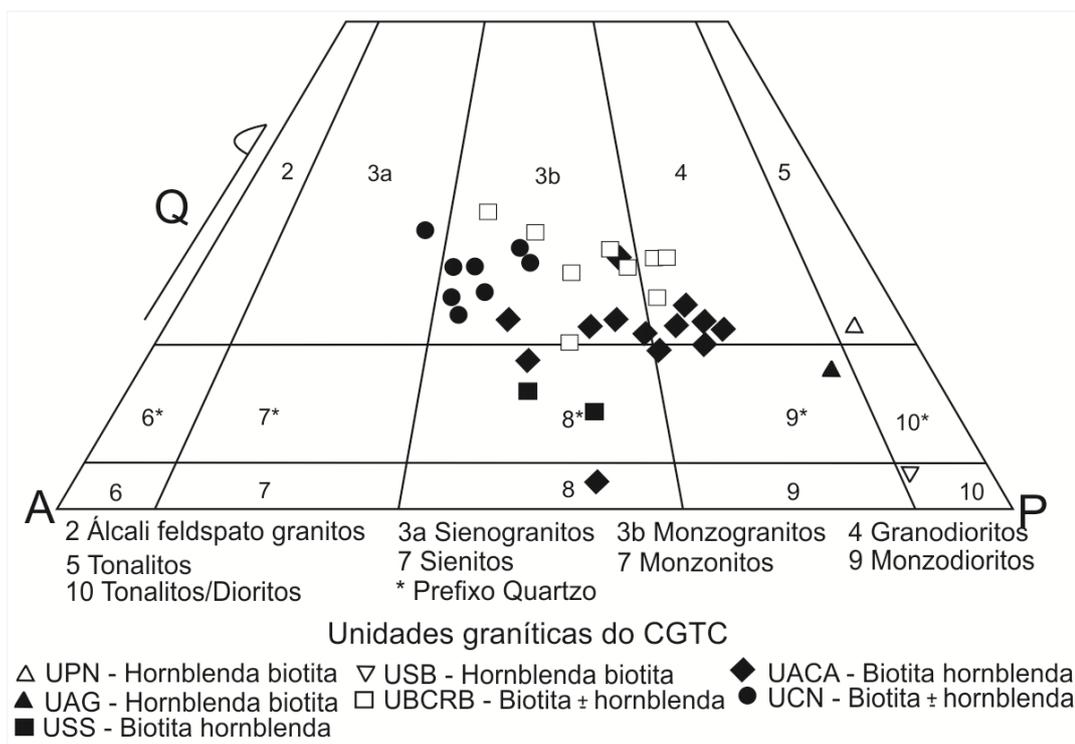


Figura 2.4: Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) dos litotipos graníticos do Cinturão Granítico Três Córregos. Modificada de Prazeres Filho (2005).

B. Unidade Apiaí-Guaçu (UAG): Rochas de composição quartzo monzodiorítica (figura 2.3) aflorantes na porção nordeste do CGTC, em meio ao domínio da Unidade Barra do Chapéu-Ribeirão Branco. Apresenta textura protomilonítica, com foliação bem desenvolvida, definida pela orientação preferencial de biotita e anfibólio e por estiramento de cristais de plagioclásio. Estas rochas apresentam megacristais de plagioclásio de formato ovalado, similares a *augens*.

Sua mineralogia principal apresenta plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, hornblenda e biotita. Nos megacristais de oligoclásio ocorrem fina camada de recristalização de plagioclásio. Como acessórios são observados titanita, apatita, allanita e zircão.

As rochas desta unidade apresentam idades de 610 Ma (U-Pb ID-TIMS em zircões; Prazeres Filho *et al.*, 2000).

C. Unidade Santa Bárbara (USB): Constituída por hornblenda biotita dioritos (figura 2.4) de textura inequigranular, de ocorrência restrita na porção nordeste do CGTC, em contato com granitos da Unidade Barra do Chapéu-Ribeirão Branco e os metassedimentos da Formação Água Clara. Os dioritos apresentam mineralogia constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, hornblenda e biotita, sendo que os cristais destes últimos ocorrem associados, em níveis descontínuos, com hábitos euédricos a subédricos.

D. Unidade Barra do Chapéu-Ribeirão Branco (UBCRB): Unidade limitada a oeste pela Unidade Arrieiros-Cerro Azul, através da Zona de Cisalhamento Morro Agudo, e a leste limitada pela Formação Água Clara, por contatos intrusivos e localmente tectônicos (Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava).

Predominam biotita hornblenda monzogranitos porfiróides (figura 2.4), de matriz média a grossa. Os fenocristais de feldspato alcalino podem chegar a 8 cm. Em geral são rochas isotrópicas, possuindo localmente foliação incipiente gerada por fluxo magmático, definida pela orientação de megacristais. Os minerais acessórios encontrados são zircão, allanita, epidoto, apatita, opacos e titanita.

Zonas de cisalhamento impõe a estes litotipos foliações protomiloníticas a miloníticas (Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava) e cataclásticas (Zona de Cisalhamento Morro Agudo), segundo o autor, associadas a concentrações de epidoto e fluorita.

E. Unidade Arrieiros - Cerro Azul (UACA): É a unidade com maior área, segundo cartografado por Prazeres Filho (2005), onde são observados grandes tetos pendentes de rochas metassedimentares da Unidade Água Clara, concentradas nas porções sul e norte da área de ocorrência da unidade. Os contatos com a referida unidade metassedimentar são descritos principalmente como intrusivos e localmente tectônicos, enquanto que com a Faixa Itaiacoca o contato é marcado pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã.

Unidade constituída por biotita hornblenda monzogranitos, granodioritos a quartzo monzodioritos (figura 2.4) com fenocristais de feldspato alcalino de até 2 cm, em meio a matriz de granulação média. A composição mineralógica dos termos graníticos desta unidade é constituída por cristais idiomórficos a xenomórficos de plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e anfibólio, tendo titanita, zircão, apatita, allanita e minerais opacos como principais acessórios (Prazeres Filho, 2000; 2005).

São comuns veios aplíticos, representantes das manifestações graníticas tardias nesta unidade.

Segundo o autor observa-se uma foliação magmática originada por fluxo penetrativa nesta unidade, que se intensifica, originando rochas miloníticas.

F. Unidade Conceição (UCN): Esta unidade ocorre ao sul da unidade São Sebastião, em um corpo batolítico intrusivo nas rochas da Formação Água Clara. Nesta unidade granítica foram identificadas pelo autor três fácies graníticas.

A Fácies Arroio Taquaral é predominante, sendo composta por anfibólio-biotita monzogranitos inequigranulares e isótipos, e subordinadamente por sienogranitos. São observados fenocristais de feldspato alcalino de maneira esparsa e enclaves de sienogranitos, com dimensões centimétricas e formatos arredondados a ovalados. A matriz, de granulação média, é constituída por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita e traços de anfibólio. Fenocristais idiomórficos de feldspato alcalino correm frequentemente de maneira esparsa.

A Fácies Vista Bonita ocorre como um corpo circunscrito à Fácies Arroio Taquaral, sendo composta por monzogranitos equi a inequigranulares e geralmente isótipos, apresentando deformação de forma localizada. A composição mineral destas rochas é constituída por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, anfibólio, tendo ainda titanita, zircão, apatita, allanita e opacos como acessórios.

A terceira fácies proposta pelo autor, sem denominação, diferencia-se das outras duas por apresentar textura porfirítica, com megacristais de feldspato alcalino de até 3 cm, granulação grossa e maior porcentagem de máficos. Sua ocorrência é restrita às bordas leste e sudeste da unidade.

G. Unidade São Sebastião (USS): Esta unidade aflora na forma de um maciço ovalado, com aproximadamente 250 km² (Prazeres Filho, 2000 e 2005), cujo eixo maior apresenta 25 km de extensão e orientação ~N30E, concordante com a

orientação observada nas demais unidades do CGTC e nos metassedimentos encaixantes.

Os granitos (*l.s.*) desta unidade são intrusivos nos metassedimentos da Formação Água Clara, fato evidenciado segundo o autor pela presença de restos de teto pendentes e pelo contorno sinuoso do corpo.

São observados quartzos monzoníticos porfiríticos de coloração cinza médio, granulação grossa, geralmente isótipos, com foliação magmática insipiente, definida pela orientação de fenocristais de feldspato alcalino. Estes fenocristais, que podem alcançar até 12 cm de comprimento do eixo maior, apresentam inclusões de biotita e anfibólio. A matriz idiomórfica a xenomórfica é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e anfibólio, tendo como acessórios titanita, zircão, apatita, allanita, magnetita e sulfetos.

2.2.4.1. Aspectos Geocronológicos do Cinturão Granítico Três Córregos

No âmbito dos estudos geocronológicos destas rochas (quadro 2.1), destaca-se os trabalhos de Reis Neto (1994), que trabalhando no contato do CGTC com a Faixa Itaiacoca (a oeste da área alvo desta pesquisa), obteve idade Rb-Sr (RT) de 509 ± 31 Ma, interpretada pelo autor como idade mínima, sendo proposta a idade de 550 Ma para a colocação do CGTC. Vale ressaltar que o sistema Rb-Sr em rocha total é sensível a ações hidrotermais e os locais estudados pelo autor se encontram dentro da região de influência direta da Zona de Cisalhamento Itabirapuã.

Gimenez Filho (1993) obteve idades Rb-Sr (RT) entre 665 Ma e 790 Ma para termos graníticos localizados a nordeste da área de estudo. As idades admitidas para a formação do Arco Mágmatco Três Córregos seriam no intervalo entre 800 a 650 Ma. As datações K/Ar em biotitas obtidas pelo autor indicam idades entre 625 a 600 Ma para o início do resfriamento destas rochas, no final do Ciclo Brasileiro.

A partir da integração de dados de vários métodos geocronológicos (U-Pb em zircões por ID-TIMS e SHRIMP, Sm-Nd e Rb-Sr) Prazeres Filho (2005) propõe que os granitos cálcio-alcálicos de médio K, com idades entre 650-620 Ma (tonalitos da Unidade Paina e quartzos monzodioritos da Unidade Apiaí-Guaçu) sejam remanescentes do magmatismo pós-colisional, sendo os principais representantes do arco magmático. Já os granitos cálcio-alcálicos a alto K, de idades 620-590 Ma (Unidades Arrieiros-Cerro Azul, Conceição, São Sebastião, Barra do Chapéu-

Ribeirão Branco) representam o magmatismo sin a tardi colisional, gerados em ambiente compressional relacionados à evolução do arco magmático.

Os dados de Pb^{206}/Pb^{207} em zircões de Prazeres Filho (2005) mostram zircões discordantes, indicando grande envolvimento crustal na evolução do magma, com muita perda de U. As fácies Arrieiros-Cerro Azul e São Sebastião apresentam idades de evolução muito próximas (figura 2.5).

Quadro 2.1: Resumo do conhecimento geocronológico, baseado em variados métodos de datação, dos litotipos do Cinturão Granítico Três Córregos. Modificado de Prazeres Filho (2005).

Unidade Geológica	Unidade Granítica/Rocha	Método	Idade M.a. (rit) { \pm }	TDM	Autor
Batólito Três Córregos	Augen-gnaisses/quartzo monzodioritos	Rb-Sr (rt)	1790 \pm 86 (0,706)		2
		U-Pb (zr)	610 \pm 3		4
		K-Ar (bt)	608 \pm 9		4
	Paina/tonalito	Rb-Sr (rt)	658 \pm 49 (0,709){-18}	2,2	3
		U-Pb (zr)	636 \pm 3		5
	Arrieiros/granodiorito	U-Pb (zr)	633 \pm 3 (0,709){-18}	2,2	5
	Saival/quartzo monzonito	U-Pb (zr)	719 \pm 162		2
		U-Pb (zr)	605 \pm 2		4
		K-Ar (bt)	624 \pm 7		2
	Suíte deformada/granodiorito	Rb-Sr (rt)	788 \pm 76 (0,713)		2
		K-Ar (bt)	610 \pm 7		2
	Leucogranitos	U-Pb (zr)	608 \pm 5		4
	Suíte porfiróide/ monzogranito	Rb-Sr (rt)	664 \pm 2 (0,716)		2
		Rb-Sr (rt)	651 \pm 60 (0,719)		2
		K-Ar (bt)	615 \pm 11		2
		K-Ar (bt)	620 \pm 9		2
	São Sebastião/quartzo monzonito	U-Pb (zr)	603 \pm 3 (0,709){-18}	2,4	5
		U-Pb (zr)	599 \pm 7 (0,711){-17}	2,2	5
		K-Ar (af)	597 \pm 13		5
	Conceição/monzogranito	Rb-Sr (rt)	509 \pm 31 (0,712){-21}	2,1	3
K-Ar (bt)		604 \pm 14 (0,712){-19}	2,3	5	
K-Ar (rt)		604 \pm 14		1	
1. Bigarella e Salamuni (1967); 2. Gimenez Filho (1993); 3. Reis Neto (1994); 4. Gimenez Filho <i>et al.</i> (2000); 5. Prazeres Filho (2000).					
zr - zircão; bt - biotita; af - anfibólio; rt - rocha total.					

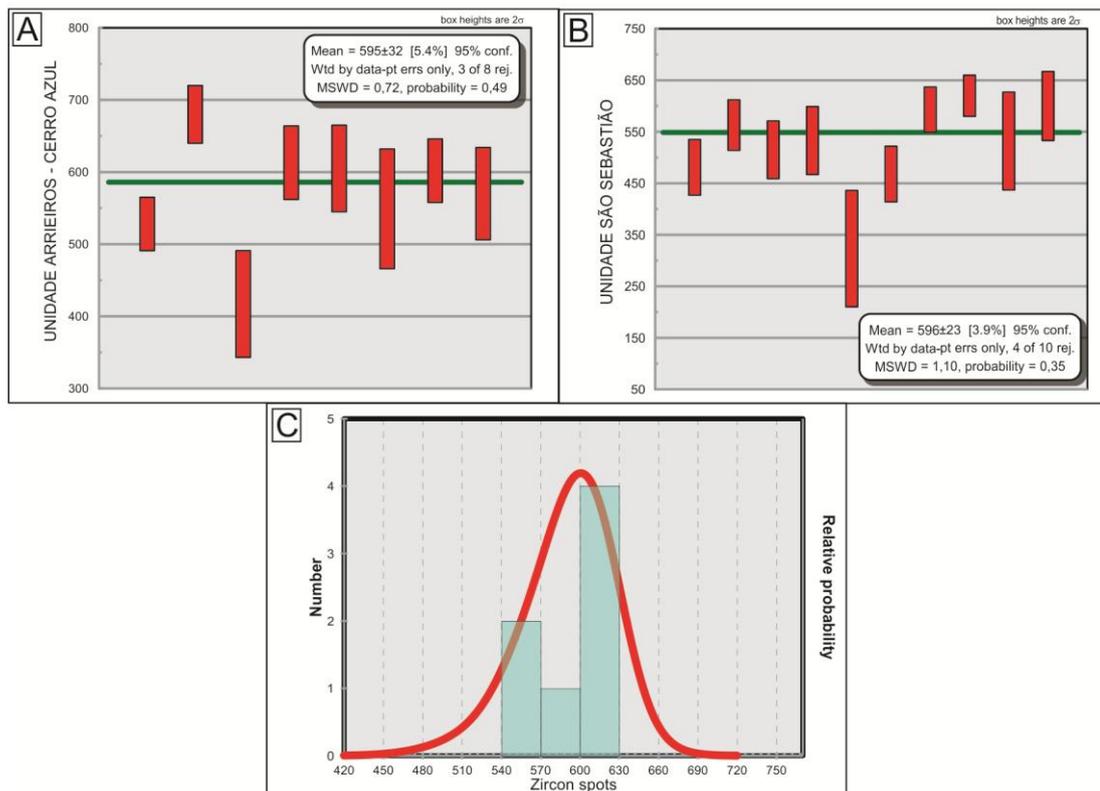


Figura 2.5: Diagramas com média ponderada das idades obtidas em zircão: A) Dados da unidade granítica Arrieiros-Cerro Azul; B) unidade granítica São Sebastião; C) Diagrama de frequências de idades Pb-Pb Dados das unidades Arrieiros-Cerro Azul e São Sebastião em conjunto. Dados extraídos de Prazeres Filho, 2005.

2.3 Geologia Estrutural

Segundo Campanha (2002), a evolução neoproterozóica do Cinturão Ribeira Sul resulta da colagem de uma série de diferentes terrenos geotectônicos que incluiriam arcos de ilha, margens passivas e fragmentos do embasamento.

Fiori (1992) sintetiza três sistemas deformacionais que afetam o Grupo Açungui. O Sistema de Cavalgamento Açungui, primeiro sistema de deformação, é responsável pela formação de planos de foliações S_1 (ou S_c), S_s , S_2 , dobras fechadas a isoclinais, falhas de cavalgamento e estruturas lineares. A foliação S_1 descrita pelo autor é geralmente paralela ao acamamento sedimentar S_0 , apresenta aspecto anastomosado, e há intensificação da foliação nas proximidades das zonas de cavalgamento. A foliação S_1 citada pelo autor é caracterizada como uma foliação do tipo C, estando a foliação S confinada em seus micrólitos. O transporte tectônico indicado pelas duas foliações é de NW para SE. A foliação S_2 é de caráter local, observada em estreitas faixas próximas a zonas de cavalgamento. Apresenta micrólitos onde são visíveis resquícios da foliação S_1 , configurando estruturas

sigmoidais. As falhas de cavalgamento desta fase apresentam uma zona de intensa deformação, com ocorrências de milonitos ou cataclasitos. Nestas zonas, comumente são observadas evidências de transposição, com dobras isoclinais sem raiz, lenticularização e truncamento de níveis do acamamento, e destruição das estruturas sedimentares. O autor reconhece a importância das falhas de cavalgamento que afetaram os metassedimentos do Grupo Açungui, que seriam responsáveis pelo empilhamento atual das unidades do grupo.

O segundo sistema de deformação reconhecido por Fiori (1992) é o Sistema de Dobramento Apiaí, que afeta as estruturas do sistema anterior. Assim, as falhas de cavalgamento e a foliação S_1 teriam sua disposição atual controlada por este sistema. As dobras do Sistema de Dobramento Apiaí variam de abertas a cerradas e isoclinais, e localmente pode-se observar a geração de uma foliação S_3 de caráter plano-axial. O terceiro sistema definido por Fiori (1992) trata-se do Sistema de Transcorrência Lancinha, composto por grandes falhas transcorrentes com comportamento associado ao modelo de cisalhamento simples. Associado a este sistema há geração de dobras escalonadas que indicam movimento dextral. O autor sugere o alojamento de corpos graníticos no núcleo de antifórmes relacionadas a este sistema.

Faleiros *et al.* (2011a) sugerem que o primeiro estágio na história evolutiva dos Terrenos Apiaí e Curitiba estaria relacionado ao magmatismo de arco magmático, com granitos formados entre 630 e 590 M.a, associado a um evento de subducção para NW. O segundo estágio evolutivo seria um estágio colisional, com colagem do terreno exótico de Curitiba com o Terreno Apiaí no período entre 600 e 590 M.a.). O terceiro estágio seria de exumação resultante de tectônica transcorrente pós-colisional, com as movimentações dextrais da zona de cisalhamento Lancinha e zonas de cisalhamento associadas no período entre 590-580 M.a.. Por fim, Faleiros *et al.* (*op. cit.*) descrevem uma fase extensional com colocação de granitos de afinidade litogeoquímica de tipologia A. Campanha (2002) assume que o sistema de cisalhamento transcorrente sobrepõe-se a pelo menos dois sistemas de deformação anteriores. O primeiro sistema estaria relacionado à deformação rotacional resultante de um cisalhamento subhorizontal, em planos paralelos ao S_0 . Este sistema apresentaria localmente *boudins* do acamamento, foliação S_1 e dobras intrafoliares. O segundo sistema de deformação, segundo o autor, seria resultante de esforço compressivo que gerou dobras abertas com planos axiais empinados e eixos subhorizontais.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Ascensão e instalação de magmas graníticos

A instalação de magmas graníticos (*emplacement* / alojamento) é a fase final do processo de construção de granitos na crosta continental, sendo entendida como a passagem de fluxos ascensionais para horizontais (Petford *et al.*, 2000; Vigneresse e Clemens, 2000).

Na literatura são descritos diversos mecanismos de ascensão e instalação de corpos plutônicos, com destaque para o diapirismo, *ballooning*, *dyking*, *stopping*, subsidência de caldeira e instalação associada a estruturas tectônicas, embora frequentemente ocorra uma associação de mecanismos, onde há o predomínio de um deles em determinado ambiente/profundidade (Jacques e Reavy, 1994; Neves, 2012). A literatura separa os mecanismos de alojamento em forçado (onde a taxa de injeção de magmas supera a de criação de espaço, gerando deformação mecânica da encaixante) e passivos (o fluxo magmático ocorre em fraturas abertas devido forças relacionadas ao *stress* regional). Dentre os principais mecanismos de alojamento forçado são citados o diapirismo e o *ballooning* (Hutton, 1988; Stevenson, 2009).

Por muitos anos o processo diapírico, onde grandes massas de magma ascendem através da crosta por diferença de densidade com o entorno, adquirindo forma de gota invertida (figura 3.1A), foi o principal modelo utilizado para explicar a ascensão e instalação de magmas graníticos, considerando que o magma era impulsionado por um único evento (Clemens, 2005; Hutton, 1996). Embora este modelo seja concordante com as condições da crosta inferior (dúctil), onde rochas encaixantes são quentes e pouco viscosas, a ponto de permitir o movimento ascendente, à níveis de crosta mais elevados este modelo apresenta dificuldades em explicar a instalação, pois seria necessária uma grande transferência de calor do plúton para as encaixantes a fim de garantir a viscosidade necessária para a ascensão do mesmo (Clemens e Mawer, 1992; Hutton, 1996; Vigneresse e Clemens, 2000). Tal transferência resultaria na cristalização do magma, parando sua ascensão, portanto, a termodinâmica do processo se mostra insatisfatória para transporte na crosta superior (Clemens e Mawer, 1992).

A interação das rochas encaixantes e do plúton em ascensão diapírica resultam no achatamento na parte superior do plúton, cisalhamento simples com estiramento vertical nos flancos do corpo e compressão na cauda, associados ao desenvolvimento de foliação concordante aos contatos do corpo (Hutton, 1996).

O processo de *ballooning* é caracterizado por sucessivos pulsos de injeções de magma para a construção da câmara magmática (expansão *in situ*), originando um incremento na deformação interna à câmara e nas rochas encaixantes a cada novo pulso (Hutton, 1996), observando-se assim, um achatamento importante da porção superior do plúton, e geração de foliação concêntrica ao corpo. Nas encaixantes observaria-se a geração de uma foliação concordante aos contatos com o plúton elíptico. Do mesmo modo que diapirismo, este processo encontra dificuldades de atuação na crosta superior devido às relações termodinâmicas entre plúton e encaixante (Hutton, 1996)

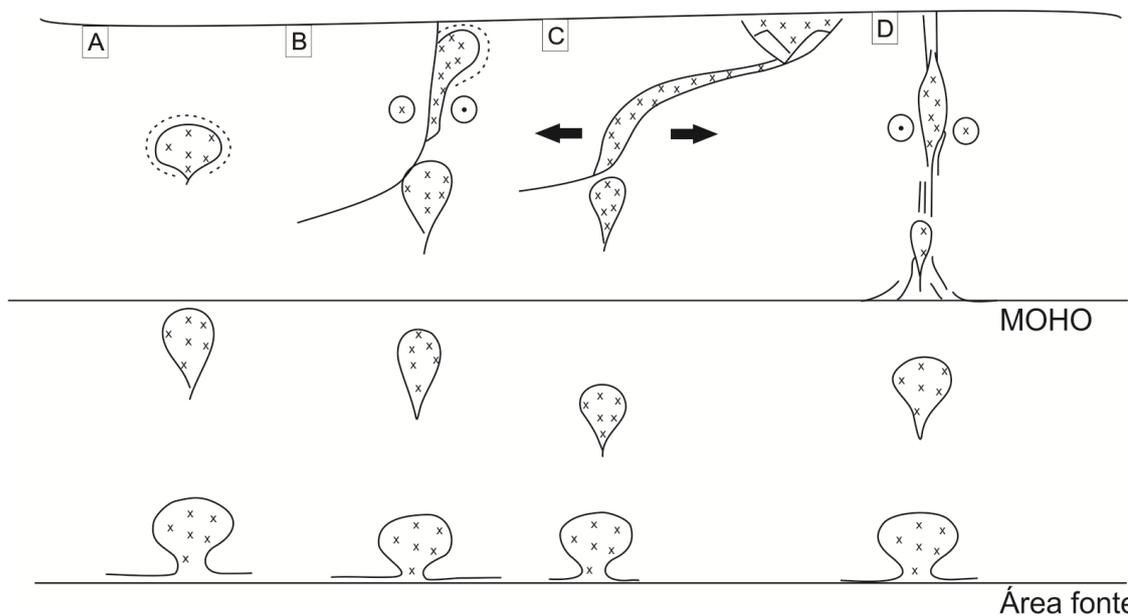


Figura 3.1: A) ascensão diapírica contínua, na ausência de ação tectônica, seguido de *ballooning* (linha pontilhada); B) Ascensão diapírica na crosta média, interceptada por zona transcorrente, originando plútons alongados, com processo de *ballooning* tardio; C) ascensão diapírica interceptada por falha lítica extensional intracrustal, originando granitos laminados; D) Ascensão diapírica interceptada por zona de cisalhamento crustal, criando espaço para a instalação granítica. Modificada de Hutton, 1988.

O modelo de ascensão por diques, apontado com um importante mecanismo de extração e ascensão de magmas à níveis crustais, assume que o magma flui através de fraturas pré-existentes ou recém criadas, e que o crescimento do plúton a níveis crustais se faz por fluxo contínuo ou episódico de injeções magmáticas (Clemens, 2005).

A instalação de grandes corpos graníticos associadas a estruturas tectônicas é observada em importantes falhas (figura 3.1B-D), zonas de cisalhamentos e

dobramentos, que originam espaço onde granitos podem se instalar (figura 3.2). A chave para estudar a associação entre tais estruturas e a instalação granítica é caracterizar o granito como sin-tectônico, primeiramente demonstrando que o padrão estrutural observado na encaixante atravessa o granito, não sendo defletido por ele, e que a trama no granito é de origem magmática. Em segundo lugar, os minerais da auréola de metamorfismo de contato devem apresentar a mesma cinemática que a deformação das rochas encaixantes (Hutton, 1996).

É provável que as falhas, às vezes, não sirvam de canais condutores de magma, mas proporcionem espaço para a instalação de plutões ao facilitar deslocamentos verticais, por intermédio dos seus planos, na rocha encaixante. (Neves, 2012; Hutton, 1988; Yenes *et al.*, 1999)

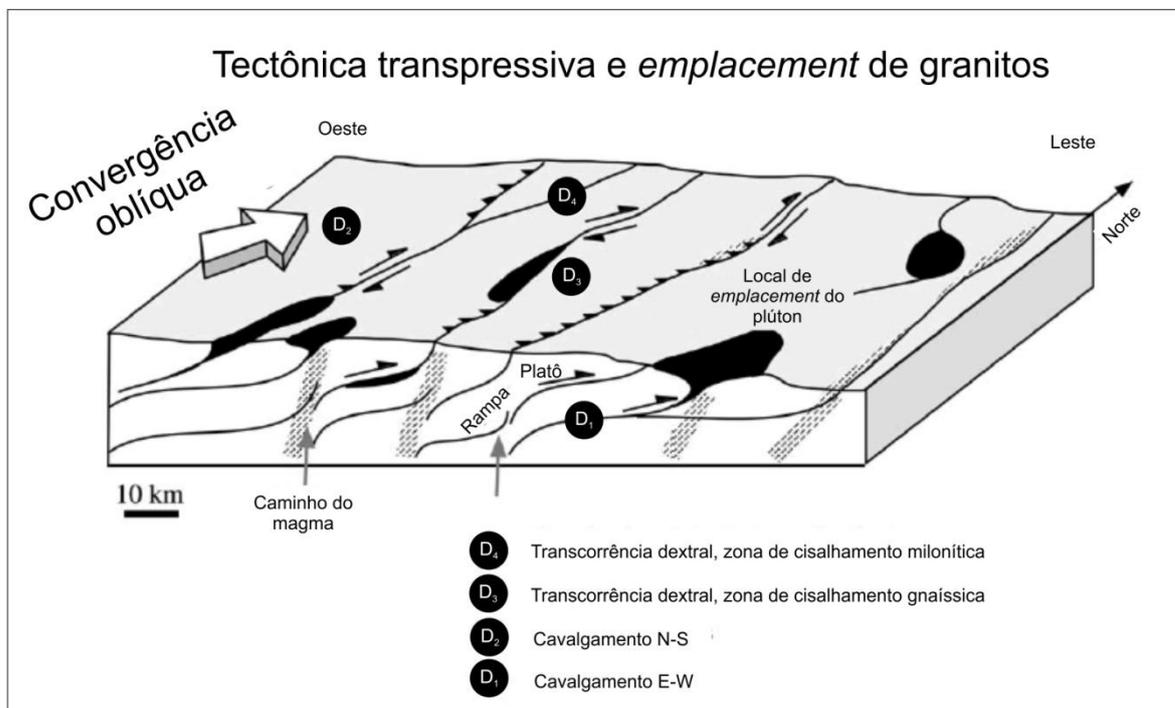


Figura 3.2: Bloco diagrama esquemático da associação de estruturas que podem ocasionar abertura de espaço na crosta para instalação de corpos graníticos em modelo de tectônica transpressiva, com convergência oblíqua. Modificada de Ferré *et al.*, 2002.

3.2 Origem da foliação em corpos graníticos

A cristalização de um magma granítico resulta na geração de uma trama magmática definida pelo arranjo existente entre os cristais de seus constituintes minerais, ocorrendo dois tipos principais: a resultante da orientação preferencial de

cristais inequidimensionais (orientação preferencial de forma) ou resultante da orientação de eixos cristalográficos dos minerais (Neves, 2012).

O desenvolvimento de foliação em granitos (*l.s*) pode ocorrer por fluxo magmático, fluxo submagmático, deformação em alta temperatura em estado sub-sólido e por deformação em temperatura moderada a baixa em estado sub-sólido. (Nicolas, 1992; Paterson *et al.*, 1989), entendendo-se como fluxo magmático a deformação por movimentação do magma fluído, com conseqüente rotação de cristais rígidos, sem interferência suficiente entre eles para causa deformação plástica (Vernon, 2000; Paterson *et al.*, 1989). O termo fluxo magmático implica em fluxo com suspensão de cristais, enquanto que submagmático, é o fluxo suportado por cristais (Vernon, 2000).

A origem magmática da foliação observada em corpos ígneos é caracterizada pelo alinhamento de minerais ígneos, geralmente euédricos a subédricos, que não apresentam expressiva recristalização nem deformação interna, em planos irregulares e mal definidos. Estes minerais alinhados podem estar contornados por agregados de cristais de quartzo/muscovita não alinhados. O alinhamento preferencial de autólitos também pode corroborar a geração de foliação por fluxo magmático se estes não apresentarem deformação plástica ou recristalização. Os contatos internos e externos aos plútons serão paralelos á direção da foliação, e na proximidade do contato na borda do corpo fenocristais e enclaves podem ser escassos. (Paterson *et al.*, 1989; Neves, 2012; Vernon, 2000).

Situações de deformação submagmática envolvem a presença de líquido durante a deformação regional, especialmente durante o resfriamento do magma. Critérios indicativos de fluxo submagmático envolvem principalmente recristalização de feldspato potássico e pertitas em chamas, substituição de k-feldspato por plagioclásio cálcico, transição entre imbricação magmática e arranjos de par S/C e migração de líquido residual para locais de baixa pressão (Vernon, 2000).

No caso do desenvolvimento em estado subsólido, os minerais que definem os planos de foliação apresentarão deformação microestrutural como extinção ondulante em feldspato, anfibólio e mica, e recristalização em agregados de cristais finos. A recristalização em estado sólido destes cristais pode gerar quartzo *ribbon*, muscovita, biotita e anfibólio com cristais lenticulares e níveis *boudinados* (Paterson *et al.*, 1989).

No caso de sobreposição de deformação subsólida sobre fluxo magmático, podem ser observadas planos oblíquos entre as estruturas (plano de origem subsólida a alto ângulo do previamente formado por fluxo magmático), ou então podem apresentar paralelismo entre os dois, com alinhamento de fenocristais tabulares de K-feldspato e foliação gnáissica, embora o reconhecimento de feições de fluxo magmático sejam de difícil reconhecimento nesses casos (Vernon, 2000; Vernon e Paterson, 1993).

A origem tectônica da foliação é ressaltada quando esta apresenta continuidade e paralelismo com foliações regionais desenvolvidas nas rochas encaixantes. Os minerais da aureola termal devem apresentar cinemática concordante a dos metassedimentos encaixantes, altos ângulos entre o contato do corpo ígneo com as encaixantes, e relação de idades entre minerais ígneos e metamórficos associados à foliação regional (Paterson *et al.*, 1989; Hutton, 1996).

Paterson *et al.* (1998) ressaltam a importância da adoção de uma avaliação sistemática para correlacionar as foliações internas do granito com às regionais. Para uma análise correta, é necessário a) diferenciar as texturas formadas em tempos distintos (relacionadas a enclaves, construção da câmara ou deformação regional); b) determinar a reologia da rocha quando a textura se formou; c) caracterizar o elipsoide desta textura quanto ao formato, tamanho e orientação dos elementos que a definem e d) avaliar o deslocamento deste elipsoide, se a textura for resultante de deformação regional, granito e encaixante devem apresentar mesmos gradientes; e por fim comparar deflexões de marcadores regionais pré-*emplacement* com texturas sin-*emplacement*. se padrões estruturais são descontínuos entre granito e encaixante, a textura interna ao plúton é provavelmente derivada de processos da câmara magmática (figura 3.3A); no caso de estruturas magmáticas contínuas às da encaixante, a textura é resultado da deformação regional (figura 3.3B).

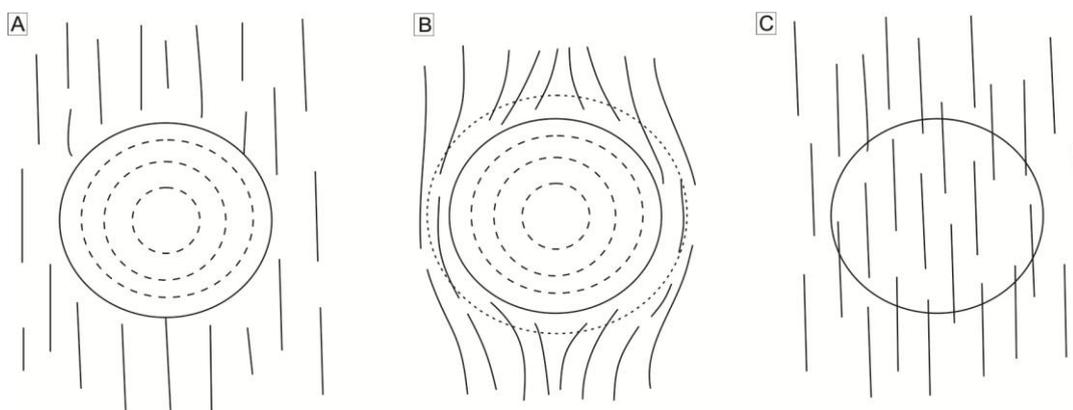


Figura 3.3: Grau de descontinuidade entre as estruturas observadas nos corpos graníticos e nas rochas encaixantes: A) Completamente descontínuas; B) parcialmente descontínuas; C) Completamente contínuas. Modificada de Paterson *et al.*, 1998.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo trata de todos os materiais e métodos utilizados para a realização desta pesquisa, onde foram desenvolvidos os seguintes passos:

4.1 Revisão Bibliográfica: Realizada com o intuito de compilar dados principalmente sobre as principais unidades litoestratigráficas e seus aspectos estruturais, metamórficos e geocronológicos, principalmente sobre as rochas graníticas e suas encaixantes, bem como propostas de modelos tectônicos para a região.

4.2 Geoprocessamento: A etapa de geoprocessamento foi dividida em duas fases: compilação e organização dos dados e integração dos mesmos.

4.2.1 Compilação e organização dos dados

Na etapa inicial do trabalho, o geoprocessamento consiste na geração de um banco de dados geológicos (dados litológicos e estruturais) referentes aos mapeamentos de detalhe realizados durante as disciplinas de Mapeamento/Relatório de Graduação, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, pelas turmas de 2009 e 2013 (quadro 4.1), assim como mapas em escala regional da área de estudo. O banco de dados do mapeamento de detalhe (escala 1:10.000), contém dados coletados em uma área de aproximadamente 300 km², totalizando 2047 pontos de afloramentos descritos, e um conjunto de dados estruturais de mais de 3000 medidas de atitudes de foliações (dentre estas 660 atitudes de foliação granítica e alinhamento de fenocristais), lineações, eixos de dobras, falhas e fraturas.

Quadro 4.1: Integrantes das equipes do Mapeamento de Graduação, dos anos de 2009 e 2013.

Equipe	Integrantes
I/2009	Diogo Ratacheski, Mariele L. Groxko, Rafael A. Crispin
II/2009	Edgar A.G. Sanches, Paolla C. da Silva, Talita C. Santos
III/2009	Adriana O. Semmer, Raul C. Figlie
IV/2009	João C. V. Parizotto, Márcio C. da Silva, Priscila E. Waydzik
V/2009	Fábio M. Pinto, Maiuly V. Gomes, Taís M. de Freitas
I/2013	Angela L. da Silva, Fábio L. Crisigiovani, Eduardo S. Costa
II/2013	Nicole T. Yamagutt, Taily F.S. Farias
III/2013	Gabriel M.G. de Oliveira, Tiago M. Esteves
IV/2013	Amanda H. Carvalho, Amanda Huckembeck, Leonardo M. Barão
V/2013	Andrea L.M. Pesch, José Eduardo F. Morais, Nayara P. Sanches

Ao longo da área mapeada foram utilizadas 202 lâminas petrográficas, das quais foram selecionadas 17 lâminas do mapeamento de 2013, cuja utilização neste trabalho contribuirá com os estudos de paragêneses metamórficas e caracterização microestrutural pretendida na área de estudo. Destaca-se a utilização de informações coletadas durante as atividades da primeira etapa de campo das equipes de Mapeamento de Graduação do ano de 2015, como parte do estágio supervisionado em prática de docência.

4.2.2 Integração dos dados:

Esta etapa auxiliou na seleção de informações relevantes ao trabalho proposto. Os dados geológicos foram tratados no *software* de geoprocessamento *ArcGis versão 9.3.1* (ESRI), utilizando o sistema geodésico de referência SAD-69 (*South American Datum, 1969, zona 22 S*).

A integração das unidades litológicas foi realizada pela análise qualitativa e quantitativa dos dados geológicos, buscando a correlação de unidades descritas e caracterizadas em escala de detalhe, algumas vezes conflitante. Estes conflitos podem ser percebidos por discrepâncias menores, onde são necessárias apenas algumas adaptações na terminologia empregada, discrepâncias parciais, onde são necessárias complementações (extrapolação) ou supressões (generalização) de informações, ou podem ser discrepâncias graves, onde são necessárias reavaliações e reinterpretações dos dados. Em ambos os casos (extrapolação e generalização), o objeto final deve manter a correção e a fidelidade com os dados originais de campo, bem como a coerência da apresentação na escala 1:50.000 para integração.

O primeiro filtro é feito pelo georreferenciamento dos dados, que possibilita verificar a coerência dos desenhos geológicos pela simples visualização da distribuição e conexão de pontos (afloramentos descritos, medidas estruturais, etc.), linhas (contatos, falhas, etc.) e polígonos (unidades cartografadas). O próximo passo foi a análise qualitativa, verificando os tipos de afloramentos descritos (*in situ*, blocos, dimensões, etc.), a quantidade de dados geológicos observados (composição mineralógica, estruturas, texturas, relações de contato, etc.) e a coerência das informações coletadas. Após esta primeira análise, foi realizada a análise quantitativa, prezando pela quantidade e distribuição geográfica das

observações. Esta forma de análise visa facilitar e subsidiar decisões nas generalizações e extrapolações que se fizeram necessárias.

O resultado da análises qualitativa e quantitativa permitiu a comparação entre as unidades propostas pelas equipes dos mapeamentos de detalhe e a identificação de correlações negativas e positivas. A correlação positiva foi aplicada quando duas ou mais unidades apresentaram características litológicas semelhantes. Em alguns casos, as características litoestratigráficas eram complementares, pois apresentavam variações locais quanto a composição das unidades (e.g. ocorrência pontual de um litotipo não observados nas demais áreas, assembleia mineral composta por diferentes porcentagens, e ocorrência de mesmo litotipo, mas em diferentes proporções) e uma análise da qualidade e quantidade dos dados de cada equipe para determinada unidade se fez necessária, resultando em uma *correlação positiva complementar* entre as unidades, possibilitando sua integração. Quando as caracterizações das unidades divergiram, as correlações foram definidas como negativas e, nesse caso, duas ações eram possíveis: somar as descrições diferentes em uma mesma unidade ou manter as unidades separadas, com descrições diferentes.

Da mesma maneira que nas correlações positivas, as unidades de distribuição restrita na área de estudo foram mantidas quando observáveis na escala do mapa integrado (1:50.000).

O mapa de escala 1:100.000 confeccionado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) complementou o desenho geológico, seguindo o mesmo critério de correlações positivas e negativas. A integração destes mapas somada à análise estrutural da região e aos dados coletados em trabalhos de campo resultou na confecção de 2 mapas em escala 1:50.000 das regiões de Volta Grande e do Alto Açungui, onde foram focadas as caracterizações litológicas, estruturais e metamórficas, a cartografia dos contatos do Cinturão Granítico Três Córregos com as encaixantes, suas relações com estruturas regionais, e a espacialização cartográfica das formações Água Clara e Votuverava, utilizando dados de campo, integração e compilação de trabalhos anteriores e dados geofísicos (anexos 1 e 2).

Outro aspecto importante é a classificação litoestratigráfica das unidades, o que seria o melhor critério geológico para integração de diferentes conjuntos de rochas. Contudo, nem sempre é fácil obtermos uma classificação estratigráfica precisa, pois a junção de diferentes rochas em sequências, membros, formações,

grupos, etc., depende de continuidade física das unidades, bem como das evidências sobre seus ambientes de formação. Em faixas móveis dificilmente conseguimos tais registros devido a falta de continuidade física, prejudicando significativamente a classificação estratigráfica. Assim, a integração das unidades em terrenos metamórficos deve seguir o conceito de litodemas, entendidos como conjuntos litológicos com afinidades composicionais, metamórficas e/ou estruturais, sem o compromisso de apresentarem tal continuidade.

As simbologias utilizadas no mapa seguem as recomendações do Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM,1985).

4.3 Trabalhos de Campo: Foram realizadas 3 etapas de trabalhos de campo, tendo cada uma objetivos específicos. A primeira etapa de campo, realizada entre os dias 15 a 18 de Outubro de 2014, teve como foco o reconhecimento e descrição de estruturas e texturas das rochas do Cinturão Granítico Três Córregos e a comparação com as observadas nos metassedimentos, coleta de amostra para os estudos petrográficos e geocronológicos, e quando possível, a verificação das relações de contato entre as rochas graníticas, suas encaixantes e os restos de teto.

Os afloramentos-alvo desta etapa de campo foram selecionados com base na avaliação de dados coletados em afloramentos descritos durante os mapeamentos de detalhe realizados nos anos de 2009 e 2013, referentes às rochas graníticas e suas encaixantes.

A segunda etapa de campo foi realizada durante os dias 16 a 20 de Fevereiro de 2015, visando a descrição e caracterização da foliação granítica, bem como levantamento de atitudes da foliação e de alinhamentos de fenocristais, e coleta de amostras para petrografia.

A terceira etapa de campo, que ocorreu nos dias 21 e 22 de Julho de 2015, teve como objetivo, além da coleta de dados estruturais e de amostras de rochas graníticas, a melhor caracterização das diferentes fácies observadas na porção centro-leste da área.

4.4 Petrografia: O estudo petrográfico objetivou a caracterização da mineralogia, texturas e estruturas dos litotipos da área, para posterior distinção de estruturas de fluxo magmático e da deformação regional impressa nas rochas graníticas e encaixantes, utilizando a análise microtectônica. A descrição de paragêneses minerais visou a caracterização do grau metamórfico associado à

colocação do corpo ígneo. O estudo mineralógico e temporal do desenvolvimento das foliações regionais também é um objetivo da análise petrográfica.

A confecção das lâminas petrográficas foi realizada no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN) da UFPR. Além da descrição de 16 lâminas confeccionadas a partir de amostras coletadas nos levantamentos de campo, também foram descritas neste trabalho 10 lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras coletadas durante os mapeamentos de detalhe realizadas por equipes do ano de 2009, e 11 lâminas delgadas de equipes do Mapeamento de Graduação do ano de 2013, do acervo do Departamento de Geologia. No total foram descritas 37 lâminas.

A descrição petrográfica foi realizada com uso do microscópio Zeiss Imager A2M, e para a captura de fotomicrografias foi utilizado o *software* Axio Vision (versão 4.8.2.0, da *Carl Zeiss Micro Imaging GmbH*). Os equipamentos e o *software* foram fornecidos pelo Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR – UFPR).

A arte gráfica em fotografias de trabalhos de campo e de amostras de rochas, bem como fotomicrografias de lâminas foram realizadas com uso do *software* Corel Draw (versão X5) (Corel Corporation, 2010).

Complementando a petrografia, 12 lâminas foram analisadas por Microscopia de Varredura eletrônica (MEV - JEOL, modelo 6010LA) com análise química por Espectrometria de energia Dispersiva de Raios X (EDS - JEOL, modelo EX-94410T1L11), no LAMIR - UFPR.

4.5 Análise estrutural: O objetivo deste estudo foi o reconhecimento e compreensão do padrão das foliações e lineações internas ao CGTC para posterior comparação e correlação com o padrão regional observado nas rochas encaixantes nas proximidades de sua borda leste. A primeira etapa da análise envolveu a identificação e classificação de estruturas e texturas observadas nas rochas graníticas e encaixantes, através de análise multiescala e multitemática (SIG, trabalhos de campo e análise petrográfica).

Os dados estruturais coletados durante os trabalhos de campo, e os levantados nos Mapeamentos de 2009 e 2013, foram organizados em uma tabela do *software* Microsoft Office Excel 2007, onde foram plotados números e coordenadas UTM dos afloramentos, seguidos pela descrição sucinta das estruturas observadas e suas atitudes medidas com bússola do tipo *Clar*. Para a análise dos dados estruturais foram confeccionados no *software* OpenStereo, estereogramas

setorizados, utilizando rede de projeção em igual área, hemisfério inferior de Schmidt-Lambert,.

4.6 Geofísica - Aerogamaespectrometria e Aeromagnetometria: Os dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foram utilizados visando a identificação de grandes estruturas em subsuperfície e a distribuição espacial das unidades geológicas da área de estudo, principalmente no que tange a separação de fácies do CGTC. Os dados utilizados são do "Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina" (CPRM, 2011), com levantamentos de altura média de voo de 100m, linhas de direção N-S com espaçamento de 500m, e linhas E-W com espaçamento de 10.000m. O tratamento dos dados foi realizado pelo Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA - UFPR).

5. INTEGRAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA

Este capítulo descreve as principais características das unidades geológicas integradas na escala 1:50.000, abordando os principais litotipos aflorantes na área de estudo, sobretudo seus arranjos espaciais, contatos, composições mineralógicas e texturas. Para tanto, foram utilizados mapas geofísicos que auxiliaram no reconhecimento das assinaturas e distribuição espacial das unidades. O intuito é caracterizar os aspectos metamórficos relacionados ao *emplacement* na borda leste do Cinturão Granítico Três Córregos. A cartografia e caracterização lito-tectonoestratigráfica destas unidades é fundamental para o entendimento dos processos de *emplacement* e regimes tectônicos relacionados. Para tanto, foram integrados mapas e dados geológicos da borda leste do Cinturão Granítico Três Córregos, realizados nas disciplinas Mapeamento Geológico e Relatório Geológico do Curso de Geologia da UFPR. Estes dados foram integrados e supervisionados em trabalhos de campos.

Para integração das unidades litológicas, o ponto fundamental no raciocínio lógico utilizado para a correlação de unidades descritas e caracterizadas em escala de detalhe é a percepção da necessidade de adaptações, pois sem estas seria praticamente impossível chegar a um produto homogêneo. Contudo, estas adaptações não podem ser realizadas ao mero acaso, mas sim com uma cuidadosa análise qualitativa e quantitativa dos dados geológicos, descrita no item 4.2.2, do capítulo Materiais e Métodos. Assim, as 54 unidades geológicas mapeadas na escala 1:10.000 nos anos de 2009 e 2013 foram reavaliadas, filtradas e integradas com as observações feitas durante etapas de trabalhos de campo da presente pesquisa, resultando na proposta de 12 unidades metassedimentares e 7 unidades graníticas observáveis no mapa na escala de trabalho adotada (1:50.000) (anexos 2 e 3). Importante ressaltar que as caracterizações litológicas, estruturais e metamórficas tiveram como principais alvos os metassedimentos da Formação Água Clara e os granitos constituintes do CGTC, não sendo aprofundadas nas demais litologias encontradas na área de estudo.

5.1. Dados Aerogeofísicos - Gamaespectrometria

Como explicado no capítulo 4, subitem 4.6, os dados aerogeofísicos de gamaespectrometria foram utilizados para verificação da distribuição espacial das unidades geológicas da área de estudo, visando separação de conjuntos litológicos com padrões geofísicos distintos.

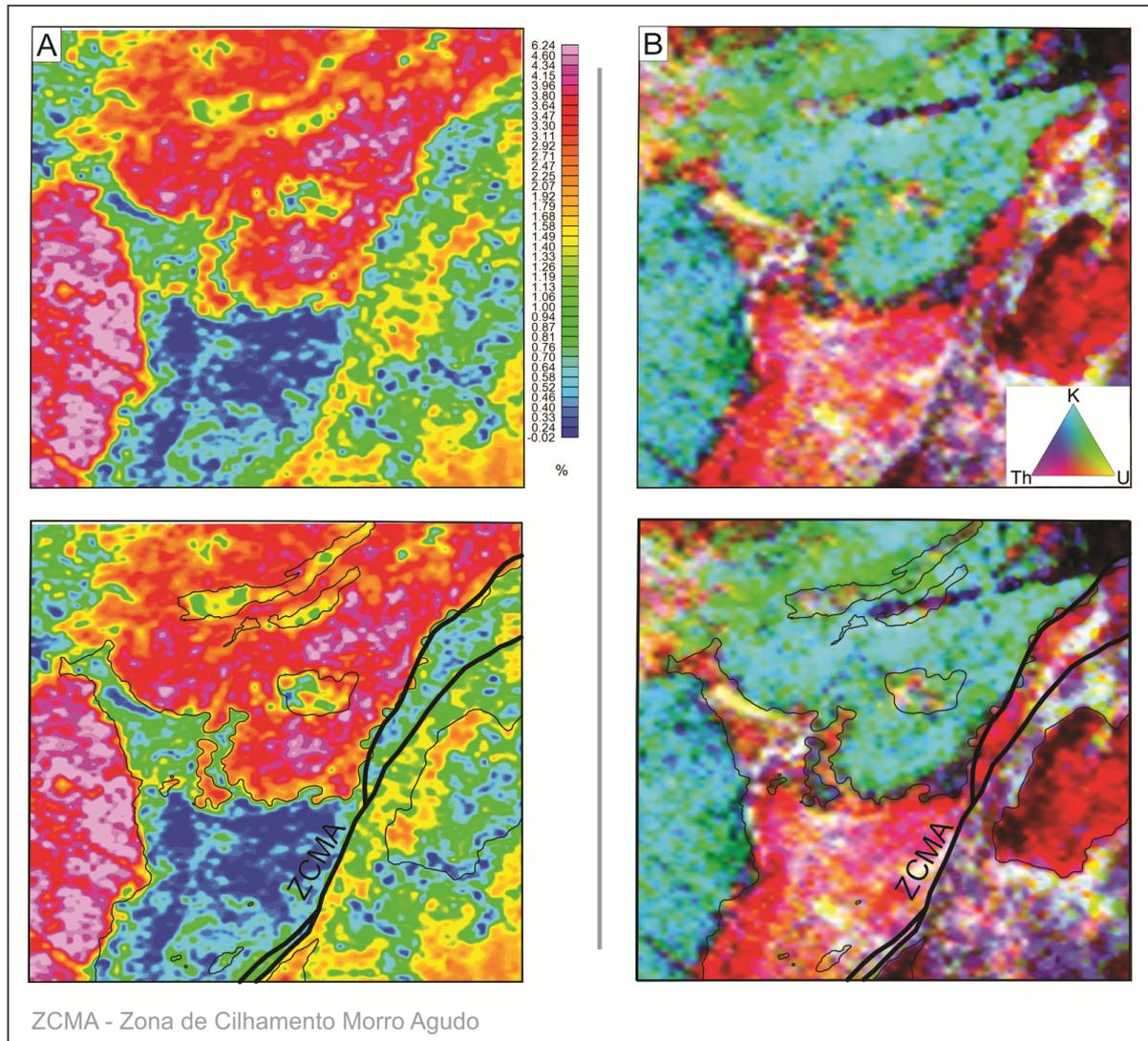


Figura 5.1: Mapas geofísicos de aerogamaespectrometria sobrepostos com a geologia simplificada da área de estudos. A) Mapa de anomalia de potássio (%); B) Mapa de composição ternária de CMY dos três radionuclídeos (K, eTh e eU).

O mapa de anomalia de potássio (figura 5.1A) evidencia a separação das fácies graníticas do Cinturão Granítico Três Córregos, São Sebastião e Arrieiros-Cerro Azul, e quando analisado em conjunto com os mapas CMY e CT, balizados por dados de campo, permite traçar com bastante precisão o contato do granito com os metassedimentos. A fácies São Sebastião é caracterizada por assinatura geofísica com valores mais elevados de K que a Arrieiros-Cerro Azul (figura 5.1A e B).

A Formação Água Clara é caracterizada por uma assinatura geofísica com baixos valores de K, apresentando quantidades equivalentes de Th e U, enquanto a Formação Votuverava apresenta assinatura geofísica com valores moderados de K, apresentando quantidades equivalentes de Th (figura 5.1A e B).

O mapa de CMY realça os domínios graníticos e as diferentes assinaturas geofísicas entre eles, onde o CGTC apresenta valores elevados de K e os granitos Morro Grande e Piedade apresentam baixos valores de K e elevados valores de Th e U (figura 5.1B)

5.2 Formação Água Clara (MPAC)

A Formação Água Clara, desde sua proposta inicial por Marini *et al.* (1967), é caracterizada e reconhecida por seus litotipos de composição carbonática, que ocorrem com frequência em boa parte desta unidade litoestratigráfica. Na área de estudo são reconhecidas três diferentes unidades de mármore, separadas pelo contexto composicional, macroscopicamente caracterizadas pela intercalação com outros litotipos, observados em diferentes proporções. As rochas calciossilicáticas são referidas por diversos autores como o principal litotipo utilizado para distinção entre as formações Água Clara e Votuverava, uma vez que nesta formação tais rochas não foram reconhecidas. Encontra-se uma grande variedade de minerais, quando comparada aos mármore e filitos. Na área de estudo há o predomínio de rochas calciossilicáticas, porém, duas associações litológicas são propostas, baseadas nas intercalações com diferentes litotipos.

As rochas siliciclásticas da Formação Água Clara podem ser confundidas como unidades da Formação Votuverava, onde rochas com esta composição, a exemplo de xistos e filitos, predominam. Contudo, o contexto geológico e sua espacialização em mapas de detalhe permitem a correlação com a Formação Água Clara.

A caracterização litológica e a análise da espacialização das unidades, bem como suas relações de contato, permitiu a separação de duas associações litológicas (figura 5.2).



Figura 5.2: Esquema de agrupamento das unidades litoestratigráficas em associações litológicas.

A nomenclatura proposta para as unidades da Formação Água Clara, bem como das associações litológicas onde foram agrupadas, tenta expor os aspectos composicionais de suas litologias constituintes, evitando termos que remetam à rocha pretérita e a aspectos puramente estruturais.

A *Associação Litológica Calciossilicática* é composta pelas unidades predominantemente silicáticas e calciossilicáticas do norte da área de estudo, na lasca de metassedimentos de direção geral N60E, em meio ao CGTC (figura 5.4), e pelos metassedimentos de direção geral N40W na porção oeste, enquanto que a *Associação Carbonato-silicática* apresenta predomínio de unidades carbonáticas. O contato entre as duas associações é marcado por falhas tectônicas de cavalgamento, e pela ocorrência de unidade de ortoanfíbrito (figura 5.3C).

A separação das duas associações litológicas foi também balizada pelos dados gamaespectrométricos, onde a *Associação Litológica Calciossilicática* é caracterizada no mapa de anomalia de K (figura 5.3A-B) com valores relativamente mais elevados que a *Associação Litológica Carbonato-silicática*, visto a predominância de mármore calcíticos, cuja assembleia mineral constituinte de suas unidades é representada por poucos minerais ricos em K.

A unidade "*Ortoanfíbrito*", localizada próxima à região do rio dos Monos, não foi inserida em nenhuma associação litológica por ser tratar de rocha de origem ígnea e estar localizada no contato entre as duas associações litológicas propostas, não permitindo uma correlação clara com uma ou outra associação. Também justifica-se a sua individualização pela sua importância do ponto de vista genético para as sucessões metavulcanossedimentares.

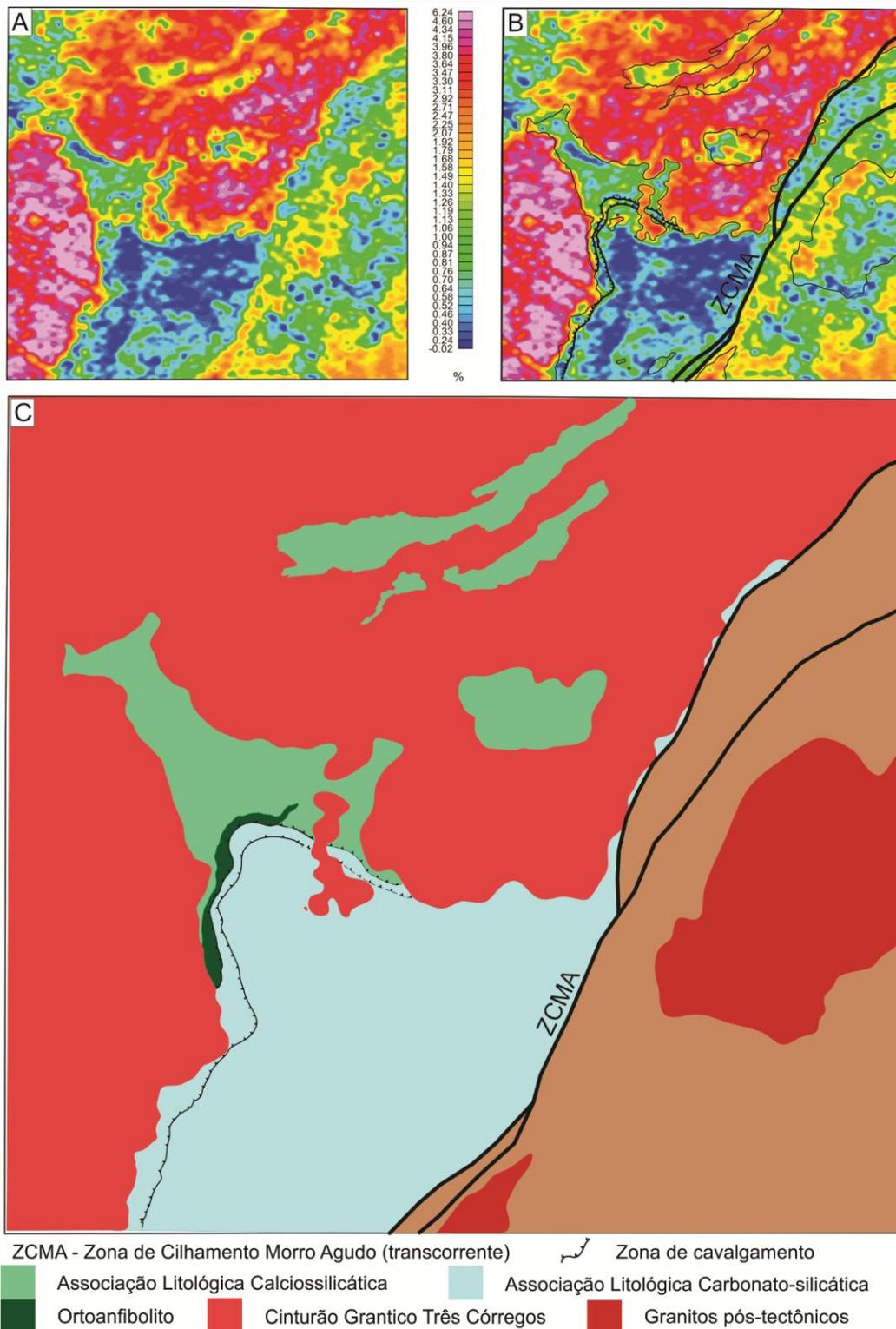


Figura 5.3: Mapa esquemático com as associações litológicas propostas. A) Mapa aerogeofísico de anomalia de potássio (%); B) Sobreposição do mapa de anomalia de potássio com os principais contatos da área de estudo; C) Mapa geológico simplificado, com as associações litológicas propostas.

5.2.1 Associação Litológica Calciossilicática

Os litotipos desta associação encontram-se na porção norte da área, onde suas unidades constituintes ocorrem na forma de lascas em meio ao CGTC,

observadas intercalações centimétricas e decimétricas de rochas graníticas e metassedimentares, onde as injeções graníticas concordantes com o bandamento composicional dos metassedimentos com mergulhos moderados (média de 60°), sugere uma relação da deformação de baixo ângulo na geração de espaço durante o processo de colocação dos granitos.

Esta unidade é caracterizada pela intercalação de camadas métricas de rochas calciossilicáticas com níveis de composição carbonatossilicática, além de intercalações menores, com espessura milimétrica a centimétrica, de associações carbonáticas (ex. mármore impuro) e associações terrígenas (ex. quartzito e quartzo-sericita filito e biotita xisto) (figura 5.5C). Em meio a esta sequência, camadas métricas de anfibolitos são de ocorrência frequente. O caráter desta intercalação de diferentes litotipos é aparentemente transicional, sendo observadas também variações de textura nematoblástica a lepidoblástica.

As rochas calciossilicáticas predominam nesta unidade, sendo reconhecidas em campo por tonalidades cinza a verde escuro, granulação muito fina a fina, semelhante aos filitos, contudo com textura grano (figura 5.5B) e nematoblástica (quando visível) (figura 5.5A) e com xistosidade menos desenvolvida. A composição mineralógica é bastante variada, incluindo anfibólios, calcita, quartzo, sericita, epidoto, plagioclásio, biotita, clorita, diopsídio, granada, wollastonita e sulfetos. O bandamento destas rochas é definido pela intercalação de níveis onde predominam minerais calciossilicáticos (anfibólios, plagioclásio, epidoto), silicatos (quartzo e micas) e carbonatos (principalmente calcita). Podem ser observadas camadas carbonatossilicáticas, expressas por rochas com bandamento composicional definido pela alternância entre níveis onde predominam calcita, quartzo e margarita, com ocorrência de anfibólio, biotita e muscovita.

Os mármore desta unidade apresentam coloração cinza claro a escuro, granulação fina a média e textura granoblástica. O bandamento composicional observado é caracterizado pela intercalação de níveis centimétricos de composição essencialmente quartzosa com níveis carbonáticos (figura 5.5D).

As camadas de anfibolito são facilmente reconhecidas em campo quando possuem textura granoblástica fina a média e estrutura maciça, com amplo predomínio de anfibólio e plagioclásio, assumindo cor cinza esverdeado. A composição mineral dos anfibolitos pode ser bastante variada, mas no geral são constituídos por anfibólios (hornblenda e/ou actinolita-tremolita; 70%), plagioclásio

(20%) e quartzo (10%). Alguns corpos apresentam textura nematoblástica e foliação insipiente, caracterizada por bandamento composicional ou por xistosidade

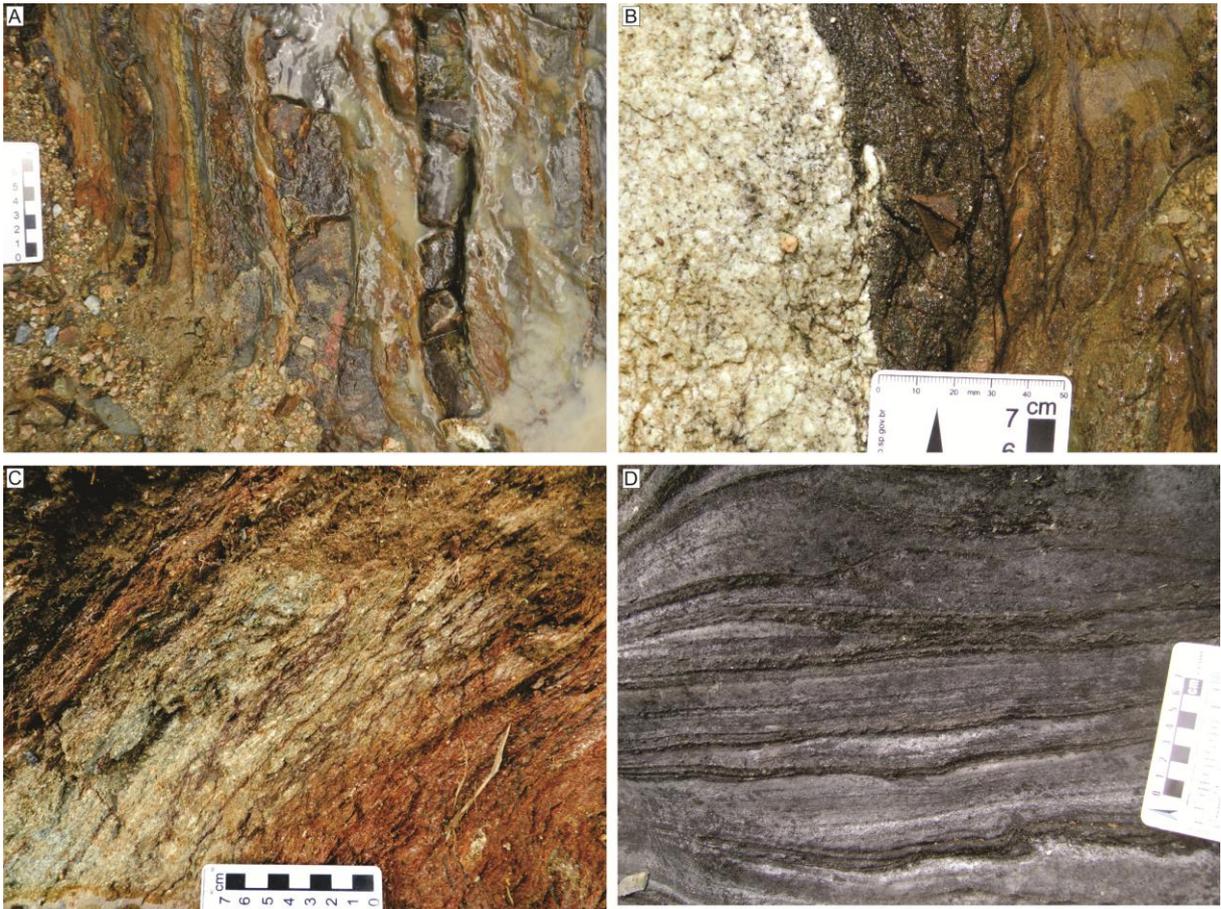


Figura 5.5: Litologias constituintes da unidade *Calciossilicática com intercalações de carbonáticas*. A) Rocha calciossilicática bandada, com textura nematoblástica, RZM59; B) Contato entre calciossilicática de textura granoblástica e leucosienogranito, RZM70; C) Quartzo-sericita filito intercalado aos níveis calciossilicáticos, RZM77; D) Mármore calcítico bandado, com níveis silicáticos resistentes ao intemperismo, 39/IV/2009.

Observa-se nesta unidade o desenvolvimento heterogêneo de *hornfels*, sobretudo nas rochas calciossilicáticas e nos mármore, onde há o desenvolvimento de rocha de coloração cinza esverdeada, textura granoblástica e estrutura maciça. Sua assembleia mineral é constituída por quartzo, epidoto, anfibólio e carbonato, de granulação fina a média. A associação hidrotermal da gênese destas rochas é reconhecida pela presença de intensa venulação e epidotização.

Estaurolita-muscovita-biotita xisto (MPACex)

Esta unidade localiza-se no centro-oeste da área, em contato com "*Mármore calcíticos bandados*" e "*Calciossilicática bandada*".

São observados xistos de coloração castanho claro a avermelhado e granulação fina a média. Apresentam grande variedade composicional, sendo sua

composição mineral em geral constituída principalmente por muscovita, biotita e quartzo, e localmente apresentam clorita, cianita, estaurolita, andaluzita, granada, grafita e magnetita (figura 5.6).

A proporção quartzo/micas, ou mesmo alguns minerais índices variam em diferentes afloramentos, ou mesmo dentro de um mesmo afloramento, o que imprime um aspecto bandado comum em toda a unidade. A textura das rochas varia de lepidoblástica a granolepidoblástica. Os cristais de estaurolita possuem formato prismático e dimensões milimétricas, localmente é possível observar sombras de pressão (RZM20). Já os cristais de cordierita podem alcançar dimensões centimétricas (entre 1mm a 2 cm). A cianita possui forma prismática, podendo alcançar 7mm de comprimento.

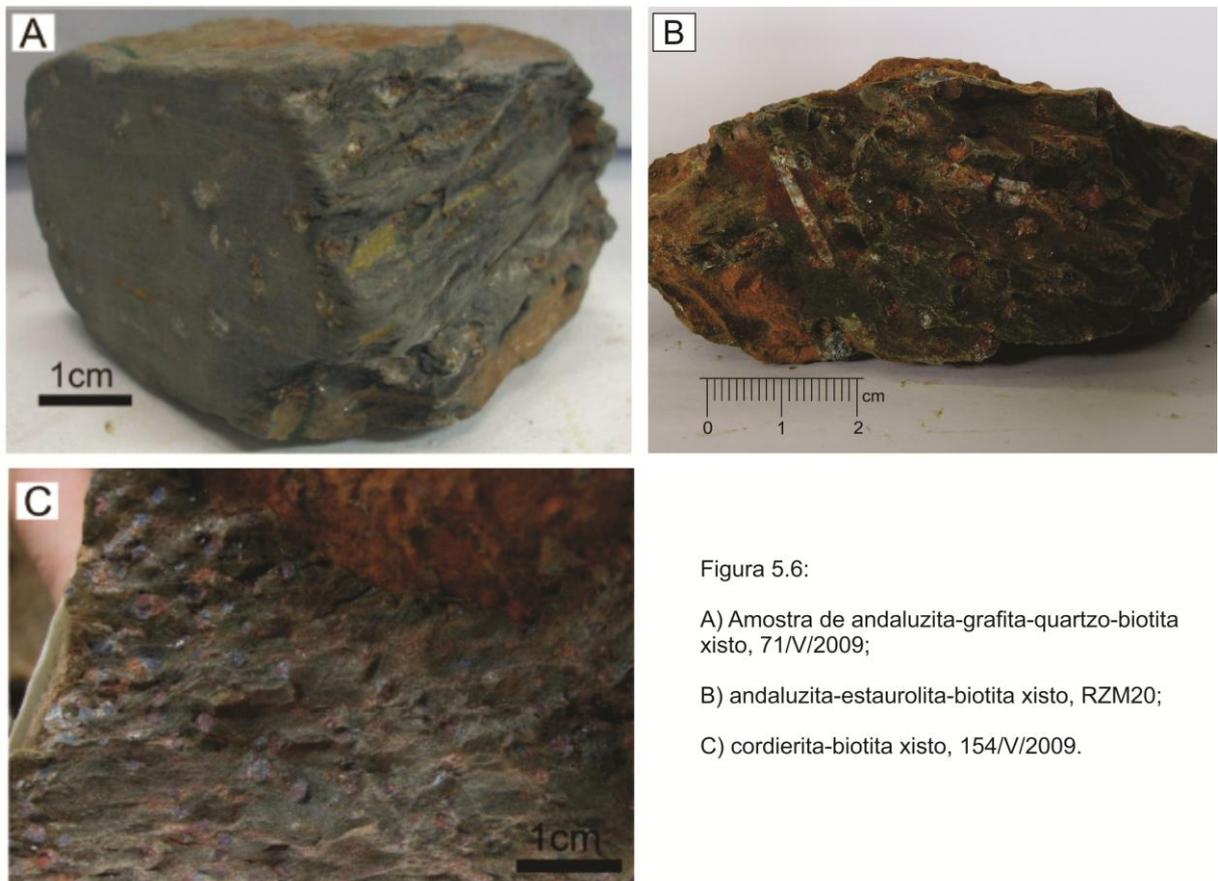


Figura 5.6:

A) Amostra de andaluzita-grafita-quartzo-biotita xisto, 71/V/2009;

B) andaluzita-estaurolita-biotita xisto, RZM20;

C) cordierita-biotita xisto, 154/V/2009.

Granada-muscovita xisto (MPACx)

Esta unidade está em contato com a "*Unidade Calciossilicática intercalada a carbonatossilicáticas*" e com o CGTC, ocorrendo como restos de teto de dimensões decimétricas, apresentando injeções graníticas frequentes, que se apresentam em campo como corpos métricos aparentemente tabulares.

Em campo é possível observar variações composicionais nos xistos, sendo reconhecidos principalmente granada-biotita-quartzo-muscovita xisto, plagioclásio-quartzo-muscovita xisto (figura 5.7C) e muscovita-quartzo xisto. Em função da escala de mapeamento utilizada (1:50.000), essas variações não são representadas no mapa geológico da área de estudo.

As rochas desta unidade apresentam cor cinza avermelhado a acastanhado, granulação fina a média, sendo observado cristais de muscovita e biotita de granulação grossa a muito grossa nas proximidades de corpos graníticos.

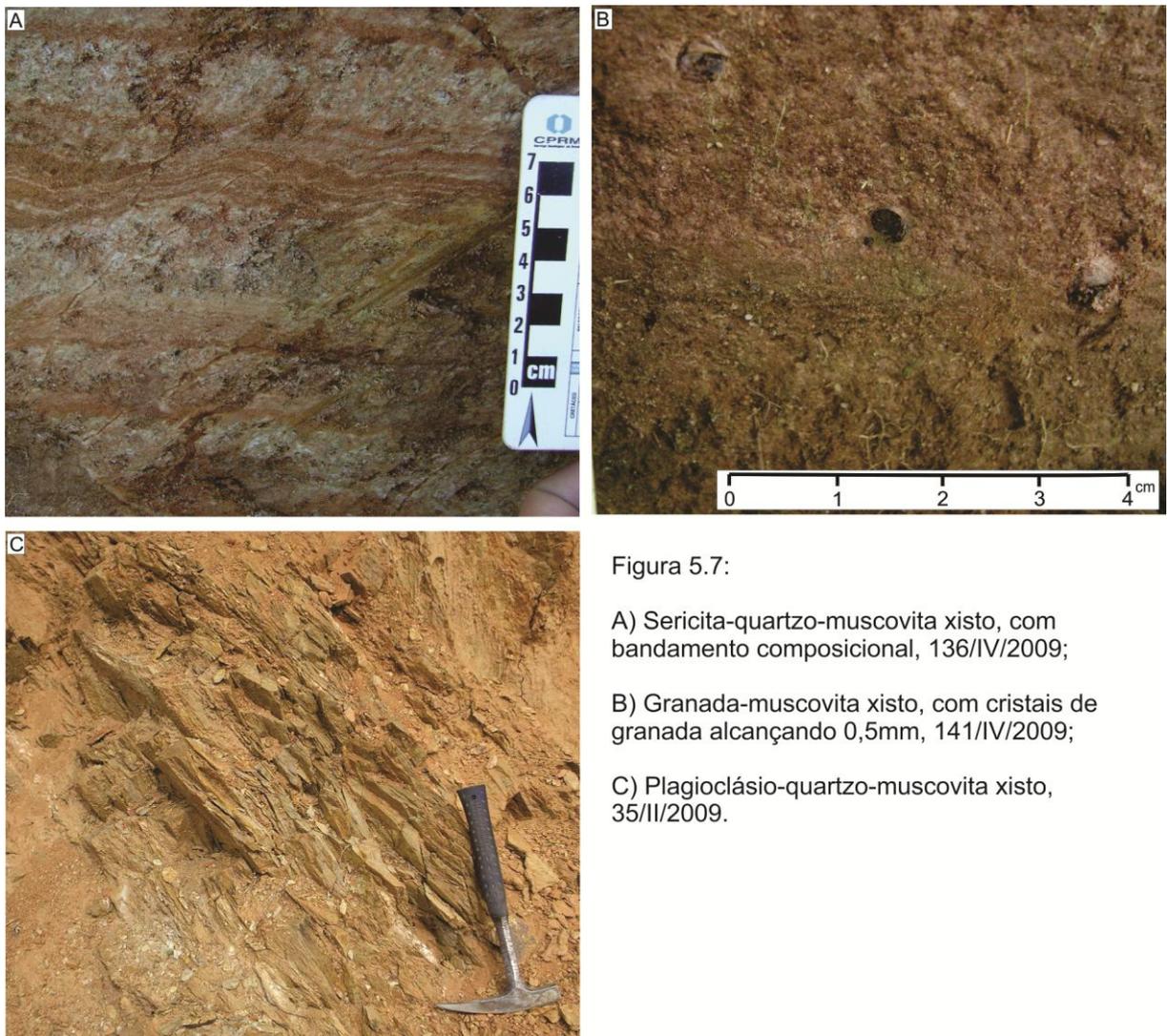


Figura 5.7:

A) Sericita-quartzo-muscovita xisto, com bandamento composicional, 136/IV/2009;

B) Granada-muscovita xisto, com cristais de granada alcançando 0,5mm, 141/IV/2009;

C) Plagioclásio-quartzo-muscovita xisto, 35/II/2009.

Esta unidade é caracterizada pelo bandamento composicional, onde níveis quartzosos estão intercalados a níveis onde predominam micas (muscovita e/ou biotita) (figura 5.7A). A textura destas rochas varia de lepidoblástica a nematolepidoblástica e a composição mineralógica destas rochas variada, com assembleias compostas por sericita, quartzo, muscovita, grafita, granada, feldspato, anfibólio e epidoto. As ocorrências de granada podem ser observadas como cristais

submilimétricos disseminados na rocha (figura 5.7B), ou concentrados em níveis preferenciais (níveis granatíferos) com espessura próxima a 1 cm.

São descritos níveis e lentes de quartzito intercalados aos xistos, com espessuras variadas, nem sempre contínuos, a maioria não mapeáveis. São rochas de cor cinza amarelado, compostas essencialmente por quartzo e, subordinadamente por muscovita, clorita e óxidos de ferro e manganês.

Calciossilicática bandada (MPACcb)

Ocorre como corpo lenticular na porção centro-oeste da área de estudo, localizada entre as unidades "*Ortoanfibólito*" e "*Estaurolita-muscovita-biotita xisto*", sendo os contatos aproximados, porém abruptos. É constituída por calciossilicática com actinolita fibrorradiada (figura 5.8B) intercalado a calciossilicática com epidoto, anfibólio e quartzo, com porções foliadas reconhecidas como filitos de cor ver, apresentando texturas nematoblástica e lepidoblástica (figura 5.8A).

As rochas calciossilicáticas são geralmente compostas por quartzo e epidoto, com intercalações de bandas anfibolíticas, compostas por plagioclásio e anfibólio, caracterizando um bandamento composicional, muitas vezes acompanhado por bandamento textural. Este bandamento nem sempre pode ser considerado como um acamamento original S_0 preservado, mas é caracterizado como reliquiar, onde a espessura e geometria original não podem mais ser determinadas. Em alguns casos, este bandamento apresenta-se paralelo ou subparalelo a uma foliação tectônica de segunda fase (S_2), sendo nestes casos interpretado como de origem metamórfica e/ou tectônica. São identificados alguns corpos anfibolíticos com textura blastofítica, com decomposição esferoidal, o que permite caracteriza-los como ortoanfibólitos, ou metabásicas (MPACoa).

Em campo são reconhecidos por rochas de coloração cinza escuro, granulação fina a média, compostas por anfibólio, plagioclásio, piroxênio, opacos e quartzo (traço). Neste caso, assim como em contatos de litotipos intercalados com grandes diferenças composicionais e genéticas, como por exemplo quartzitos impuros e cherts, o contato S_0 é interpretado como reliquiar ou preservado, dependendo das evidências observadas.



Figura 5.8: A) Amostra de calciossilicática com bandamento textural e composicional, com níveis com actinolita intercalados a níveis de predomínio de quartzo e epidoto, e níveis de filito de coloração verde (topo da amostra); B) Nível de actinolita desenvolvida com cristais fibrorradiados. Amostras do afloramento 4/V/ 2013.

Quartzito puro (MPACqp)

Na escala de apresentação dos mapas, observa-se corpos lenticular, de direção aproximada N45E em meio às unidades "*Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicáticas*" e "*Mármore calcíticos bandados*", apresentando contatos gradacionais.



✓ Níveis de concentração de muscovita

Figura 5.9: Quartzito puro, com incipiente bandamento composicional, definido por intercalações centimétricas de nível composto essencialmente por quartzo, de textura nematoblástica, com níveis milimétricos compostos por muscovita, de textura lepidoblástica, 49/I/2009.

Trata-se de rocha de coloração cinza, de granulação fina e textura granoblástica, composta essencialmente por quartzo (entre 90 e 100%). Observa-se bandamento composicional definido pela intercalação de nível centimétricos compostos por quartzo, com níveis milimétricos compostos essencialmente por quartzo (figura 5.9), porém são também observados em pequenas proporções biotita, muscovita, plagioclásio, sulfetos, clorita e granada.

Mármore calcítico bandados (MPACmb)

Esta unidade é localizada na porção centro-norte da área de estudo, em contato com as unidades "*Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicáticas*", "*Estaurolita-muscovita-biotita xisto*" e "*Granada-muscovita xisto*", sendo os contatos aproximados, por vezes transicionais. Com o Cinturão Granítico Três Córregos o contato é de maneira geral intrusivo, concordante ao bandamento dos metassedimentos.

Esta unidade apresenta bandamento composicional ressaltado pelo intemperismo diferencial, sendo esta característica frequentemente observada em seus afloramentos, representando a intercalação centimétrica a métrica de níveis compostos essencialmente por calcita (mármore puro) e níveis de mármore impuro (figura 5.10A), por vezes intercalado a níveis essencialmente quartzosos, de granulação fina, com pirita. O contato entre os níveis é transicional quanto a composição e, algumas vezes, gradacional quanto a textura. As rochas desta unidade apresentam granulação fina a grossa, textura granoblástica a granolepidoblástica.

Os mármore puros são compostos essencialmente por calcita, sendo identificados em campo pela coloração cinza claro a médio, efervescência ao HCl, e textura granoblástica muito fina. Apresentam ainda traços de pirita, óxido de ferro e quartzo. Próximo ao contato dos corpos graníticos do CGTC são descritos cristais milimétricos de wollastonita. Internamente aos níveis de mármore puro pode-se observar um bandamento caracterizado pela intercalação milimétrica de níveis de diferentes tons de cinza. Bandas centimétricas de coloração branca e compostas por calcita de granulação grossa são observadas localmente, paralelas ao bandamento composicional.

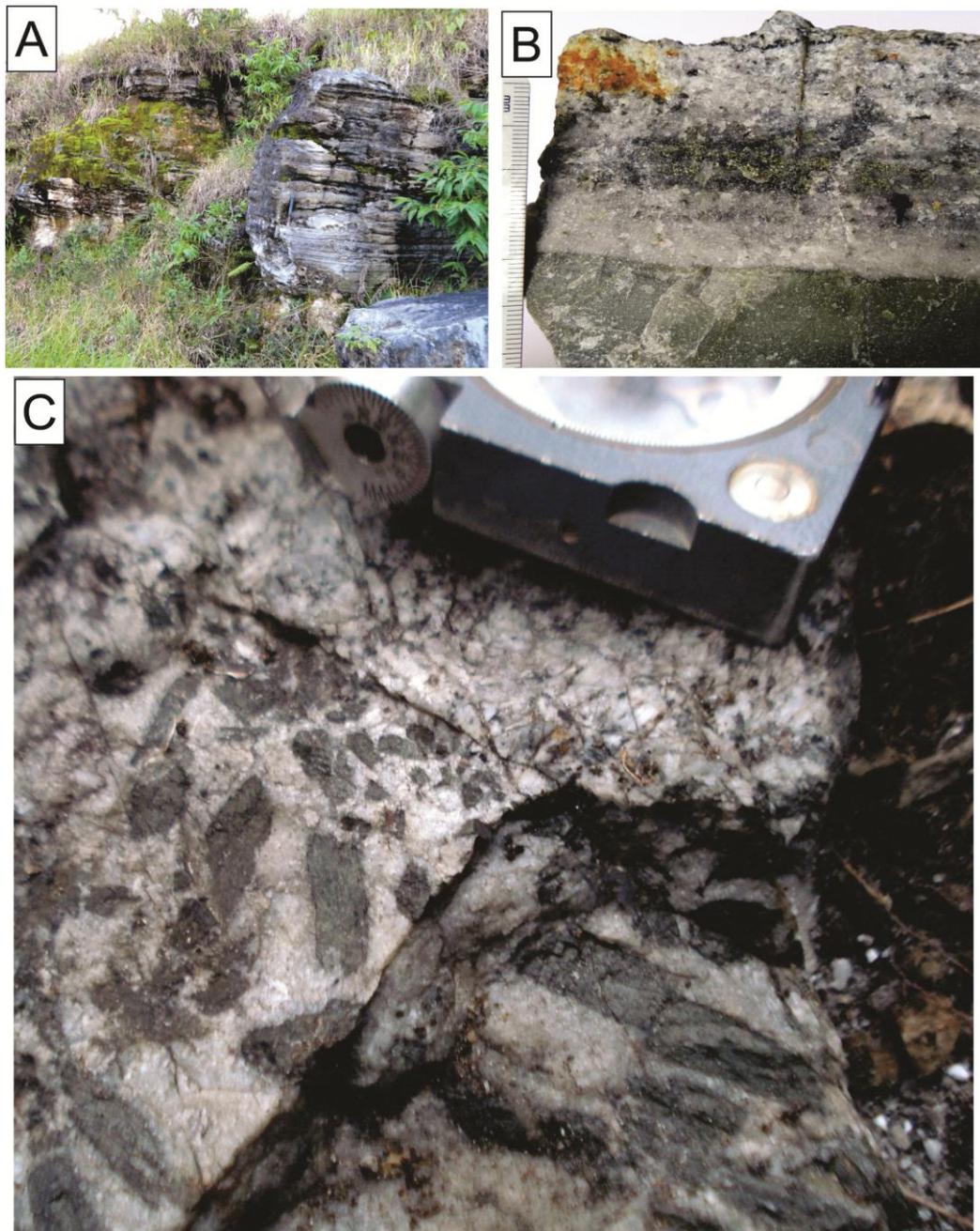


Figura 5.10: A) Afloramento de mármore calcítico bandado, RZM114; B) Amostra do mármore bandado, com destaque para nível de concentração de biotita e anfibólio, associados a sulfetos; C) zona porfiroblástica de composição calciosilicática, com cristais de anfibólio centimétricos sem orientação preferencial, próximo ao contato com o granito, RZM031.

O mármore impuro apresenta cor cinza escuro a esverdeado, granulação fina, sendo composto predominantemente por calcita, quartzo, muscovita, biotita, anfibólio, flogopita, clorita, óxido de ferro e manganês, apresentando bandamento centimétrico constituído predominantemente por carbonato intercalados a níveis com demais minerais constituintes. Próximo ao contato com CGTC (RZM31) ocorrem zonas de composição calciosilicática e textura porfiroblástica, com geometria aparentemente irregular e espessura próxima a 50 cm, onde se destacam cristais de anfibólio bem cristalizados atingindo dimensões de até 6 cm (figura 5.10C), em meio

a plagioclásio, epidoto e pirita disseminada (figura 5.10B). Estas zonas são caracterizadas pelo aspecto bandado, com diferenças composicionais e texturais evidentes ao olho desarmado, onde encontram-se associados níveis com alta porcentagem de biotita e anfibólio, com quartzo e/ou carbonato predominante, além de bandas esverdeadas com epidoto submilimétrico. Destaca-se também nessa região um jazimento de fluorita, associada a veios de calcita caramelo encaixados em leucogranito alaskítico (RZM10, RZM30). Este apresenta-se diqueforme, intercalado à rocha calciossilicática, anfibolito e monzogranito porfirítico da Fácies Cerro Azul-Arrieiros, do CGTC.

São observados níveis de filito cinza amarelado, composto por quartzo e sericita, de granulação muito fina e textura lepidoblástica. Em alguns afloramentos os cristais de calcita adquirem textura sacaroidal, e são observadas vênulas silicosas, assimétricas, que não apresentam orientação preferencial. Intercalações de níveis de anfibolitos paraderivados, compostos por anfibólio (70%), plagioclásio (20%), quartzo (5%), biotita (5%) e carbonato (traço) são também descritas nesta unidade.

O bandamento expresso pela intercalação de filitos e mármores possivelmente reflete o acamamento sedimentar da rocha pretérita, apesar da ausência de estruturas sedimentares preservadas.

5.2.2 Ortoanfibolito (MPACoa)

Os ortoanfibolitos, ou rochas metabásicas, representam um dos litotipos mais importantes para estudos da origem e evolução das sucessões metavulcanossedimentares, sendo alvo de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos que caracterizaram o posicionamento geotectônico da Formação Água Clara. Contudo, o reconhecimento em campo destas rochas nem sempre é possível devido a descaracterização de aspectos diagnósticos pela ação de processos metamórficos. Dentre as características macroscópicas observadas nos anfibolitos, as texturas ofítica e subofítica ainda preservadas mesmo após a substituição do anfibólio e a recristalização do plagioclásio, em conjunto com a decomposição esferoidal observada em afloramentos, foram consideradas como aspectos diagnósticos para identificação de ortoanfibolitos em campo. Dentre as características microscópicas, a própria composição mineralógica, restos de piroxênio, zoneamentos em anfibólios, porcentagem de quartzo e carbonato podem

contribuir para identificação. Em vários casos as análises químicas realizadas apontam para coerência na utilização desses critérios na identificação dos ortoanfibolitos (Denchuk, 2014).

Os corpos de ortoanfibolitos identificados na área de estudo apresentam aspecto tabular, com espessuras que variam de 1 m até centenas de metro. Esta unidade representa os corpos de ortoanfibolitos mais expressivos da Formação Água Clara na região, sendo comparáveis às rochas descritas na região de Araçaiaba – SP por Weber *et al.*, 2004. Estes corpos apresentam variações composicionais e texturais, sendo a identificação do protólito mais fácil quando são descritas rochas com textura média. São compostos predominantemente por plagioclásio com teor de anortita entre 40-50%, hornblenda, actinolita, quartzo, epidoto, restos de piroxênio e opacos. Podem ocorrer tectonofácies foliadas (figura 5.11A-B) que se assemelham a xistos quando observados em campo, onde predomina actinolita, que imprime o aspecto foliado na rocha. São encontradas rochas de granulação fina a grossa (figura 5.11C).

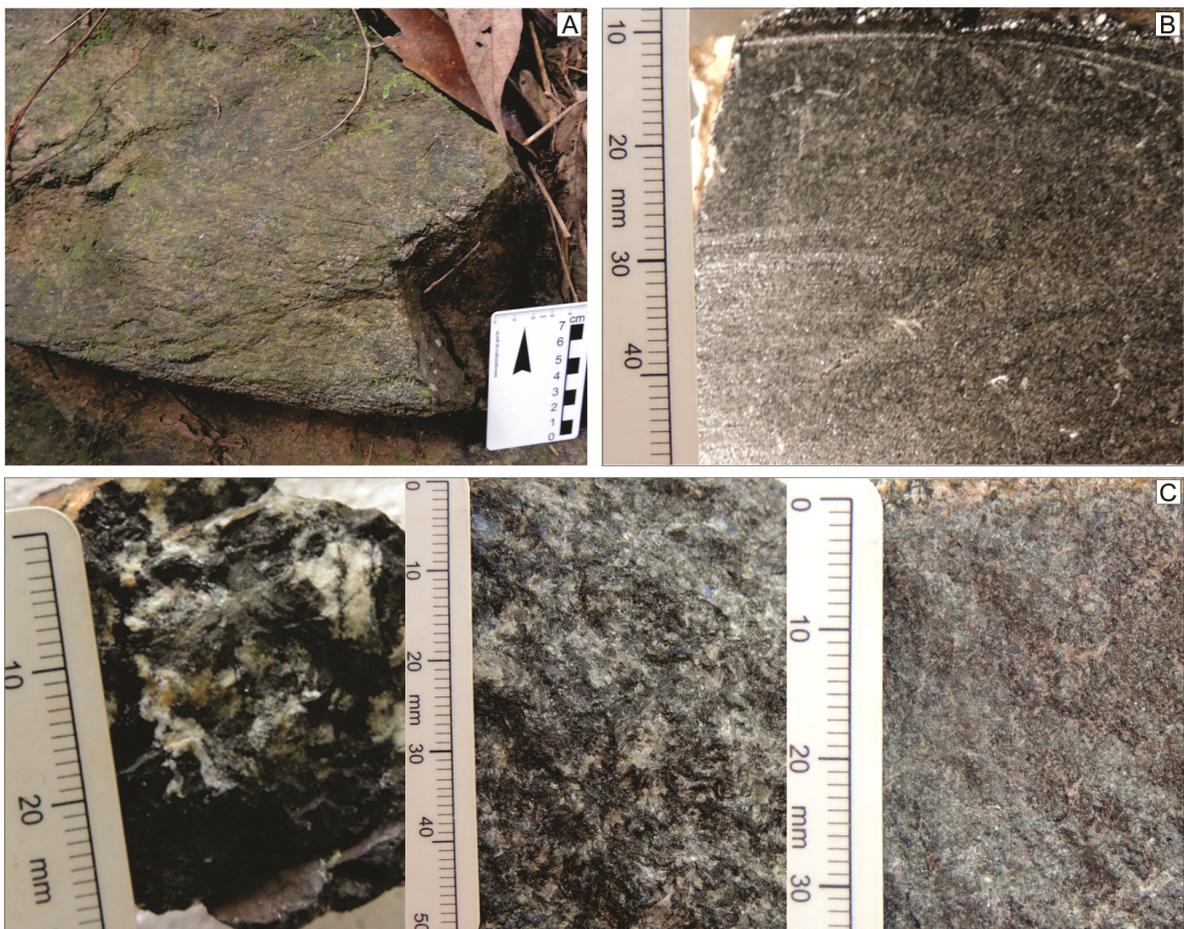


Figura 5.11: A) Ortoanfibolito de granulação fina com textura nematoblástica, 2/II/2013; B) Ortoanfibolito com foliação incipiente 2/II/2013; C) Amostras de ortoanfibolito grosso, 171/II/2013, médio, 147/II/2013 e fino, 149/II/2013.

O contato dos ortoanfibolitos e as rochas metassedimentares é paralelo a uma foliação tectônica de segunda fase (S_2), o que sugere uma ativação tectônica e/ou uma deformação flexural. Ocorre em contato físico com as unidades "*Estaurolita-muscovita-biotita xisto*" e a "*Quartzo-muscovita xisto*" (da Associação Litológica Carbonato-silicática), também observados como corpos lenticulares, de espessuras métricas, intercalados às rochas das unidades "*Estaurolita-muscovita-biotita xisto*", "*Quartzo-muscovita xisto*" e "*Calciossilicática bandada*".

5.2.3 Associação Litológica Carbonática-silicática

Esta associação apresenta-se no sul da área de estudos, com corpos de direção preferencial NE-SW, onde predominam rochas carbonáticas e intercalações silicáticas.

Mármore (MPACm)

Esta unidade encontra-se distribuída em faixas na porção sul da área de estudo, em contato aproximado com as unidades "*Calciossilicática com intercalações de mármore*", "*Quartzo-muscovita xisto*" e "*Filitos com intercalações de mármore*", sendo localmente observado contato através de cavalgamento com as unidades "*Calciossilicática com intercalações de mármore*" e "*Quartzo-Muscovita xisto*".

. Esta unidade é composta por níveis centimétricos a métricos de mármore calcínicos puros e mármore impuros, de coloração cinza claro a escuro e granulação muito fina a média, intercalados a níveis milimétricos a centimétricos de xistos (figura 5.12). Os xistos são compostos por quartzo, muscovita e carbonato (calcita e margarita), e apresentam textura lepidoblástica caracterizada pela orientação de clorita, muscovita e biotita em um plano preferencial.

O mármore puro, assim classificado em campo, é composto por calcita, margarita e quartzo (<5%), aflorando como rochas de cor cinza e tonalidade clara, com aspecto bandado definido pela variação de cor e textura. Este bandamento nem sempre reflete variações composicionais, exceção feita para níveis com relativa porcentagem de quartzo que se destacam com relevo positivo na superfície da rocha, devido a ação do intemperismo. Os níveis com margarita são de ocorrência restrita, com espessuras de poucos centímetros, foliados e com aspecto xistoso,

com reação ao HCl nitidamente mais fraca quando comparado aos mármore maciços. As ocorrências de mármore impuro são compostas por níveis carbonáticos intercalados a níveis silicosos, constituídos por quantidades variáveis de calcita, quartzo, clorita, margarita, muscovita, tremolita, óxido, pirita e biotita, com textura predominantemente granoblástica, com minerais submilimétricos e milimétricos.



Figura 5.12: Aspecto do bandamento entre mármore calcítico (vista em perfil), aparência maciça, e do carbonato xisto, finos níveis foliados. Fotografia do afloramento 13/I/2013.

São observados níveis milimétricos a decimétricos de tremolita fibrorradiada e calcita, lentes de anfibolitos compostos por anfibólio (70%), plagioclásio (20%), quartzo (5%), biotita (5%) e carbonato (traço), e ainda corpos lenticulares de quartzito puro.

Quartzito (MPACq)

São observados corpos lenticulares de direção média N50E, mapeáveis em meio a unidade "Mármore" de litotipos de composição siliciclástica, representados por quartzitos, predominantemente maciços com variação para termos foliados, e

níveis com quartzo-sericita filito, de granulação fina e textura granoblástica (figura 5.13) e lepidoblástica. O contato destes corpos com os xistos da unidade "Mármore" é gradacional.



Figura 5.13: Amostra de quartzito puro maciço, de textura granoblástica, 85/III/2013.

A importância da identificação e individualização dos quartzitos reside no fato de sua presença ser um bom diagnóstico para separação em mapa de unidades com composição semelhantes, mas com diferença nas proporções entre os minerais (e.g. quartzo sericita- e sericita-quartzo filitos). Estas variações podem estar relacionadas tanto ao aspecto estratigráfico, quanto à silicificação em processos metamórficos hidrotermais.

Calciossilicática com intercalações de mármore (MPACcm)

Esta unidade é localizada no sul da área, em faixas de direção principal NE, com inflexão para NW. O contato com a unidade "*Quartzo-muscovita xisto*" se faz através de cavalgamento, com vergência para SE.

As rochas calciossilicáticas apresentam cor cinza claro a médio, com níveis esverdeados e amarelados, granulação muito fina a média (figura 5.14A) e textura predominantemente nematoblástica, caracterizada pela orientação de feldspato e/ou anfibólio. São compostos por quantidades variáveis de carbonato, quartzo,

muscovita/sericita, feldspato, actinolita, titanita, epidoto, diopsídio, prehnita, anfibólio, margarita e opacos.



Figura 5.14:

A) Calciossilicática fina bandada, 55/II/2013;

B) Quartzo-sericita filito, intercalado a bandas calciossilicáticas, 29/II/2013;

C) Mármore com bandamento composicional marcado por níveis de cor rosa, compostos essencialmente por rodocrosita, e níveis compostos por calcita, quartzo e epidoto, 121/II/2013.

Os filitos ocorrem em camadas intercaladas em meio às calciossilicáticas, com espessuras centimétricas e decimétricas, com coloração predominantemente cinza acastanhado e avermelhado, granulação muito fina a fina e textura lepidoblástica (figura 5.14B). Sua composição mineralógica é constituída por quartzo, sericita, clorita, biotita e grafita. Em algumas camadas a quantidade de grafita pode chegar a porcentagens superiores aos outros minerais (30%), permitindo caracterizar a rocha em campo como filito grafitoso. Podem ocorrer níveis de xistos, de mesma composição, associadas aos filitos.

Os mármore intercalados nas calciossilicáticas podem ser essencialmente carbonáticos, constituídos principalmente por calcita ou rodocrosita. Quando bandados (figura 5.14C), apresentam intercalações de níveis carbonáticos e níveis silicosos constituídos por calcita, quartzo, margarita e minerais micáceos, como por exemplo clorita e biotita.

Em meio a esta unidade são observados corpos lenticulares de anfibolitos paraderivados (*MPACpa*), caracterizados por coloração cinza escura, compostos por

anfíbólio (~70%), plagioclásio (~20%), quartzo (~5%), biotita (~5%), epidoto e carbonato em porcentagens variáveis (algumas vezes percebido pela reação ao HCl) e traços de titanita. Localmente são observados porfiroblastos de granada, refletindo alto teor de alumina da rocha, o que também sugere sua origem sedimentar.

Quartzo-muscovita xisto (MPACqmx)

Esta unidade está localizada na porção sul sudoeste da área, em contato com a unidade "*Muscovita hornfels*", com a qual faz contato transicional, "*Calciossilicática com intercalações de mármores*", "*Ortoanfíbólito*" e "*Mármores*", sendo o contato com estas unidades através de zona de cavalgamento com vergência para SE (figura 5.15A), a ser detalhado no capítulo Geologia Estrutural.

É constituída por xistos de coloração cinza claro a amarelado, e granulação fina a média, compostos principalmente por quartzo, muscovita e feldspato. São observados cristais de biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio, silimanita, clorita e opacos. A textura das rochas desta unidade é lepidoblástica (figura 5.15A), caracterizada por planos de orientação dos cristais de biotita, muscovita e clorita. Localmente estas rochas adquirem caráter bandado, marcado pela alternância entre níveis quartzosos e micáceos (figura 5.15B).

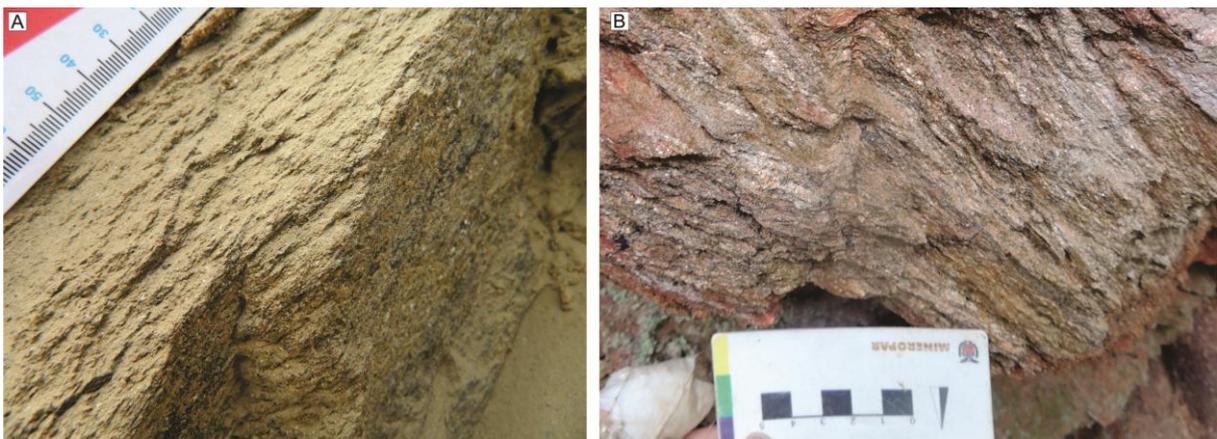


Figura 5.15: A) Quartzo-muscovita característico da unidade, RZM24; sericita-quartzo-muscovita com bandamento composicional, 15/III/2013.

Filitos com intercalações de mármore (MPACfm)

Localizada no sul da área, esta unidade configura faixas lenticulares intercaladas à unidade "Mármore", sendo constituída por filitos intercalados a mármore e subordinadamente quartzitos e xistos.

Predominam os níveis de filitos de coloração castanho avermelhado a amarelado, com bandamento composicional caracterizado pela intercalação de níveis quartzosos e níveis de sericita (figura 5.16A). São ainda observados na composição mineralógica clorita e feldspato. Intercalados aos filitos, ocorrem níveis subcentimétricos a centimétricos de quartzito maciço, quartzo-muscovita xistos e grafita-sericita filito.

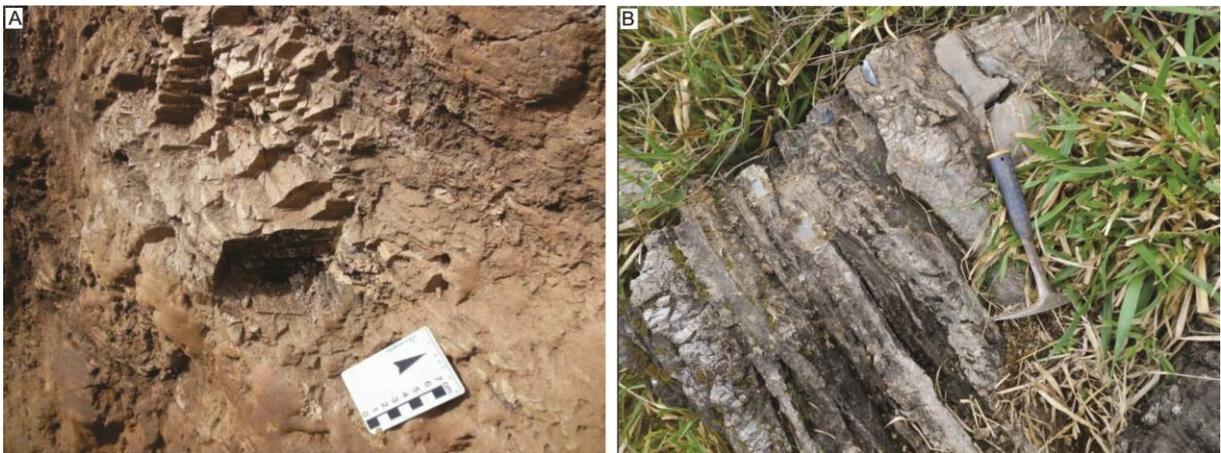


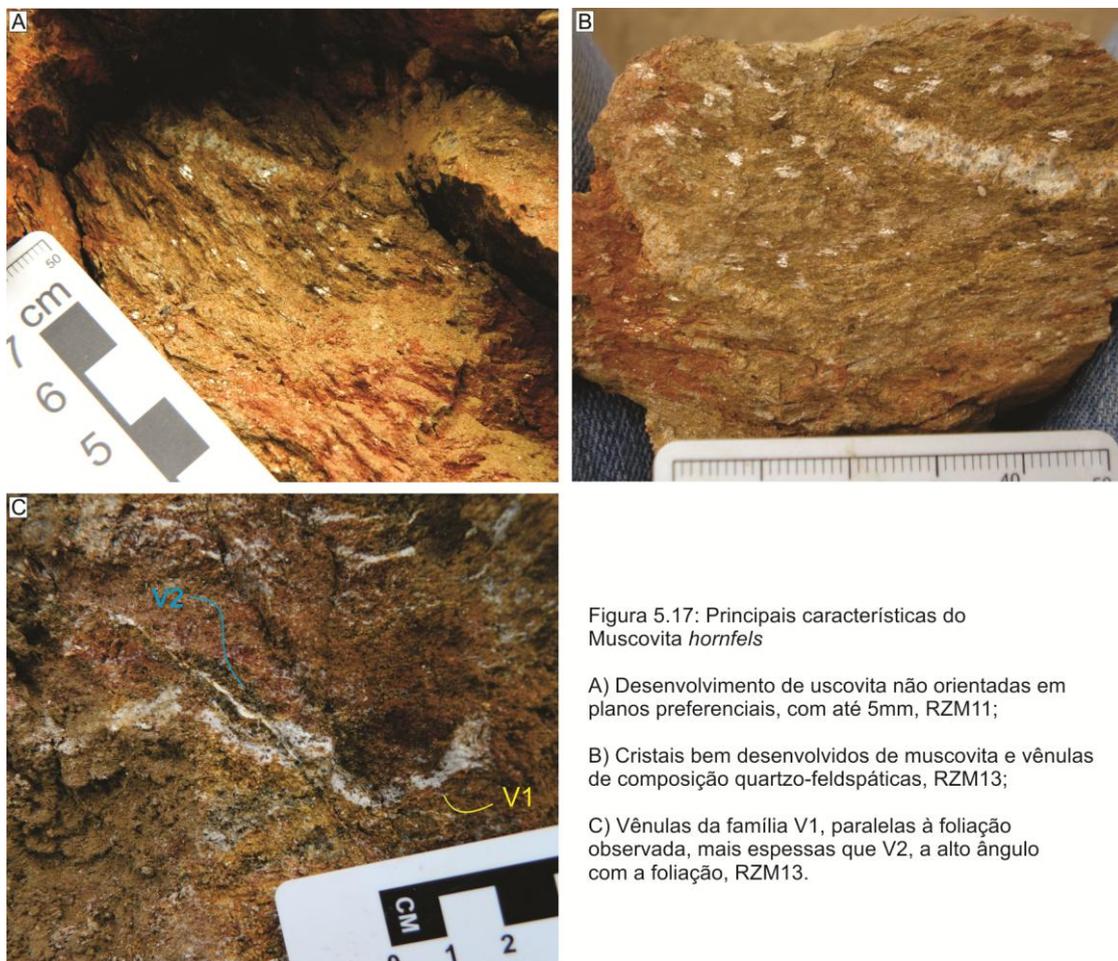
Figura 5.16: A) Afloramento de quartzo-sericita filito, 130/IV/2013; B) Bloco de mármore calcítico (maciço), com níveis centimétricos de carbonato xisto (foliado), intercalado aos filitos, 132/IV/2013.

Secundariamente ocorrem mármore bandados, com intercalações de níveis carbonáticos e níveis quartzosos, constituídos por quantidades variáveis de calcita, margarita e pirita (traço), que apresentam textura granoblástica. Níveis localizados de carbonato xisto são observados (figura 5.16B). Estas litologias configuram níveis espessos (métrico a decimétrico) intercalados aos filitos.

Muscovita Hornfels (MPACmh)

Esta unidade encontra-se no sudoeste da área, sendo uma fácies de metamorfismo termal imposta nos "Quartzo-muscovita xistos", nas proximidades do contato com o CGTC, onde desenvolve-se uma aparente aureola, com espessuras variáveis, podendo alcançar 1Km. O contato com os granitos é intrusivo, ocorrendo contatos tectônicos por falha de cavalgamento (RZM11).

Os muscovita *hornfels* de cor cinza claro a escuro ou acastanhado apresentam bandamento composicional decimétrico de níveis mais quartzosos e mais micáceos (muscovita/biotita), com contatos graduais entre si. Desta maneira, há grande variação das porcentagens dos constituintes minerais destas rochas, com assembleia mineral observada em campo composta geralmente por muscovita (10-90%), quartzo (10-90%), biotita (<1%-5%) e clorita (<1%-5%), comumente recristalizados sem orientação preferencial, e raros cristais de plagioclásio (traço). A granulação destas rochas varia de fina a grossa e a textura é lepidonematoblástica. Os cristais de muscovita e biotita desenvolvidos no sistema *hornfels* podem alcançar 0,5mm de comprimento (figura 5.17A). Localmente é possível observar uma foliação incipiente nas rochas dessa unidade (figura 5.17A-B), caracterizada pela fraca orientação de muscovita e biotita.



A ação hidrotermal sobre essas rochas é atestada pela presença de duas famílias de vênulas de composição quartzo-feldspática. A primeira delas (V_1) é caracterizada por apresentar planos irregulares, com espessuras milimétricas (~0,5mm) e formato lenticularizado. São compostas por quartzo e feldspato, de granulação fina, sempre associados ao desenvolvimento de cristais grossos de

muscovita, tanto no interior da vênula quanto no metassedimento em contato imediato. As vênulas desta família apresentam-se concordantes à foliação observada nessas rochas (com mergulhos próximos a 60°). A segunda família (V₂) é constituída por vênulas mais finas que as da família V₁, com aproximadamente 0,2mm de espessura, constituídas essencialmente por feldspato argilizado. Nessa família não se observa desenvolvimento de micas de granulação grossa. A família V₂ apresenta elevados valores de mergulho (em média 80°), e corta as vênulas V₁ (figura 5.17C).

5.3 Formação Votuverava (MPV)

A caracterização das unidades descritas a seguir como pertencentes à Formação Votuverava foi baseada em trabalhos clássicos do pré-cambriano paranaense (Bigarella e Salamuni, 1958; Fiori, 1990), onde esta formação é associada a metapelitos, limitados pela zona de cisalhamento Morro Agudo, entre outras. Na área de estudo uma associação litológica foi caracterizada como pertencente à Formação Votuverava, contudo, suas unidades não foram individualizadas no mapa da área de estudo.

Na área de estudo as litologias aflorantes, pertencentes à Formação Votuverava, são mármore, filitos, quartzitos e xistos, ao longo do traçado da Zona de Cisalhamento Morro Agudo, em contato com a unidade "*Filitos com intercalações de mármore*".

Os mármore, de cor cinza e granulação muito fina a fina, são caracterizados por apresentarem bandamento com variações de resistência diferencial à dissolução, o que ressalta as variações composicionais da rocha. Sua composição mineral é formada predominantemente por calcita e quartzo, com traços de pirita. Frequentemente são observadas vênulas submilimétricas e centimétricas de calcita bem cristalizada.

Os filitos, de coloração castanho a avermelhada e granulação fina, são compostos essencialmente por clorita, quartzo, magnetita e sericita. A textura destas rochas é lepidoblástica, caracterizada pela orientação de sericita e clorita. Subordinadamente ocorrem níveis xistosos caracterizados pela presença de

muscovita. Intercalações de níveis de composição carbonatossilicática são observados, com plagioclásio, piroxênio e carbonato.

5.4 Cinturão Granítico Três Córregos (NP γ TC)

Na área de estudo o CGTC é representado por duas fácies graníticas denominadas São Sebastião e Arrieiros-Cerro Azul (segundo a proposta de Prazeres Filho, 2000 e 2005) cartografadas com base em variações composicionais e texturais.

5.4.1 Fácies São Sebastião (NP γ TCs)

Aflora na porção sudoeste da área de estudo, sendo caracterizada pelo predomínio de ocorrências de composições monzograníticas a quartzo monzoníticas, ambas de textura predominantemente porfirítica em meio a matriz média a grossa, de textura hipidiomórfica (figura 5.18A). Sua composição mineral observada em amostra de mão é representada por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, anfibólio (20%) e biotita (10%), sendo observados como acessórios titanita, zircão, apatita e magnetita.

Os fenocristais de feldspato alcalino são na maioria euédricos (tabulares) e apresentam dimensões centimétricas com em média 4 cm, alcançando até 8 cm (figura 5.18B). Observa-se geminação simples, macropertitas, zonamento e inclusões de máficos.

São observados níveis centimétricos de concentração de máficos (biotita e anfibólio) intercalado a níveis de predomínio de composição quartzo-feldspática, configurando um bandamento magmático (figura 5.18C). Os cristais de biotita e anfibólio da matriz, e os fenocristais estão orientados segundo planos subparalelos, configurando uma foliação de fluxo magmático (figura 5.19), porém esta foliação não é penetrativa em todos os afloramentos desta unidade. São observados com frequência concentrados de fenocristais de K-feldspato (*crowded* e feição cumulática), que podem apresentar ou não orientação.

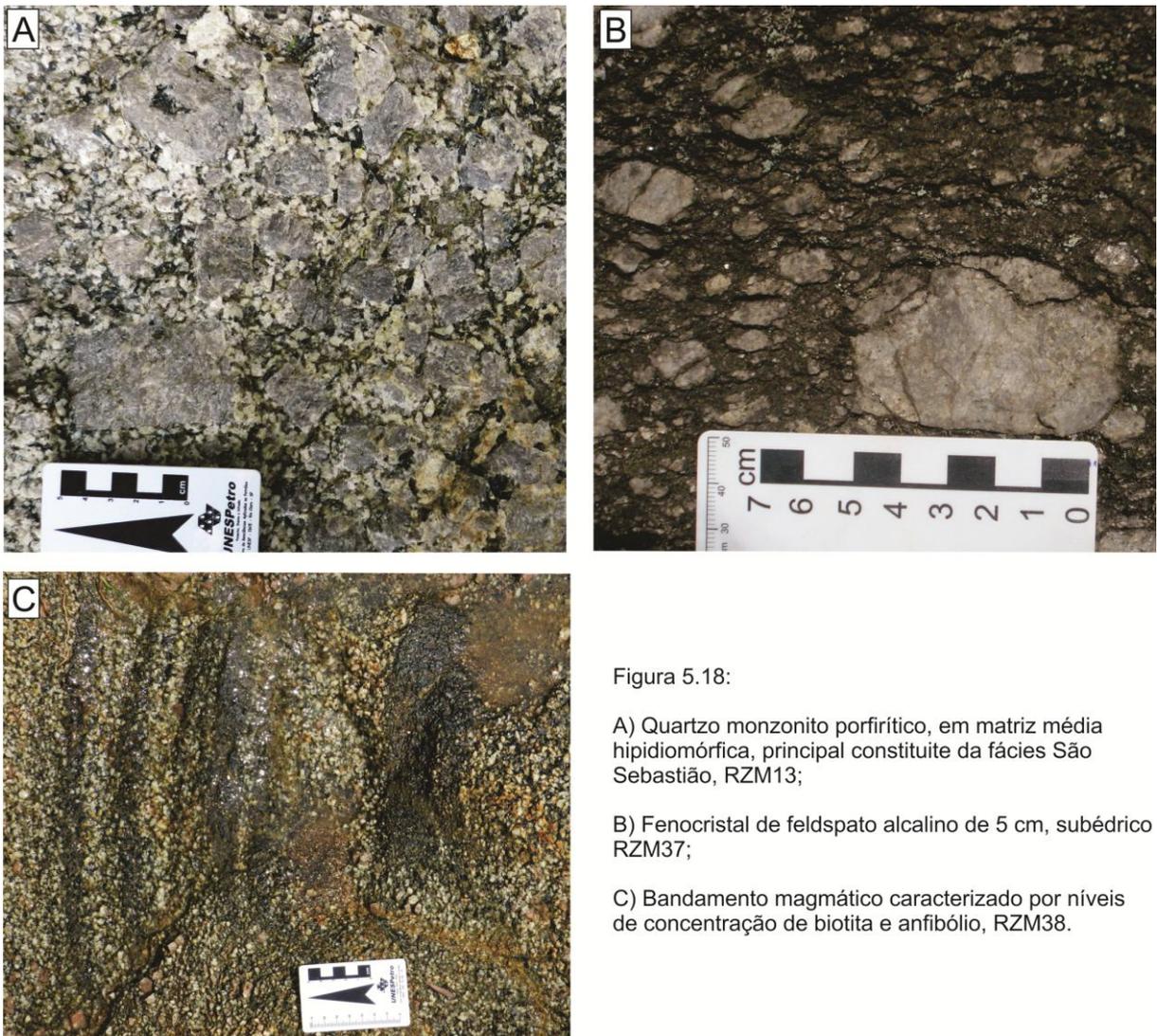


Figura 5.18:

A) Quartzo monzonito porfirítico, em matriz média hipidiomórfica, principal constituinte da fácies São Sebastião, RZM13;

B) Fenocristal de feldspato alcalino de 5 cm, subédrico RZM37;

C) Bandamento magmático caracterizado por níveis de concentração de biotita e anfibólio, RZM38.

São observados termos de textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz fina, com fenocristais de K-feldspato com comprimento máximo de 2 cm, subédricos, e há ocorrência de quartzo monzonitos de textura hipidiomórfica a xenomórfica equigranular média.

São observados enclaves microgranulares máficos, compostos por biotita e anfibólio, com geometrias irregulares e alongados. Muitas vezes encontram-se rompidos e assimilados pela matriz.

Compõe ainda a fácies São Sebastião, de maneira localizada e em menor porcentagem, as subfácies tonalitos porfiríticos, quartzo sienitos porfiríticos, sienogranitos porfirítico e equigranular fino, álcali-feldspato granitos porfiríticos e quartzo monzodioritos porfirítico.

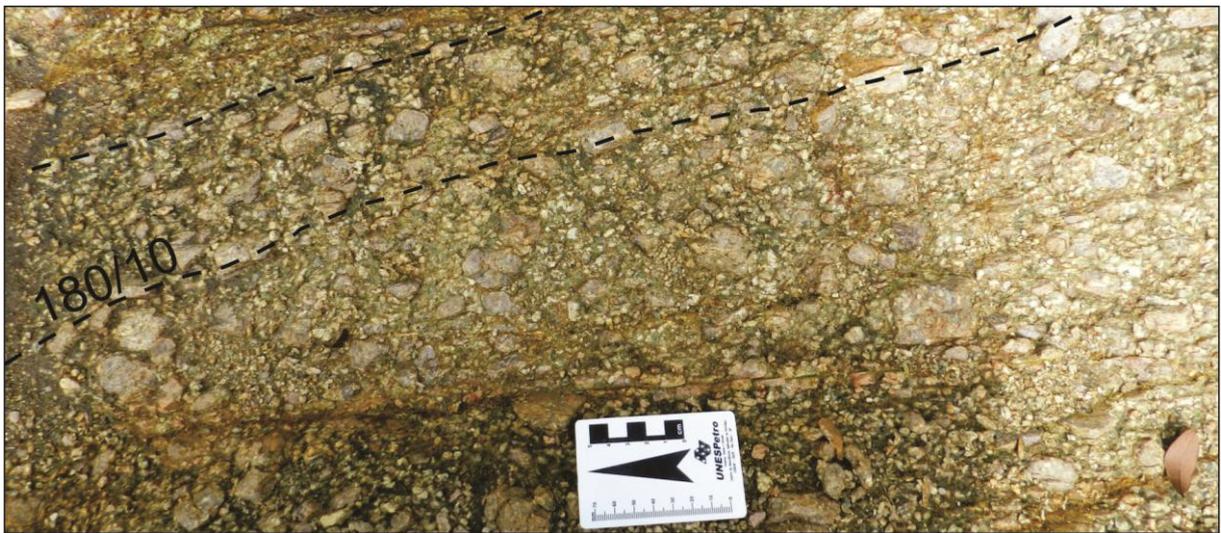


Figura 5.19: Foliação magmática definida pela orientação de fenocristais de K-feldspato e cristais de biotita e anfibólio da matriz de biotita hornblenda monzogranito (afloramento RZM38).

O contato com as rochas encaixantes é predominantemente intrusivo, com geometrias retilíneas ou lobados, sendo concordantes a subparalelos à foliação principal observada nessas rochas, que ocorre nas zonas de borda com cristais de muscovita e de biotita de granulação média sem orientação preferencial, desenvolvidos no sistema de *hornfels* (RZM12, RZM16). Em alguns locais pode ser observado contato tectônico marcado por falha de cavalgamento, observado no afloramento RZM11, colocando lado a lado o quartzo-muscovita xisto e o monzogranito porfirítico.

No xisto há o desenvolvimento de uma foliação anastomosada protomilonítica, em uma zona de deformação decimétrica (figura 5.20A) com aproximadamente 30cm de espessura, onde pode ser observado estiramento mineral (figura 5.20B). Observa-se desenvolvimento de cristais de muscovita de granulação média (figura 5.20C), deformados pela foliação protomilonítica, apresentando formato levemente sigmoidal.

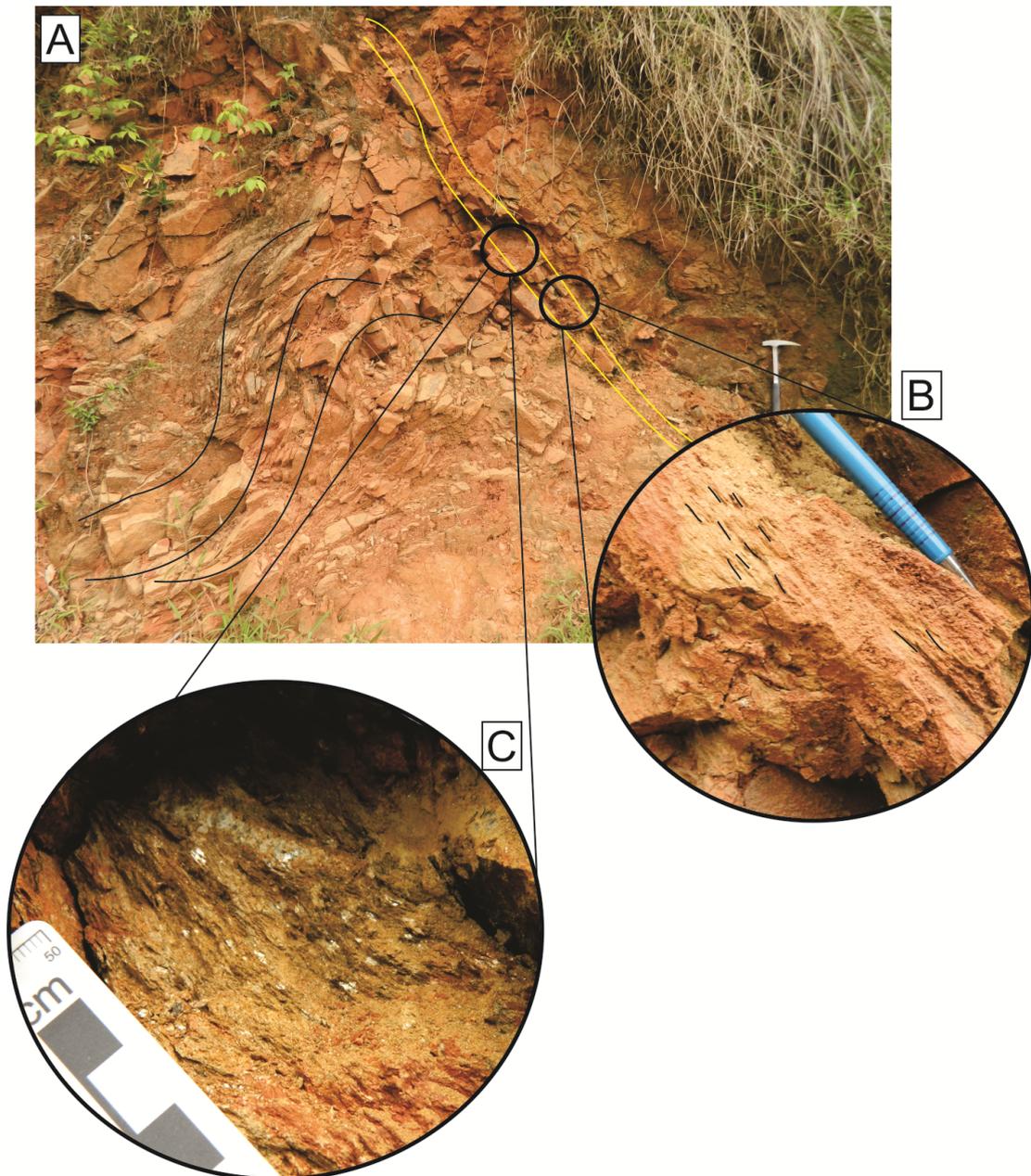


Figura 5.20: A) Afloramento RZM11, com destaque para a zona da deformação associada ao cavalcamento; B) estiramento mineral e foliação protomilonítica observada na zona de deformação; C) desenvolvimento de muscovitas com formato sigmoidal na foliação protomilonítica.

5.4.2 *Fácies Arrieiros - Cerro Azul (NP γ TCa)*

Esta unidade, de ocorrência predominante na área, apresenta predomínio de monzogranitos porfíricos em matriz idiomórfica média a grossa, caracterizado pela coloração castanho avermelhada. Os fenocristais de feldspato alcalino são euédricos, tabulares, podendo alcançar 7 cm de comprimento de maior eixo e geralmente apresentam coloração rosada a avermelhada (figura 5.21). Apresentam macropertitas e inclusões de biotita e anfibólio. Como acessórios são observados titanita, zircão e localmente magnetita.



Figura 5.21: Amostra representativa da Fácies Arrieiros-Cerro Azul, hornblenda monzogranito porfirítico, em matriz média idiomórfica, com fenocristais de K-feldspato avermelhados, RZM34.

A segunda subfácies de maior ocorrência apresenta composição sienogranítica e textura fanerítica inequigranular porfirítica, em matriz hipidiomórfica fina a média. Os fenocristais de feldspato alcalino são euédricos, com inclusões de biotita e anfibólio, tendo em média 4 cm de comprimento do eixo maior.

São comumente encontrados termos de composição granodiorítica, diorítica, monzonítica e quartzo monzonítica, sendo os dois primeiros restritos à porção noroeste da área de estudo.

Apresenta estrutura maciça, sendo observada orientação dos fenocristais de K-feldspato e fraca orientação dos cristais de biotita e anfibólio da matriz, em planos subparalelos a anastomosados, caracterizando uma foliação de fluxo magmático.

O contato desta fácies com as rochas encaixantes se faz predominantemente de maneira intrusiva (RZM24, RZM35, RZM55, RZM77, RZM101) concordante à foliação principal observada nessas rochas, com contatos retilíneos (figura 5.22A-B), ondulados a lobados (figura 5.22C-D). Muitas vezes o contato se faz através de intercalações entre faixas centimétricas a métricas de rocha metassedimentar e faixas de granito, especialmente na grande lasca de metassedimento com direção NE, no nordeste da área de estudo (RZM70-73, RZM 77-81).

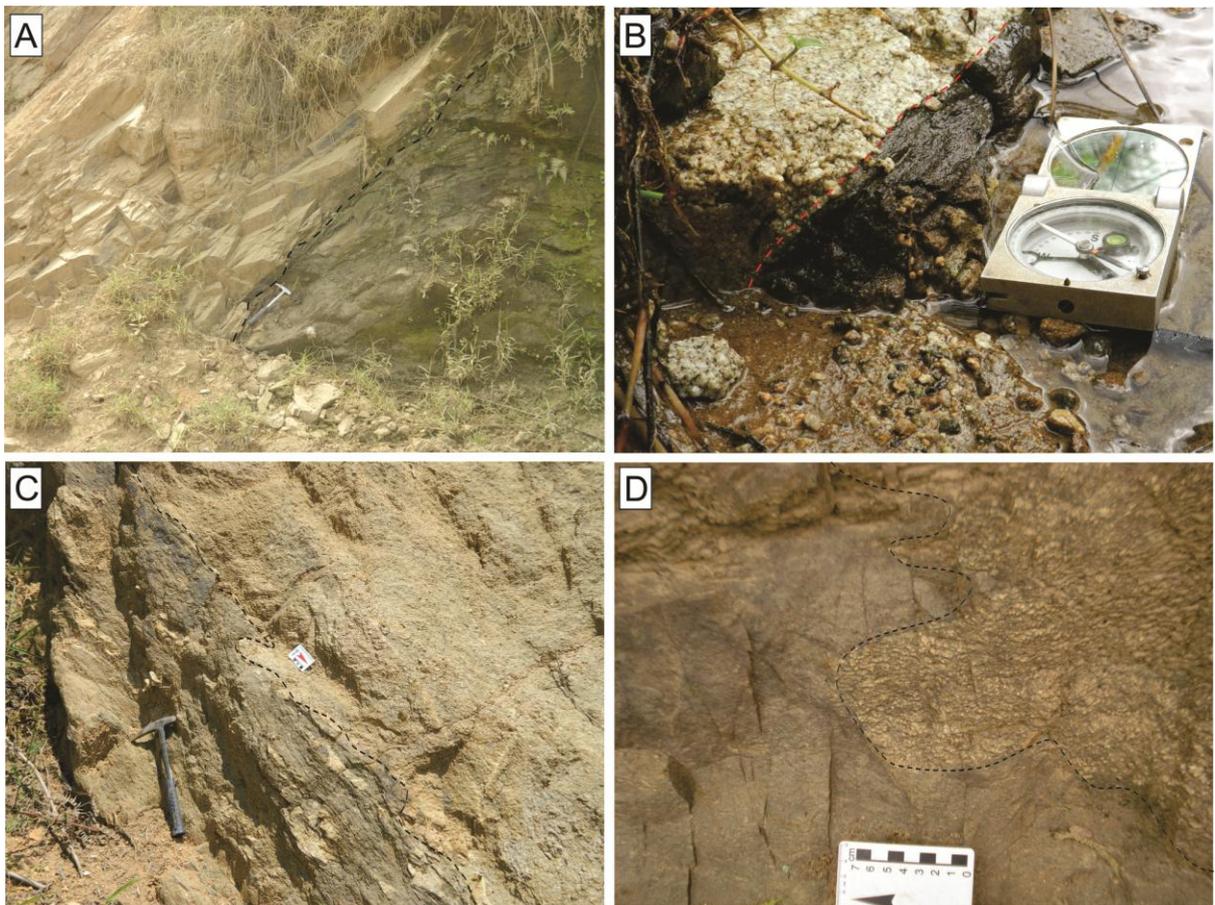


Figura 5.22: A) Contato retilíneo entre monzogranito porfirítico e biotita-quartzo-muscovita xisto, RZM024; B) Contato retilíneo entre leucogranito sienogranítico com calciossilicática, RZM070; C) Contato ondulado a lobado entre monzogranito e calciossilicática, ponto RZM025; Contato lobado entre monzogranito porfirítico e muscovita-quartzo xisto, RZM022.

No afloramento RZM101 há o contato do monzogranito porfirítico isótropo em mármore calcítico intercalado a níveis centimétricos de carbonato xisto, com desenvolvimento de nível centimétrico de caulim, Sugerindo um evento hidrotermal associado à intrusão do granito (figura 5.23).

Contatos tectônicos pontuais por falha de cavalgamento dúctil são observados entre a Fácies Arrieiros-Cerro Azul (quartzo monzonito porfirítico) com calciossilicática da unidade "*Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicática*" nos afloramentos RZM25 e RZM78.

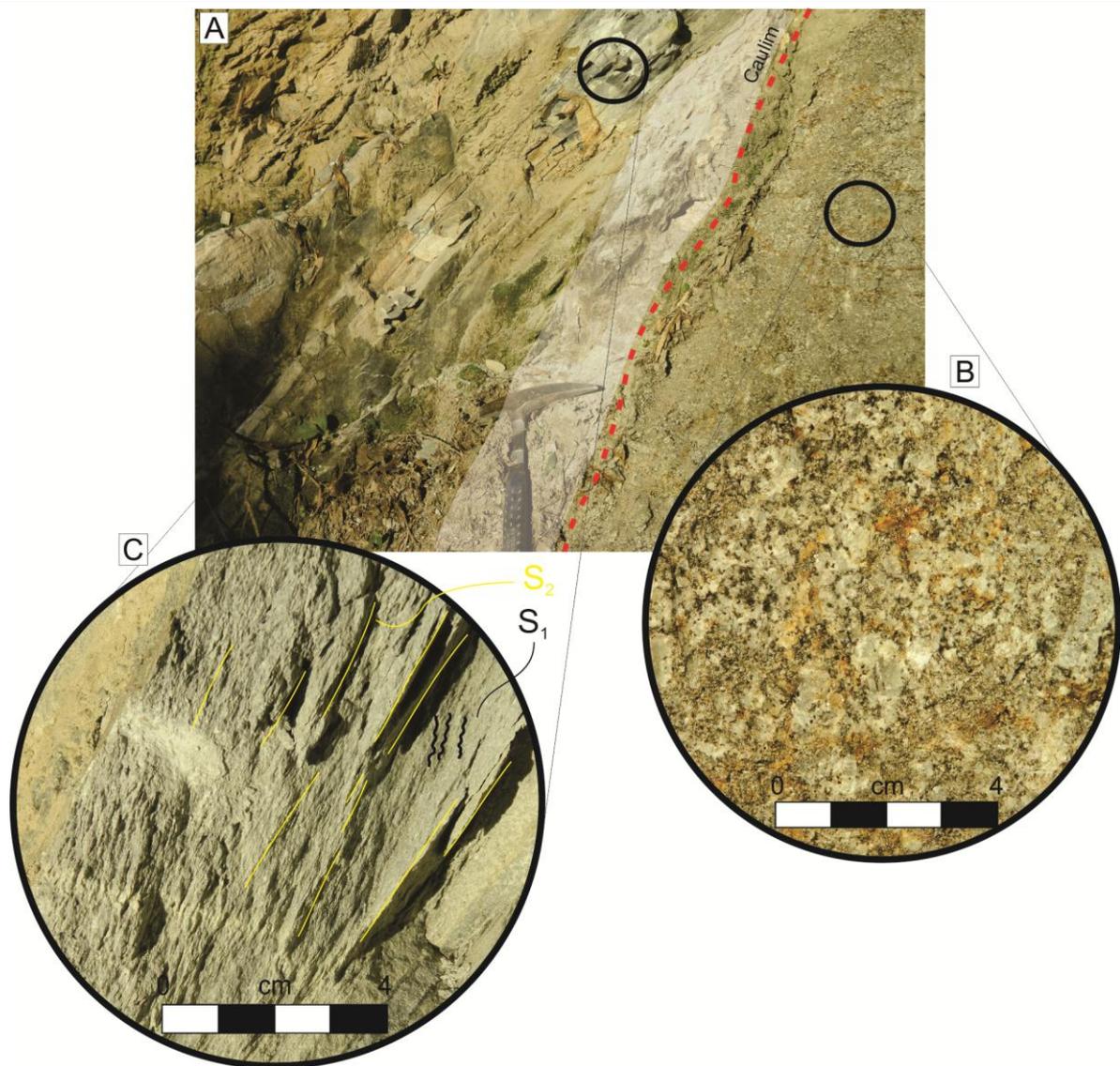


Figura 5.23: A) Contato do monzogranito inequigranular porfíritico com carbonato xisto intercalado a mármore calcítico, com geração de caulim; B) Detalhe da textura do monzogranito, com matriz hipidiomórfica isótropa.; C) Detalhe do mármore calcítico, onde a foliação S_2 é subparalela ao contato, RZM101.

O afloramento RZM25 é caracterizado pela presença de vênulas e aplitos de leucogranito sienogranítico em meio aos metassedimentos, com direções próximas ou coincidentes com o bandamento composicional e à foliação S_2 . Nas proximidades do contato, o quartzó monzonito apresenta foliação pronunciada, onde são observados *augens* de fenocristais de K-feldspato e leve estiramento de cristais de quartzo da matriz (atitude foliação S_m 310/60) (figura 5.24E), orientados de maneira geral paralelos ao contato e à foliação S_2 observada na calciossilicática (atitude da foliação S_2 330/50) .

Os aplitos e vênulas apresentam dobras cabo de guarda chuva (figura 5.24C), com flancos rompidos e *boudinadas* (*lx boudin* 355/55), com estruturas *pinch-and-swell* (figura 5.24A e B) e em *gash veins* (figura 5.24D). Estas feições indicam zona de cavalgamento, com vergência para SE.

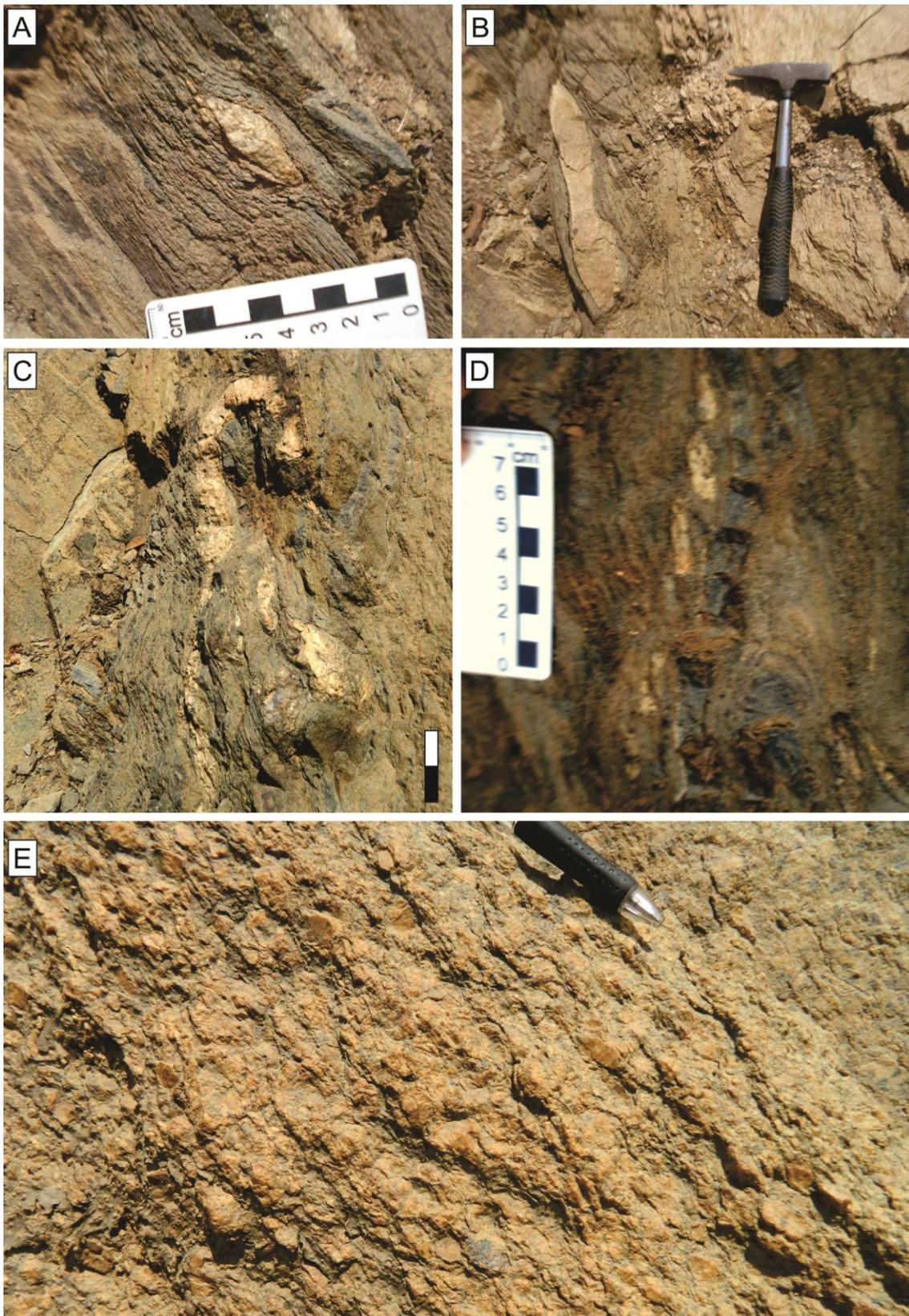


Figura 5.24: A) *Boudin* de centimétrico de composição granítica (quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita) em meio à foliação S_2 da calciossilicática; B) *Pinch-and-swell* decimétrico de composição granítica (quartzo, plagioclásio, K-feldspato e traço de biotita) em meio à foliação S_2 da calciossilicática; C) Vênula de granito em calciossilicática com dobra cabo de guarda-chuva; D) *Gash veins* de granito em meio à calciossilicática; E) *augens* de feldspato alcalino, orientados paralelamente ao contato com metassedimento, RZM025.

No afloramento RZM43 observa-se quartzo monzodiorito porfirítico com fenocristais avermelhados, característico da Fácies Arrieiro-Cerro Azul, em contato

com leucogranito sienogranítico equigranular fino. O quartzo monzodiorito aparece em bolsões decimétricos, de formato irregular, envoltos pelo leucogranito, com contatos definidos (figura 5.25A) e localmente observa-se contato por falha entre eles, com nível de epidoto (figura 5.25B).

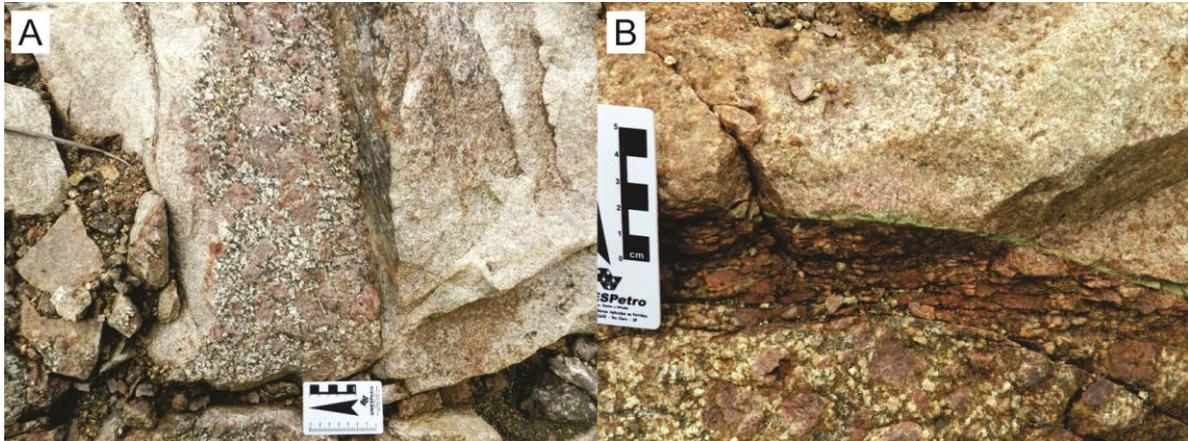


Figura 5.25: A) Bolsão de monzodiorito de formato irregular, envolto por leucogranito sienogranítico, com contatos definidos; B) Contato do monzodiorito com sienogranito por falha.

5.5 Granito Taici (NP γ T)

Stock granítico aflorante no sul da área de estudos, em meios aos metassedimentos das unidades "*Mármore*s" e "*Filitos com intercalações de mármore*s". Apresenta rochas de coloração cinza claro a esbranquiçado, granulação fina e estrutura maciça, podendo apresentar incipiente orientação mineral.

A fácies monzogranito, de menor expressão, é constituída por rochas de coloração cinza claro, granulação média e composição mineral formada por microclínio (50%), oligoclásio a andesina (20-25%), quartzo (15-25%), biotita (5%) e opacos (traço). A textura destas rochas é hipidiomórfica fanerítica equigranular média variando a inequigranular porfirítica, e estrutura maciça. São comumente observadas cavidades arredondadas, de dimensões milimétricas, com quartzo cristalizado em seu interior, sugerindo se tratar de uma fácies subvulcânica (figura 5.26).

A fácies de composição leucosienogranítica, cuja assembleia mineral é constituída por quartzo, traço de feldspato alcalino e plagioclásio, é observada no extremo sul da área, em meio aos metassedimentos da unidade "*Filitos com intercalações de mármore*s", não sendo cartografada na escala de trabalho. São rochas de coloração esbranquiçada, textura fanerítica equigranular xenomórfica fina e estrutura maciça, embora localmente seja observada foliação cataclástica.



Figura 5.26: Amostra da fácies subvolcânica félsica, sem minerais máficos e amígdalas preenchidas por quartzo (44/IV/2013).

5.6 Granito Estrela (NP α E)

Intrusivo nos metassedimentos da unidade "*Mármore*" no sul da área, a delimitação de seus contatos foi auxiliada por fotointerpretação e pela localização dos blocos observados, uma vez que não foram encontrados afloramentos *in situ*. A classificação do contato como aproximado, considerou o tamanho dos blocos.

São monzogranitos de coloração cinza clara com porções rosadas, constituídos por andesina (30-45%), microclínio (30%), quartzo (20-30%), muscovita (traço-10%) e biotita (traço-5%), e tendo como acessórios zircão e óxidos. Apresentam textura fanerítica equigranular fina a média hipidiomórfica a fanerítica inequigranular porfirítica, e estrutura maciça.

5.7 Granito Ribeirinha da Piedade (NP α RP)

Unidade granítica de pouca expressão em área, localizada em meio aos metassedimentos da unidade "*Calciossilicática com intercalações de mármore*", com direção levemente alongada com direção NE-SW. As rochas desta unidade, de coloração cinza claro, constituem um álcali feldspato granito, composto por

microclínio (60%), quartzo (40%) e biotita (traço), de textura fanerítica inequigranular fina a média, e estrutura maciça.

5.8 Granito Piedade (NP α P)

Stock aflorante no extremo sul da área de estudo, com contato intrusivo normal com as unidade metassedimentares a oeste, unidade "*Calciossilicática com intercalações de mármore*". São identificadas três fácies graníticas com base nas diferenças composicionais observadas: sienogranito, álcali feldspato sienito e quartzo sienito.

O quartzo sienito é a fácies mais representativa deste granito, apresentando coloração rosada e textura fanerítica inequigranular fina a grossa, e estrutura maciça predominante (figura 5.27), localmente observa-se foliação magmática. Sua composição mineralógica apresenta feldspato alcalino (70-75%), plagioclásio (10%), quartzo (5-10%) e máficos (5-10%).



Figura 5.27: Quartzo sienito inequigranular com aspecto maciço (29/V/2013).

A fácies de composição sienogranítica apresenta coloração rosada, textura fanerítica equigranular média e estrutura maciça. Sua composição mineralógica apresenta feldspato alcalino (45%), quartzo (25%), plagioclásio (25%) e máficos (5%).

As rochas pertencentes à fácies álcali feldspato sienito apresentam coloração rosada a cinza rosada, textura fanerítica inequigranular fina a média e estrutura

maciça. Apresentam na composição mineralógica feldspato alcalino (85-90%), máficos (biotita e anfibólio, 5-10%), plagioclásio (5%), quartzo (5%).

5.9 Dique de dacito pórfiro

Dique com direção preferencial aproximada N50W de rocha de coloração cinza escuro, cuja composição mineral é constituída por fenocristais subédricos a anédricos de plagioclásio e piroxênio (4 -10mm) (figura 5.28), em meio à matriz de granulação fina e composta por andesina-oligoclásio (70%), quartzo (20%), augita (10%), magnetita (traço), apatita (traço), epidoto (traço), sericita (traço) e opacos. Em diagrama QAP esta rocha foi classificada como sendo um dacito. A textura desta rocha é fanerítica inequigranular porfirítica com granulação fina.



Figura 5.28: Amostra do dacito pórfiro, com fenocristais de plagioclásio esbranquiçados e superfície amarelada por alteração.

5.10 Diques de diabásio

Unidade constituída por diques de espessuras variáveis, geralmente métrica, com orientação segundo direção NW-SE. Os contatos desta unidade com as

encaixantes são aproximados, ora determinados por observações de campo, facilmente reconhecidos pela decomposição esferoidal que apresentam (figura 5.29), ora por fotointerpretação.

São rochas de coloração cinza escura, compostas por anfibólio (50%), plagioclásio (35%) e piroxênio (15%), de granulação muito fina a média, localmente. Apresentam textura fanerítica equigranular muito fina, e estrutura maciça.



Figura 5.29: Decomposição esferoidal característica dos diques de diabásio (68/II/2013)

5.11 Depósitos Aluvionares Recentes (Qa)

Os depósitos aluvionares inconsolidados mapeáveis em escala 1:50.000 observados na área de estudo estão associados aos principais rios da região (Rio Piedade, Rio Ribeirão Rio Taici, Rio Bromado, Rio Pinhal Grande, Rio Ribeira), e ocorrem na forma de seixos e blocos decimétricos, arredondados (figura 5.30C-D), polimíticos em meio à matriz areno-argilosa, configurando terraços fluviais.

No leito do Rio Piedade e do Ribeirão Taici, e dos demais rios principais, são observados blocos decimétricos a métricos, principalmente de rochas graníticas e de mármore, formando pontualmente ilhas longitudinais (figura 5.30B). Barras

arenosas e conglomeráticas são comuns nas margens do Rio Piedade (figura 5.30A). Depósitos argilosos e turfeiras são observados nas planícies de inundação.

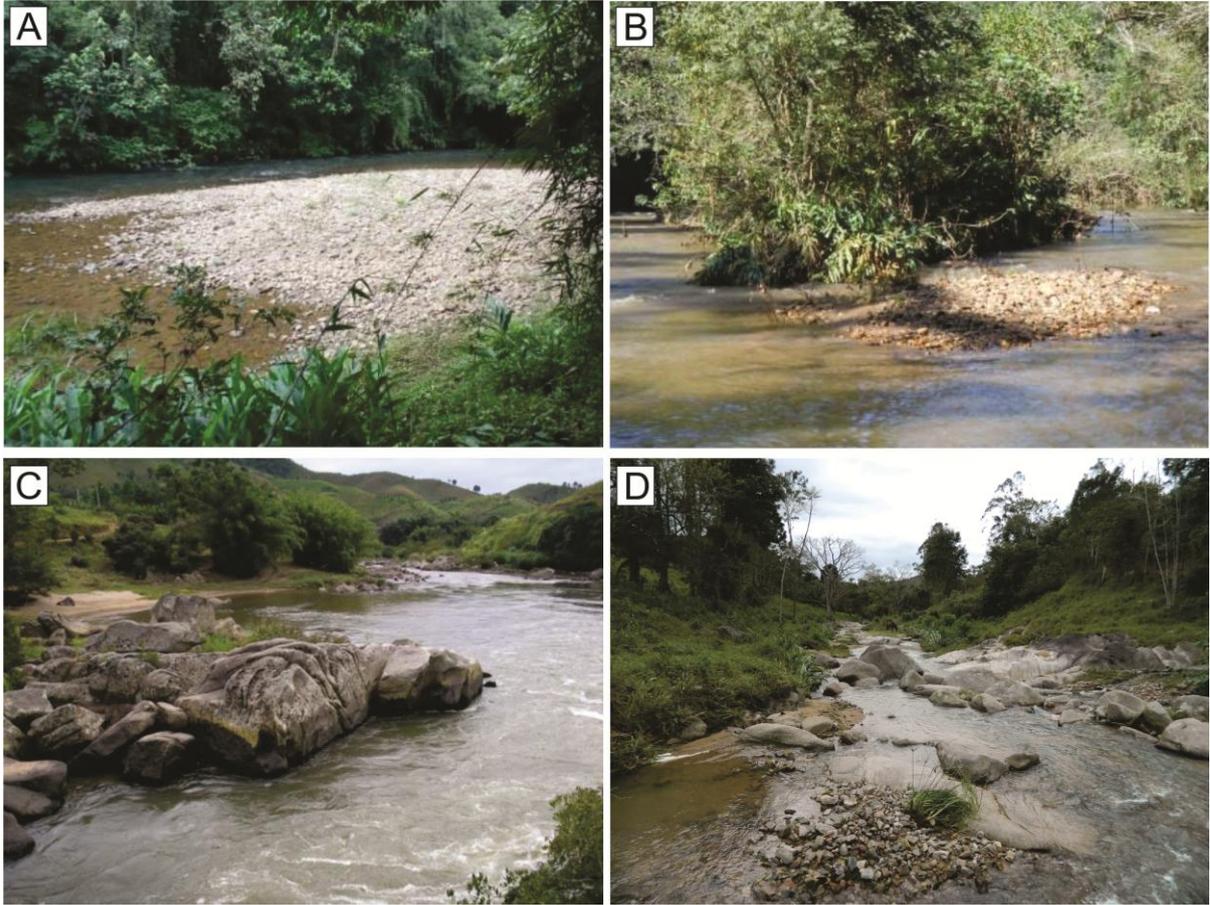


Figura 5.30: A) Sedimentos inconsolidados nas barras de acreção lateral no Rio Piedade, IV/2013!; B) ilhas longitudinais no Rio Piedade, IV/2013; C) Blocos métricos na margem do Rio Ribeirão do Lajeado Grande, II/2009; D) seixos e blocos arredondados e blocos métricos de granito.

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Quando se busca entender os registros do *emplacement* do corpo ígneo, a identificação e correlação entre os padrões estruturais das rochas encaixantes e dos granitos nem sempre é tarefa fácil, devido a presença de eventos tectônicos posteriores que podem modificar ou mesmo apagar os registros de interesse. Para realizar a análise estrutural também é necessário reconhecer a história tectônica pretérita, onde são observadas diferentes fases, desenvolvidas heterogeneamente em diferentes posições no orógeno. Soma-se a estas condições, a falta de afloramentos contínuos com exposições reveladoras sobre os processos geológicos atuantes no *emplacement* do Cinturão Granítico Três Córregos.

Neste capítulo serão discutidas as estruturas observadas em campo, em lâminas delgadas e em imagens geofísicas, relacionadas a colocação do CGTC na região de estudo, buscando reconhecer os registros geológicos em diferentes escalas de observação. O enfoque multiescala pode subsidiar discussões importantes sobre os processos geológicos, por meio da observação de seus registros nos contextos de detalhe, semi-detalhe e regional, possibilitando uma melhor compreensão de suas abrangências e influências no contexto do Cinturão Ribeira Sul.

A hierarquização das superfícies deformacionais foi feita com base na classificação das diferentes foliações e suas relações de corte, estabelecidas pela observação minuciosa dos aspectos deformacionais, diagnósticos para o estabelecimento das relações temporais. A análise das estruturas foi realizada com o intuito de reconhecer padrões e variações na penetratividade (em diferentes escalas) e espaçamento (em escala de afloramento) das foliações, reconhecer e classificar mesoestruturas, como dobras e falhas, e suas relações geométricas com as foliações observadas. Para tanto, é de fundamental importância o estudo detalhado também das lineações, pois estas podem esclarecer dúvidas e afastar interpretações equivocadas, classificando e hierarquizando apropriadamente cada feição estrutural. A busca por afloramentos diagnósticos realizada em um estudo estrutural detalhado pode fornecer resultados relevantes que supram as dificuldades impostas pelo contexto geológico, desde que se preze sempre a qualidade antes da quantidade.

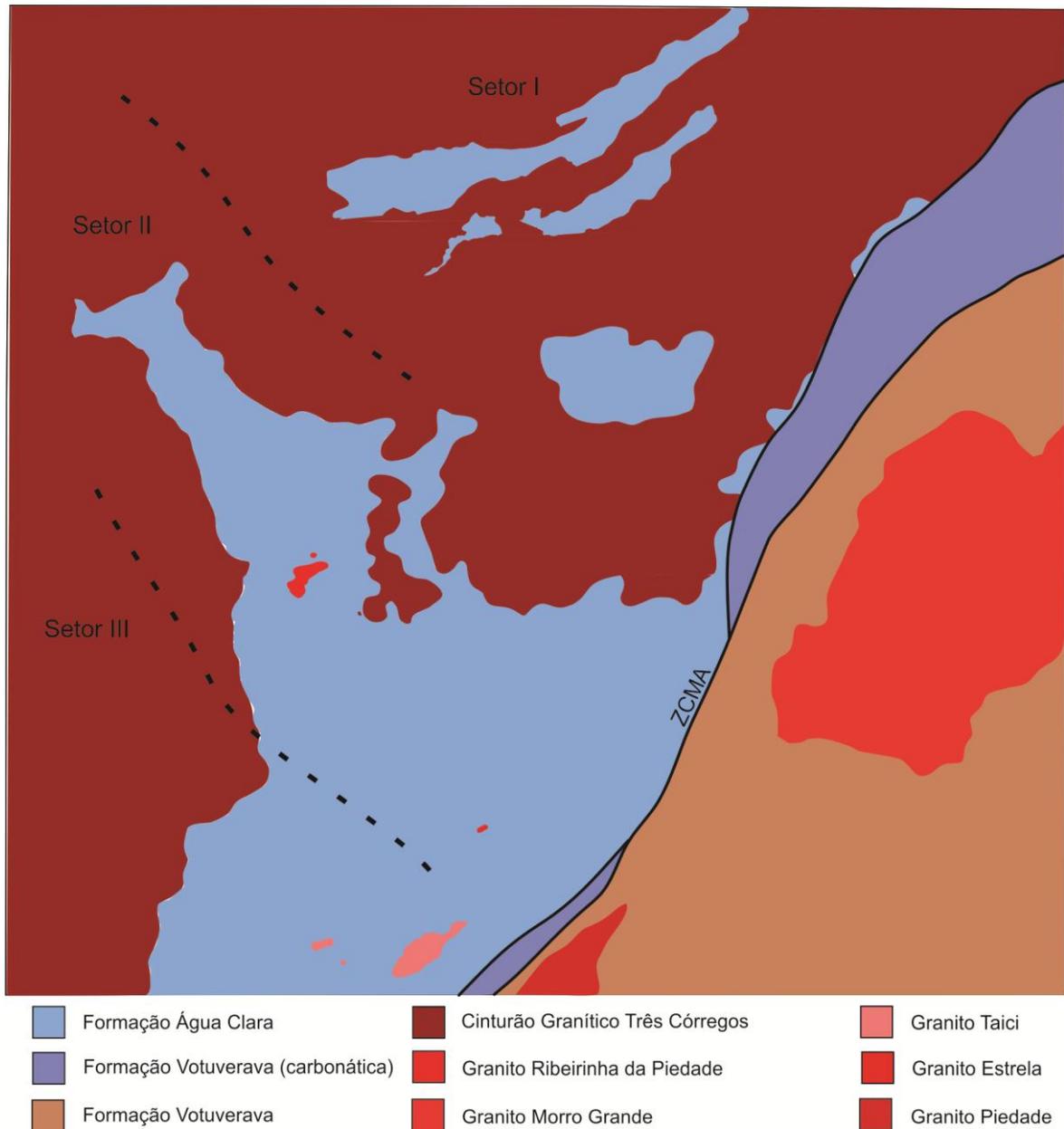
Para melhor entendimento do contexto estrutural, os dados foram distribuídos e tratados em três diferentes setores com situações geológicas distintas (figura 6.1), caracterizadas e reconhecidas pela análise de mapas geológicos e imagens geofísicas, bem como pelos padrões estruturais observados. Em terrenos policíclicos, a compartimentação tectônica é de fundamental importância para construção de estereogramas, sem a qual o produto pode ser expresso por figuras com direções variadas, com apenas uma tendência principal com “variações” e sem diagnósticos conclusivos de tendências secundárias. No estudo das estruturas relacionadas à colocação de cinturões graníticos, diagramas setorizados demonstram melhor as variações locais e padrões regionais dos campos de tensão, possibilitando a melhor compreensão dos registros estruturais, suas correlações petrotectônicas e, conseqüentemente, uma melhor modelagem tectônica.

O tratamento dos dados estruturais da borda centro-leste do CGTC validou a proposta de compartimentação, onde os três setores mostram diferenças geológicas na relação granito-encaixante, sendo também caracterizados por variações geométricas na tendência geral da direção das foliações, bem como pela variação no desenvolvimento de S_1 , S_2 e S_3 .

O Setor I, na região de Volta Grande, é caracterizado por mega enclaves e lascas de metassedimentos com formas alongadas, rompidos envoltos em meio a rochas graníticas, e a elas intercalados. São observadas estruturas hidrotermais e evidências de metamorfismo termal, contudo, sem apagar os registros das estruturas, que apresentam padrão coerente em toda sua extensão (figura 6.1). Afloramentos típicos deste setor podem ser observados na região de Volta Grande, com calciossilicáticas, mica-quartzo xistos e mármore calcítico em contato com monzogranitos porfiríticos e leucogranitos alaskíticos. Destaca-se nesta região um importante jazimento de fluorita em veios de calcita encaixados no leucogranito, explorada em meados da década de 1990.

O Setor II, na região do rio dos Monos, é caracterizado como uma região onde a borda do CGTC apresenta traço irregular, com uma série de reentrâncias e engolfamentos, que a grosso modo acompanham o traçado de uma dobra de escala regional com eixo de direção aproximada N40W (figura 6.1). Destaca-se que dobras com eixo nesta direção são raras no contexto estrutural da região, o que chama ainda mais atenção para as características deste setor, cujo os afloramentos típicos

podem ser observados na região do rio dos Monos, com estaurolita-granada-mica-quartzo xistos e mármores calcíticos.



ZCMA: Zona de Cisalhamento Morro Agudo

Figura 6.1: Mapa geológico simplificado da área de estudo, com a divisão dos setores estruturais reconhecidos.

O Setor III, do Alto Açungui, é caracterizado pelo contato do CGTC com as encaixantes da Formação Água Clara com delineado regular, contudo ainda sinuoso, onde em campo predominam estruturas com baixo ângulo de mergulho, com máximos em torno de 45° (Figura 6.1). Afloramentos típicos deste setor podem ser observados na região do Alto Açungui, onde destaca-se a coexistência de estruturas de baixo ângulo tanto nas encaixantes quanto nos granitos. Também nesta região pode ser observado um metamorfismo de contato desenvolvido em

uma aparente auréola, desenvolvida em uma faixa de aproximadamente 1,5 Km a partir do contato com o CGTC.

Os limites dos setores não são caracterizados por uma estrutura física mapeável, mas sim pelo contexto das estruturas regionais, bem como pela mudança percebida no padrão geológico-estrutural. Para proposição deste setores a tentativa de evitar a Zona de Cisalhamento Morro Agudo e demais estruturas transcorrentes se deve ao fato desta análise estar focada na história estrutural pretérita à tectônica de alto ângulo, já discutida e considerada por Basei *et al.* (1992), Fassbinder (1996), Campanha (2002), Salazar *et al.* (2013), Hasui (2012) e Faleiros *et al.* (2010). Sem a influência das transcorrências, espera-se contribuir para o melhor entendimento de como os processos de *emplacement* do arco-magmático Três Córregos tiveram início e qual a relação com as fases de baixo ângulo registradas nas encaixantes.

6.1 Geologia Estrutural dos Metassedimentos

O banco de dados estruturais utilizado no presente trabalho foi construído pela integração dos dados obtidos durante os trabalhos de campo da disciplina Mapeamento Geológico nos anos de 2009 e 2013, em conjunto com os levantamentos realizados nas três etapas de campo.

A integração dos dados foi possível não apenas pela compilação e georreferenciamento das informações, mas principalmente pela construção de filtros responsáveis pela avaliação, seleção e edição dos dados primários. Sem estes filtros, discrepâncias de classificação e nomenclatura podem comprometer a qualidade das interpretações, pois se os dados estruturais da base não forem confiáveis, técnicas avançadas podem apenas mascarar o produto final. Como filtros foram utilizadas as descrições de espaçamento e penetratividade, relações de corte e paragêneses em cada unidade lito/tectonoestratigráfica reconhecida na escala 1:50.000. A primeira etapa de validação dos resultados foi realizada pela comparação com os dados obtidos nas três etapas de levantamento de campo, onde o objetivo foi exclusivamente relacionado à análise da qualidade das informações. A etapa de retroanálise foi realizada pela comparação dos padrões obtidos em conjunto com a análise da coerência das interpretações e modelos tectônicos, onde o objetivo foi a reinterpretação dos resultados na escala 1:50.000. Com esta estrutura de filtros, foi construído um sistema de avaliação dos dados estruturais que

tenta não misturar informações e interpretações, evitando discussões polêmicas e, muitas vezes, sem suporte do que é observado em campo.

De modo geral, as rochas metassedimentares da área de estudo apresentam um bandamento composicional, que pode ser em alguns casos considerado como o original da sedimentação destas rochas. Em relação aos produtos das deformações impostas à essas rochas, o padrão estrutural é caracterizado pelo desenvolvimento de duas foliações S_1 e S_2 originalmente de baixo ângulo, afetadas por uma tectônica de alto ângulo. Como padrão geral do CGTC, foi observada uma foliação magmática bem definida pela orientação dos fenocristais dos granitos porfiríticos, definida por planos suavemente ondulados e irregulares, muitas vezes acompanhadas por enclaves máficos microgranulares ovalados e alongados. Ocorrem feições protomiloníticas associadas a zonas de cisalhamento, registradas em estruturas do tipo *augen* e *boudins*.

Os dados foram tratados em diagramas Schimidt-Lambert com projeção de igual área, construídos para os diferentes setores, em segmentos dos perfis estruturais, ou mesmo para afloramentos com abundância e complexidade de estruturas.

Para a extrapolação tridimensional dos dados estruturais com estruturas observáveis nas escalas de semi-detalhe e regional, foram utilizados dados aeromagnéticos obtidos pela CPRM 2012, de grande importância também para confecção das seções geológicas. Com estes dados foram gerados mapas e três seções na escala 1:50.000, completando assim o tratamento e projeção em mapa dos dados estruturais.

6.1.1 Foliação S_1

A foliação S_1 é definida pela orientação em planos paralelos a subparalelos de cristais de sericita, clorita, tremolita, diopsídio e quartzo. Apresenta-se paralela a subparalela ao bandamento composicional, com espaçamento submilimétrico a milimétrico, configurando uma clivagem ardosiana ou xistosidade contínua. Seu desenvolvimento é melhor reconhecido em rochas de textura lepidoblástica (filitos e xistos). Nas rochas de textura nematoblástica (calciossilicáticas) e granoblásticas (mármore) essa foliação é fracamente desenvolvida, devido à reologia do material, sendo evidenciada nos níveis de composição silicática intercalados.

Localmente reconhece-se a foliação S_1 como plano axial de microdobras (F_1) isoclinais a cerradas, em bainha, comumente apresentando flancos rompidos, sendo

intrafoliares ao bandamento composicional. Essas dobras não são penetrativas à área de estudo e apresentam elevada dificuldade de reconhecimento devido às suas dimensões milimétricas e obliteração por fases de deformação superimpostas.

Esta foliação apresenta-se crenulada por microdobras de baixa amplitude e comprimento de onda, com flancos assimétricos (F_2). Devido à diferença de reologia observada entre os níveis que compõe o bandamento composicional, as crenulações observadas frequentemente são desarmônicas. Os ângulos interflancos, entre 10 e 60° a caracterizam como dobras abertas e fechadas (figura 6.2).

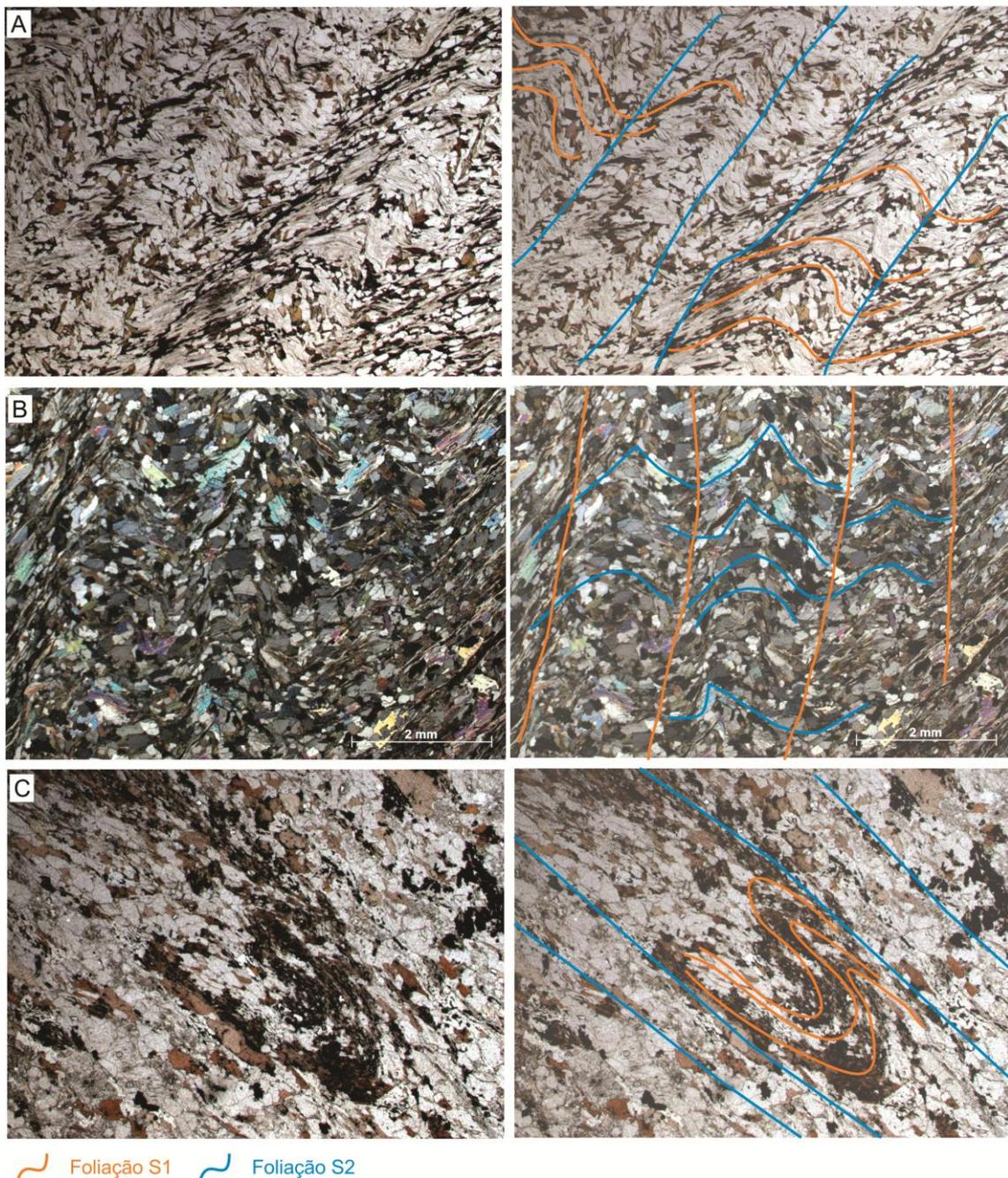


Figura 6.2: Foliação S_1 contínua e crenulada. A) Microdobras assimétricas abertas afetando a foliação S_1 , 142/II/2013; B) Crenulações desarmônicas em S_1 , muscovita--quartzo-biotita xisto RZM17; C) Foliação S_1 com

microdobras cerradas a fechadas, com flancos rompidos, intrafoliar à foliação S_2 , 142/III/2013. Nicóis paralelos, aumento de 25x.

Pode-se observar espessamento de charneira e adelgaçamento de flancos conforme evolui a transposição destas superfícies pela foliação S_2 , chegando a originar dobras sem raiz (de flancos rompidos) (figura 6.2C).

No Setor I a foliação apresenta dois polos principais, com predomínio dos planos de foliação com direção N60E, mergulhando ora para NW, com valores elevados de mergulho (em média 70°) ora para SE, quando apresenta a maioria dos ângulos de mergulho em torno de 40° (figura 6.3A). Este setor é representado por predomínio de rochas calciossilicáticas intercaladas a xistos e filitos, rochas cuja reologia permite um bom registro da foliação.

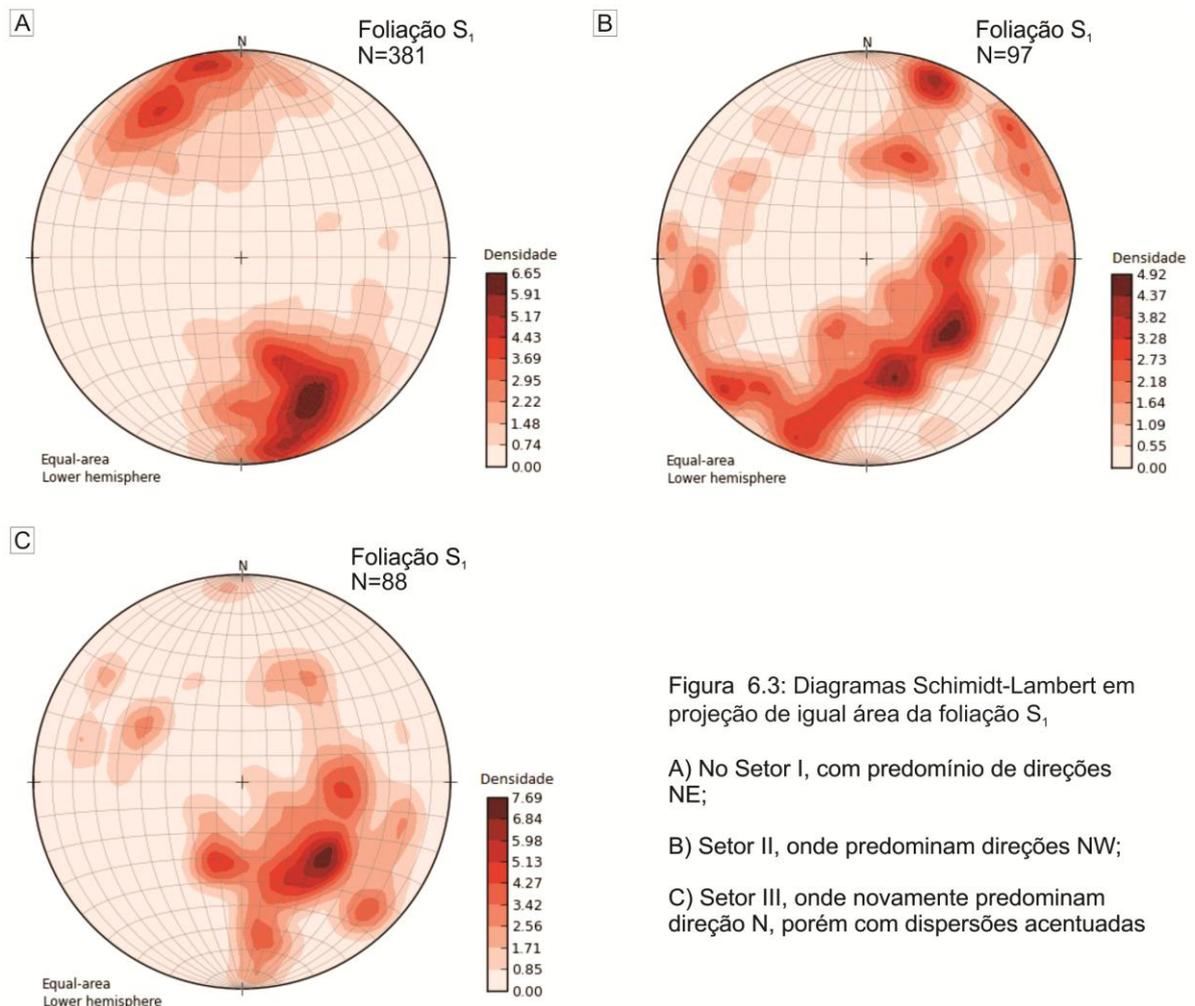


Figura 6.3: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área da foliação S_1

A) No Setor I, com predomínio de direções NE;

B) Setor II, onde predominam direções NW;

C) Setor III, onde novamente predominam direção N, porém com dispersões acentuadas

No Setor II, há o predomínio de direções para N40W, com mergulhos elevados (80°) a moderados (40°) para NE e SW (figura 6.3B). Esse Setor

compreende termos xistosos e calciossilicáticos intercalados a níveis expressivos de mármore, sendo a foliação melhor representada nos primeiros.

Já no setor III são observados planos com direção preferencial N60E, com valores moderados de mergulho (em média 55°), com predomínio de mergulhos para NW (figura 6.3C). As dispersões observadas nos diagramas da foliação S_1 (figura 6.3) são reflexos da sobreposição de eventos de dobramento, incluindo interferência local do dobramento de eixo NW característico do Setor II.

Percebe-se que o padrão estrutural observado nas lascas de metassedimentos do Setor I é coerente com o observado nos metassedimentos contínuos, do Setor III, sugerindo que tais corpos desconectados não representam tetos pendentes (*roof pendants*) englobados e desorientados durante o crescimento da câmara magmática. Os dados estruturais sugerem que as lascas foram desconectadas por ação tectônica durante a ascensão magmática, mantendo uma orientação dos corpos de certo modo paralela à borda próxima do granito, e um padrão de orientação das foliações concordante com o padrão geral dos metassedimentos da área de estudo.

Embora a direção da foliação seja concordante nesses setores, os valores de mergulho apresentam uma variação significativa. No Setor I prevalecem valores de mergulho mais elevados (60-80°) que no Setor III, onde a maioria dos planos da foliação apresenta ângulo de mergulho moderado (35-50°).

O Setor II é fortemente condicionado por dobramento de eixo NW, exibindo um padrão estrutural divergente em relação aos outros dois, porém a relação geométrica entre foliações e crenulações é a mesma observada nos demais setores.

6.1.2 Foliação S_2

Esta foliação é penetrativa a todos os afloramentos da área, sendo definida pela orientação de cristais de biotita, sericita, muscovita em planos subparalelos ao bandamento composicional, de espaçamento milimétrico a centimétrico. Caracteriza um sistema de transposição parcial a total da foliação S_1 , sendo classificada como clivagem de crenulação, clivagem ardósiana ou xistosidade.

Devido a esse sistema de transposição característico do desenvolvimento da foliação S_2 , ocorre a completa obliteração de S_1 em diversos afloramentos (e.g. RZM01, RZM20, RZM21, RZM24) (figura 6.4).

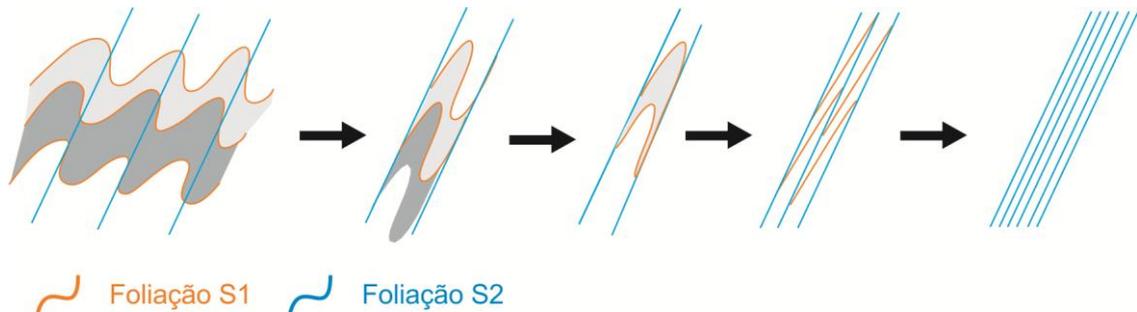


Figura 6.4: Evolução do sistema de transposição da foliação S_1 pelo desenvolvimento de S_2 , e características das dobras F_2 observadas.

Localmente (e.g. RZM13, 43/III/2013, 142/III/2013) reconhece-se o caráter milonítico dessa foliação, caracterizada por planos anastomosados, lenticularizados e descontínuos, associados a dobras com flancos rompidos (cabo de guarda chuva) (figura 6.5A), quartzo *ribbons* e em formato *fish* (figura 6.5B), porfiroblastos rotacionados e com sombras de pressão simétricas e assimétricas, além do desenvolvimento de foliação S-C, com baixos valores de mergulho (em média 35°).

Essas estruturas caracterizam zonas de cavalgamentos, com geração de zonas miloníticas expressivas na área, responsáveis pela atual estratigrafia das unidades. O sentido de movimento impresso nessas estruturas indica vergência para sudeste.

A relação temporal e hierárquica de milonitos é sempre dificultada pela obliteração de estruturas anteriores causadas pela recristalização intensa de minerais no desenvolvimento da foliação milonítica. A hierarquização dos milonitos da área de estudo como originados juntamente à foliação S_2 se faz possível na área de estudo pelo reconhecimento em análise microscópica de micrólitos da foliação S_2 onde era possível reconhecer planos orientados da foliação S_1 (figura 6.5C).

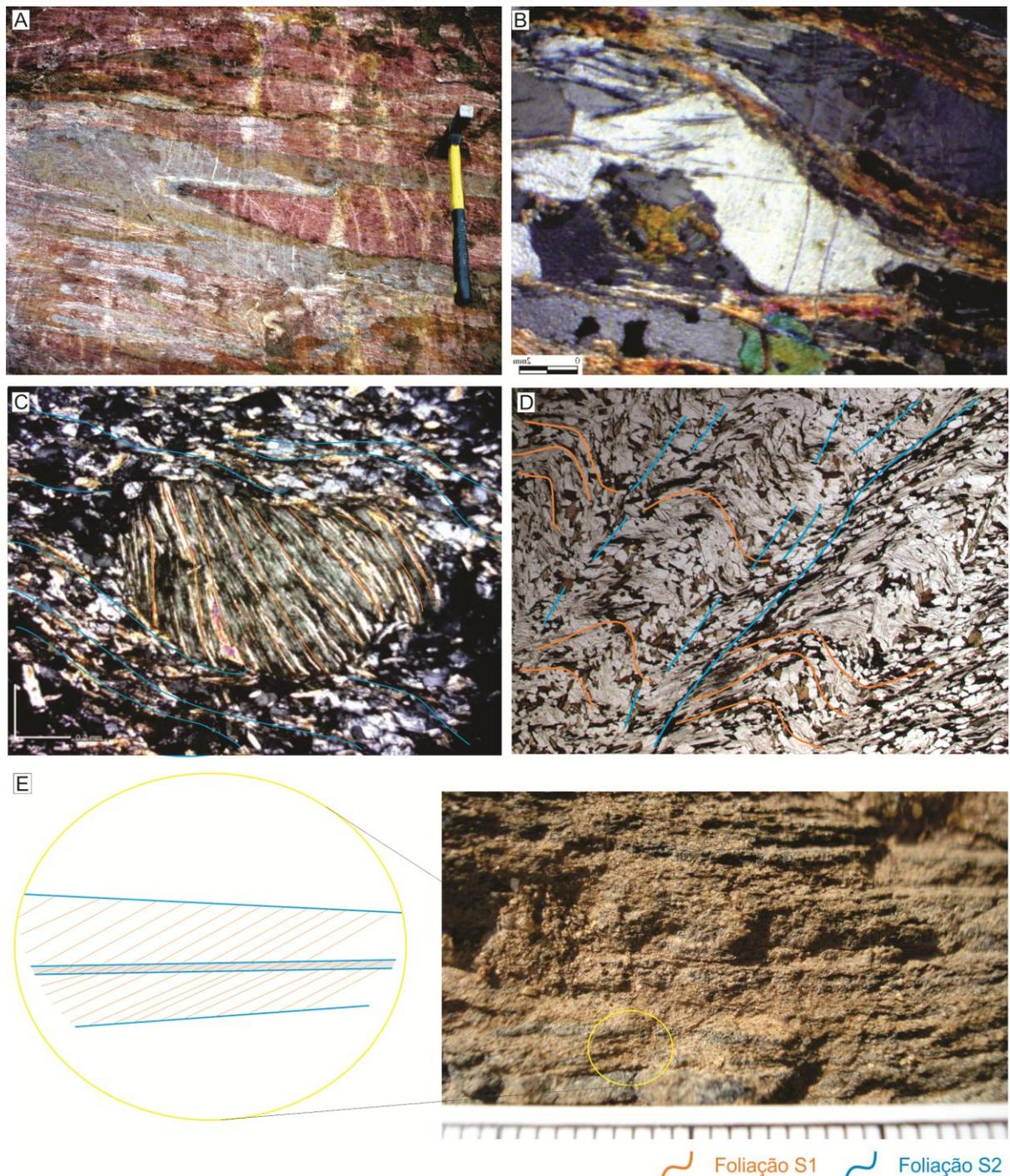


Figura 6.5: Foliação S_2 e evidências dos cavalgamentos: A) Dobra com flanco rompido em cavalgamento, RZM13; B) quartzo com formato *fish* indicando cavalgamento com vergência para SE, 142/III/2013; C) fotomicrografia de micróliton da foliação S_2 , milonítica, com rastro da foliação S_1 (definida pela orientação de sericita e quartzo), 53/V/2013; D) fotomicrografia da foliação S_1 crenulada, com desenvolvimento de S_2 como clivagem de crenulação, RZM17; E) transposição parcial de S_1 por S_2 , RZM25.

No afloramento RZM78, no contato de calciossilicática milonítica com a fácies Arrieiros-Cerro Azul, por outro lado, estruturas miloníticas (megaporfiroblasto de quartzo rotacionado) (185/55; eixo 190/35) indicam cavalgamento com vergência para NW, com planos mergulhando em média 55° para SE (figura 6.6).

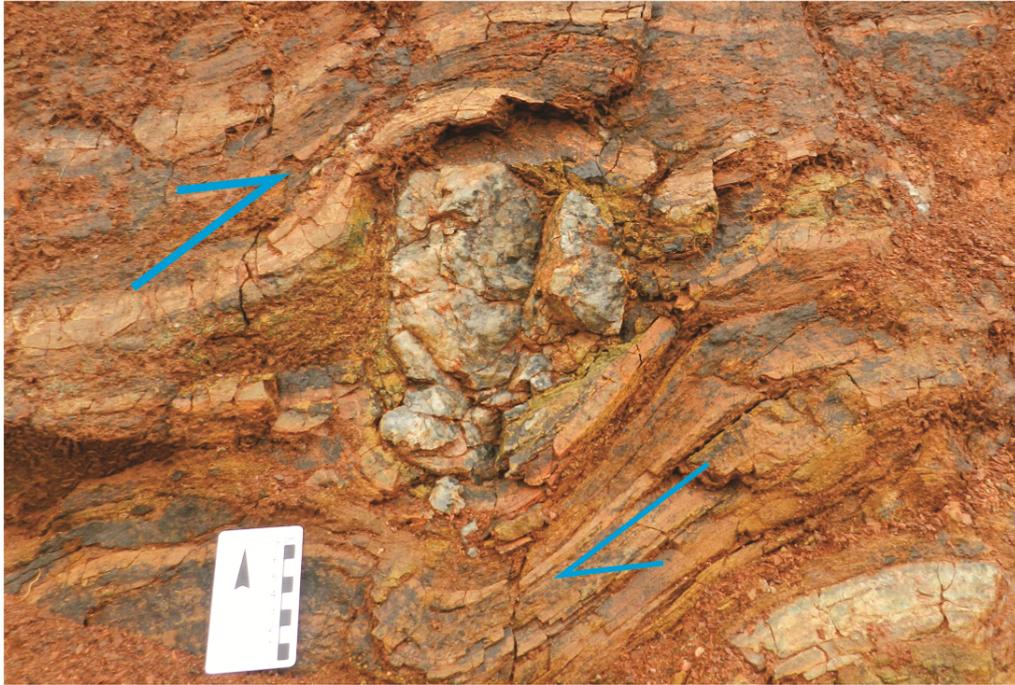


Figura 6.6: Destaque para nível de quartzo rotacionado, indicando cavalgamento, em calciossilicática no contato com monzogranito porfirítico, RZM78.

Quando analisada para toda área de estudo, a foliação S_2 apresenta desenvolvimento heterogêneo, expresso pelas variações no espaçamento, bem como pelo desenvolvimento de zonas miloníticas (e.g. 4/II/2013, RZM3 e RZM81) e faixas de transposição nos locais de maior intensidade de deformação (e.g. RZM 21 e RZM25).

No Setor I, o padrão caracterizado em estereogramas da foliação S_2 apresenta direção preferencial em N60W e mergulhos moderados para NE ($\sim 40^\circ$), com direções secundárias próximas a N75-45E, caracterizadas por polos dispersos, com valores de mergulhos entre 50° e 80° , preferencialmente para NW (figura 6.7A). Este padrão é compatível ao observado no estereograma de S_1 para o mesmo setor, reflexo do paralelismo das duas foliações. O padrão estrutural observado em diagramas de S_1 e S_2 mostra paralelismo com as formas dos megaxenólitos observados no Setor I, onde as dispersões podem ser reflexo dos rompimentos das estruturas.

O padrão de S_2 observado no Setor II caracteriza um dobramento cilíndrico, com eixo em 300/30°, com flancos mergulhando para os quadrantes NE e SW. Esse padrão não é compatível com as direções comumente observadas no Terreno Apiaí, o que sugere um condicionante tectônico local. As dispersões observadas (polos que se localizam fora da guirlanda) podem ser reflexo de deformações posteriores. Tal padrão é similar ao observado em diagramas de S_1 neste setor.

No Setor III a foliação S_2 apresenta direção preferencial em N70E, com ângulos de mergulho em média de 40° , com predomínio de planos para NW (figura 6.7C). Esta direção é a grosso modo concordante com a geometria do contato do CGTC nesse setor. As dispersões observadas nos diagramas de S_2 são reflexo da superimposição de eventos, como dobramentos tardios.

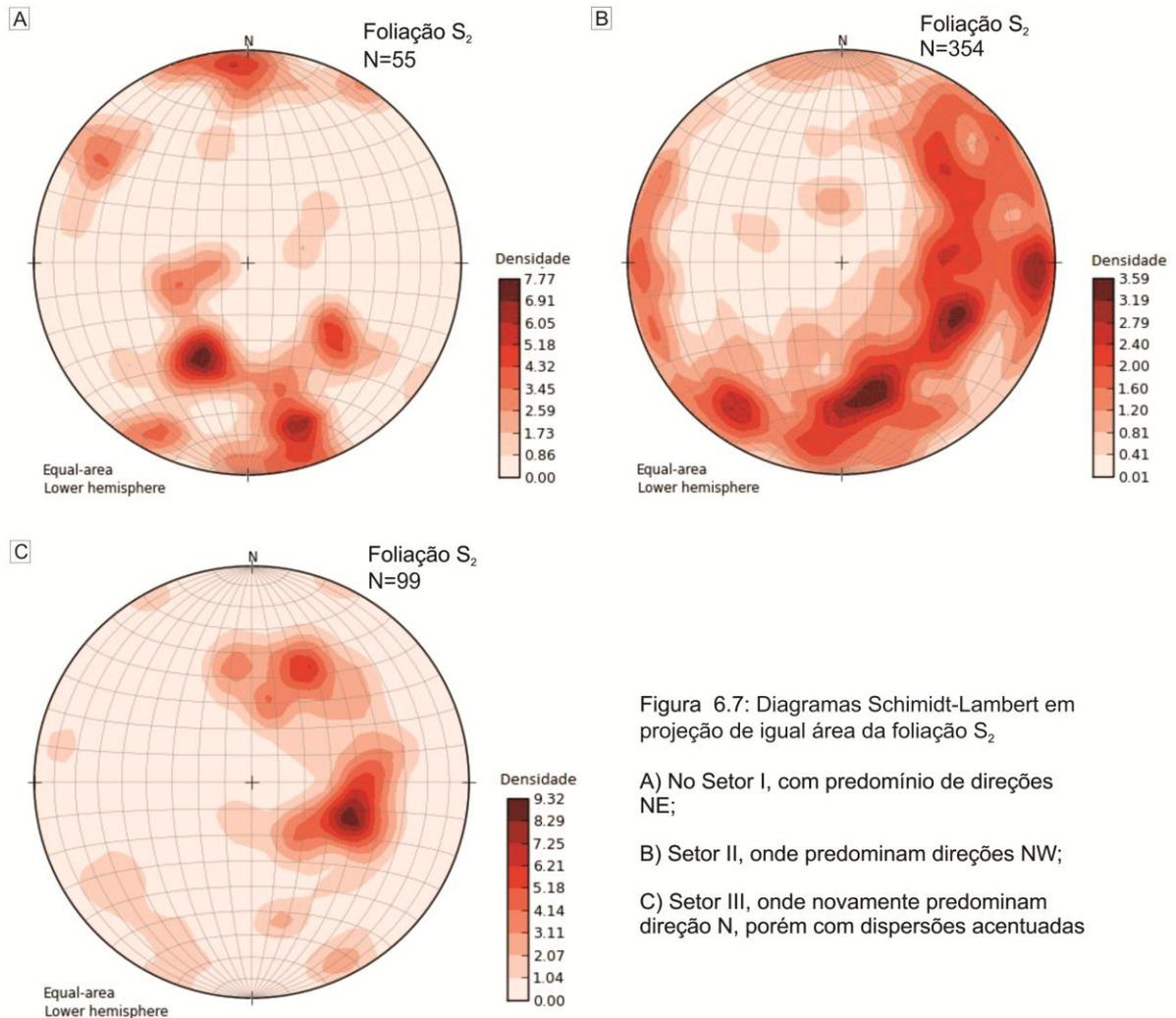


Figura 6.7: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área da foliação S_2

- A) No Setor I, com predomínio de direções NE;
- B) Setor II, onde predominam direções NW;
- C) Setor III, onde novamente predominam direção N, porém com dispersões acentuadas

6.1.3 Dobra de Eixo NW

Esse dobramento é característico do Setor II da área de estudo, nos metassedimentos entre as fácies graníticas Arrieiros-Cerro Azul e São Sebastião, e é o principal condicionante da geometria das litologias na região do ribeirão dos Monos. É representado em campo por dobras abertas a suaves, cilíndricas, não penetrativas, parasitas de uma antiforma regional.

Quando confeccionados os diagramas de polos de planos das foliações S_1 e S_2 (figura 6.8), observa-se um paralelismo entre as duas foliações, provavelmente

gerado pelo dobramento. Apresenta eixos estatísticos construídos com direção média de 300/30°, significativa exceção ao padrão regional observado na região (onde predominam direções N40-70E).

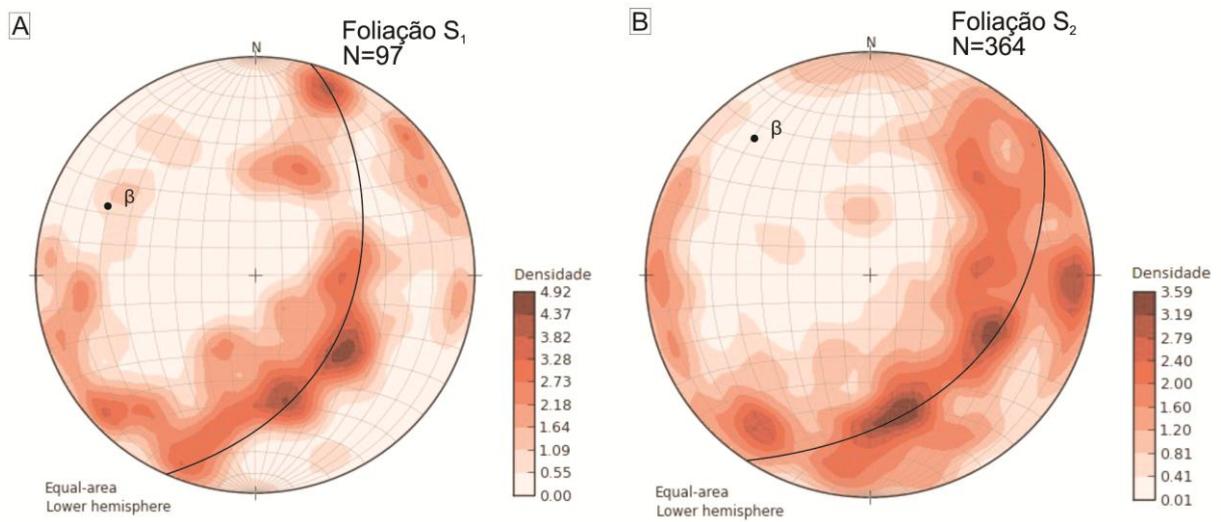
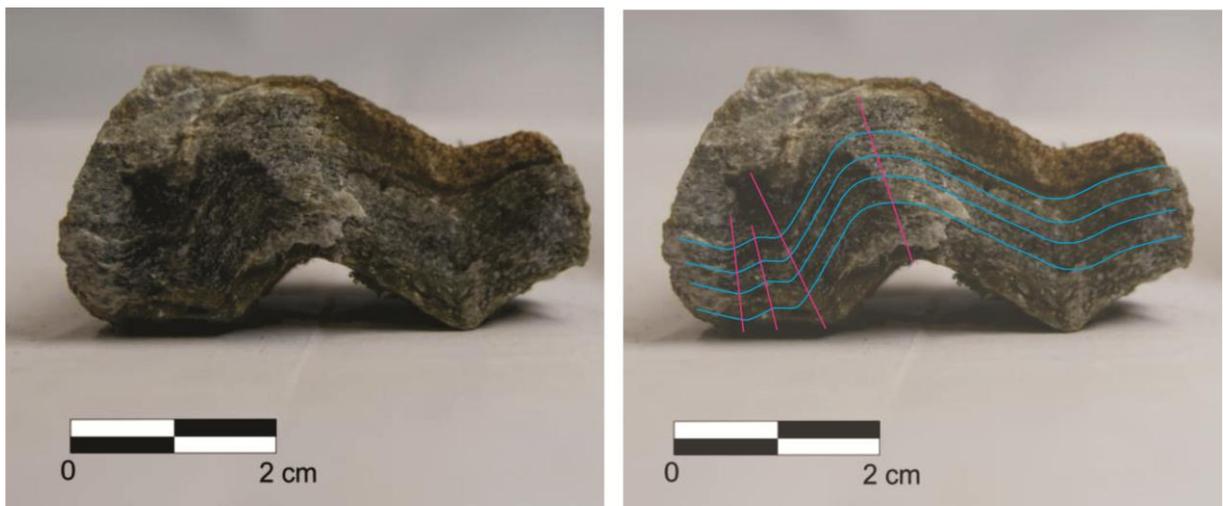


Figura 6.8: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área dos polos de planos foliações S_1 e S_2 da região do rio dos Monos. A: estereograma da foliação S_1 , com projeção do eixo construído (β) de 290/30; B: estereograma da foliação S_2 , com projeção do eixo construído (β) de 315/30.

Nitidamente esta estrutura deforma os planos das foliações anteriores (S_1 e S_2), sendo assim caracterizada como posterior à geração destas (figura 6.9). Porém, não há uma relação temporal conclusiva com a fase das transcorrências. O desenvolvimento dessa dobra poderia ser concomitante à movimentação da falha, o que a caracterizaria como uma possível dobra escalonada.



 Foliação S_2  Clivagem Disjuntiva

Figura 6.9: Dobras abertas, assimétricas afetando os planos da foliação S_2 , com desenvolvimento de uma clivagem disjuntiva, onde não há desenvolvimento de neominerais, espaçada e não penetrativa.

Os contatos dos granitos no setor citado, a grosso modo, acompanham a geometria desta estrutura (figura 6.10), sendo concordantes com a foliação S_2 , o que remete a uma possível associação entre a geração desta dobra e os esforços de abertura de espaço para a acomodação dos granitos.

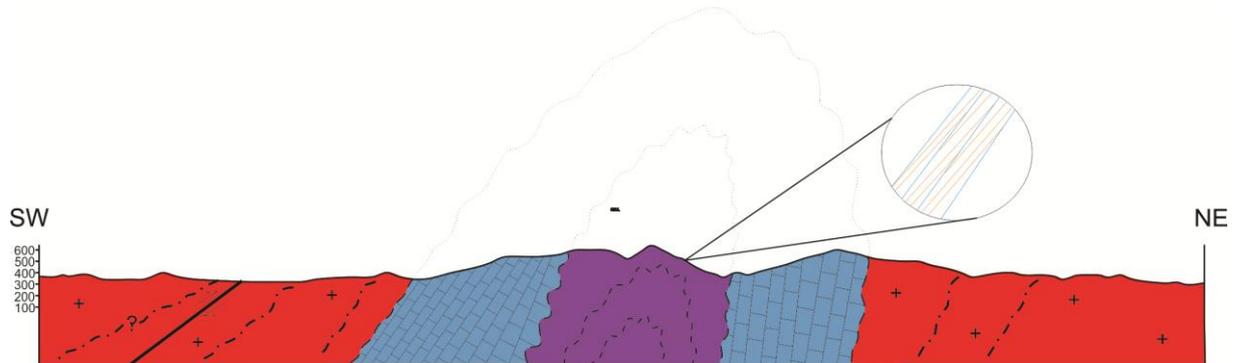


Figura 6.10: Perfil B-B' mostrando os contatos dos granitos no setor II, concordantes com S_2 , acompanhando a geometria da dobra de eixo NW.

6.1.4 Foliação S_3

Foliação milonítica, não penetrativa, restrita ao corredor de deformação da Zona de Cisalhamento Morro Agudo, no sudeste da área. É uma foliação contínua e anastomosada, definida pela orientação de minerais filossilicáticos finos. Em paralelismo com a foliação são observados quartzo *ribbon*, mica *fish* e *boudins* de quartzo (figura 6.11). A direção geral da foliação é N30E, com mergulhos verticais (figura 6.12).

O desenvolvimento de milonitos está distribuído ao longo de faixas de espessuras médias de 1,5km.

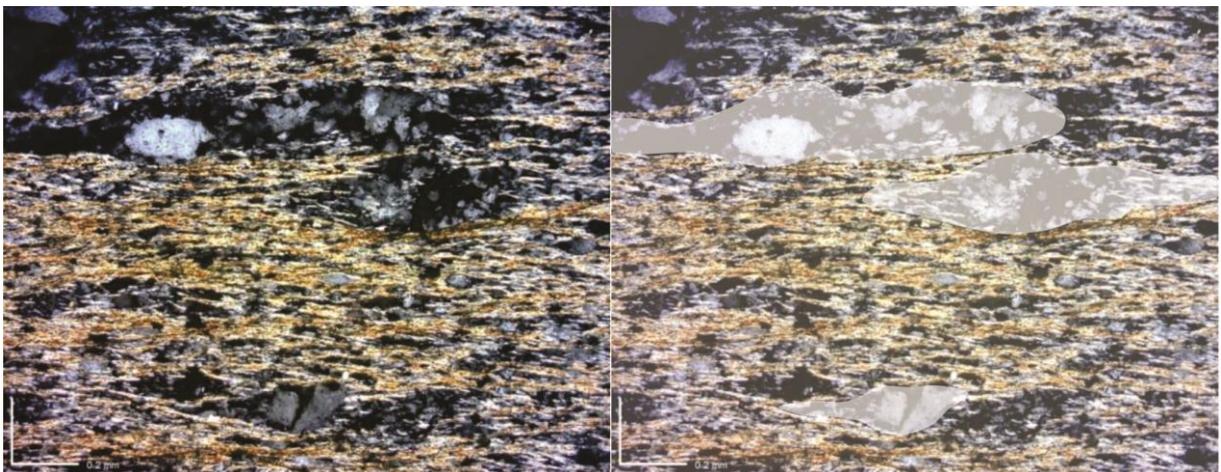


Figura 6.11: Foliação anastomosada milonítica associada a quartzo *ribbon* e *boudinado*, na faixa de deformação da Zona de Cisalhamento Morro Agudo, 241/V/2013. Modificado de Pesch *et al.*, 2015.

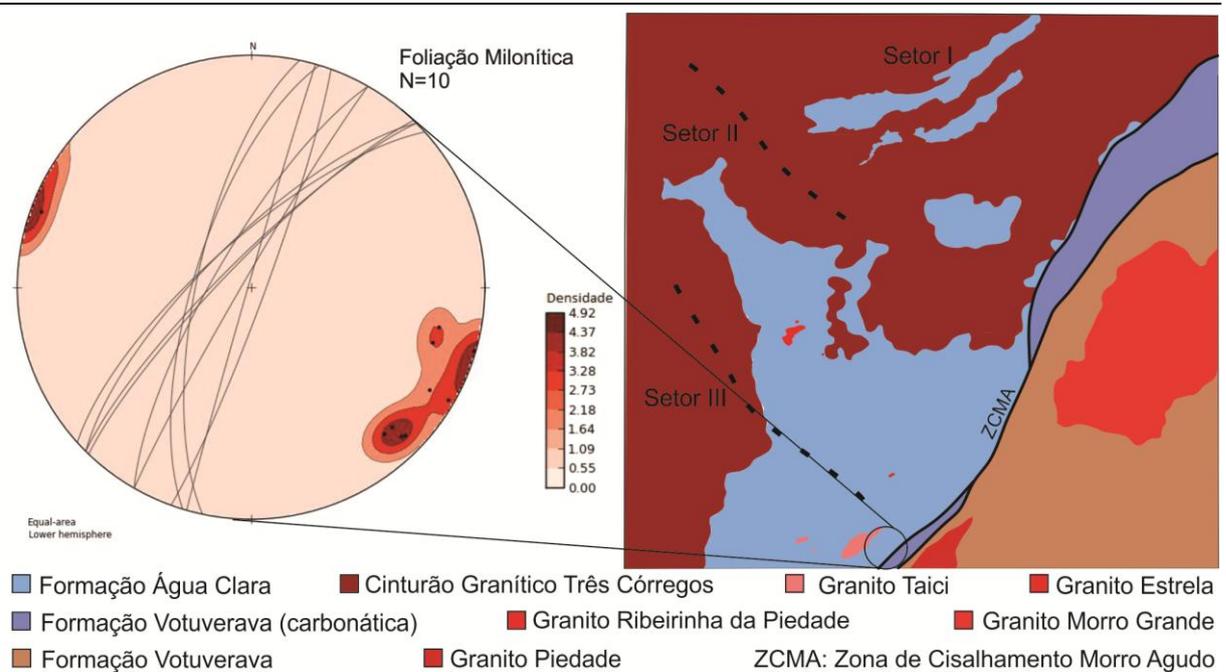


Figura 6.12: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área da foliação S_3 , com direção geral N30E e valores de mergulho elevados (80° me média), construído com dados da região sul da área de estudo, próximo ao traçado da Zona de Cisalhamento Morro Agudo. Modificado de Carvalho *et al.*, 2013.

6.1.5 Dobras de Eixo NE

Este dobramento é reconhecido no Setor III, sendo responsável pela espacialização e geometria dos corpos mapeados na região sudoeste da área de estudos. É caracterizado em campo por dobras abertas e fechadas, não penetrativas, de dimensões métricas, que afetam as foliações S_1 e S_2 . Essas mesodobras configuram dobras parasitas de dobramento regional.

Foram também reconhecidos em campo feições *strike-slip* com eixos NE, possivelmente associadas à dobras escalonadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Morro Agudo. Porém, a relação entre a geração das dobras abertas e fechadas com a transcorrência não é conclusiva, aventando-se a possibilidade de serem dobras desenvolvidas nas fases anteriores à transcorrência e que tiveram seus eixos deformados e rotacionados pela movimentação da falha (figura 6.13).

O eixo construído a partir da projeção em estereograma de planos da foliação S_2 próximo à zona de cisalhamento é de 230/15 (figura 6.14).

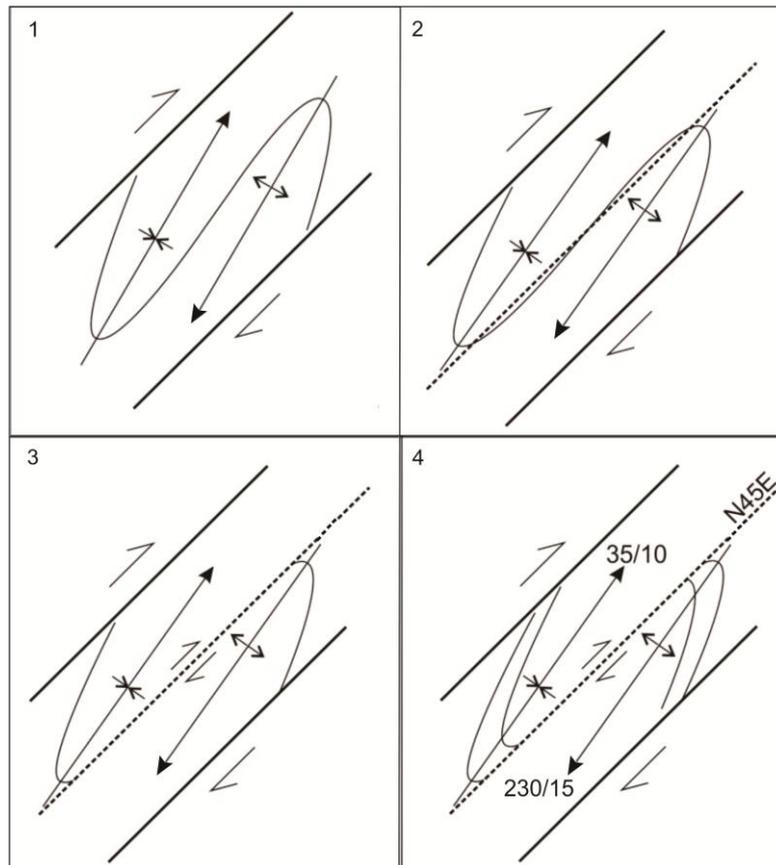


Figura 6.13: Esquema da evolução do escalonamento de eixo de dobras pré-existentes pela movimentação da Zona de Cisalhamento Morro Agudo. Modificado de Carvalho *et al.*, 2013.

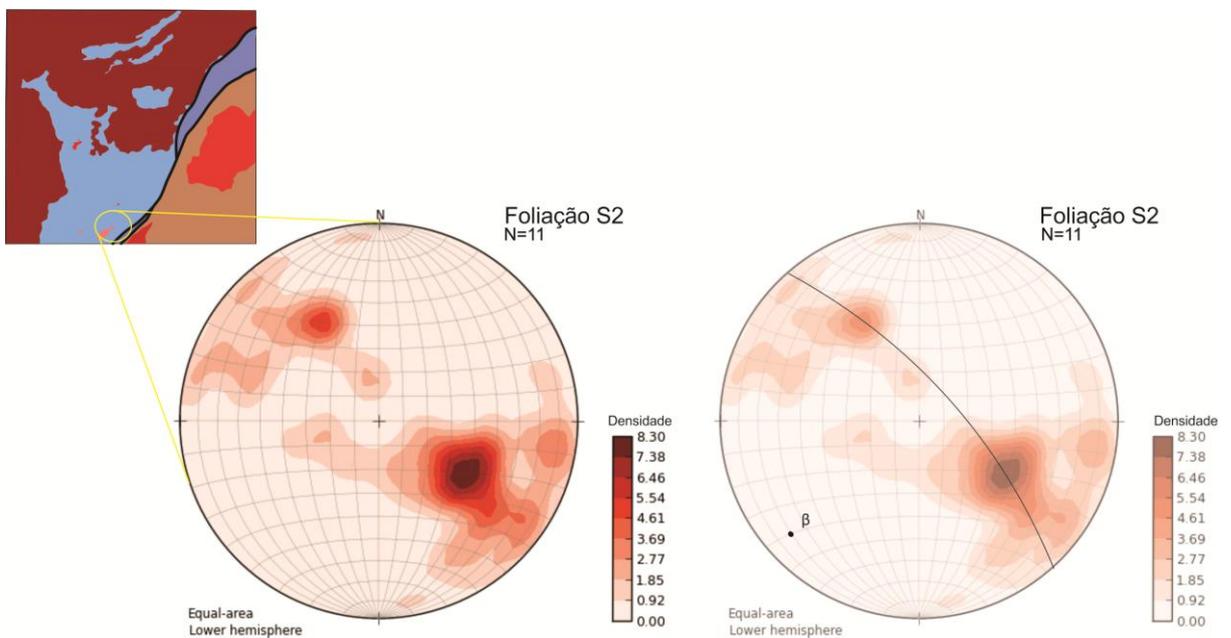
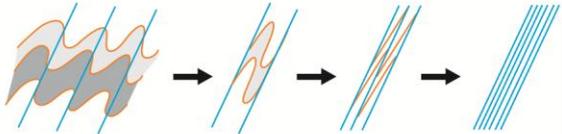
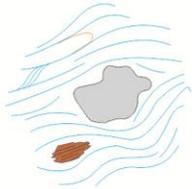
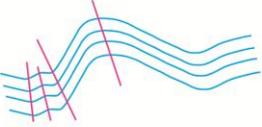


Figura 6.14: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área dos polos de planos da foliação S_2 no setor III, mostrando dobramento expressivo com eixo estatístico interpretado (β) de 230/15.

6.1.6 Síntese das estruturas observadas nos metassedimentos

No quadro 6.1 estão sumarizadas as estruturas deformacionais observadas nas associações metassedimentares da área de estudo, agrupadas segundo tectônica formadora.

Quadro 6.1: Síntese das estruturas observadas nos metassedimentos e eventos tectônicos geradores.

Evento	Estruturas geradas	
Tectônica de baixo ângulo	Clivagem ardosiãna, xistosidade contínua (S_1)	
	Crenulações desarmônicas e assimétricas, fechadas a abertas	
	Clivagem espaçada, clivagem de crenulação, xistosidade (S_2)	
	Transposição parcial a total de S_1	
	Dobras abertas a fechadas assimétricas	
	Foliação milonítica, quartzo <i>ribbon</i> e <i>boudins</i> , porfiroblastos com sombras de pressão simétricas e assimétricas, foliação S-C, dobras de flancos rompidos	
Dobramento de eixo NW	Dobras abertas a fechadas	
	Clivagem disjuntiva não penetrativa	
Dobramento de eixo NE	Sinformas de plano axial vertical	
Tectônica de alto ângulo	Foliação milonítica, anastomosada - protomilonitos e milonitos	
	Quartzo <i>ribbons</i> , <i>boudins</i> de quartzo e mica <i>fish</i>	
	Dobras-falha (<i>strike-slip</i>) Eixo NE	

 Foliação S1
  Foliação S2
  Foliação S3
  Clivagem Disjuntiva

Nos estágios iniciais da deformação instalou-se um regime tectônico de baixo ângulo, que pode ser dividido em duas fases, consideradas progressivas entre si. À primeira fase de deformação está associado o desenvolvimento da foliação S_1 , paralela ao bandamento composicional, com baixos valores de mergulho, de planos com espaçamento submilimétrico, e crenulações desarmônicas assimétricas.

O avanço da deformação resultou no espessamento de charneiras das crenulações, e no rompimento dos flancos das dobras da primeira fase, registradas hoje como dobras intrafoliares. A segunda fase de deformação é caracterizada pelo desenvolvimento de faixas de transposição da foliação S_1 por uma xistosidade S_2 , desenvolvida nessa fase, e por zonas miloníticas, com expressivas falhas de cavalgamentos. Nos cavalgamentos são reconhecidos quartzo *ribbons*, porfiroblastos rotacionados e com sombra de pressões simétricas e assimétricas, e foliação S-C, com valores de mergulho próximos a 45° . O sentido de movimento impresso nessas estruturas indica vergência para sudeste.

Nas fases finais da deformação desenvolveram-se sistemas de falhas transcorrentes, em regime dúctil-rúptil. Neste contexto instalou-se a Zona de Cisalhamento Morro Agudo, com direção NE-SW e elevados valores de mergulho. O principal produto deste evento configura a foliação milonítica (S_3), com planos subverticais e com mergulhos predominantemente para SE.

As estruturas observadas no Cinturão Granítico Três Córregos, descritas a seguir, fornecerão dados a respeito do posicionamento da instalação do corpo granítico perante esse contexto evolutivo.

6.2 Contexto Estrutural dos Granitos

O reconhecimento em campo de estruturas magmáticas apresenta sempre certo nível de dificuldade, seja pela obliteração por agentes intempéricos ou pela sobreposição de registros tectônicos posteriores. Em campo, a análise estrutural prezou a busca por estruturas relacionadas aos processos de ascensão e instalação do corpo granítico. Assim, no contexto estrutural dos granitos foram identificadas duas foliações *sin*-magmáticas (de baixo e alto ângulo de mergulho) e duas foliações subsólidas de baixo e alto ângulo).

Os dados de campo coletados nos granitos foram analisados seguindo a mesma metodologia adotada para os dados dos metassedimentos, sendo distribuídos e tratados em três diferentes setores com situações geológicas distintas (figura 6.1).

6.2.1 Foliação de fluxo magmático

A principal estrutura observada nas rochas graníticas da área de estudo, é a foliação magmática originada por fluxo, que apresenta principalmente planos desenvolvidos com baixos valores de mergulho, mas localmente observa-se planos subverticais. Porém, estas foliações não foram reconhecidas em todos os afloramentos, refletindo seus desenvolvimentos heterogêneos, com afloramento de granitos isótipos (figura 6.15A), fracamente foliados (figura 6.15B-C) a intensamente foliados (figura 6.15D)

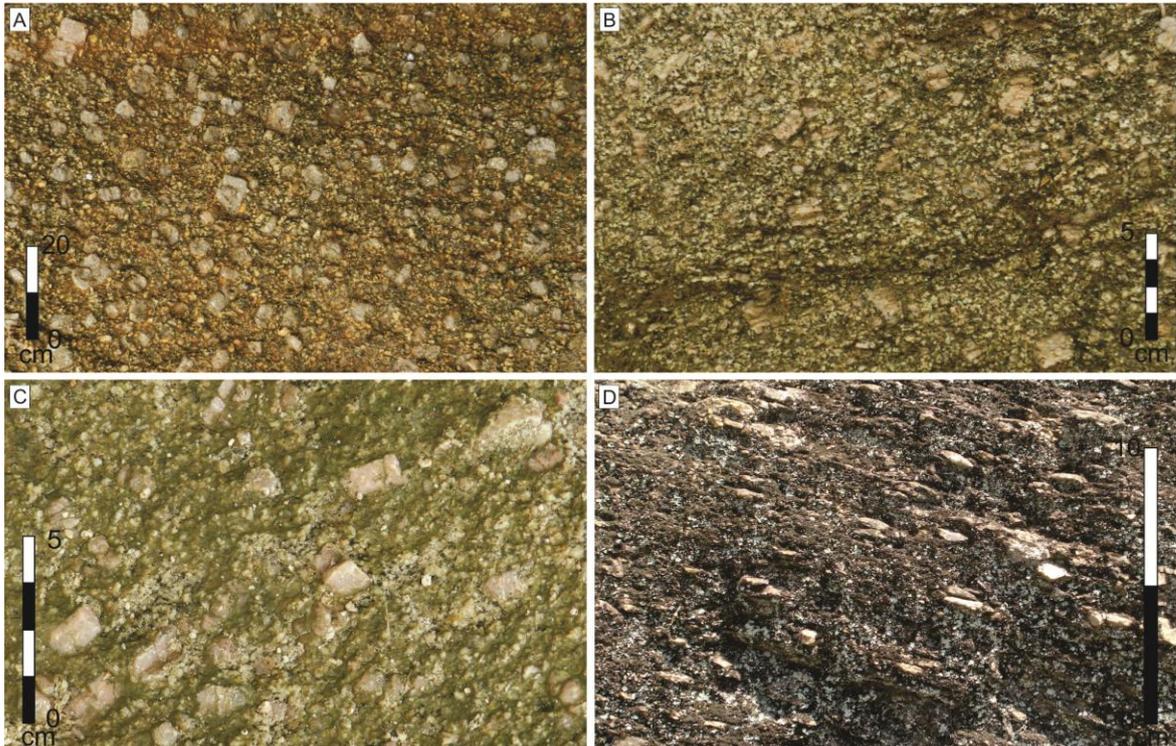


Figura 6.15: Desenvolvimento heterogêneo da foliação magmática de fluxo. A) granito *l.s.* isótipo; B) foliação fraca desenvolvida; C) foliação moderada; D) foliação intensa, RZM014.

A foliação magmática é reconhecida pelo alinhamento de fenocristais de feldspato alcalino, com subparalelismo entre os eixos de maior comprimento dos cristais (figura 6.16A) ou pelo alinhamento de cristais de biotita e anfibólio em níveis milimétricos, configurando planos subparalelos, comumente irregulares, de espaçamento milimétrico (figura 6.16B).

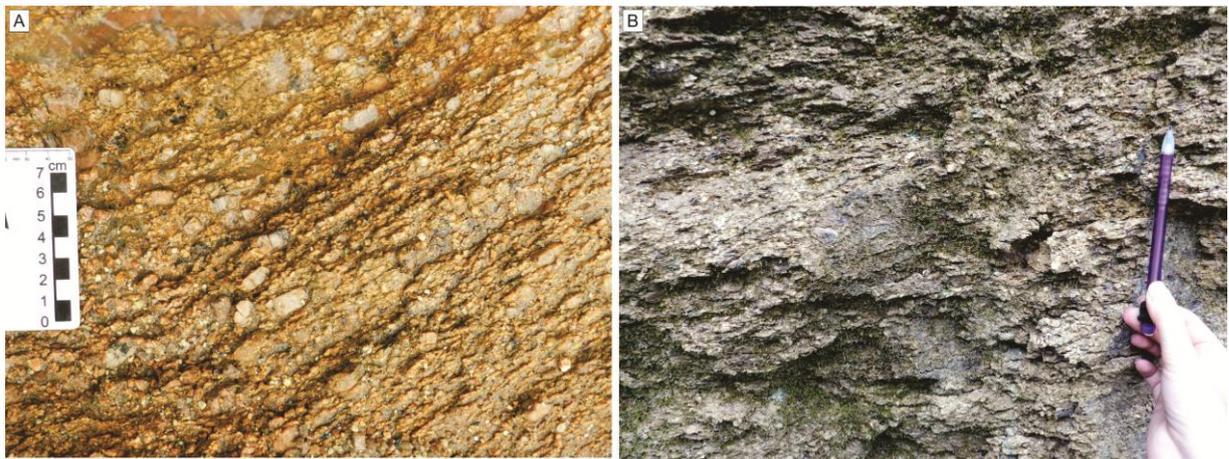


Figura 6.16: A) foliação magmática definida pela orientação subparalela de fenocristais de feldspato alcalino e por níveis paralelos de orientação de biotita e anfibólio da matriz, RZM45; B) orientação de cristais de biotita e anfibólio em níveis paralelos, levemente ondulados, RZM42.

Essa foliação apresenta, predominantemente, baixos valores de mergulho (S_{g1}) ao longo dos três setores estruturais, porém, são observados planos de alto ângulo com orientação de fenocristais de feldspato alcalino (figura 6.17), configurando uma segunda foliação por fluxo magmático (S_{g2}), de caráter pontual (RZM106), com espaçamento métrico. A foliação de fluxo magmático com mergulho subvertical foi observada somente no Setor III.

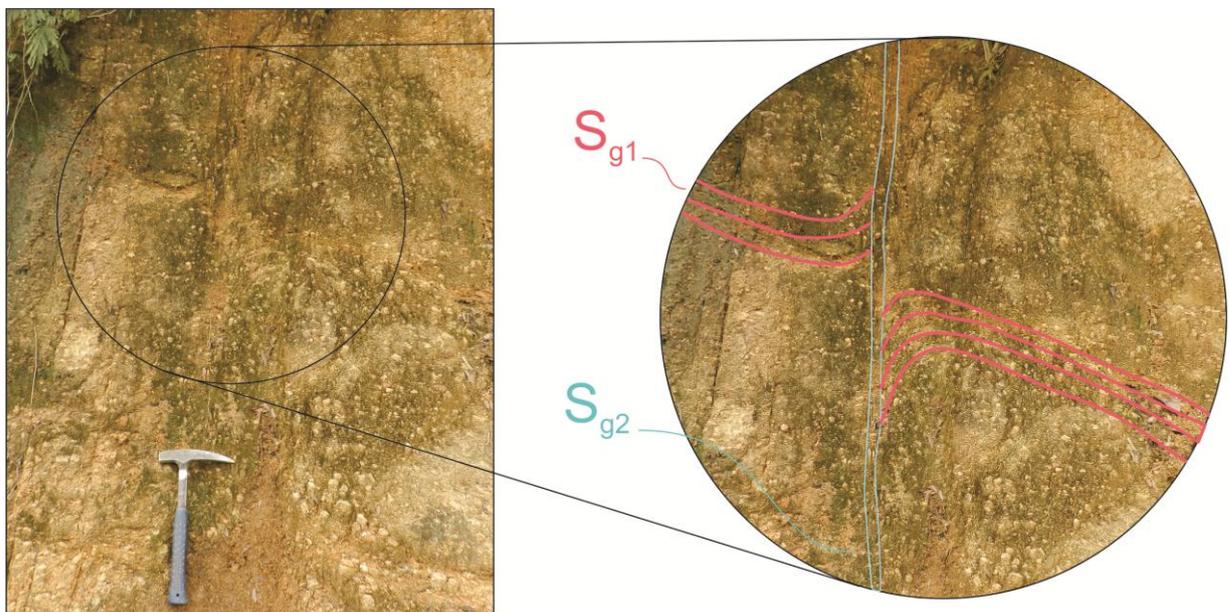


Figura 6.17: Foliação magmática de fluxo S_{g1} sendo inflexionada por uma segunda foliação (S_{g2}), RZM106, Setor III.

Assim como nos metassedimentos, através da construção de estereogramas da foliação magmática, confirmou-se a existência de 3 setores com orientações preferenciais distintas. O setor I é caracterizado pelo predomínio de orientação de fenocristais de feldspato alcalino com direções N40-80E, de baixos valores de mergulho (10° a 30°) (figura 6.18A). Os planos da foliação magmática nesse setor

apresentam direção predominantemente N10-30E, com mergulhos de baixo ângulo (em média 30°) para NW (figura 6.18B), embora ocorram foliações de direção N40W, com mergulho baixo (10°) para SW.

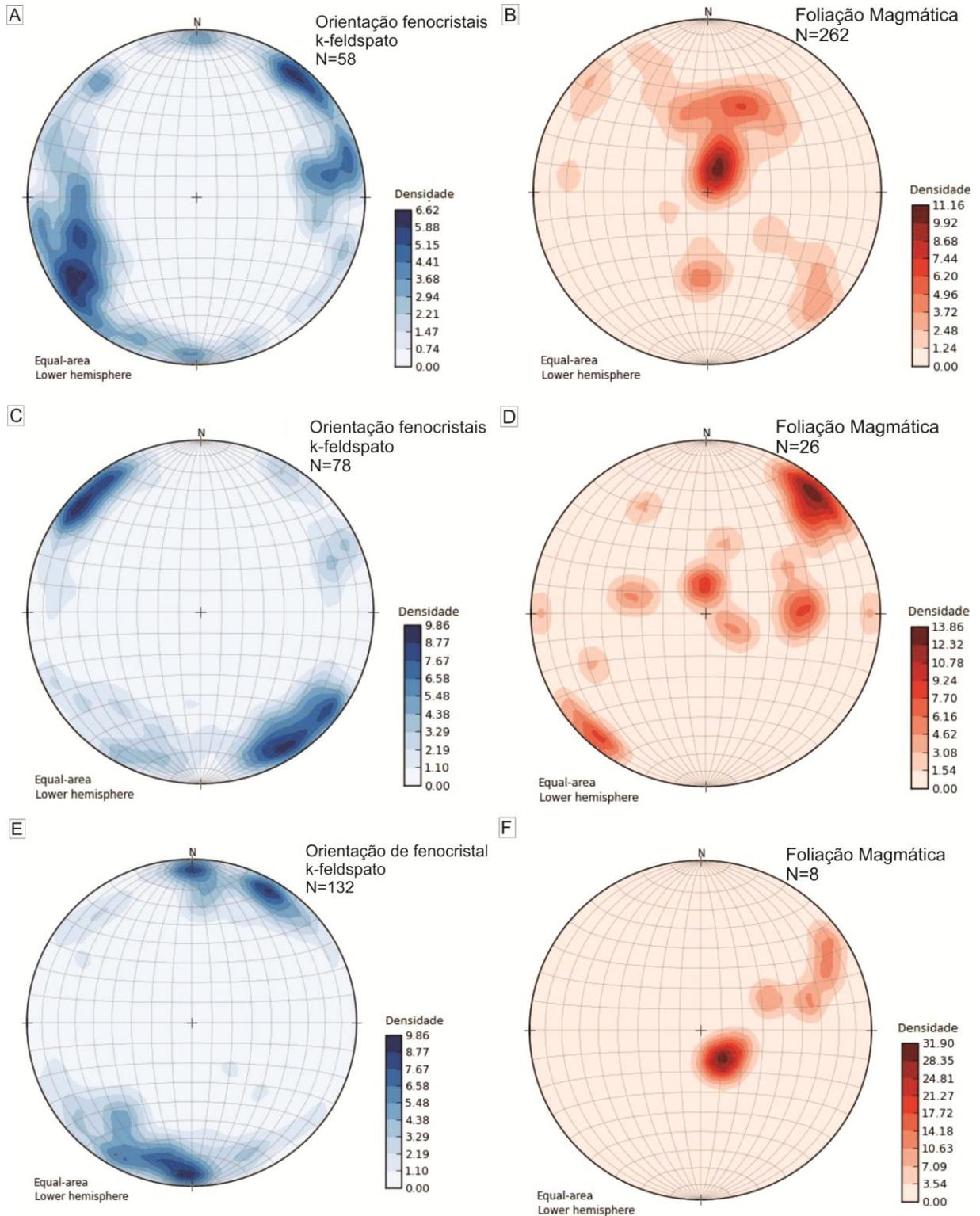


Figura 6.18: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área A) Projeção linear da orientação de fenocristais no setor I, com predomínio de direções N40-80E; B) Concentração de polo de plano de foliação magmática no setor I, com predomínio de direção média N20E; C) Projeção linear da orientação de fenocristais no setor II, com predomínio de direções N50W; D) Concentração de polo de plano de foliação magmática no setor II, com predomínio de direção média N40W; E) Projeção da orientação linear de fenocristais no setor III, com predomínio de direções NS-N30E; F) Concentração de polo de plano de foliação magmática no setor III, com predomínio de direção NS a N30E, com mergulhos para NW.

No setor II a orientação de fenocristais apresenta predomínio para N50W, também com valores baixos de ângulo de mergulho (entre 5° e 30°) (figura 6.18C). Nesse setor, há o predomínio de planos de foliação magmática também com direção média N50W e baixos valores de mergulho, porém, próximo ao contato com os metassedimentos, os planos da foliação apresentam valores elevados de mergulho (entre 60° e 80°) (figura 6.18D).

O padrão da orientação dos fenocristais no setor III apresenta predomínio de direções NS a N30E, com baixos valores de mergulho (média 20°) (figura 6.18E). O mesmo predomínio é observado na direção da foliação, contudo, os valores de mergulhos são mais elevados, com caimentos para NW (figura 6.18F).

Quando comparados a orientação dos fenocristais de K-feldspato e o padrão estrutural das foliações S₁ e S₂ dos metassedimentos percebe-se que são concordantes, reforçando a hipótese de que as lascas metassedimentares do Setor I apresentam forte controle estrutural, não se tratando de *roof pendants*.

6.2.2 Foliação milonítica de baixo ângulo

Esta foliação foi observada pontualmente no leste do Setor I (RZM30), no centro-sul do Setor II (RZM47 e 5/I/2013), a foliação milonítica de baixo ângulo é caracterizada por planos anastomosados onde são observados quartzo *ribbons*, estiramento mineral (quartzo, feldspatos, biotitas e anfibólios) e os fenocristais de K-feldspato apresentam formato *augen* (figura 6.19). Esta foliação é observada em corredores, em média com 30 cm de espessura, onde se concentra a deformação.

No afloramento RZM30 a foliação milonítica, de direção média 035/30, é subparalela à foliação marcada pela orientação de biotita e anfibólio, localmente cristais de plagioclásio, e pela orientação de fenocristais de k-feldspato, esta caracterizada como originada por fluxo magmático, com orientação média 025/25 (figura 6.20).

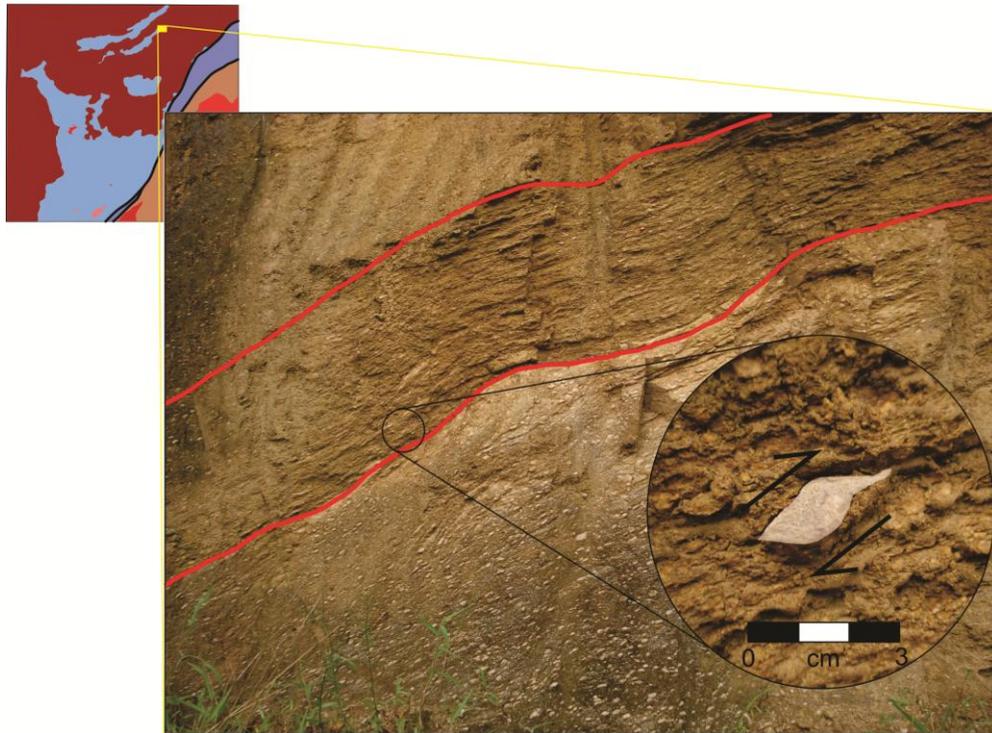


Figura 6.19: Corredor de deformação com foliação subsólida, no detalhe *augen* de fenocristal de k-feldspato, em monzogranito porfirítico do afloramento RZM30.

As estruturas observadas no corredor sugerem um cavalgamento, com mergulho para nordeste (NE), vergência de movimento para sudoeste (SW).

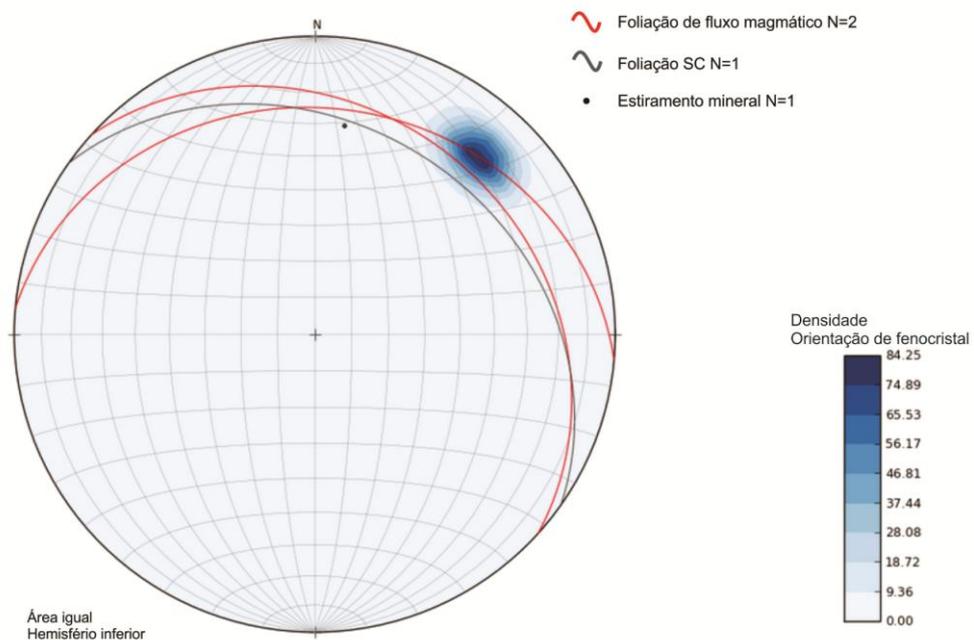


Figura 6.20: Diagramas Schmidt-Lambert em projeção de igual área da foliação de fluxo magmático (vermelho) observada no exterior do corredor de deformação, foliação SC no interior do corredor (cinza escuro), lineação de estiramento mineral (círculo preto), e orientação de fenocristal (azul); RZM30.

No afloramento RZM47 a foliação magmática não é penetrativa, fracamente desenvolvida, com direção média 105/45, sendo a foliação milonítica pronunciada, ocorrendo em uma faixa de aproximadamente 20cm, com direção média 240/40

(planos com mergulhos para SW), indicando vergência de movimento para nordeste (NE), diferente do indicado no afloramento descrito a cima.

6.2.3 Foliação milonítica de alto ângulo

Esta estrutura não é penetrativa na área de estudo, e mesmo nos afloramentos do setor I onde é observada (RZM080, 109/V/2015) apresenta pouca representatividade, ocorrendo em corredor de deformação de em média 30cm. É definida por planos levemente anastomosados com forte deformação de cristais da matriz, com estiramento de cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, e biotita *fish*, e geração de *augens* de fenocristais de feldspato alcalino, configurando uma foliação protomilonítica (figura 6.21). Sua orientação média é 305/80 (figura 6.22), concordante com o padrão estrutural observado no Setor I.

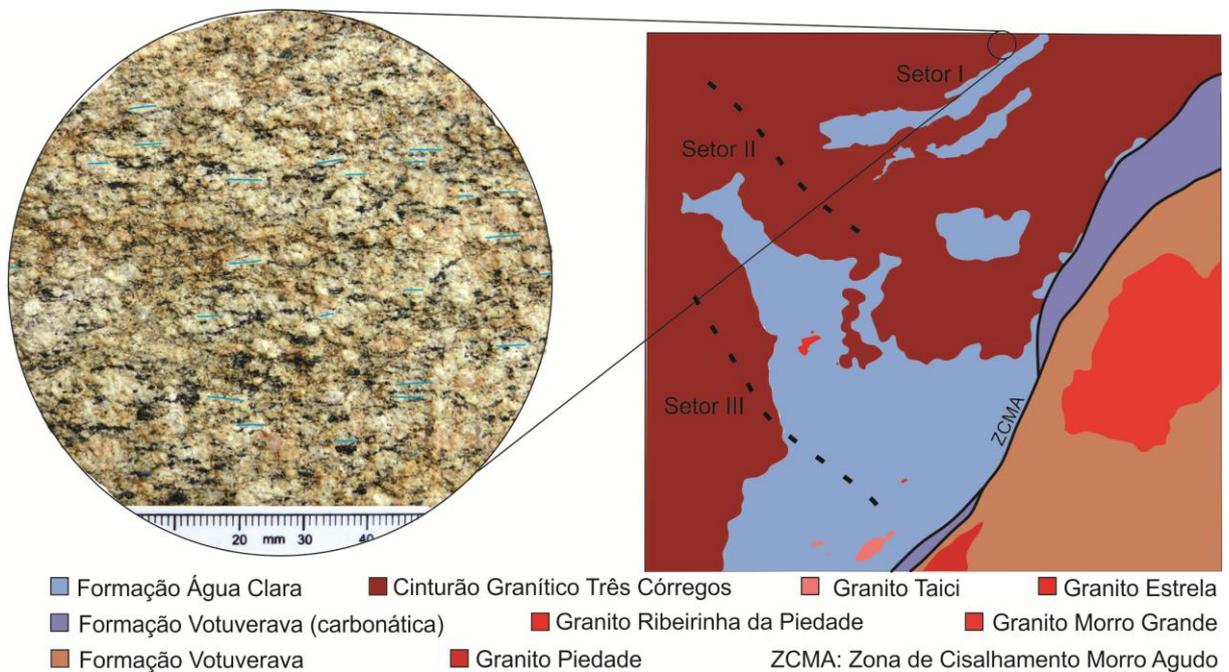


Figura 6. 21: Foliação protomilonítica de alto ângulo de mergulho desenvolvida em monzogranito equigranular médio (RZM76), com estiramento mineral de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino.

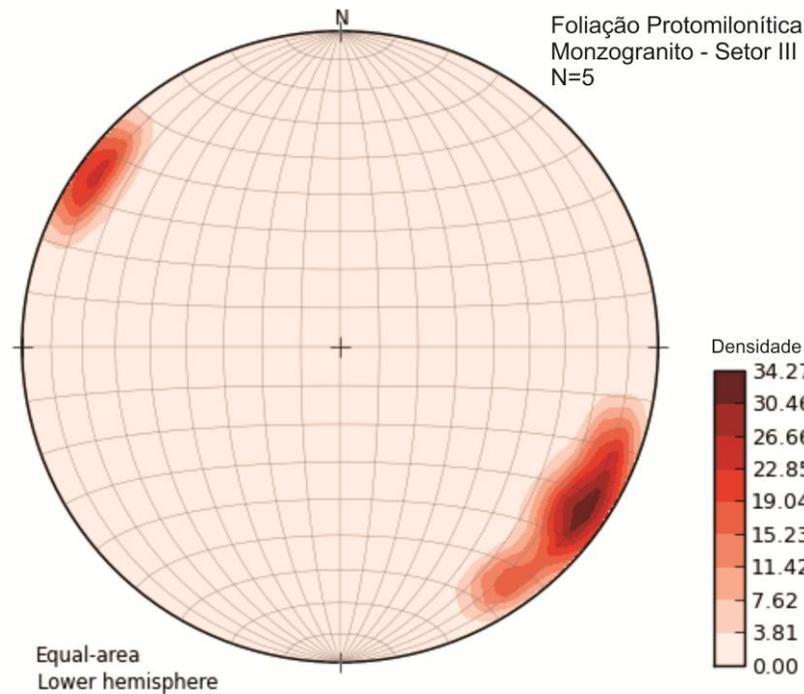
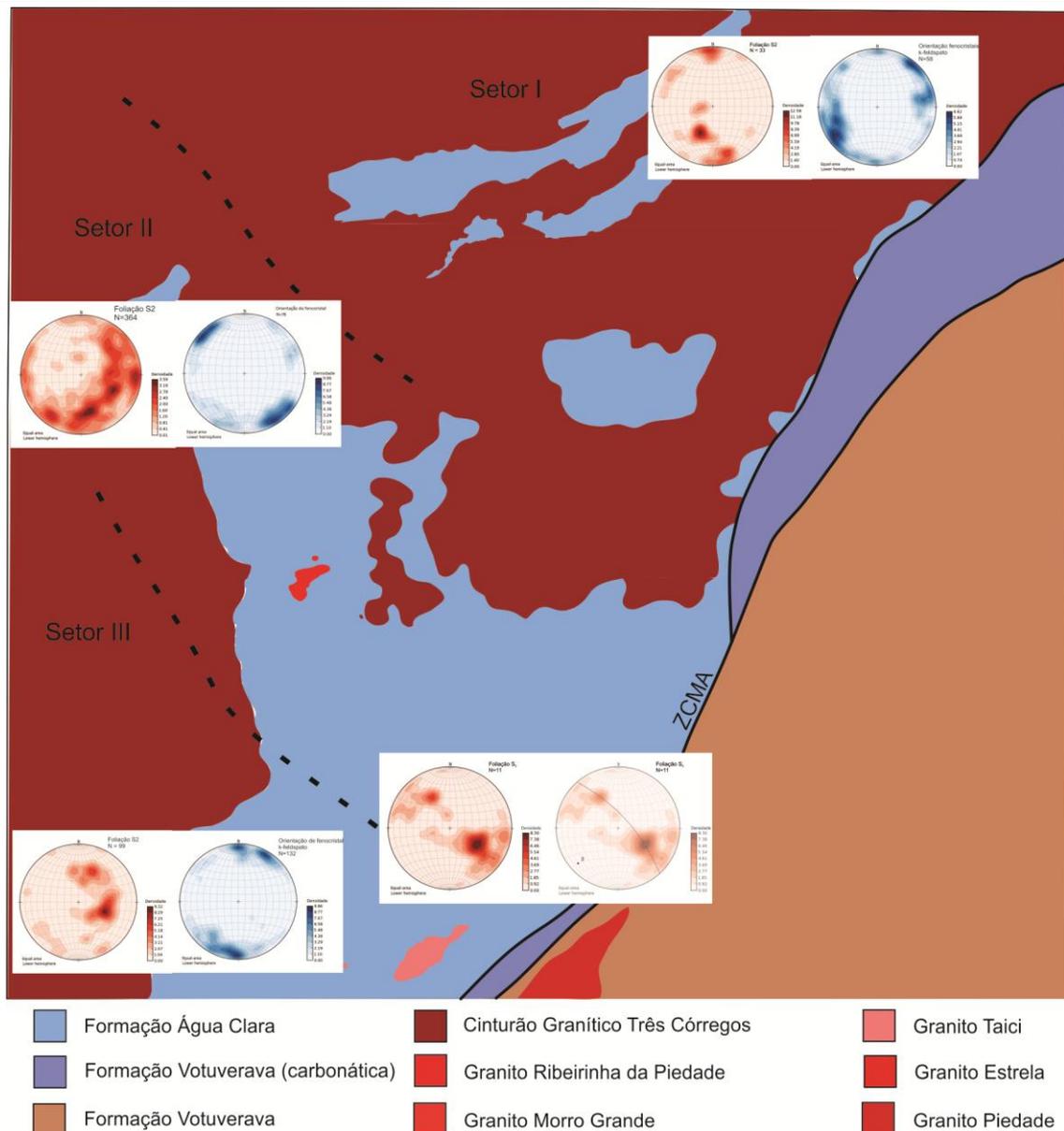


Figura 6.22: Diagrama Schimidt-Lambert de projeção em igual área da foliação milonítica de alto ângulo observada nos monzogranitos do afloramento RZM76.

6.2.4 Comparação entre o padrão estrutural do CGTC e das encaixantes

O padrão de orientação da foliação originada por fluxo magmático é concordante com o padrão observado nos metassedimentos, em especial à foliação S_2 , em cada setor estrutural analisado, com direções predominantemente NE nos setores I e III, e direções NW no setor III (figura 6.23).

O arranjo estrutural dos metassedimentos concordante ao padrão da foliação granítica, somado à hierarquização do desenvolvimento das estruturas de baixo ângulo como anteriores às de alto ângulo, e à percepção de que os contatos dos granitos com as encaixantes são a grosso modo concordantes com os planos da foliação S_2 , aventa-se que os processos de colocação do Cinturão Granítico Três Córregos estão relacionados à atuação da tectônica de baixo ângulo.



ZCMA: Zona de Cisalhamento Morro Agudo

Figura 6.23: Mapa geológico simplificado, com a divisão dos Setores estruturais, e diagramas Schimidt-Lambert de igual área, da foliação S_2 (em vermelho) e da lineação mineral originada pela orientação de fenocristais de K-feldspato (em azul) observada nos granitos.

6.3 Dados Aerogeofísicos - Magnetometria

Os mapas geofísicos aeromagnetométricos da área de estudo foram utilizados visando o reconhecimento de grandes estruturas em subsuperfície, porém, refletem os inúmeros corpos de diques de diabásio, com direção média N45W, com assinatura geofísica de elevados valores de ASA, GHT e ISA, que acabam por mascarar o efeito das rochas e estruturas do entorno (figura 6.24).

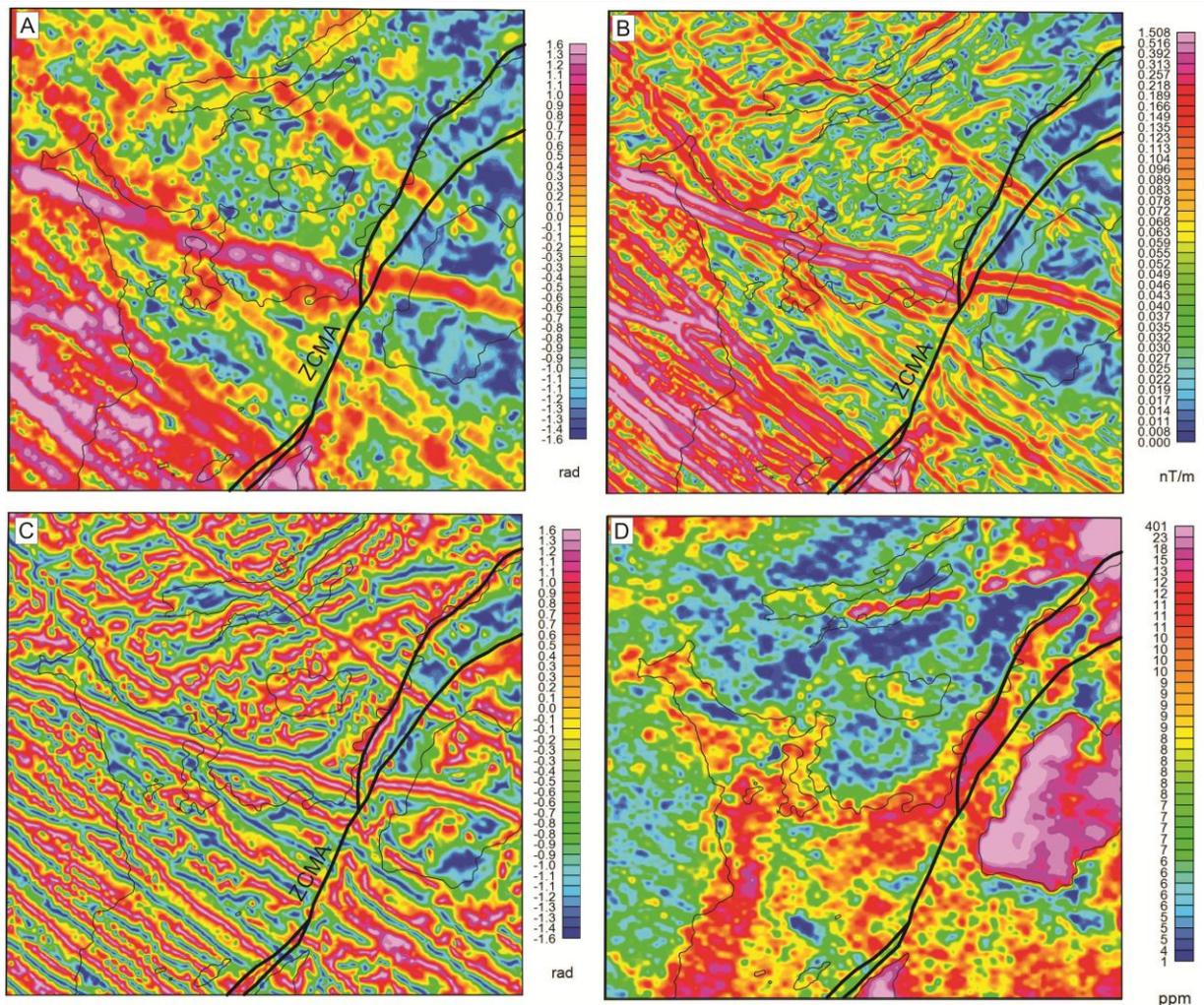


Figura 6.24: Mapas magnéticos de realce e gamaespectrométrico com sobreposição da geologia da área de estudo simplificada. A) ASA, amplitude de sinal analítico; B) GHT, gradiente horizontal total; C) ISA, inclinação do sinal analítico; D) Mapa de anomalia de tório (Th).

A Zona de Cisalhamento Morro Agudo é fracamente representada nos mapas de ASA, GHT e ISA (figura 6.24A-C), enquanto apresenta valores elevados de Th (figura 6.24D). Esse enriquecimento em Th na região da zona de cisalhamento pode estar associado à ação de hidrotermalismo, o que teria resultado na desmagnetização da zona de falha, descaracterizando sua assinatura geofísica (Castro *et al.*, 2014).

Nos mapas aeromagnetométricos destaca-se ainda uma estrutura de direção média N75W, caracterizada por elevados valores anômalos (figura 6.24 A-C), cuja ocorrência em campo não foi observada, nem sua cartografia em mapas geológicos disponíveis na literatura. Devido a sua assinatura geofísica semelhante à dos diques de diabásio que ocorrem na região, e seu formato diqueforme, aventa-se a possibilidade de se tratar de um dique, não aflorante.

Quando analisados e comparados, os perfis gamaespectrométricos com os perfis geológicos, reconhece-se um padrão onde os domínios de metassedimentos das formações Água Clara e Votuverava apresentam valores relativos de K mais baixos que o observado nos granitos (figura 6.25A e 6.26A), sendo o mesmo padrão observado na Formação Votuverava. Essa por sua vez, apresenta valores de K significativamente mais elevados que a Formação Água Clara (figura 6.26A). As lascas de metassedimentos da Formação Água Clara intercaladas ao domínio dos granitos, no setor I, são representados no perfil de K por dois picos negativos (figura 2.5A).

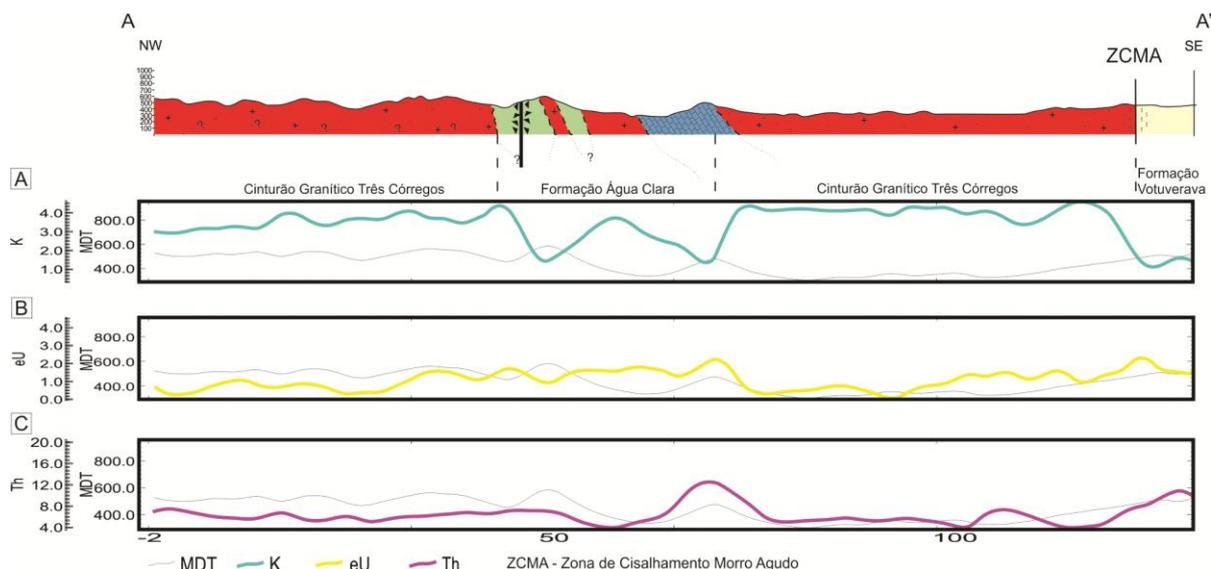


Figura 6.25: Perfil Geológico A-A' comparado com os perfis gamaespectrométricos, A) onde reconhece-se o padrão dos granitos com valores de K mais elevados que dos metassedimentos das formações Água Clara e Votuverava, sendo as lascas da Formação Água Clara intercaladas ao domínio dos granitos representadas por dois picos negativos ; B) zona de Cisalhamento Morro Agudo marcada por perfil ascendente de valores de eU e C) Th.

A diferença na assinatura geofísica do perfil de K entre as duas unidades metassedimentares é reflexo das suas diferentes composições litológicas, onde a Formação Água Clara apresenta predomínio de rochas carbonáticas (notadamente pobres em minerais ricos em potássio) e a Formação Votuverava sendo constituída principalmente por filitos e xistos, contendo inúmeros minerais ricos em potássio (exemplo micas e feldspatos).

A lasca da unidade "*Mármore calcítico bandado*" intercalada aos granitos do Perfil A-A' (figura 6.25) é representada por forte elevação no perfil de valores de Th (figura 6.25C) e moderada elevação no perfil de eU (figura 6.26B). Essa assinatura geofísica pode ser reflexo da assembleia mineral constituintes das rochas dessa unidade. Outra hipótese para explicar tal comportamento seria a existência de uma zona de falha no contato da unidade com o granito, não observada em campo,

uma vez que mesmo padrão é observado nos cavalgamentos que marcam os contatos do granito com a unidade "*Muscovita hornfels*", e da unidade "*Quartzomuscovita xisto*" com "*Calciossilicáticas com intercalações de mármore*", no perfil C-C' (figura 6.26B-C).

A Zona de Cisalhamento Morro Agudo é representada nos perfis geofísicos por significativas variações de eU e Th, sendo observada elevação nos padrões de eU e Th (figura 6.25B-C e 6.26B-C).

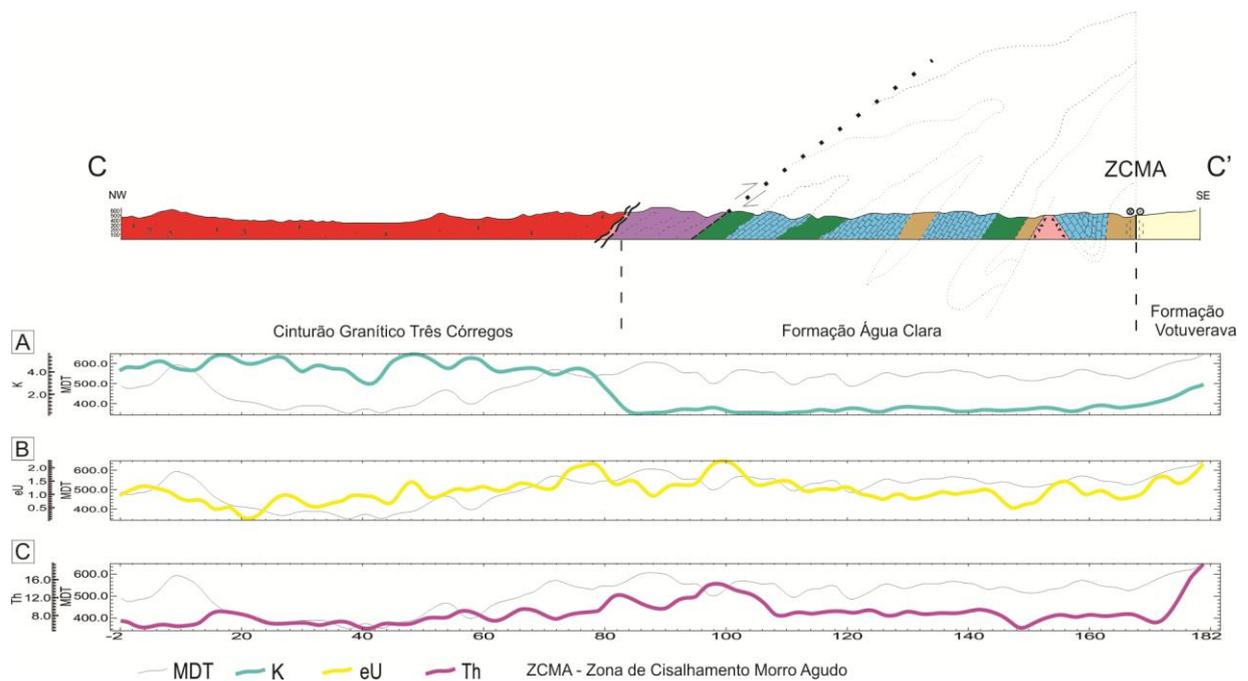


Figura 6.26: Perfil Geológico C-C' comparado com os perfis gamaespectométricos, A) onde reconhece-se o padrão dos granitos com valores de K mais elevados que dos metassedimentos das formações Água Clara e Votuverava; B) zona de Cisalhamento Morro Agudo marcada por perfil ascendente de valores de eU e C) Th.

7. PETROGRAFIA

Estudos petrográficos foram realizados em rochas do Cinturão Granítico Três Córregos e nas encaixantes adjacentes da sua borda leste, representadas por rochas metavulcanossedimentares da Formação Água Clara. Um dos principais objetivos da petrografia foi a identificação das paragêneses associadas à intrusão do CGTC, para a determinação das condições de pressão e temperatura durante a colocação das rochas graníticas. Aliado ao reconhecimento das paragêneses, o estudo das microestruturas foi de fundamental importância para o estabelecimento do contexto tectônico durante o *emplacement*, buscando informações que facilitem a associação de paragêneses e estruturas, identificando e caracterizando as relações com alojamento do CGTC.

Para o melhor entendimento do registro metamórfico e estrutural, fez-se necessária a separação das unidades com base em seus aspectos composicionais (Capítulo 5), facilitando assim a modelagem dos protólitos e a ponderação sobre suas condições reológicas. A variação composicional das encaixantes, que apresentam componentes silicáticas, carbonáticas e calciossilicáticas, fornece um contexto interessante para o estudo do metamorfismo, pois possibilita o desenvolvimento de paragêneses diferentes, que podem melhor caracterizar condições de pressão e temperatura.

A coleta de amostras para os estudos petrográficos também foi subsidiada pelos estudos tectônicos, selecionando rochas com foliações e outras estruturas relacionadas ao contexto da intrusão dos granitos (Capítulo 6).

Para estas finalidades, foram utilizadas 37 lâminas petrográficas de afloramentos estudados no contexto da borda leste do CGTC (figura 7.1), onde podem ser observadas rochas com alteração intempérica pouco significativa para os estudos petrográficos. Esses afloramentos estão localizados nas proximidades do contato entre os granitos e as encaixantes em dois contextos distintos, onde são reconhecidas lascas das encaixantes em meio aos granitos e granitos, e encaixantes justapostos em uma borda de traçado bastante sinuoso.

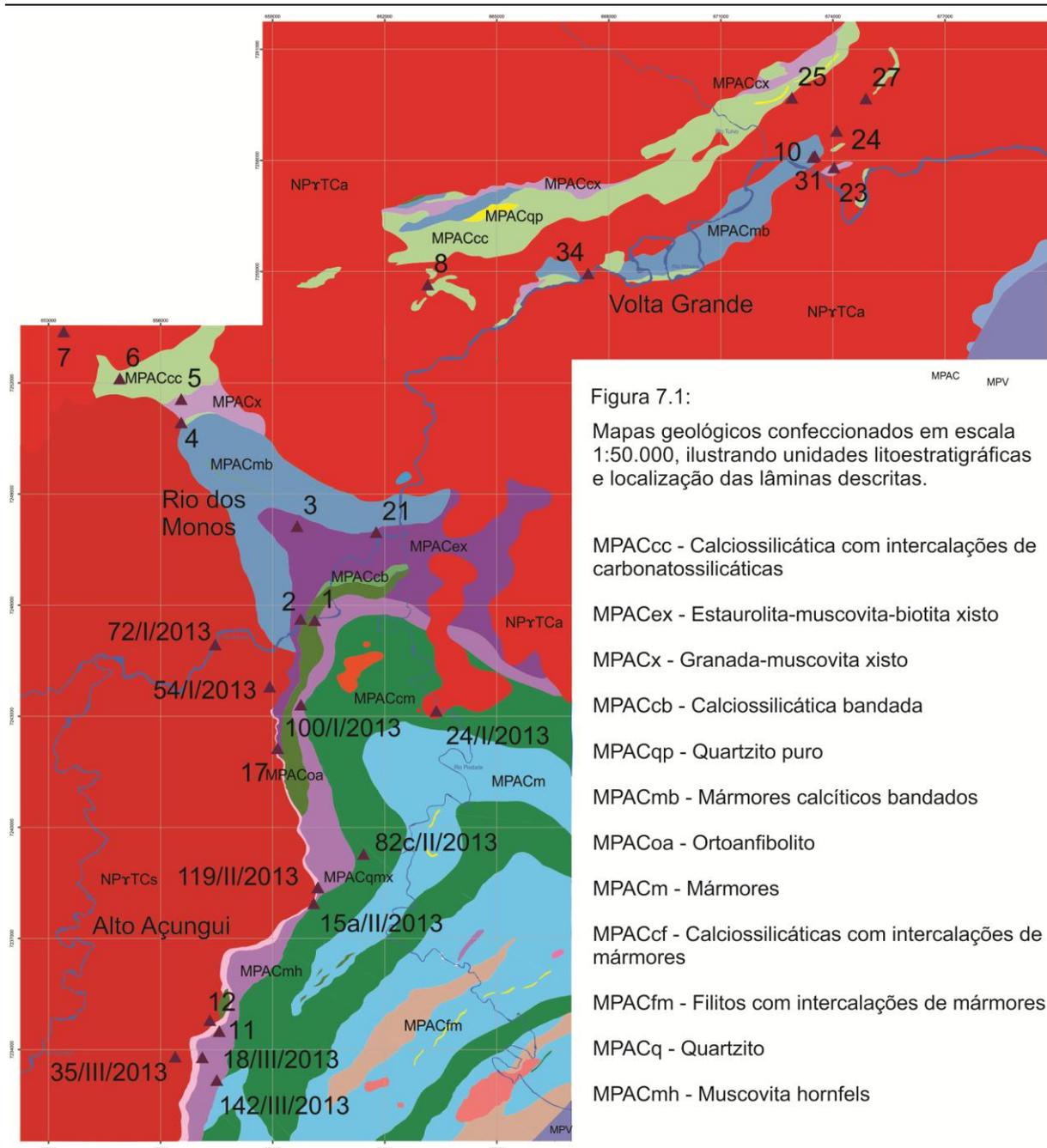


Figura 7.1: Mapa geológico simplificado com a localização das 37 lâminas descritas.

As informações petrográficas das lâminas de granito foram sumarizadas no quadro 7.1, e as dos metassedimentos da Formação Água Clara no quadro 7.2, onde são apresentadas as assembleias minerais e fácies metamórficas das lâminas descritas.

Quadro 7.1 – Síntese da composição mineralógica e estruturas das lâminas analisadas do Cinturão Granítico Três Córregos; traço (tr); Mineralogia: andaluzita (and), apatita (ap), biotita (bt), carbonato (cb), cianita (ky), clorita (chl), cordierita (crd), epidoto (ep), estauroлита (st), hornblenda (hbl), k-feldspato (kfs), monazita (mnz), muscovita (ms), opacos (op), óxidos (ox), plagioclásio (pl), quartzo (qtz), sericita (ser), silimanita (sil), talco (tlc), titanita (ttn), turmalina (tur), zircão (zrn); (3) Estrutural: transposição (transp).

Formação	Lâmina	Composição Mineralógica (%)																		Acessórios	Rocha	Estrutural	Fácies
		Quartzo	Sericita	Clorita	Muscovita	Biotita	Carbonato	Plagioclásio	K-feldspato	Andaluzita	Silimanita	Cianita	Tremolita	Actinolita	Diopsídio	Hornblenda	Anfibólio	Epidoto	Estauroлита				
CGTC	RZM07	30		tç		10		20	40											Zrn; Ttn	Biotita sienogranito	Bt orientada e qz estirado	-
	RZM08	20		tç				25	35						15					Ttn (5%); Zrn	Hornblenda sienogranito	-	-
	RZM10A	30				10		20	35						5					Zrn, Ttn, Ap	Biotita hornblenda monzogranito	-	-
	RZM25F	35				5		10	50												Leuco biotita sienogranito	-	-
	RZM27C	15				20		35	40											Op	Biotita quartzo monzonito	-	-
	RZM34A	25				10		20	30						15					Ttn, Ap; Ep; Zrn, Op	Hornblenda biotita monzogranito	-	-
	24/I/2013	25				tç		25	40						10					Ttn	Biotita hornblenda monzogranito		
	98/I/2013	40				10		10	25						15					Ttn, Ap, Zrn, Op	Hornblenda biotita sienogranito	-	-
	35/III/2013	10						40	15						20					Op	Hornblenda granodiorito	-	-

Quadro 7.2 – Composição mineralógica, estruturas e fácies metamórficas das lâminas analisadas da Formação Água Clara. (*) lâminas com análise por MEV-EDS; traço (tr); Mineralogia: andaluzita (and), apatita (ap), biotita (bt), carbonato (cb), cianita (ky), clorita (chl), cordierita (crd), epidoto (ep), estauroilita (st), hornblenda (hbl), k-feldspato (kfs), monazita (mnz), muscovita (ms), opacos (op), óxidos (ox), plagioclásio (pl), quartzo (qtz), sericita (ser), silimanita (sil), talco (tlc), titanita (ttn), turmalina (tur), zircão (zrn); (3) Estrutural: transposição (transp); (4) Fácies: Anfibolito - zona da estauroilita (EA); zona da Silimanita (SA); Xisto Verde - zona da Almandina (XA), zona da biotita (XB) e xisto verde, zona da clorita (XC).

Formação	Lâmina	Composição mineralógica (%)																	Rocha	Estrutural	Fácies			
		Quartzo	Sericita	Clorita	Muscovita	Biotita	Carbonato	Plagioclásio	K-feldspato	Andaluzita	Silimanita	Cianita	Tremolita	Actinolita	Diopsídio	Hornblenda	Anfibólio	Epidoto				Estauroilita	Acessórios	
Fm. Água Clara	RZM01A* e B*	40			45				10	5							tç		Ap, Op	Sil-and-qtz-ms xisto	S ₂ transp	SA		
	RZM02	35		tç			15						25	25				Op	Calciossilicática	S ₂ transp	SMI			
	RZM03*	40		20	15													tç	Op (20%), Tlc	St-ms-ser-qtz xisto	S ₂ milonítica	EA		
	RZM04*	40			tç	45				15	tç								Op, Zrn, Mnz	Ky-sil-qtz-bt xisto	S ₂ milonítica	EA,		
	RZM05	45			50	5			tç		tç								Op	Sil-Kfs-bt-qtz-ms xisto	S ₂ transp	XB		
	RZM08	15						30						25	5	10	10		Ttn (5%)			EA		
	RZM10B	20																15	Cb (65%)	Mármore impuro		SMI		
	RZM11A*	40				55				5									tç	Zrn	Ep-sil-qtz-bt xisto	S ₂ transp	SA	
	RZM12E	25			20	55															ms-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB	
	RZM017C	40	tç	tç	10	50															Ms-qtz-bt xisto	S ₂ cliv cren	SMI	
	RZM21A1 e 2*	35				55			5										5	Op	And-st-qtz-bt xisto	S ₂ transp	EA	
	RZM23C*	30		10	tç	45		15		10				tç					Tç	tç	Ap, Op, Ttn, Zrn	St-ms-sil-chl-qtz-bt xisto	S ₂ transp	SA
	RZM24A1*e 2	30			20	45															Mnz, Op, Tur, Zrn	Hbl-ms-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB
	RZM24B	35			5	40		15													Zrn	Ms-pl-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB
	RZM25E1* e 2	40	tç			45		10	5											Tç	Tur, Zrn, Op	Kfs-pl-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB
	RZM31B	20		tç			35	15												20	Crd (10%), Px, Zrn	Mármore impuro	-	SMI
	54A e B/II/2013	40	15		tç	45																Ser-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB
	72/II/2013	40							5					25						30	Zrn	Calciossilicática	S ₂ transp	SMI
	100/II/2013*	60		tç	35					5										tç	Op	And-ms-qtz xisto	S ₂ transp	EA
	15A/II/2013*	30			15	40						10									tç	Gr (5%), Ap,	Gr-ky-ms-qtz-bt xisto	S ₂ milonítica
82C/II/2013*	45	tç	55						5												And-qtz-cl filito	S ₂ milonítica	SMI	
119/II/2013	35	tç			45			20												Op	Kfs-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB	
18/III/2013	30	5	5	15	40									5						Op	Ms-qtz-bt xisto	S ₂ transp	XB	
142/III/2013*	30				20		10	25		5				10						op	Sil-bt-qtz xisto	S ₂ transp	SA	

7.1 Rochas Encaixantes - Formação Água Clara

O registro metamórfico na borda leste do CGTC é reconhecido por meio de paragêneses desenvolvidas em rochas metavulcanossedimentares, com protólitos que remetem à rochas pelito-aluminosas, calciossilicáticas e carbonáticas. Também rochas subvulcânicas básicas podem ser individualizadas em meio a essas rochas. Assim, a definição das fácies metamórficas e das zonas depende de uma consideração prévia sobre os aspectos composicionais e reológicos dos protólitos, que apresentam diferentes assembleias minerais estáveis em condições de P-T semelhantes. Buscando uma maior dinâmica, os resultados da petrografia são aqui organizados segundo os diferentes eventos de metamorfismo e agrupados segundo as fácies metamórficas observadas.

Avaliando o contexto geral, na borda centro-leste do CGTC são observados três eventos metamórficos, com paragêneses que permitem reconhecer as fácies Anfibolito (i) Zona da Silimanita; (ii) Zona da Estaurolita; e Xisto Verde (iii), Zona da Biotita e (iv) Zona da Clorita. A distribuição destas fácies não permite reconstruir isógradas em toda área de estudo, sendo que apenas na porção sul, na região do Alto Açungui, podem ser observadas paragêneses distribuídas em uma auréola com aproximadamente 1 Km. A seguir, serão descritas as quatro fácies metamórficas correlacionadas com a colocação do CGTC na área de estudo.

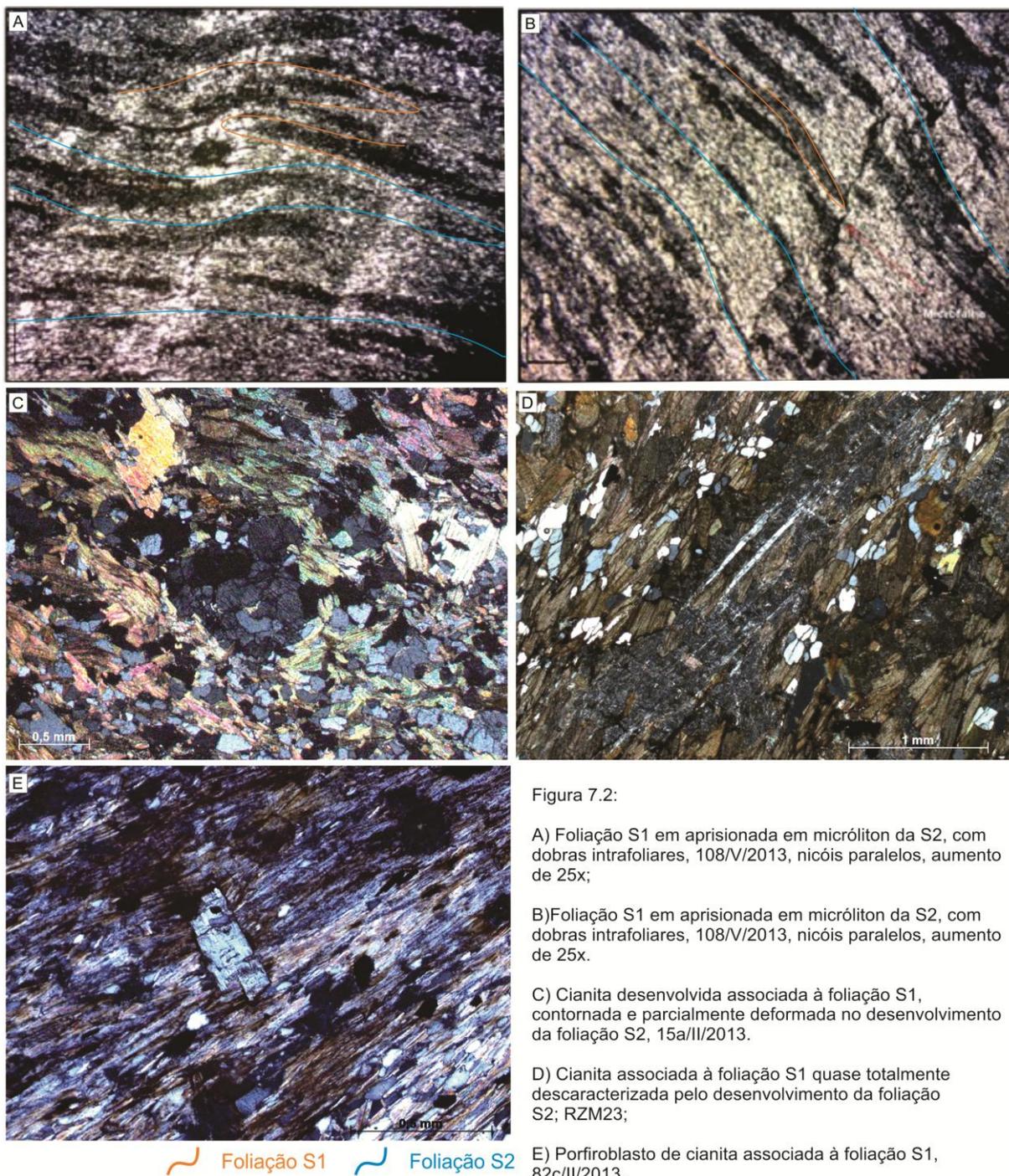
7.1.1 Caracterização do Metamorfismo M_1

O primeiro registro metamórfico observado na área de estudo está associado ao desenvolvimento da foliação S_1 , sendo observado localmente nos micrólitos da foliação S_2 .

Seu reconhecimento nem sempre é fácil, pois na maioria das vezes suas paragêneses e texturas não se encontram preservadas, devido a sobreposição do evento M_2 . Os registros observados na área de estudo apontam para um desenvolvimento heterogêneo, sendo representado por minerais índices compatíveis com as fácies Xisto Verde e Anfibolito.

Os minerais de M_1 mais comumente observados são micas crenuladas em diferentes estilos, aprisionadas em micrólitos preferencialmente submilimétricos de S_2 (figura 7.2A-B). São observadas deformações nas clivagens, microdobras,

estruturas do tipo *strike-slip*, dobras intrafoliares, recristalização e transposição de S_1 . Na região do rio dos Monos são observadas cianitas associadas ao M_1 , sugerindo que este evento pode, mesmo que localmente, ter atingido condições de elevada pressão.



Os cristais de cianita apresentam-se frequentemente deformados e parcialmente substituídos por micas e quartzo (figura 7.2C-E), refletindo uma possível mudança nas condições de temperatura e pressão entre M_1 e M_2 . Ressalta-se que os primeiros estágios de deformação no Terreno Apiaí são reflexo

de uma tectônica de baixo ângulo, que para muitos autores chegou a desenvolver *nappes* (Faleiros *et al.*, 2011). Neste contexto, estas associações de maior pressão podem estar associadas à porções restritas, próximas às zonas de cavalgamento da primeira fase de deformação.

A análise petrotectônica demonstra que este evento metamórfico M_1 é anterior à colocação do CGTC, com minerais frequentemente deformados e/ou substituídos por paragêneses estáveis ao metamorfismo M_2 .

7.1.2 Caracterização do Metamorfismo M_2

7.1.2.1 *Fácies Anfibolito*

Zona da Estaurolita

Foram identificadas cinco ocorrências de paragêneses sugestivas de metamorfismo fácies *Estaurolita Anfibolito*, na região de Volta Grande (Setor I) e na antiforma do rio dos Monos (Setor II), em litotipos classificados como estaurolita-muscovita xisto (RZM03), cianita-fibrolita-biotita xisto (RZM04), andaluzita-estaurolita-biotita xisto (RZM21), andaluzita-muscovita xisto (100/I/2013) e em calciossilicática (RZM08). Além da caracterização petrográfica em microscópio, as lâminas foram analisadas por MEV-EDS para confirmação da existência de minerais índice para condições de pressão e temperatura.

Inseridas no contexto dessa fácies, são identificadas paragêneses indicativas de fácies *hornblenda hornfels*, heterogeneamente distribuída na área de estudo, com ocorrências pontuais (RZM08 e RZM21).

Essa fácies é representada pelas paragêneses:

hornblenda + microclínio + quartzo

estaurolita + andaluzita + biotita

estaurolita + muscovita

cianita + fibrolita + biotita

andaluzita + muscovita + epidoto

Na região dos rio dos Monos esta paragênese foi identificada em quatro lâminas, de associações silicato-aluminosas representadas por quatro termos

xistosos das unidades "*Granada-muscovita xisto*", "*Estaurolita-muscovita-biotita xisto*" e "*Quartzo-muscovita xisto*".

O **estaurolita-muscovita-quartzo xisto (RZM03)**, constituído por quartzo (40%), clorita (15%), muscovita (25%), grafita (20%), estaurolita (traço) e turmalina como acessório. Os cristais de muscovita e sericita apresentam-se orientados em planos contínuos e retilíneos, definindo a foliação S_2 e a textura lepidoblástica da rocha. Os cristais de quartzo ocorrem principalmente de granulação fina, estirados (*ribbons*) paralelos à foliação S_2 , com extinção ondulante (figura 7.3C). Essas faixas miloníticas podem ser reconhecidas pela menor granulometria, em porções com aspecto muito fino, principalmente compostas por quartzo e micas. Onde os cristais apresentam uma granulação levemente superior, as feições de estiramento são menos observadas e os cristais apresentam contatos preferencialmente poligonais.

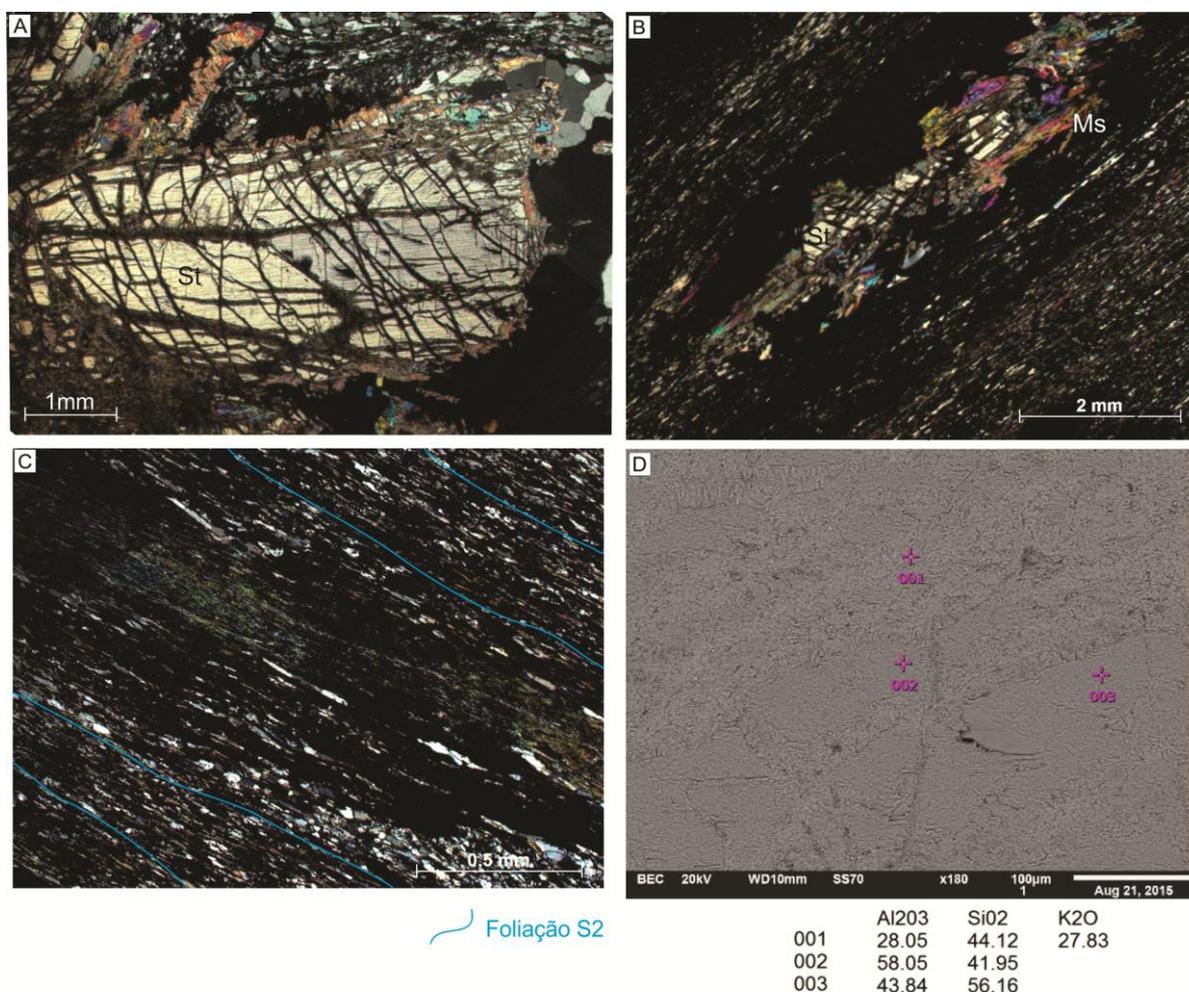


Figura 7.3: A) Porfiroblasto de estaurolita intensamente fraturado, com alterações para talco, sericita e muscovita, aumento de 25x, nicóis cruzados; B) Porfiroblasto de estaurolita fraturada e alterada, contornado pela foliação S_2 de caráter milonítico, caracterizada por forte estiramento mineral, com quartzo *ribbon*, aumento de 25x, nicóis cruzados; C) Detalhe da foliação milonítica, com estiramento mineral, gerando quartzo *ribbon*, grãos e subgrãos de quartzo, com corredores de concentração da deformação, gerando localmente ultramilonitos, aumento de 25x, nicóis cruzado; D) Análise por MEV-EDS indicando química compatível com estaurolita presente na amostra, magnificação de 10x, imagem de elétron retroespalhado.

Os porfiroblastos de estaurolita apresentam-se parcialmente substituídos e descaracterizados, podendo atingir dimensões de até 6 mm, com aspecto anédrico e subédrico, com microfraturas preenchidas e bordas parcialmente substituídas por talco (figura 7.3A) e associada a muscovitas de granulação média (figura 7.3B). As análises no MEV-EDS indicaram presença de Al e Si compatíveis com a estaurolita, que deve estar associada à foliação S_1 , apenas observada nos micrólitos milimétricos e submilimétricos de S_2 , foliação esta que contorna os porfiroblastos de estaurolita.

O **cianita-fibrolita-biotita xisto (RZM04)** é composto por quartzo (40%), biotita (45%), fibrolita (10%), cianita (5%) e traço de muscovita, zircão e monazita. Os cristais de biotita e muscovita são subédricos, com contatos retilíneos, orientados em planos preferenciais, intercalados com níveis ricos em quartzo, definindo a textura lepidoblástica da rocha e a foliação S_2 . Essa foliação é caracterizada por uma xistosidade com espaçamento submilimétrico, paralela ao bandamento, com caráter de transposição da foliação S_1 .

A silimanita ocorre na variação fibrolita (figura 7.4A), de granulação fina, em porfiroblastos contornados e destruídos pela foliação S_2 (figura 7.4B), ou em "feixes" de fibrolitas orientados segundo a foliação. A relação geométrica entre os cristais de fibrolita e a foliação S_2 , ora substituindo porfiroblastos reliquias contornados por ela, ora em feixes orientados, pode indicar a cristalização em caráter sintectônico em relação a S_2 . Contudo, os cristais de fibrolita substituindo os porfiroblastos podem ter sido gerados anteriormente à deformação associada ao desenvolvimento de S_2 , sugerindo uma interpretação alternativa de cristalização intertectônica (entre S_1 e S_2).

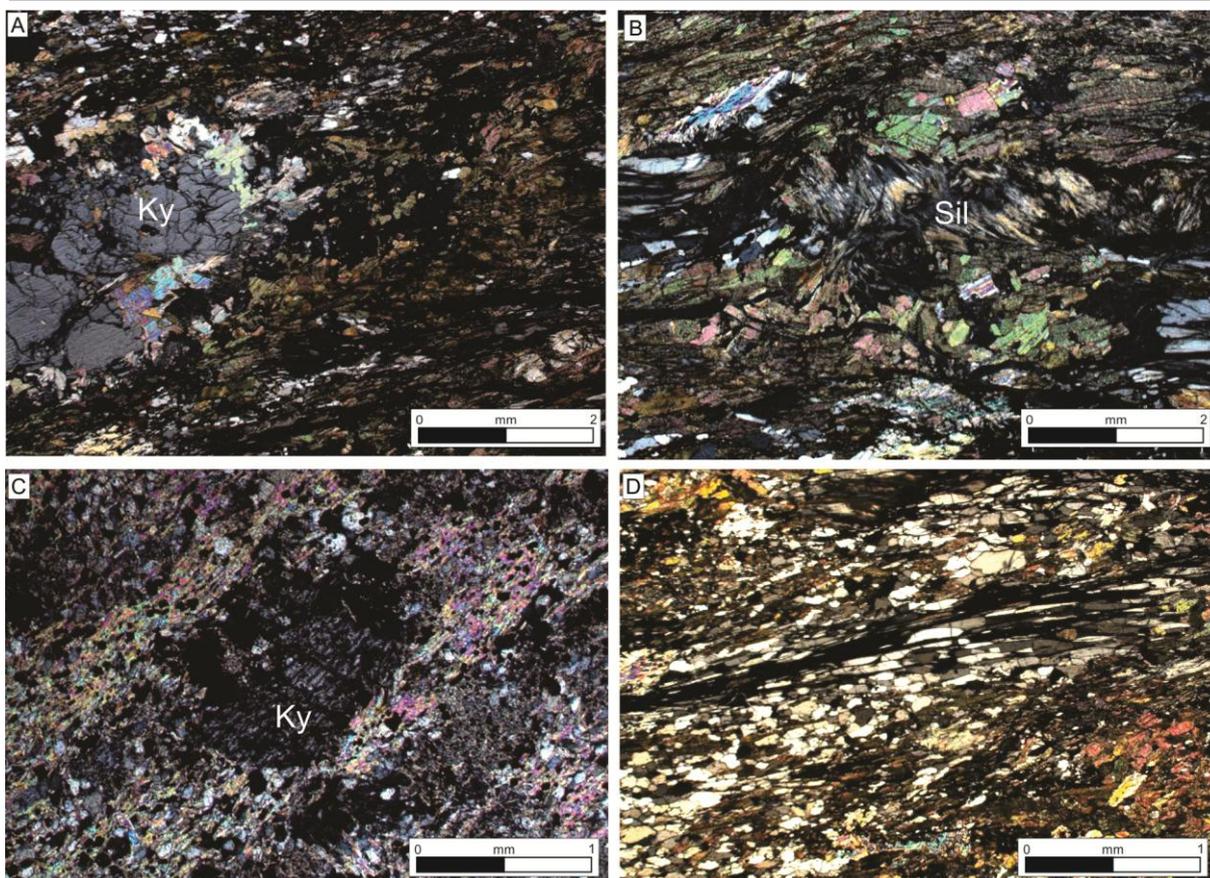


Figura 7.4: Em A) Porfiroblasto de cianita contornado por S_2 , associado a cristal de muscovita, RZM04, aumento de 50x; B) Porfiroblasto de fibrolita, em agregado contornado pela foliação S_2 , RZM04, aumento de 50x; C) Porfiroblasto de cianita, com bordas recristalizadas e parcialmente substituído por quartzo, RZM04, aumento de 25x; D) Níveis de quartzo *ribbon* em microcorredores miloníticos, RZM04; aumento de 25x. Nicóis cruzados.

Os porfiroblastos de cianita são anédricos, sendo contornados e muitas vezes parcialmente descaracterizados pela foliação S_2 , com bordas recristalizadas e substituídas por quartzo (figura 7.4C). O estudo por MEV-EDS indicou presença de Al e Si compatíveis com a cianita (figura 7.5B), que deve estar associada à foliação S_1 , presente apenas de forma insipiente nas lâminas.

Os cristais de quartzo ocorrem em granulação fina, anédricos e com contatos ondulados a lobados. Em alguns níveis os cristais de quartzo podem indicar estiramento relacionado a S_2 , onde apresentam granulação média em níveis preferenciais, com feições do tipo *ribbon* e aspecto *boudinado*, e apresentam contatos retilíneos com demais cristais da fase S_2 (figura 7.4D).

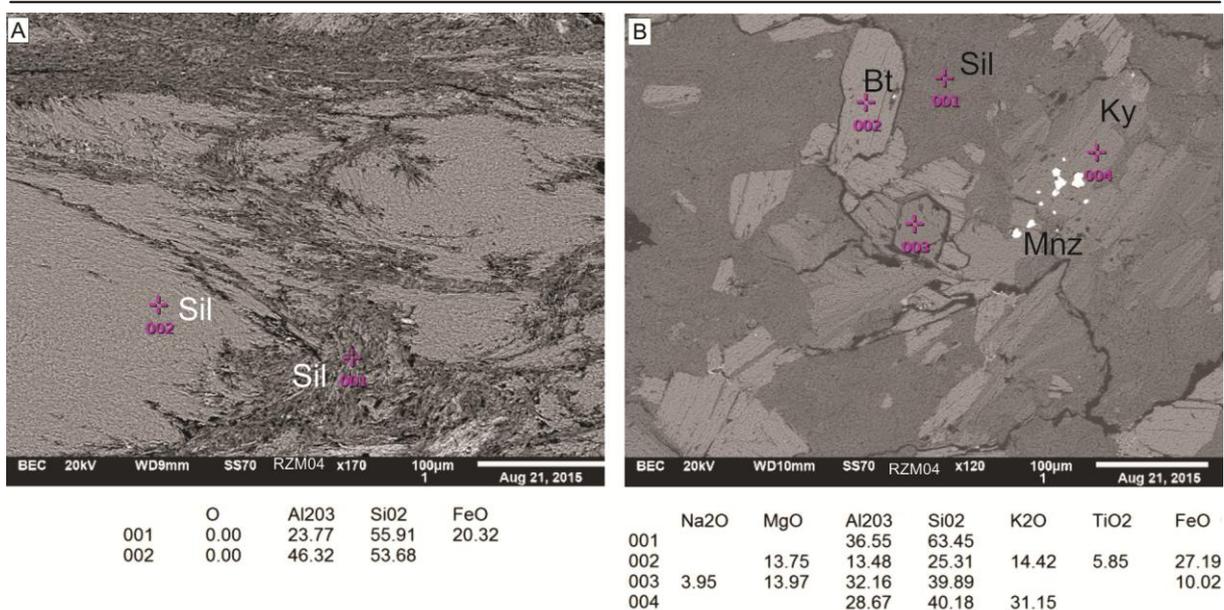


Figura 7.5: Análises por MEV-EDS com imagens de elétron retroespalhado: A) Cristais de fibrolita, magnificação de 170 vezes; B) Cristais de monazita, biotita, fibrolita e cianita, magnificação de 120 vezes.

O **andaluzita-estauroлита-biotita xisto (RZM21)** é constituído por biotita (45%), quartzo (35%), muscovita (10%) estauroлита (5%), andaluzita (5%) e opacos.

Os cristais de biotita e muscovita são euédricos a subédricos, e encontram-se orientados em planos preferenciais, definindo a foliação S_2 . Essa foliação é contínua, ou com espaçamento milimétrico, estando essa variação no grau de desenvolvimento relacionada ao seu carácter de transposição, onde em algumas porções pode ser reconhecida como uma clivagem de crenulação oblíqua (figura 7.6A), ou uma xistosidade ocasionando a transposição total da foliação S_1 .

Os cristais de quartzo ocorrem com granulação fina, facetados, com contatos poligonais, por vezes tríplexes entre si. Localmente são observados cristais alongados, com leve estiramento segundo a foliação S_2 (figura 7.6B-C). Contatos retilíneos com cristais de biotita e muscovita são observados. Ocorre em níveis preferenciais, intercalados a níveis de predomínio de biotita, ou ainda como agregados de granulação superior à matriz, onde os cristais de biotitas que definem a foliação apresentam baixa orientação, evidência de influência termal.

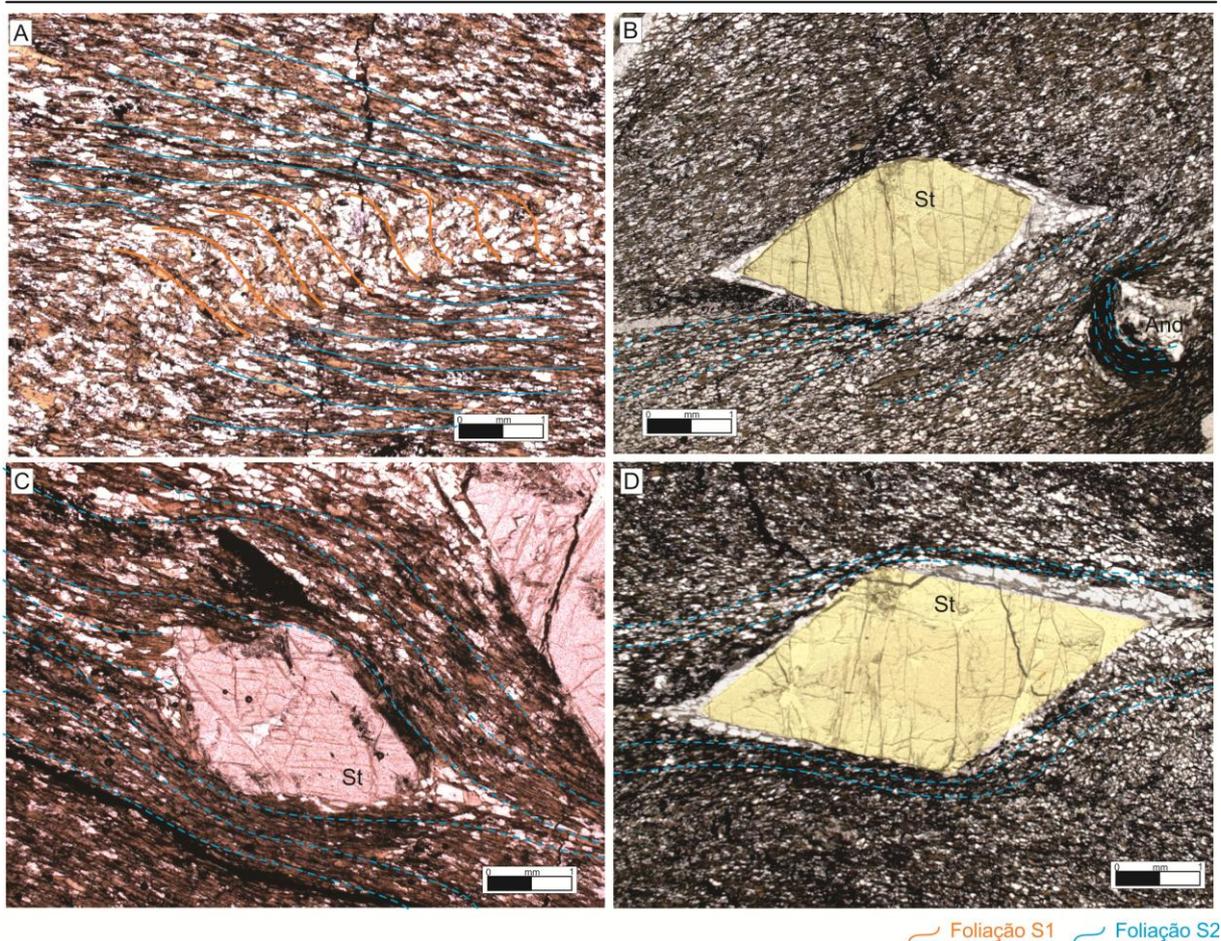


Figura 7.6: A) Foliação S_1 em micróliton da foliação S_2 , sendo essa caracterizada como uma clivagem de crenulação oblíqua, com caráter de transposição parcial de S_1 ; B) Porfiroblasto com formato sigmoidal de estaurolita contornado pela foliação S_2 , definida pela orientação de biotita e quartzo, com desenvolvimento de "sombra de pressão" onde se cristalizou quartzo de granulação média, e porfiroblasto de andaluzita contornado e destruído pela foliação; C) Porfiroblasto subédrico de estaurolita, contornado pela foliação S_2 ; D) Porfiroblasto euédrico de estaurolita contornado pela foliação S_2 , com desenvolvimento de "sombra de pressão". RZM21, nicóis paralelos, aumento de 25x.

Os cristais de estaurolita e andaluzita ocorrem como porfiroblastos de granulação grossa, euédricos. No caso da estaurolita, os porfiroblastos são contornados pela foliação S_2 (figura 7.6B), com vértices corroídos (figura 7.6C), por vezes com geração de "sombrias de pressão" com cristalização de quartzo de granulação média (condicionado pela foliação) (figura 7.6B-D), formando microbandamento composicional metamórfico/tectônico. São observadas microfraturas intracristalinas, deformações nas clivagens e aspectos de recristalização nas bordas, com quartzo e sericita. Esses porfiroblastos aparentam desenvolvimento pré-tectônico em relação a foliação S_2 . A foliação S_1 foi completamente obliterada pela segunda foliação nessa lâmina, não permitindo estabelecer a relação temporal entre o desenvolvimento dos porfiroblastos com o da foliação S_1 .

Já os cristais de andaluzita são euédricos a subédricos, apresentando cantos corroídos, com sombras que sugerem rotação pela foliação S_2 em desenvolvimento (figura 7.7A-B), essa foliação ainda . Em outros cristais observa-se a geração de sombra de pressão com recristalização de quartzo poligonal, indicando o caráter pré (figura 7.7C) a inter tectônico desses cristais (penecontemporâneos ao desenvolvimento de S_2).

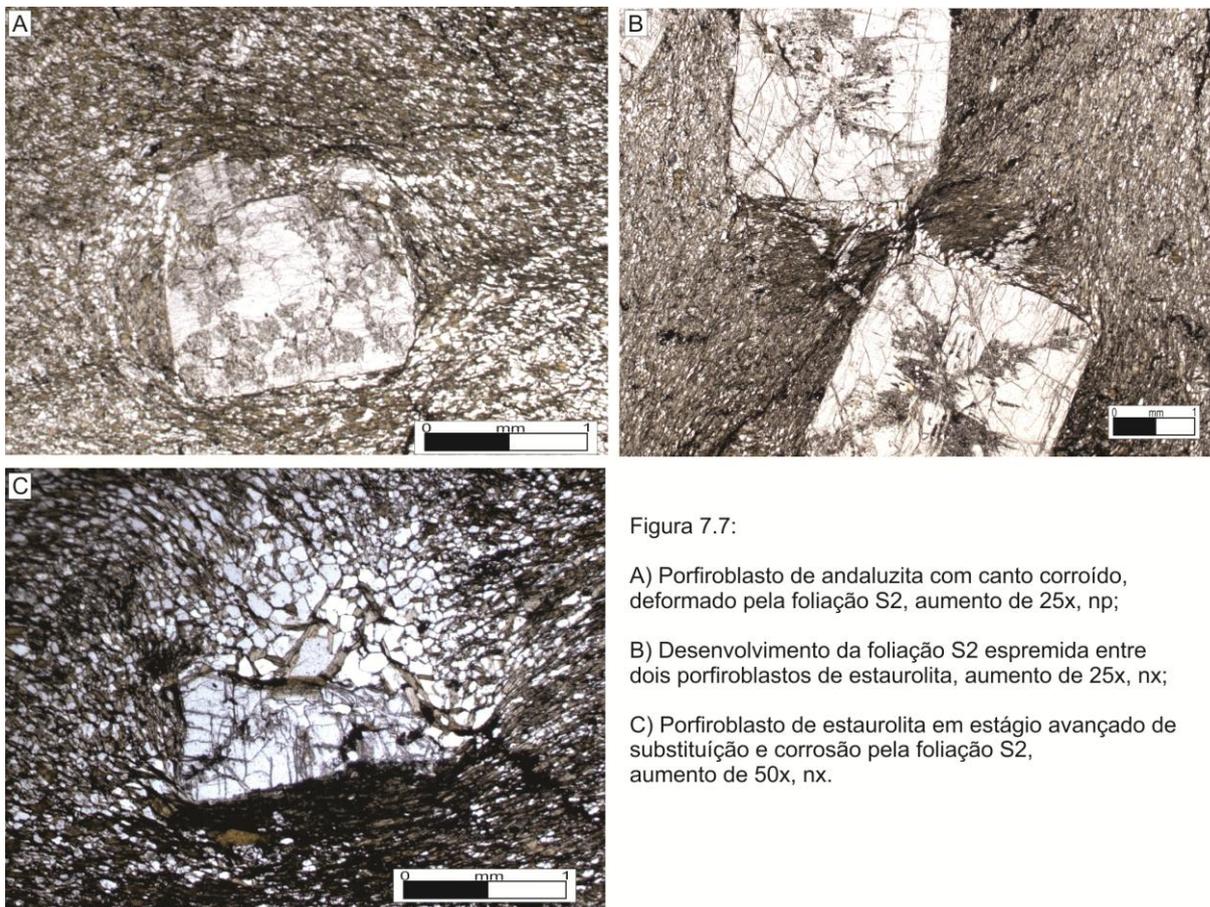


Figura 7.7:

- A) Porfiroblasto de andaluzita com canto corroído, deformado pela foliação S_2 , aumento de 25x, np;
 B) Desenvolvimento da foliação S_2 espremida entre dois porfiroblastos de estaurolita, aumento de 25x, nx;
 C) Porfiroblasto de estaurolita em estágio avançado de substituição e corrosão pela foliação S_2 , aumento de 50x, nx.

O **andaluzita-muscovita xisto (100/I/2013)** apresenta quartzo (60%), muscovita (35%), andaluzita (5%) e traço de clorita e epidoto. A andaluzita apresenta hábito anédrico, com bordas recristalizadas parcialmente substituído por quartzo e opacos (figura 7.8A). Podem ser observados porfiroblastos de andaluzita, nitidamente contornados pela foliação S_2 (figura 7.8B), indicando cristalização pré-tectônica em relação ao desenvolvimento dessa fase. Os cristais de muscovita apresentam-se euédricos a subédricos de granulação fina a média, com contatos retilíneos. Estão orientados em planos subparalelos entre si, definindo a textura lepidoblástica da rocha e foliação S_2 como uma xistosidade. Essa foliação apresenta desenvolvimento heterogêneo, com variação observada até mesmo em escala microscópica, onde pode ser uma xistosidade espaçada, pouco evidente, ou como

uma xistosidade contínua, com aspecto anastomosado, bastante evidente. Esta variação é uma das evidências do processo de transposição associado a segunda fase de baixo ângulo (transposição de S_1 por S_2), com registro frequente na área de estudo. Nos micrólitos de S_2 , é possível observar uma xistosidade contínua S_1 , frequentemente crenulada e interrompida. Também pode ser observado um bandamento composicional microscópico composto por cristais de granulação fina, sem orientação preferencial, sendo interpretado como bandamento composicional S_0 reliquiar.

O estudo por MEV-EDS indicou presença de Al e Si compatíveis com a andaluzita (figura 7.8C-D).

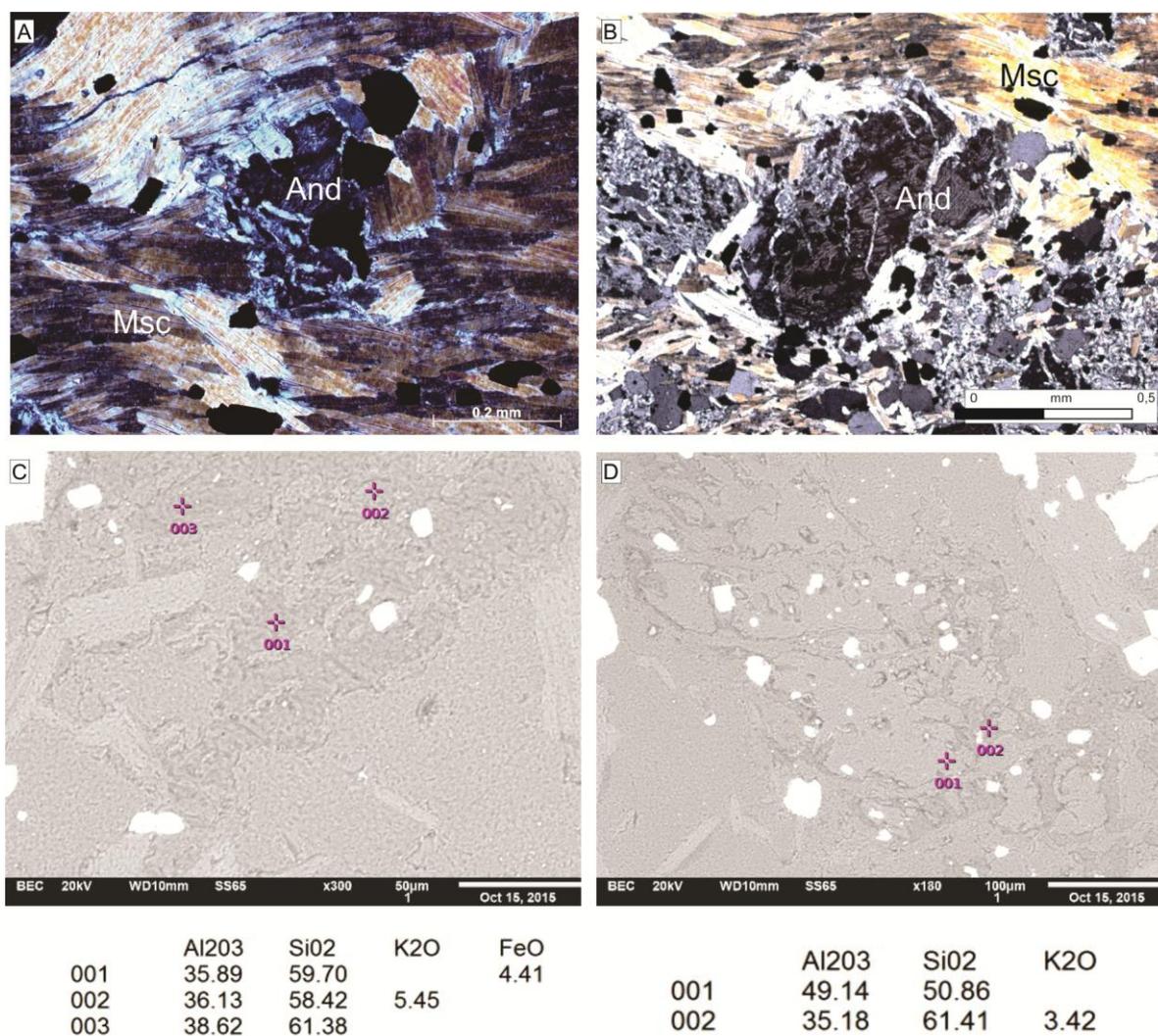


Figura 7.8: A) Porfiroblasto anédrico de andaluzita, fraturado e parcialmente substituído por quartzo e opacos, contornado pela foliação S_2 , aumento de 200x, nx; B) Porfiroblasto anédrico de andaluzita, fraturado e parcialmente substituído por quartzo e opacos, contornado pela foliação S_2 , aumento de 100x, nx; C) Análises de MEV-EDS apresentando Al e Si, compatíveis com presença de andaluzita na amostra, imagem de elétron retroespalhado, magnificação de 300x; D) Análises de MEV-EDS apresentando Al e Si, compatíveis com presença de andaluzita na amostra, imagem de elétron retroespalhado, magnificação 180x.

Podem ser observados cristais de epidoto de granulação fina, anédricos, dispersos na lâmina, sem aparente orientação preferencial, que podem estar associados a fase S₂, ou mesmo a uma fase posterior.

Na região de Volta Grande, onde encontram-se as mega lascas de encaixantes, esta paragênese foi identificada em rochas calciossilicáticas compostas por quartzo (35%), microclínio (20%) oligoclásio (5%), tremolita (10%), hornblenda (20%), augita (5%), epidoto (traço) e titanita (traço), configurando um hornblenda-microclínio-quartzo *hornfels*, com bandamento composicional e níveis de aspecto maciço (figura 7.9A). Os cristais de quartzo apresentam contatos poligonais, com junções tríplexes (figura 7.9B). Os cristais de epidoto ocorrem preferencialmente associados a clorita. Não observa-se cristais com orientação preferencial, caracterizando a textura granoblástica e estrutura bandada, com porções mais homogêneas com aspecto maciço.

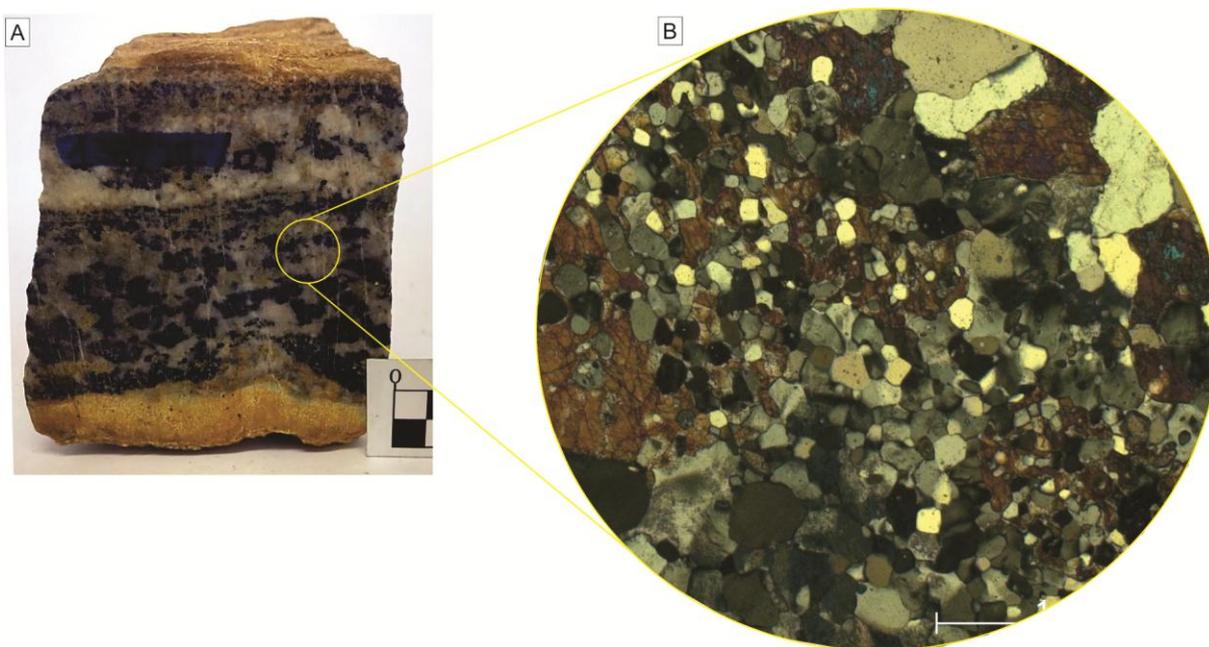


Figura 7.9: A) Amostra do hornblenda-microclínio *hornfels* com bandamento composicional e estrutura maciça; B) hornblenda-microclínio *hornfels* com cristais de quartzo com contatos poligonais, indicando recrystalização com predomínio de influencia de temperatura, caracterizando o *hornfels*, RZM8, aumento de 50x, nicóis cruzados.

As rochas calciossilicáticas podem apresentar assembleias minerais mais diversificadas, com silicatos de Ca-Mg-Al, sendo a zoisita um dos minerais índice mais importantes para a classificação das condições metamórficas. A paragênese comum observada nessas rochas é zoisita \pm biotita \pm Ca-anfibólio (região do rio dos Monos e Volta Grande), que é compatível com as condições de P-T da fácies Anfibolito, zona da estauroлита.

Zona da Silimanita

Esta fácies foi caracterizada na região do Alto Açungui, no setor estrutural caracterizado pelo contato relativamente mais regular entre os granitos e as encaixantes, sendo descritas 3 lâminas, de silimanita-andaluzita-quartzo-muscovita xisto (RZM01), epidoto-silimanita-quartzo-biotita xisto (RZM11) e silimanita-biotita-quartzo xisto (142/III/2013). Estas rochas pertencem a unidade "*Quartzo-muscovita xisto*", localizada em contato intrusivo com a unidade granítica São Sebastião, no sul da área de estudos. Para complementar e confirmar as descrições petrográficas, essas lâminas foram submetidas a análise por MEV-EDS.

Os xistos da unidade "*Quartzo-muscovita xisto*" são constituídos por porcentagens variáveis de quartzo, sericita, muscovita, biotita, silimanita/fibrolita, andaluzita, epidoto, microclínio, andesina e hornblenda, com zircão, apatita e turmalina como acessórios. Os cristais de biotita são euédricos a subédricos, orientados em planos espaçados, definindo uma foliação, junto à fibrolita (S_2). A silimanita é subédrica a anédrica, ocorrendo parcialmente substituída por quartzo e opacos (figura 7.10A-B,D), com extinção ondulante, sendo anterior à geração da foliação S_2 . Os cristais de andaluzita são anédricos, com bordas recristalizadas e parcialmente substituídas por quartzo e opacos (figura 7.10A,C), indicando também cristalização anterior ao desenvolvimento de S_2 , sendo por ela destruída. Podem ser observados porfiroblastos de andaluzita microfraturados, com preenchimento por sericita igualmente observada na matriz (figura 7.10A). Esse fraturamento e preenchimento por sericita pode ser atribuído à ação de retrometamorfismo posterior ao desenvolvimento de S_2 .

Os cristais de quartzo são inequidimensionais, de granulação fina a grossa, anédricos. Os cristais grossos fazem contatos ondulados, lobados a interdigitados com quartzo e retilíneos com biotita (figura 7.10F). Ocorre também em agregados lenticularizados contornados pela foliação S_2 . em alguns níveis são observados quartzos estirados com extinção ondulante, por vezes com formato sigmoidal, sugerindo a presença de microcorredores miloníticos associados à S_2 .

São observadas porções com hornblenda, andesina e microclínio, associadas à injeções graníticas e ao metassomatismo associado às intrusões. São cristais anédricos, de contatos ondulados, onde os feldspatos apresentam intensa saussuritização. Nestas porções são observadas interações entre rochas graníticas

e encaixantes, sendo possível admitir uma contaminação mútua relacionada ao regime de *emplacement*.

Análises por MEV-EDS apresentam resultados compatíveis com a presença de andaluzita na amostra (figura 7.10E)

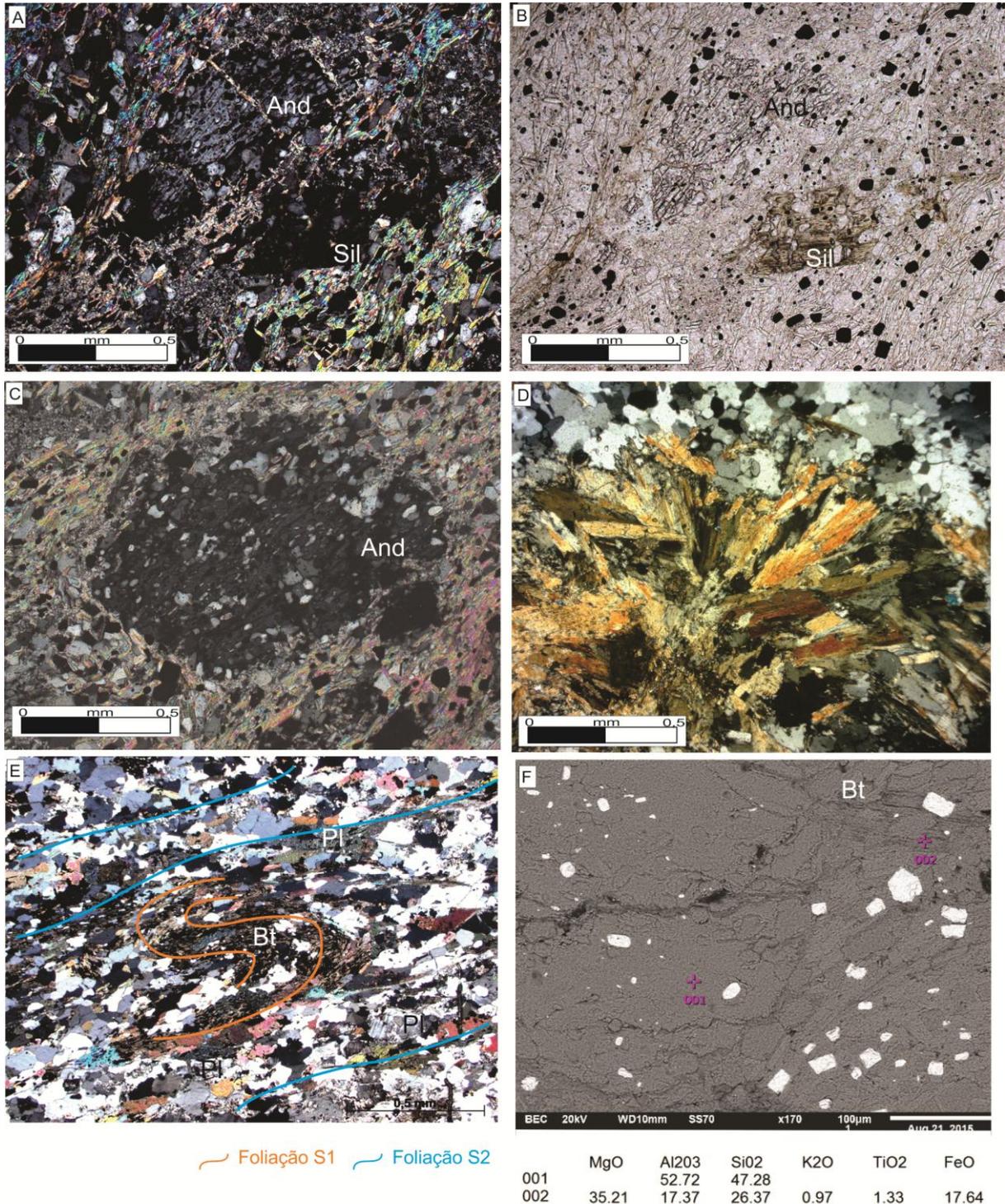


Figura 7.10: A-B) Porfiroblastos de andaluzita e silimanita parcialmente substituídos por quartzo e opacos, contornados pela foliação S_2 , no silimanita-andaluzita-quartzo-muscovita xisto, da lâmina RZM01, aumento de 50x, nicóis cruzados e paralelos, respectivamente; C) Porfiroblasto de andaluzita contornado pela foliação S_2 , parcialmente substituído por quartzo. RZM01, aumento de 50x, nicóis cruzados; D) Porfiroblasto de silimanita fibrorradiado, associado a evento termal, 132/III/2013, aumento de 50x, nicóis cruzados; E) Foliação S_1 crenulada nos micrólitos da foliação S_2 , associada a andesina (Pl), lâmina 142/III/2013, nicóis cruzados,

aumento de 25x; F) Análises por MEV-EDS confirmando presença de andaluzita (001 com pico em Si e Al), imagem de elétron retroespalhado, magnificação de 170x, RZM01.

Os registros metamórficos desta fácies nas rochas calciossilicáticas e carbonática apresentam paragêneses diferentes, compatíveis com as condições de P-T da zona de silimanita. Nestas rochas são reconhecidas assembleias com tremolita-biotita-diopsídio, que sugerem condições próximas a transição da fácies Anfibolito inferior e superior. Na região de Volta Grande são encontrados registros de paragêneses com calcita \pm tremolita \pm diopsídio, calcita \pm diopsídio e calcita \pm zoisita \pm biotita \pm diopsídio. Essas paragêneses são compatíveis com a zona da Silimanita, encontrada nas rochas pelito-aluminosas (xistos e filitos), motivo pelo qual encontram-se aqui associadas. Nos mármores o diopsídio apresenta formas subédricas a anédricas, concentrado em níveis com maior granulometria que acompanham o bandamento textural (figura 7.11A). Em rochas carbonatossilicáticas podem ser observados cristais de diopsídio contornados por biotitas orientadas em S_2 , estando estes cristais parcialmente substituídos por quartzo e epidoto (figura 7.11B). Em ambas as situações as rochas estão localizadas em afloramentos próximos aos granitos.

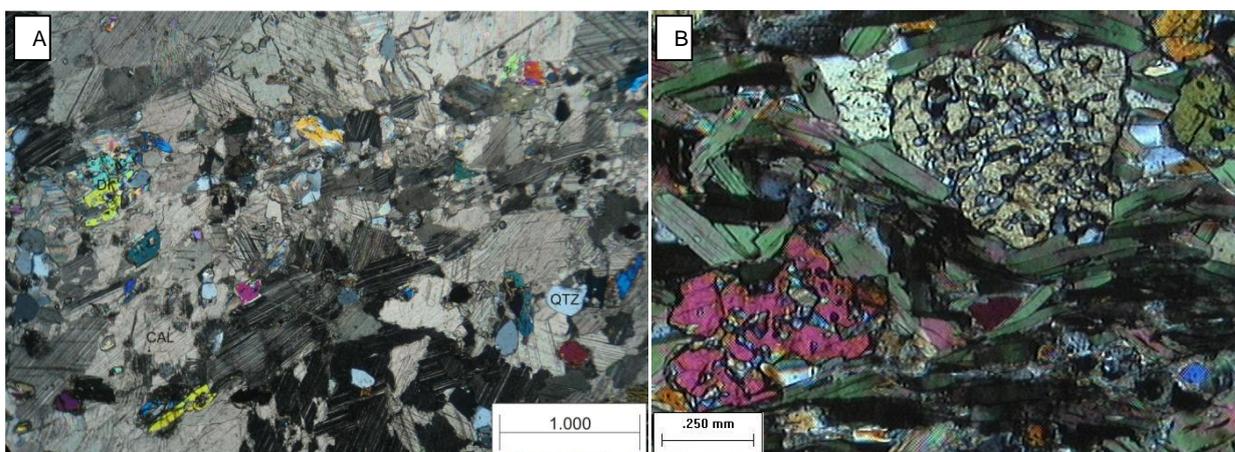


Figura 7.11: A) Mármore calcítico com porções impuras, onde são identificados cristais de diopsídio. Nicóis cruzados, 137/III/09. B) Detalhe dos diopsídios parcialmente substituídos, contornados pela foliação S_2 . Nicóis Cruzados. Afloramento 106, afloramento próximo ao contato com os granitos, na região de Volta Grande.

Ocorrências de wollastonita são observadas em rochas calciossilicáticas localizadas na região do rio dos Monos, no contato com os granitos, em assembleias com carbonato e diopsídio (figura 7.12). Esta paragênese sugere que, localmente, as rochas calciossilicáticas atingiram a fácies Granofels, com temperaturas mais elevadas. Contudo, o aspecto de substituição das wollastonitas e a coexistência com biotita-tremolita sugerem uma metaestabilidade para essa condição.

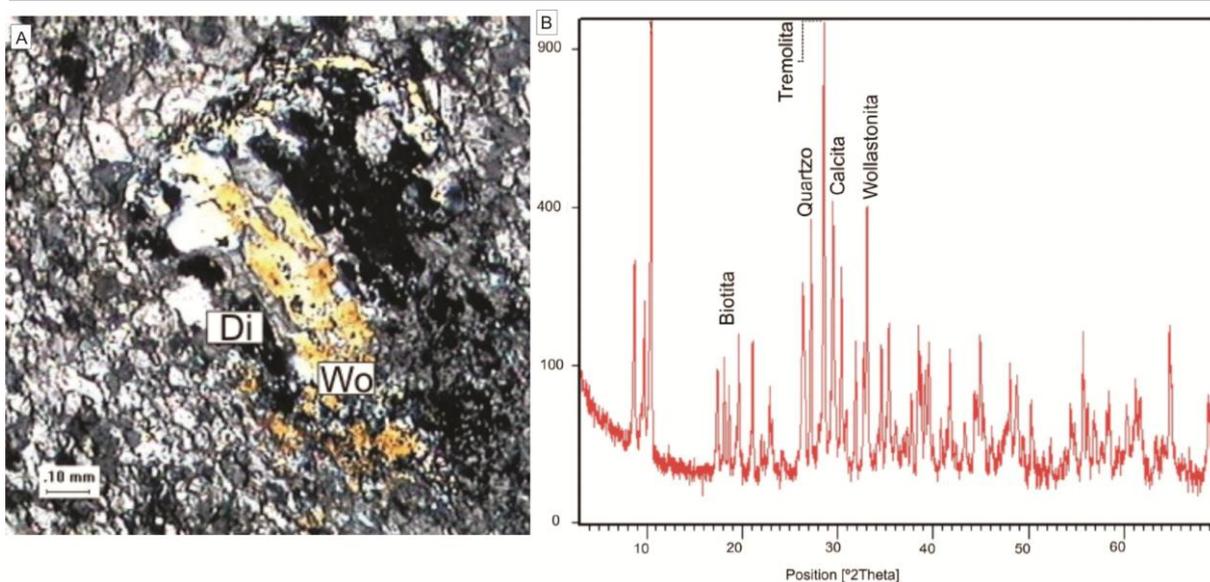


Figura 7.12: Fotomicrografia (A) e difratograma (B) de rocha carbonato-silicática com desenvolvimento de diopsídio e wollastonita, 99/V/2009, nicóis cruzados, aumento de 100x.

7.1.2.2 Fácies Xisto Verde

Zona da Biotita

Esta fácies metamórfica é a mais comum na área de estudo, observada em diversas lâminas das unidades "*Quartzo-muscovita xisto*" (RZM12, 54A e B/I/2013, 119/II/2013, 18/III/2013), localizada em contato intrusivo com a unidade granítica São Sebastião, no sul da área de estudos, "*Muscovita±quartzo xistos*" (RZM05, RZM23 e RZM24) e "*Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicáticas*" (RZM25), localizadas no centro-norte da área de estudo, nas lascas intercaladas aos termos graníticos da unidade Arrieiros-Cerro Azul.

A unidade "*Quartzo-muscovita xisto*" é constituída por quantidade variáveis de quartzo, biotita, clorita, sericita, muscovita, hornblenda e opacos, configurando inúmeros termos xistosos. Apresenta um bandamento composicional marcado pela intercalação de níveis ricos em filossilicatos e de opacos, de espessuras milimétricas com níveis de predomínio de quartzo e feldspato. A foliação S_2 é definida pela orientação em níveis subparalelos de cristais de biotita, muscovita e sericita, caracterizando uma xistosidade espaçada, com planos retilíneos, paralelos ao bandamento composicional (figura 7.13A-D)

Nos micrólitos dessa foliação observa-se a foliação S_1 heterogeneamente preservada como xistosidade contínua, caracterizada principalmente pela orientação

de biotita (figura 7.11C-D). A muscovita ocorre como cristais euédricos, de granulação fina a média, orientados segundo a foliação, ou como porfiroblastos subédricos, contornados pela foliação S_2 . Alguns porfiroblastos apresentam-se levemente rotacionados pela foliação, por vezes apresentando clivagens deformadas (figura 7.11A-B).

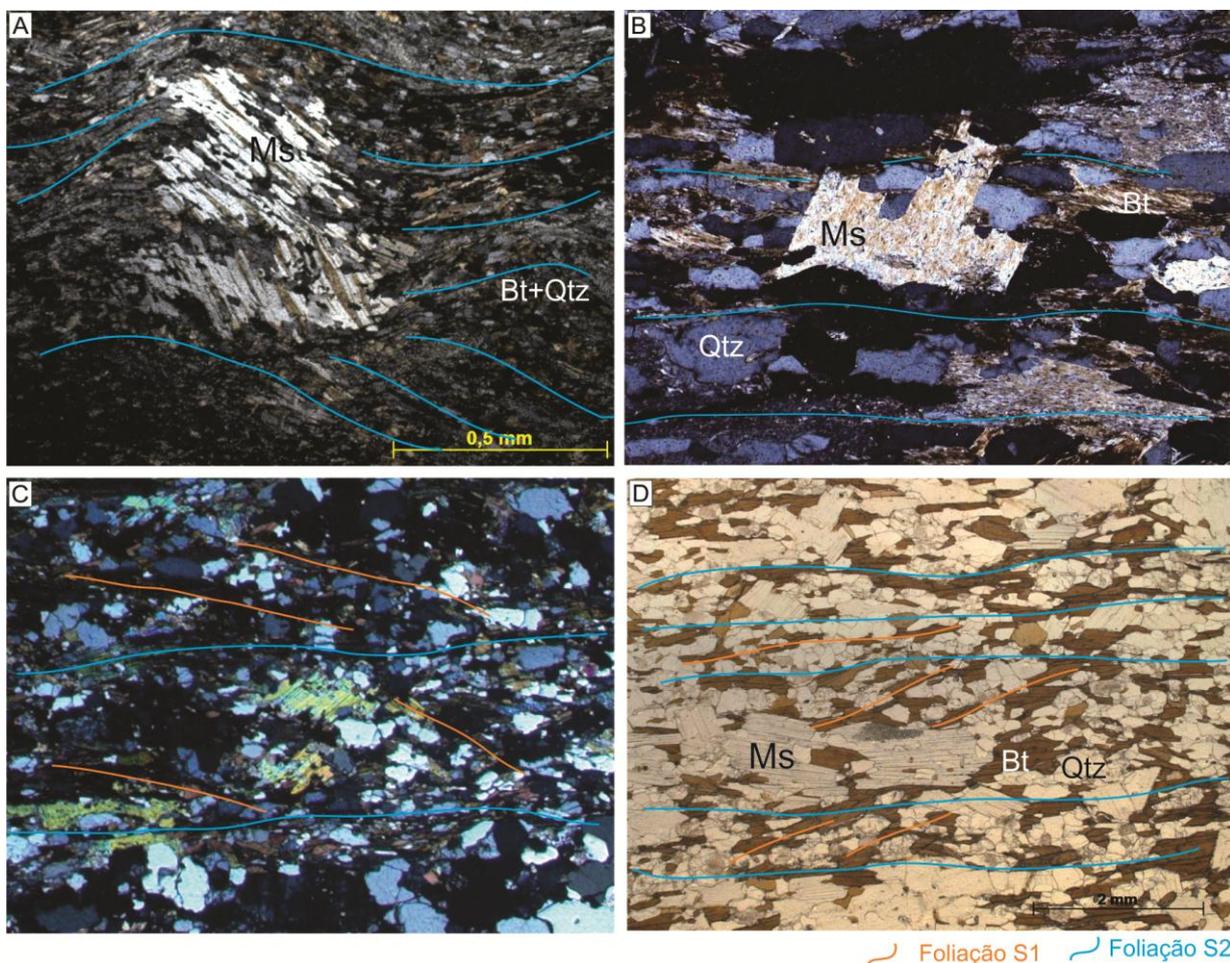


Figura 7.13: A) Porfiroblasto de muscovita, com clivagens deformadas pela foliação S_2 , indicando seu caráter pré-tectônico em relação a essa foliação, em muscovita-quartzo-biotita xisto, RZM12, aumento de 50x, nicóis cruzados; B) Porfiroblasto de muscovita pré-tectônico à deformação que deu origem à foliação S_2 , em sericita-quartzo-biotita xisto, 54/I/2013, nicóis cruzados, aumento de 50x; C) Destaque para a relação entre a foliação S_2 , xistosidade com espaçamento submilimétrico, com micrólitos onde se observa a foliação S_1 heterogêneamente preservada. Porfiroblasto de muscovita com bordas parcialmente destruídas pelo desenvolvimento de S_2 , 119/II/2013, aumento de 50x, nicóis cruzados; D) Foliação S_2 , xistosidade com espaçamento submilimétrico, definida pela orientação de biotita, com micrólitos onde se observa a foliação S_1 heterogêneamente preservada, em um sistema de transposição em desenvolvimento, RZM24, aumento de 50x, nicóis paralelos.

Os termos xistosos da unidade "*Granada-muscovita xisto*" são constituídos por biotita, quartzo, clorita, plagioclásio, fibrolita e traços de muscovita, sericita, epidoto, apatita, opacos, zircão, monazita, titanita, turmalina e actinolita-tremolita. Os cristais de biotita e muscovita estão orientados em níveis preferenciais, definindo um bandamento composicional paralelo, a foliação S_2 e a textura lepidoblástica da rocha. A foliação tem espaçamento milimétrico, de planos retilíneos, caracterizada como xistosidade espaçada. Localmente, nos micrólitos da foliação S_2 , observa-se

agregado de fibrolita crenulado, obliquo aos planos da segunda foliação, caracterizando a S_1 transposta pela S_2 . A fibrolita ocorre preferencialmente paralela a foliação S_2 , sugerindo que seu desenvolvimento está associado a essa fase.

O epidoto é anédrico, hidrotermal, e o plagioclásio originado por influência química do granito.

Na lâmina RZM23 são observados agregados de cristais de quartzo anédricos, clorita e fibrolita, com formato ovalado, contornados pela foliação S_2 (figura 7.14A-B), característicos de substituição de porfiroblasto pré-tectônico (tremolita?).

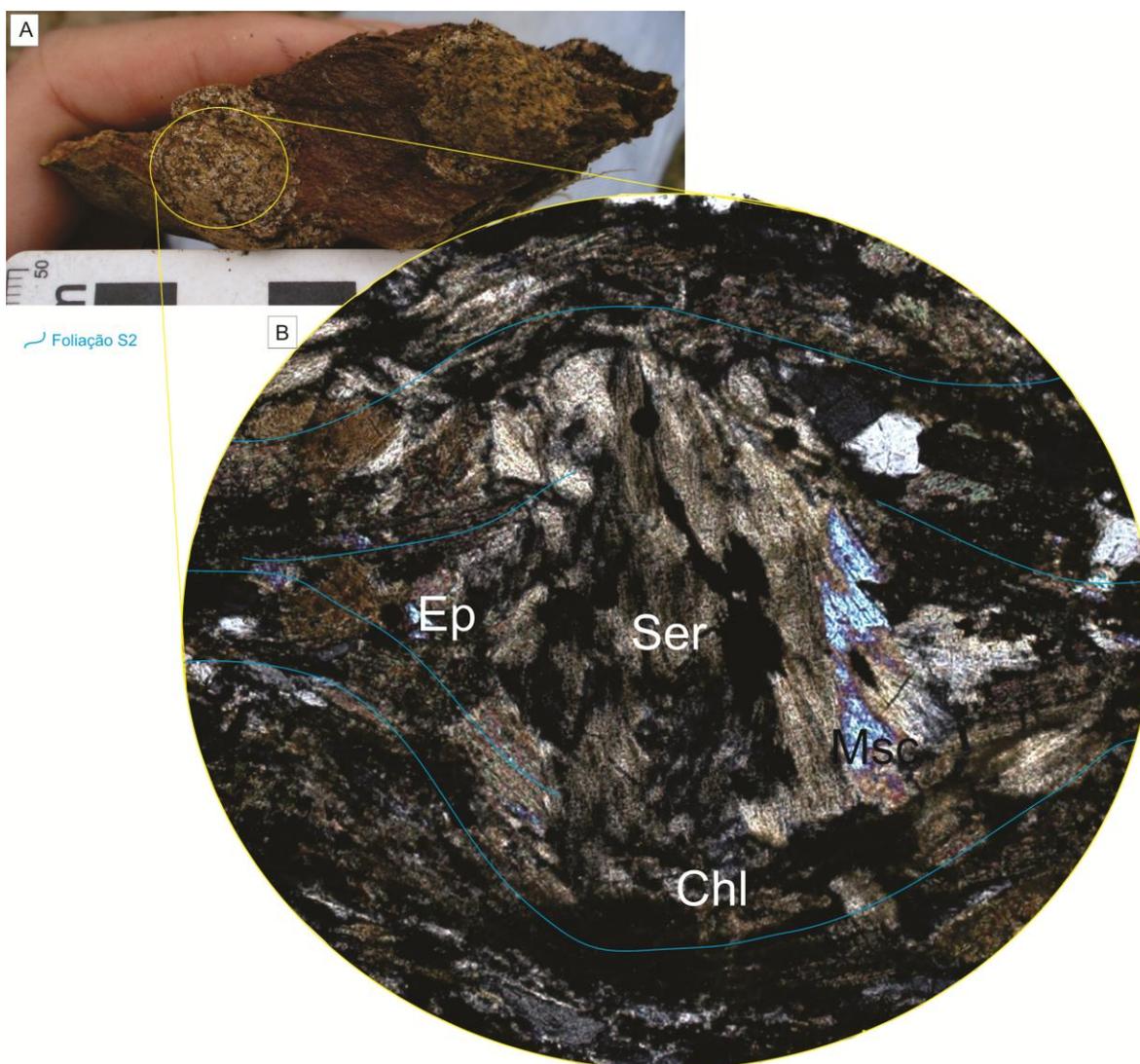


Figura 7.14: A) Amostra do estauroлита-muscovita-silimanita-clorita-quartzo-biotita xisto, RZM23, com destaque para as estruturas circulares de agregados minerais contornadas pela foliação S_2 ; B) Fotomicrografia das estruturas circulares, constituídas por epidoto, sericita, clorita, muscovita, opacos e quartzo, possivelmente relacionadas a substituição de tremolita, aumento de 5x, nicóis cruzados.

A unidade "*Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicáticas*", RZM25, apresenta assembleia mineral constituída por quartzo (45%), biotita (50%), plagioclásio (5%), epidoto, opacos (magnetita), turmalina e K-feldspato. A

composição dessa unidade é reflexo da interação das rochas encaixantes com intrusões graníticas (figura 7.15A-C) e o metassomatismo a elas associado.

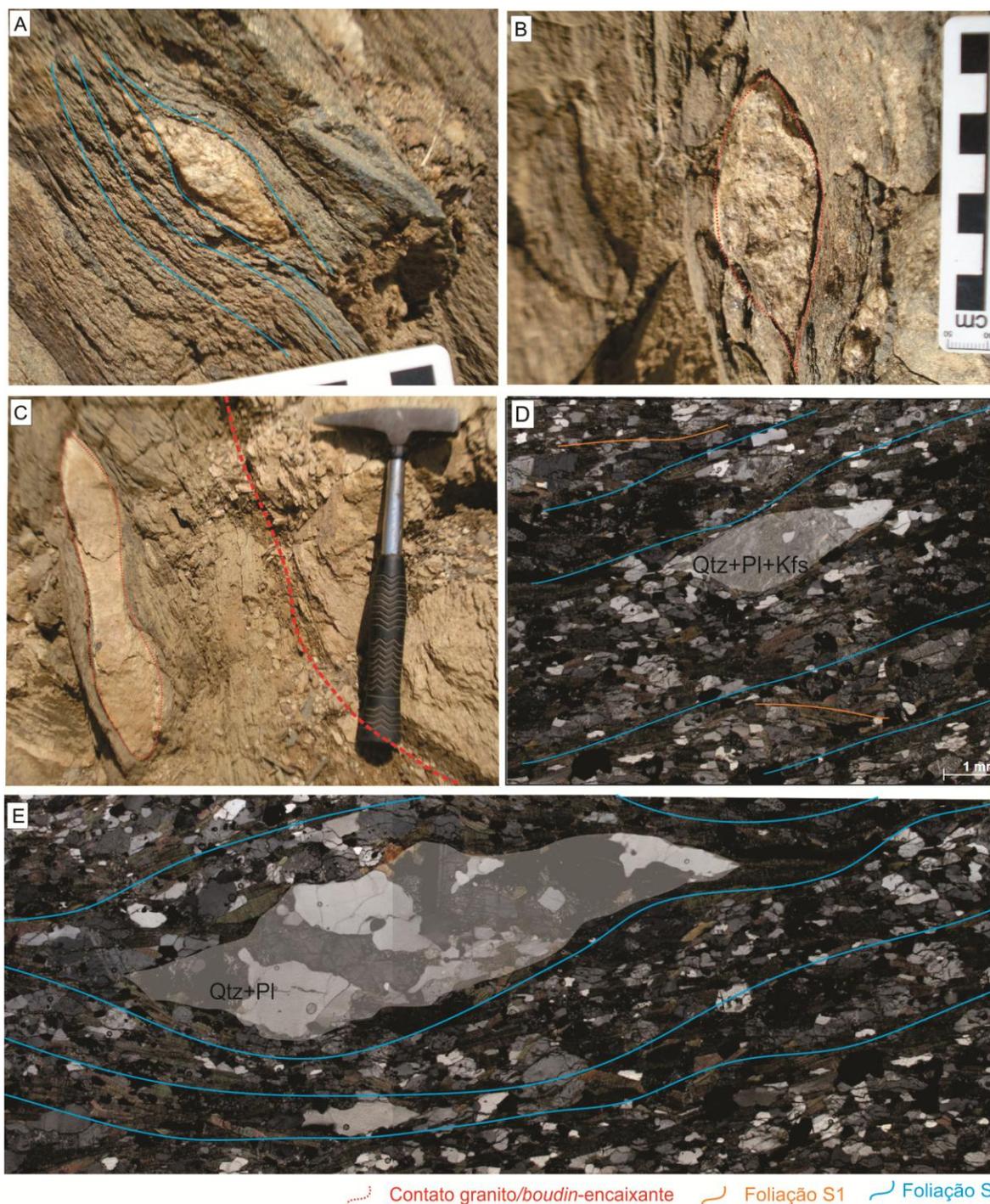


Figura 7.15: *Boudins* (A-B) e estruturas *pinch-and-swell* de material leucogranítico em meio à rochas calciossilicática, concordante com a foliação S_2 observada nessa rocha. Em lâmina (D-E) são observados micro *boudins* constituídos por quartzo, plagioclásio, microclínio e traço de biotita, com cristais xenomórficos, exibindo microfraturamento.

A foliação é definida pela orientação de biotita e níveis de opacos, em planos com espaçamento milimétrico, retilíneos, configurando uma xistosidade espaçada (S_2). Nos micrólitos dessa foliação observam-se planos de orientação de biotita e muscovita transpostos pela segunda foliação, caracterizando a foliação S_1 como

clivagem ardósiana contínua, de planos retilíneos (figura 7.15D). Os cristais de biotita são euédricos a subédricos, geralmente associados a níveis de opacos de granulação fina.

Os cristais de quartzo são anédricos, com extinção ondulante, perfazendo contatos lobados com demais fases minerais constituintes da rocha, o que permite interpretar uma cristalização em temperaturas muito baixas.

Observa-se lente granítica *boudinada* composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita, de granulação grossa, em sua maioria xenomórficos (figura 7.15D-E). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e geração de subgrão, e os feldspatos alcalinos e plagioclásios estão saussuritizados, com fraturamento microcristalino frequente.

Zona da Almandina

Nas rochas pelito-aluminosas (xistos e filitos) são observadas assembleias com muscovita \pm biotita \pm almandina, enquanto que nas rochas calciossilicáticas são observadas assembleias com zoisita \pm biotita \pm granada (figura 7.16) e zoisita \pm calcita \pm biotita \pm Ca-anfibólio. Estas paragêneses encontram-se distribuídas em todos os setores, contudo, não é possível caracterizar com precisão isógradas na escala do presente trabalho, as quais são sugestivas da fácies Xisto Verde, Zona da Almandina.

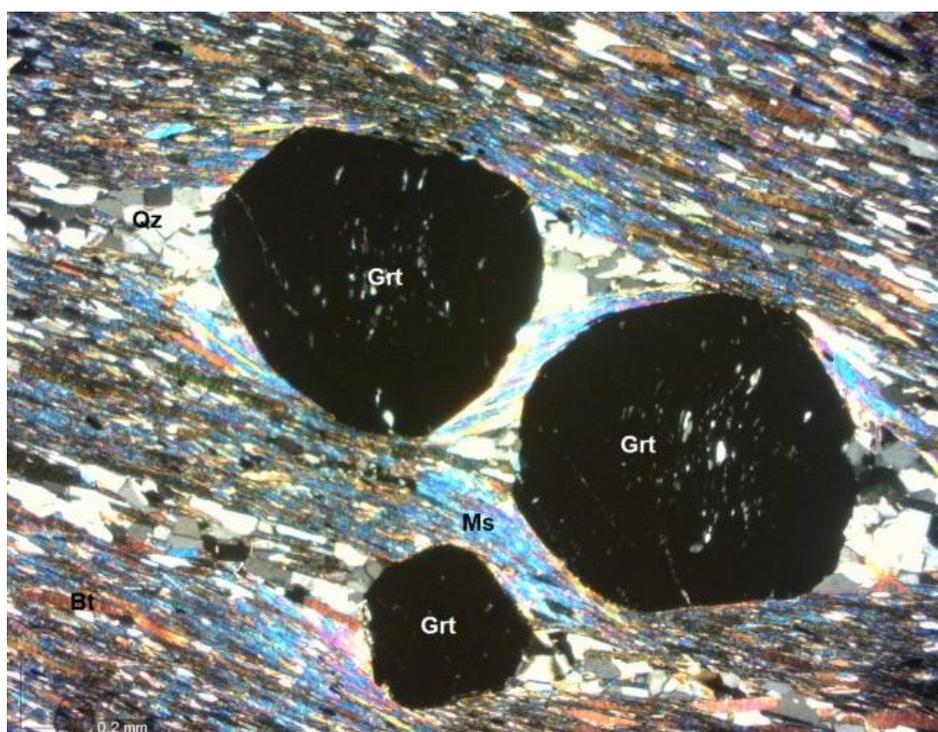


Figura 7.16: Cristais de granada com sombra de pressão de quartzo e muscovita em S_2 , na região do rios dos Monos. 148/V/2009, nicóis cruzados, aumento de 50x.

A síntese das paragêneses atribuídas a cada fácies metamórfica identificada no evento de metamorfismo M_2 é exibida no quadro 7.3, ressaltando as variações resultantes das diferentes reologias e composições dos protólitos.

Quadro 7.3: Paragêneses M_2 e fácies metamórficas observadas nos protólitos carbonáticos, calciossilicáticos e pelito-aluminosos na borda leste do CGTC.

Fácies e Zona metamórfica	Rochas Carbonáticas e Calciossilicáticas	Rochas Pelito-Aluminosas
Xisto Verde, Zona da Biotita	calcita ± tremolita ± biotita	quartzo ± muscovita ± biotita
Xisto Verde, Zona da Almandina	calcita ± biotita ± zoisita ± Ca-anfibólio	quartzo ± muscovita ± biotita ± almandina
Anfibolito, Zona da Estaurolita	calcita ± grossulária ± Ca-anfibólio ± zoisita	muscovita ± biotita ± almandina ± estaurolita ± andaluzita
Anfibolito, Zona da Silimanita	calcita ± Ca-anfibólio ± plagioclásio ± diopsídio	K-feldspato ± granada ± silimanita

7.1.3 Caracterização do Metamorfismo M_3

Fácies Xisto Verde, Zona da Clorita

A caracterização dessa fácies metamórfica se faz importante para a história evolutiva da região, mas devido ao seu desenvolvimento posterior à colocação do CGTC, essa fácies não teve um estudo aprofundado.

Seu desenvolveu ocorreu sobrecrecido as outras fácies metamórficas, posterior ao desenvolvimento da foliação S_2 , sendo caracterizada pela presença de clorita (figura 7.17A-B), e a substituição de estaurolita por talco e quartzo, possivelmente associadas a retrometamorfismo gerado pelas transcorrências.



Figura 7.17: Clorita em agregados contornados pela foliação S_2 , associada a sericita, muscovita, quartzo, RZM23, nicóis cruzados, aumento de 25x.

7.2 Cinturão Granítico Três Córregos

Fácies São Sebastião

Na área de estudo a Fácies São Sebastião é composta predominantemente por monzogranitos, seguidos de sienogranitos e granodioritos, com biotita \pm anfobólito. Estes litotipos ocorrem de forma associada, não sendo possível sua individualização devido a distribuição heterogênea, podendo ser encontrados em um mesmo afloramento.

O biotita hornblenda monzogranito (24/I/2013) apresenta textura fanerítica inequigranular porfirítica, com fenocristais de K-feldspato e matriz fina a média hipidiomórfica, sendo composto principalmente por plagioclásio ($An \pm 30\%$?), K-feldspato, quartzo, biotita e anfibólito. De maneira geral, não são observados contatos retilíneos e bem definidos entre os minerais, função da alteração dos feldspatos e anfibólitos. Os fenocristais de K-feldspato podem atingir dimensões de

até 4 cm, com zoneamento ígneo evidente e pertitas frequentes. Na matriz, pode apresentar contatos serrilhados com plagioclásio e quartzo. O plagioclásio encontra-se saussuritizado, com alteração concentrada principalmente nas bordas, algumas vezes com intercrescimento mirmequítico, mascarando a geminação polissintética. Os cristais de quartzo são anédricos e intersticiais, com cristais maiores com extinção ondulante (figura 7.18A), subgrãos e novos grãos associados a processos deformacionais. São observados cristais euédricos e subédricos de biotita, com aspecto límpido e contatos bem definidos e retilíneos, o que pode sugerir uma maior estabilidade em relação aos demais minerais. Os cristais de hornblenda apresentam frequente alteração para biotita, algumas vezes completamente substituídos. Como acessórios são observados zircões inclusos preferencialmente em biotita, e titanita euédricas, inclusas preferencialmente no K-feldspato, mas também é observada inclusa em biotitas (figura 7.18B). A titanita também pode ser observada como produto da alteração das hornblendas.

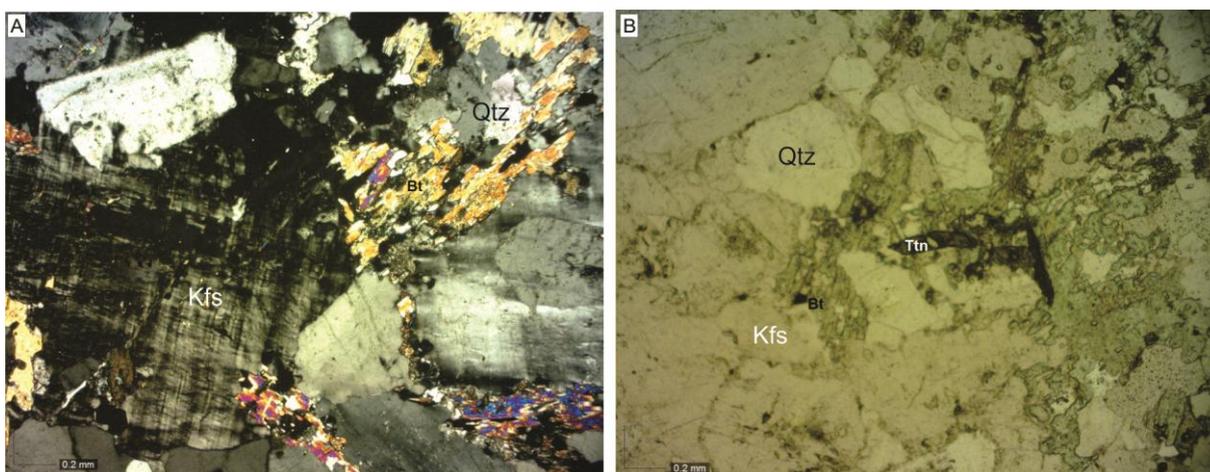


Figura 7.18: A) Cristais de quartzo com extinção ondulante e novos grãos, com inclusões de apatita, aumento de 25x, nicóis cruzados; B) Cristais de titanita euédricos e subédricos inclusos em biotita, aumento de 25x, nicóis paralelos. 24/1/2013.

O hornblenda biotita sienogranito (98/1/2013) é reconhecido como rocha de textura fanerítica inequigranular porfirítica, com fenocristais de K-feldspato em matriz grossa hipidiomórfica. É constituída por quartzo (25%), K-feldspato (35%), plagioclásio (15%), hornblenda (15%), biotita (10%), opacos (tr) com titanita, apatita e zircão como acessórios. Os fenocristais de K-feldspato apresentam pertitas e intercrescimento gráfico, enquanto que o K-feldspato da matriz frequentemente está saussuritizado, assim como o plagioclásio. O plagioclásio da matriz apresenta cristais inequidimensionais, sendo que os de maior granulação apresentam frequente zoneamento (figura 7.19A) A hornblenda apresenta zoneamento composicional, apresentando bandas mais claras intercaladas a bandas escuras

(figura 7.19B), frequentemente associada à titanitas anédricas (figura 7.19C). Apresenta incipiente foliação magmática definida pela orientação dos máficos (biotita e hornblenda), em planos paralelos entre si, levemente ondulados (figura 7.18A), com espaçamento milimétrico (~5mm).

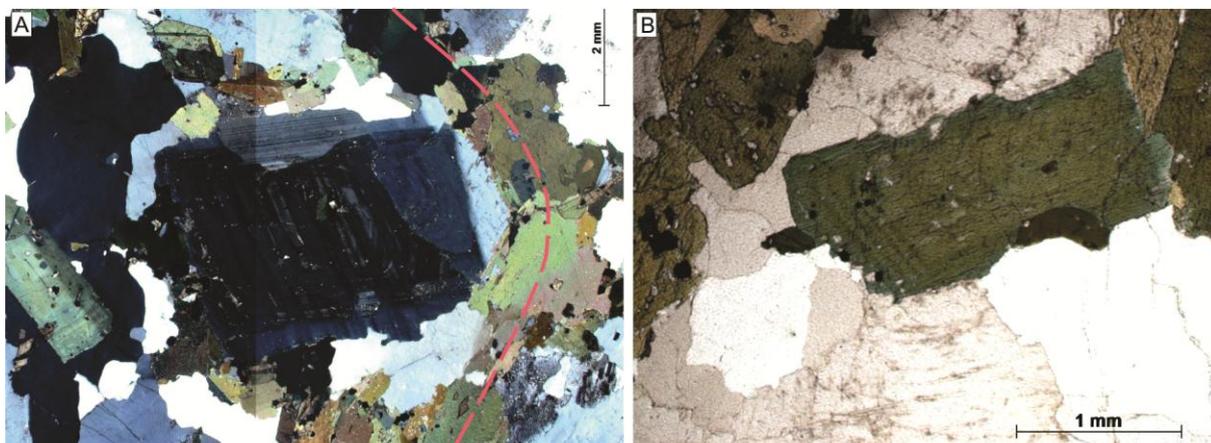


Figura 7.19:

A) Megacristal de plagioclásio, com zoneamento composicional, contornado pela foliação de fluxo magmático definida pela orientação de biotita e hornblenda,, nicóis cruzados, aumento de 25x;

B) Hornblenda com zoneamento composicional, com titanita associada, em contato ondulado com feldspato alcalino saussuritizado, nicóis paralelos, aumento de 50x.

C) Titanitas anédricas e fraturadas associadas a hornblenda e biotita, em contatos ondulados e retilíneos com plagioclásio saussuritizado, com inclusão de titanita, nicóis paralelos, aumento de 50x.

↪ Foliação de fluxo magmático

O hornblenda granodiorito (35/III/2013) é constituído por plagioclásio (40%), K-feldspato (25%), hornblenda (20%), quartzo (10%), biotita (5%) e opacos (tr), com textura fanerítica equigranular média xenomórfica, mirmequítica. Destaca-se as inúmeras microfraturas observadas nos cristais de plagioclásio, k-feldspato e quartzo e a intensa alteração dos feldspatos e hornblenda (figura 7.20).

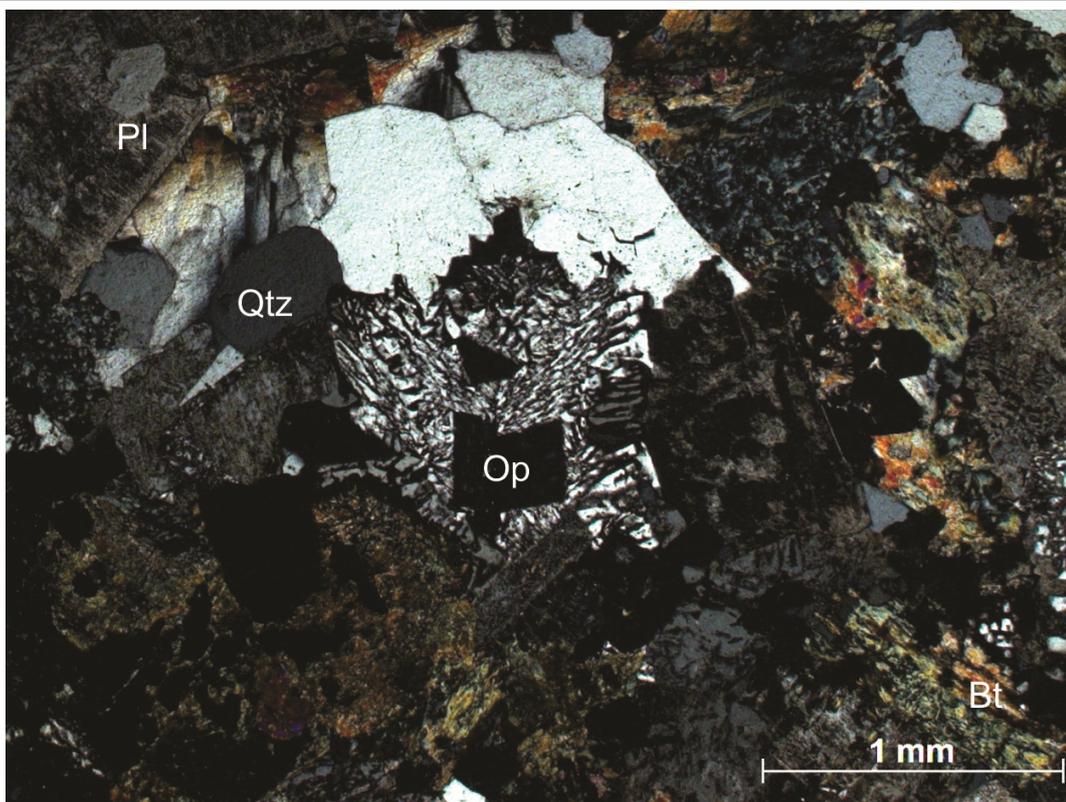


Figura 7.21: Matriz xenomórfica do hornblenda granodiorito, com plagioclásio mirmequítico, em contato serrilhado com quartzo e inclusões de opacos.

Fácies Arrieiros - Cerro Azul

Na área de estudo a *Fácies Arrieiros – Cerro Azul* é composta predominantemente por sienogranitos, com ocorrências frequentes de monzogranitos e mais raras de quartzo-monzonitos. A exemplo da *Fácies São Sebastião*, seus litotipos também ocorrem de forma associada, não sendo possível sua individualização. Foram descritas 6 lâminas desta unidade: três de sienogranitos, duas de monzogranitos e uma de quartzo monzonito.

Os sienogranitos são as rochas mais frequentes dessa unidade, caracterizados por uma textura fanerítica inequigranular porfirítica, composta por fenocristais de K-feldspato e matriz constituída por K-feldspato (30-50%), quartzo (30%), plagioclásio (15-25%), biotita (5-10%) e hornblenda (0-5%), com zircão, titanita e apatita como acessórios (RZM07, RZM08 e RZM25F). O K-feldspato ocorre como fenocristais subédricos, com intercrescimento mirmequítico e moderada saussuritização no centro, e na matriz, com cristais inequidimensionais de granulação média, subédricos e pertíticos, por vezes com intercrescimento gráfico, frequentemente saussuritizados. Os cristais de plagioclásio são anédricos com intensa saussuritização nas bordas e centro dos cristais (figura 7.21D). Os cristais de

quartzo são anédricos e intersticiais, alguns cristais com extinção ondulante (figura 7.21A-C), por vezes com estiramento mineral (figura 7.21D). Os cristais de hornblenda são subédricos, com contatos retilíneos com demais minerais, frequentemente associado a biotita e titanita. A biotita é subédrica com contatos ondulados com hornblenda, frequentemente associada a titanita.

Titanitas são comumente observadas nos sienogranitos, com cristais anédricos quando associada a biotita e hornblenda, e euédricas quando inclusas (figura 7.21B e 7.22D), estas podendo atingir dimensões próximas à 5 mm e porcentagens que, em alguns locais, podem chegar a 5% da composição da rocha, característica considerada como diagnóstica da Fácies Arrieiros-Cerro Azul de Prazeres Filho (2000; 2005).

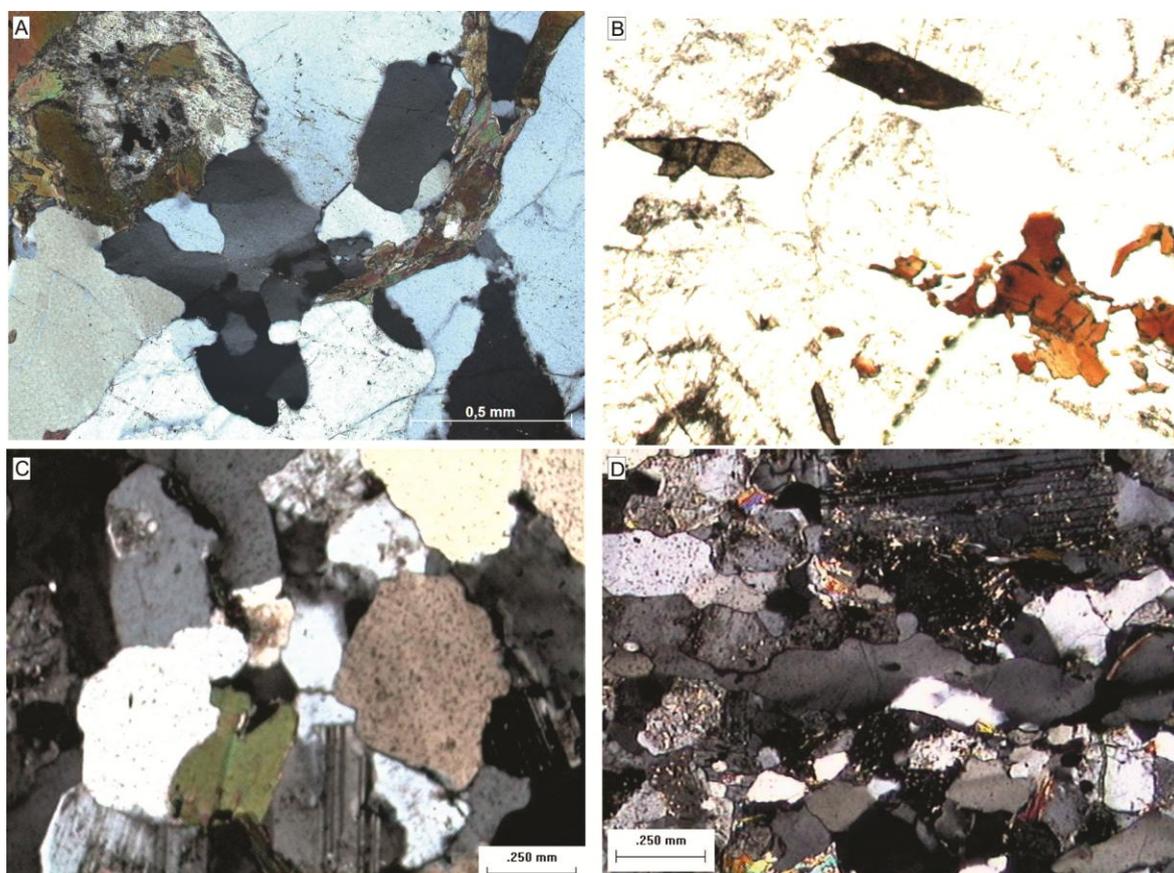


Figura 7.20: Principais características dos sienogranitos da Fácies Arrieiros-Cerro Azul: A) Cristais de quartzo intersticiais, com extinção ondulante, RZM10, aumento de 50x, nicóis cruzados; B) Titanitas euédricas, inclusas em K-feldspato e biotita anédrica, aumento de 50x, nicóis paralelos; C) Cristais de quartzo anédricos e intersticiais, plagioclásios com saussuritização das bordas e contatos ondulados, aumento de 40x, nicóis cruzados, RZM07; D) Aspecto saussuritizado dos plagioclásios e K-feldspatos, e cristais de quartzo estirados e com extinção ondulante, RZM07, aumento de 40x, nicóis cruzados.

Os termos monzograníticos dessa unidade são representados por rochas porfíricas com porcentagens variáveis de biotita e hornblenda, fenocristais de K-feldspato e matriz hipidiomórfica fina a média e estrutura maciça. O plagioclásio está saussuritizado nas bordas dos cristais (figura 7.22B) e a hornblenda, euédrica (figura

7.22C) frequentemente exibe manto de alteração para epidoto. Os cristais de biotita são subédricos, apresentando contatos retilíneos com demais fases da matriz, por vezes serrilhado com K-feldspato. Localmente observam-se cristais de epidoto no contato entre a biotita e a hornblenda. Os cristais de quartzo apresentam localmente extinção ondulante e subgrãos. A exemplo dos sienogranitos, são observados cristais de titanita com dimensões relativamente avantajadas e porcentagens de até 2%, geralmente associada a biotita e a hornblenda (figura 7.22B-D). A titanita também pode ser observada como inclusões em cristais de K-feldspato com forma preferencialmente euédrica. Podem ser observados minerais opacos euédricos (prismáticos e hexagonais) a anédricos (intersticiais), inclusos na biotita e na hornblenda. Como acessórios foram observados cristais de apatita e zircão.

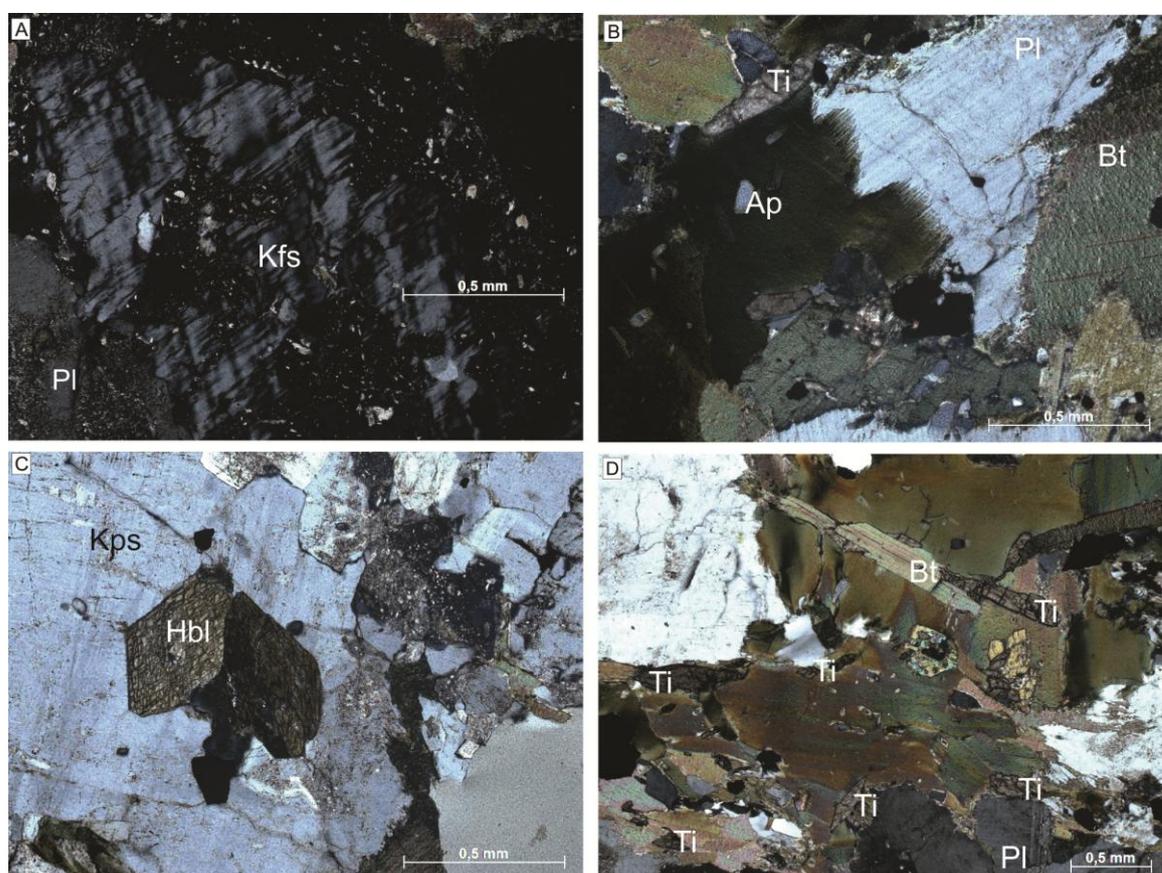


Figura 7.22: A) K-feldspato com saussuritização nas bordas e no centro do cristal, em contato com plagioclásio intensamente saussuritizado, aumento de 100x, nicóis cruzados, RZM34; B) Plagioclásios anédricos em contato serrilhado entre si e com biotita, com inclusão de apatita, aumento de 100x, nicóis cruzados; C) Cristais de hornblenda subédricos, em contato retilíneo com K-feldspato saussuritizado; D) Destaque para grande porcentagem de titanita anédrica, associada a biotita.

Na zona de contato é possível observar feições de assimilação das encaixantes em um contexto controlado pelo tectonismo, com xenólitos com formas estiradas e diferentes dimensões englobados pelo granito, ou mesmo por injeções graníticas rompidas e com aspecto *boudinado* em meio aos metassedimentos. A

lâmina RZM025F foi confeccionada a partir de uma injeção sienogranítica com aspecto *pinch-and-swell* em meio aos metassedimentos, com rompimento paralelo à foliação S_2 (figura 7.23A), onde já na observação de amostra de mão não se observa orientação ou estiramento mineral (figura 7.23B)

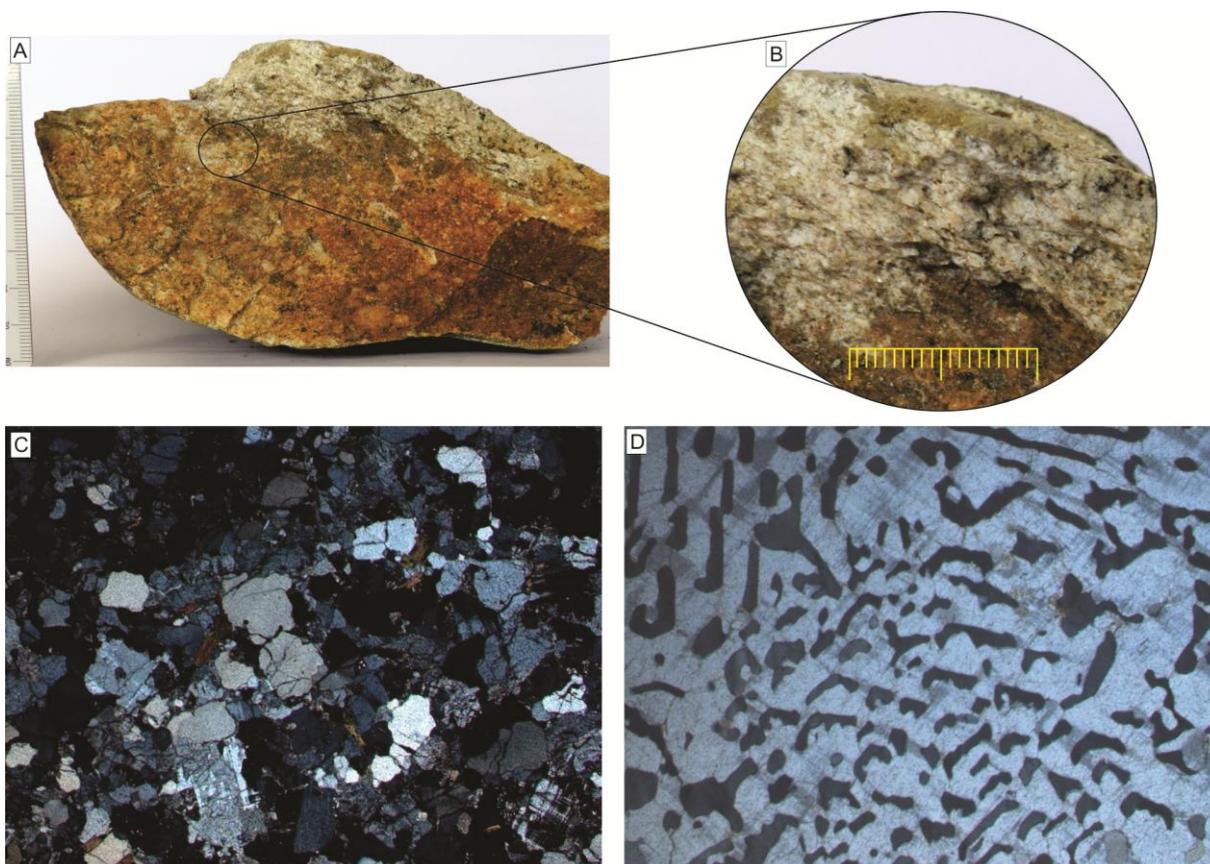


Figura 7.23: A) *Boudin* de composição leucogranítica do afloramento RZM25, concordante com a foliação S_2 , B) detalhe da trama dos cristais do *boudin*, não apresentando orientação mineral; C) Aspecto microscópico da matriz do leucogranito, com cristais xenomórficos, com plagioclásio intensamente saussuritizado, aumento de 25x, nicóis cruzados; D) Intercrescimento gráfico observado em fenocristal de K-feldspato constituinte do leucogranito do *boudin*, aumento de 25x, nicóis cruzados.

Na visualização ao microscópio não foi observado estiramento mineral ou mesmo orientação de minerais, com predomínio de quartzo e feldspatos em composição sienogranítica, com intensa saussuritização do plagioclásio, em uma trama fanerítica média com aspecto xenomórfico e estrutura maciça (figura 7.23C), com fenocristais de K-feldspato esparsos. Os fenocristais são hipidiomórficos, com intercrescimento gráfico (figura 7.23D).

Provavelmente os aspectos petrográficos descritos são reflexo de uma deformação no estado subsólido, sugerindo a contemporaneidade entre a colocação do granito e a geração dos *boudins*.

Algumas composições relativamente diferentes nos granitos podem ser explicadas pelo processos de assimilação (figura 7.24A). No extremo leste da área

(Setor I) pode ser observado um biotita quartzo monzonito (RZM27) com frequentes xenólitos de xisto, com assembleia mineralógica composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e opacos. A textura desta rocha é fanerítica equigranular média, com aspecto xenomórfico predominante.

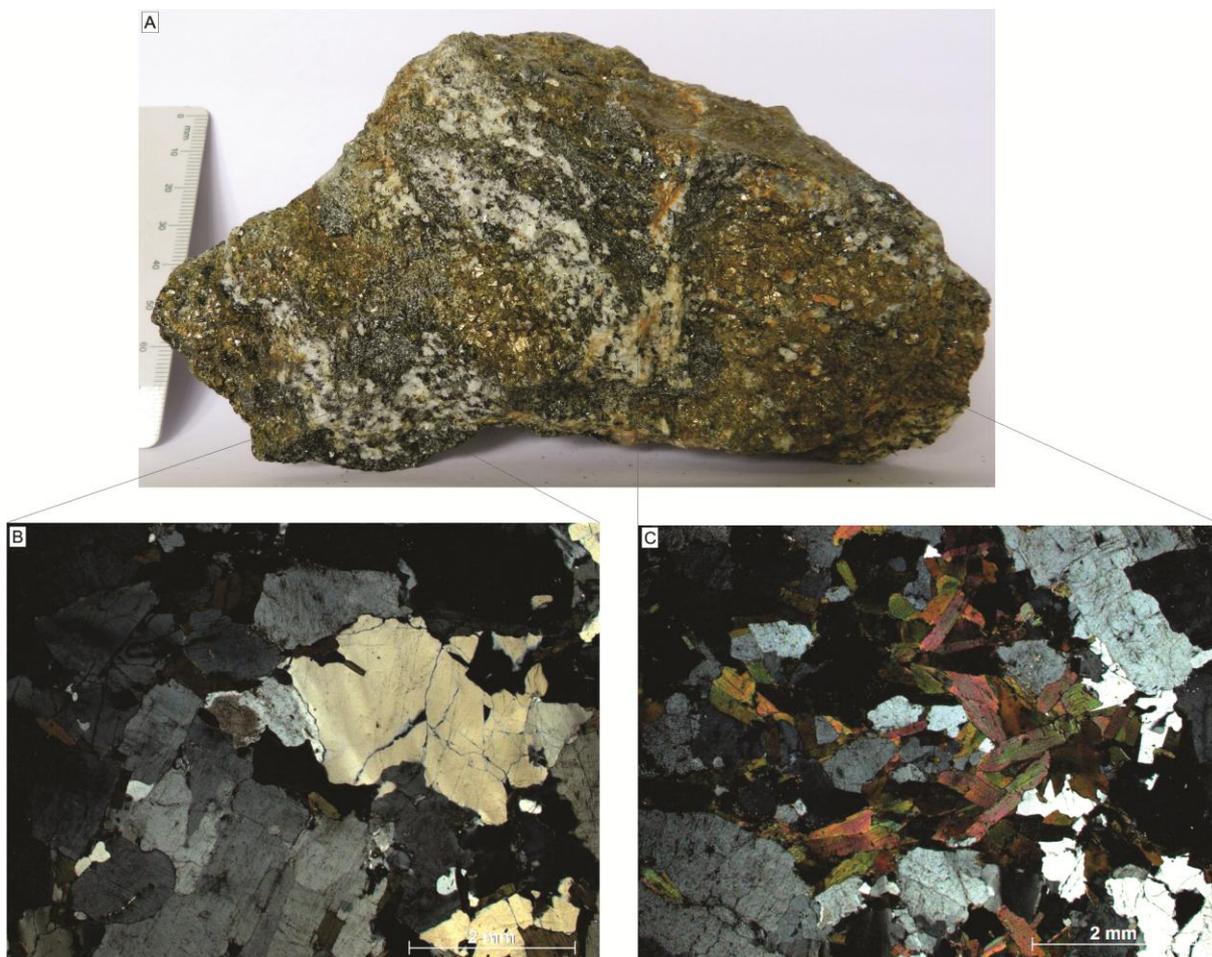


Figura 7.24: A) Amostra de biotita quartzo monzonito, RZM27, com assimilação de xenólitos de biotita xisto encaixante; B) Porção da amostra com menor assimilação da encaixante, representada pela pequena quantidade de biotita na matriz, aumento de 25x, nicóis cruzados; C) porção com significativa assimilação de encaixante pelo quartzo monzonito, com abundância de cristais de biotita, aumento de 25x, nicóis cruzados.

Os cristais de microclínio são anédricos, pontualmente saussuritizados, com intercrescimento mirmequítico, enquanto o plagioclásio é representado por cristais subédricos com intensa saussuritização das bordas. Os cristais de quartzo são anédricos com contatos lobados, forte extinção ondulante, por vezes em xadrez, localmente apresentando subgrãos (figura 7.24A). Os cristais de biotita são subédricos a anédricos (figura 7.24B), de coloração castanho claro com forte pleocroísmo para castanho escuro. Não foram observados acessórios neste litotipo.

Podem ser observadas feições miloníticas nos sienogranitos porfiríticos (RZM07), com feições do tipo quartzo *ribbon* (figura 7.245-B) e biotita *fish*, orientados em planos espaçados milimetricamente e aspecto anastomosado. Nestes locais são

observadas feições de recristalização dinâmica nos fenocristais de K-feldspato, com feições de *bulging* (figura 7.25C) e rotação de subgrão (mais restritas), indicando temperaturas da ordem de 400 até 500°C (Stipp *et al.*, 2002; Passchier e Trouw, 2005). Segundo Stipp *et al.* (2002) os processos de recristalização dinâmica ocorrem associados à temperatura crescente de *bulging* (280-400°C) para rotação de subgrãos (400-500°C). Ressalta-se que feições de estiramento não foram observadas nos feldspatos da matriz, caracterizando uma foliação protomilonítica desenvolvida provavelmente no estado subsólido, ou seja, relacionadas a zonas de cisalhamento *sin*-magmáticas.

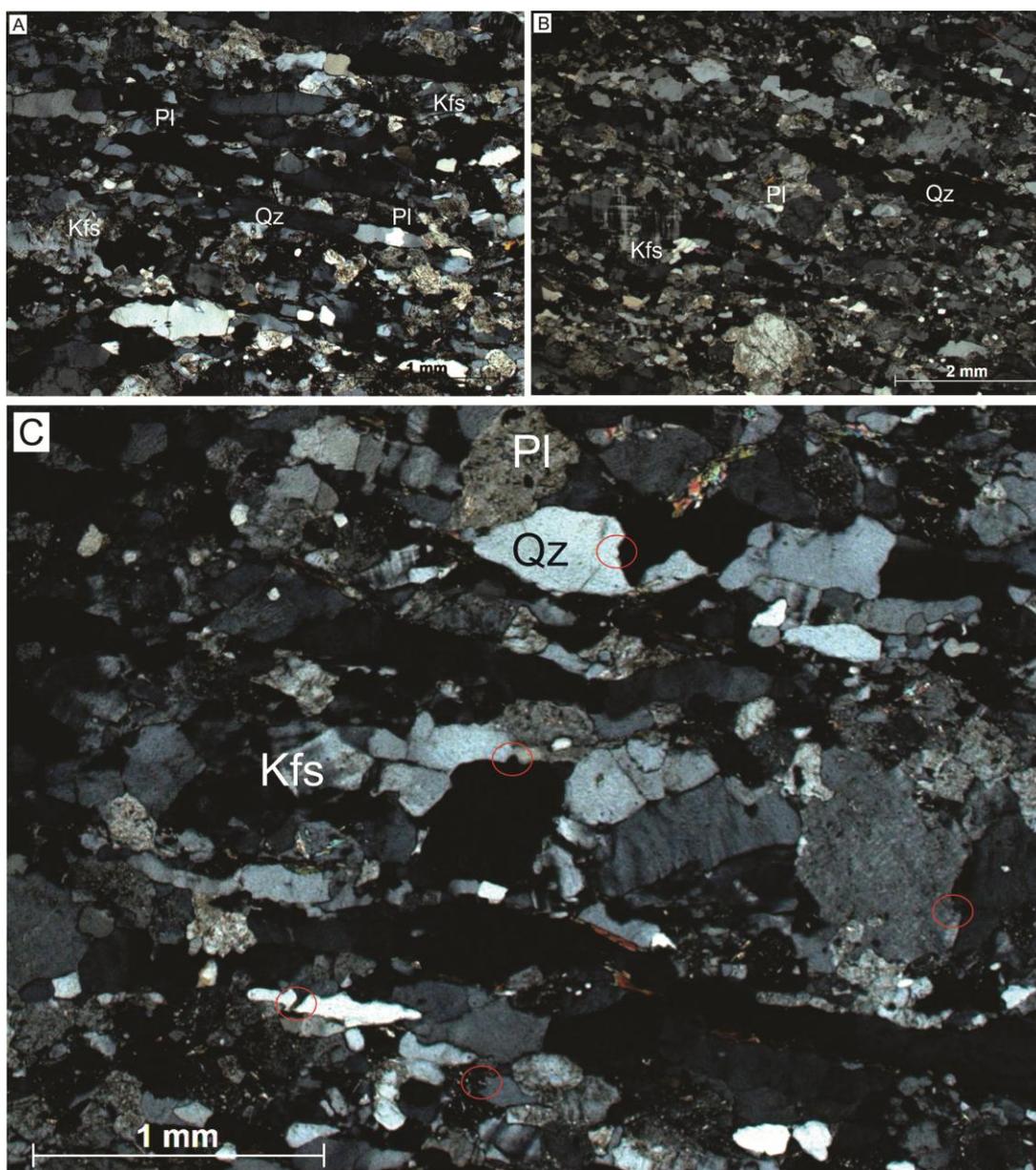


Figura 7.25: A) Estiramento mineral em quartzo, definindo uma foliação protomilonítica, com quartzo *ribbon*. Plagioclásio com intensa saussuritização, aumento de 50x, nicóis cruzados; B) Estiramento mineral, com quartzo *ribbon* e fenocristais de K-feldspato arredondados, com redução da granulação, aumento de 50x, nicóis cruzados; C) Quartzo *ribbons*, com destaque para *bulgings* nos cristais com menor taxa de estiramento, e contatos interdigitados entre diferentes fases minerais, indicando mecanismo de deformação por difusão, característica de elevadas temperaturas, aumento de 50x, nicóis cruzados.

8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O estudo de cinturões metamórficos é uma tarefa complexa devido a diversidade dos condicionantes para o desenvolvimento de paragêneses, que dependem tanto das condições de P-T, quanto das condições intrínsecas dos protólitos. A heterogeneidade composicional e a presença de fluidos podem controlar o desenvolvimento de sequências de cristalização completas, o que pode resultar em paragêneses heterogêneas, estáveis em um campo de equilíbrio dinâmico. A variação composicional observada nas encaixantes, resultante de protólitos pelito-aluminosos, carbonáticos e calciossilicáticos, fornece um contexto interessante para o estudo do metamorfismo, pois possibilita o desenvolvimento de paragêneses diferentes. Esse contexto implica na dificuldade de reconhecimento de texturas *hornfels* nos diferentes metassedimento da área.

Contudo, o maior desafio está em desvendar todas as fontes de temperatura e condições de pressão atuantes na construção de um orógeno, onde as explicações para o desenvolvimento das zonas metamórficas podem estar relacionadas à intrusões ígneas e ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Em orógenos relacionados a subducção a compreensão do gradiente metamórfico depende do entendimento dos mecanismos de colocação das rochas graníticas. Nesse contexto, a identificação do padrão estrutural dos litotipos da área de estudo é de suma importância, sendo este caracterizado por uma xistosidade contínua (S_1) penetrativa, heterogeneamente preservada nos micrólitos da segunda xistosidade (S_2), desenvolvida em um sistema de transposição, associada à faixas miloníticas em zonas de cavalgamento, onde a deformação apresenta heterogeneidades, com geração de ultramilonitos, milonitos e protomilonitos de maneira irregular.

A relação entre os aspectos petrotectônicos dos granitos do CGTC e de suas encaixantes na borda leste, pertencentes a Formação Água Clara, depende também do contexto tectônico a que estão associados, pois apenas dissecar as unidades estudadas não garante o sucesso na reconstrução dos eventos que às colocaram lado a lado. Assim, a modelagem depende de trabalhos prévios com dados geoquímicos e geocronológicos consistentes, que consideram o ambiente de arco-magmático para formação do CGTC. O CGTC é caracterizado como um corpo multi-intrusivo, constituído por rochas plutônicas de tipologia granítica I, classificadas como metaluminosas a peraluminosas, e cálcio-alcalinas de médio a alto K. Os granitos

cálcio-alcálinos de médio K, com idades entre 650-620 Ma sejam remanescentes do magmatismo pós-colisional, sendo os principais representantes do arco magmático. Já os granitos cálcio-alcálinos a alto K, de idades 620-590 Ma representam o magmatismo sin a tardi colisional, gerados em ambiente compressional relacionados à evolução do arco magmático (Prazeres Filho, 2005; Soares e Reis Neto, 1987; Reis Neto 1994; Gimenez Filho *et al.*, 2000). Contudo, a cronologia da colocação dos granitos relacionados à fase de arco-magmático em orógenos supracrustais é até hoje objeto de discussão, pois nem sempre é possível estabelecer com precisão em quantos estágios tectônicos aconteceu a granitogênese, até a colocação final em níveis rasos, configurando o contexto que observamos hoje no Cinturão Ribeira Meridional.

8.1 Magmatismo e Metamorfismo na Borda Leste do CGTC

O estudo do registro metamórfico associado a intrusão do Cinturão Granítico Três Córregos é uma tarefa que pode contribuir para o entendimento do contexto de orógenos e arcos-magmáticos neoproterozóicos. Contudo, faz-se necessária uma atualização dos conceitos da petrologia metamórfica, cunhados em circunstâncias onde a tectônica de placas não era ainda considerada.

O "metamorfismo de contato" representa a ação local da temperatura oriunda de corpos magmáticos sobre as rochas encaixantes do entorno, contudo pode estar associado a deformação (pressão), dependendo da dinâmica da intrusão e de condicionantes externas (Smulikowski *et al.*, 2003), diferente de "metamorfismo termal", onde a elevada temperatura é o fator principal responsável pela reorganização dos cristais (Harker, 1889 *in* Callegari e Pertsev, 2003). Neste contexto, a sobreposição de eventos tectônicos e a modificação dos registros originais pode simplesmente descaracterizar paragêneses associadas a intrusão dos granitos, o que inviabiliza reconhecer com precisão suas condições de pressão e temperatura ao longo de toda zona de influência original. Na área de estudo o desenvolvimento de *hornfels* associados a intrusão do CGTC ocorreu de maneira heterogênea na área de estudo, onde na região do Alto Açungui formou uma aparente auréola típica de *hornfels*, enquanto que no norte da área, região de Volta Grande, a distribuição se fez de maneira descontínua.

As variações no gradiente metamórfico, expressas por paragêneses metamórficas contrastantes na borda leste do Cinturão Granítico Três Córregos, pode ser reflexo de zonas metamórficas pareadas. Estas zonas pareadas podem se desenvolver ao longo dos limites de placas convergentes, onde cada zona consiste de uma faixa com registros contrastantes em relação a outra, formadas e justapostas durante a evolução do orógeno, com variação na temperatura e pressão (Keary *et al.*, 2014; Brown, 2010). As implicações de tais observações, levantam a possibilidade da formação de diferentes zonas metamórficas em diferentes setores da mesma margem de subducção, com variação no gradiente geotérmico controlado por contextos locais.

Foram reconhecidas diferentes fácies metamórficas na área de estudo, com variação nas zonas interpretadas como variações no campo de estabilidade devido à influência do acréscimo de temperatura. As paragêneses permitem classificar as rochas nas Fácies Anfibolito, zonas da Estaurolita e da Silimanita, Fácies Xisto Verde, zonas da Biotita e Almandina. Destaca-se a ocorrência pontual de rochas tipicamente oriundas de metamorfismo de contato (e.g. cristalização aleatória, silicificação, etc.), com indicação de condições compatíveis com a fácies Hornblenda *Hornfels* (RZM21 e RZM08).

O primeiro evento metamórfico M_1 é reconhecido por minerais associados à S_1 , observados apenas em micrólitos da S_2 . As condições de P-T entre S_1 e S_2 são na maioria das vezes semelhantes, sendo possível separar esses dois eventos apenas pelos seus aspectos microtectônicos, tais como relações de corte, crenulações e transposição. Em alguns locais são reconhecidas cianitas parcialmente substituídas, estando estas associadas ao evento M_1 . Isso sugere que durante o primeiro evento ocorreram zonas de alta pressão, possivelmente associadas à zonas de cavalgamento. Contudo, são necessários mais aprofundados com técnicas de alta resolução para melhor caracterização desse evento.

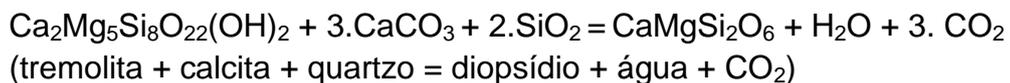
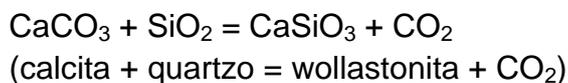
O segundo evento metamórfico, M_2 , é caracterizado por uma grande variação do grau metamórfico na área de estudo, desde fácies Xisto Verde zona da Biotita até pelo menos a fácies Anfibolito superior. Devido a variedade composicional dos protólitos, as zonas metamórficas na área de estudo podem ser caracterizadas por diferentes paragêneses.

Os registros de paragêneses M_2 da fácies anfibolito, zona da estaurolita estão localizados em regiões um pouco mais distantes do contato com os granitos, sendo

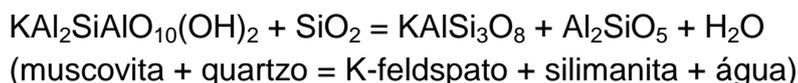
aparentemente controlados pela presença de zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Associada a estas zonas de cisalhamento também são encontradas paragêneses indicativas de fácies Xisto Verde superior, com condições locais de estabilidade da fibrolita. Em alguns locais são observados registros de temperatura relativamente mais elevada encontrada na área de estudo, se comparada ao contexto metamórfico do Terreno Apiaí. São observadas paragêneses compatíveis com a zona da Silimanita, o que pode ser explicado pela sobreposição, ao menos parcial, entre os eventos de instalação do CGTC e do desenvolvimento das zonas de cisalhamento.

Nas rochas calciossilicáticas são observadas paragêneses com diopsídio ± biotita ± zoisita, que sugerem condições de P-T semelhantes à fácies Anfibolito zona da Silimanita. Estas paragêneses reforçam a hipótese de um importante evento termal associado ao desenvolvimento de M₂ na área de estudo.

A formação do diopsídio em rochas carbonáticas e calciossilicáticas está relacionada à uma reação de descarbonatação e desidratação, em condições de temperatura compatíveis com a fácies Anfibolito superior. Nas regiões onde ocorrem a wollastonita as temperaturas são ainda maiores, atingindo a fácies Granofels:



Também nas rochas pelito-aluminosas são reconhecidas paragêneses sugestivas de reação de desidratação em metapelitos, onde a formação da silimanita estaria associada à reação da muscovita com o quartzo, com perda de água:



Assim, assume-se a hipótese da participação da intrusão do CGTC na geração dessas paragêneses, fornecendo temperatura para essas reações de descarbonatação e desidratação.

A caracterização temporal do desenvolvimento de porfiroblastos de paragêneses de temperatura elevada como desenvolvidos em caráter inter-

tectônico, ou seja, de crescimento posterior ao desenvolvimento da foliação S_1 e anterior à foliação S_2 , reforça a hipótese de que o primeiro estágio na busca pela abertura de espaço para acomodação e instalação dos granitos está relacionado aos eventos de tectônica de baixo ângulo registrados na área de estudo.

Arcos magmáticos possibilitam a transmissão de calor em uma taxa relativamente elevada em níveis crustais rasos, produzindo condições metamórficas de alta temperatura e baixa pressão. Estudos realizados em arcos magmáticos, tanto antigos quanto modernos, demonstram que a convecção de calor provido pelo magmatismo é suficiente para produzir cinturões metamórficos de baixa pressão (*low pressure metamorphism* – LPM) em áreas extensas (Brown, 2009; Hanson, 1995; DeYoreo *et al.*, 1991).

Os modelos numéricos produzidos por Barton e Hanson (1989) indicam que a coalescência de auréolas térmicas a partir de várias intrusões félsicas pode produzir zonas metamórficas de baixa pressão em escala regional, onde a abundância de intrusões excede a 50% das unidades litosféricas observadas em um cinturão colisional. Em ambientes de arco magmático podem ser observados gradientes térmicos, onde temperaturas de alta magnitude não se distribuem de forma generalizada. Modelos que avaliam taxas *emplacement* e o gradiente de temperatura em cinturões colisionais sugerem que as temperaturas que estão perto de máximos metamórficos ocorrem por apenas uma pequena fração de tempo, devido ao resfriamento rápido das estruturas plutônicas, quando instaladas na litosfera rasa. Avaliando o grande volume de granitos gerados durante a evolução do arco magmático Três Córregos, que apresentam uma história de colocação complexa, compartimentada em diversos estágios, como proposto por Prazeres Filho (2005), pode-se inferir o desenvolvimento de tal condição de baixa pressão em escala regional associada a história de colocação do cinturão.

Cinturões metamórficos de baixa pressão, sinônimos de cinturões de xistos verdes, podem se desenvolver sob a influência térmica das frequentes intrusões graníticas em um ambiente de arco magmático, enquanto a maior parte da crosta permanece consideravelmente mais fria. O pico de temperatura dependerá em grande parte da proximidade da intrusão, sua taxa de colocação, ou outras fontes de calor (e.g. zonas de cisalhamento), que poderão afetar principalmente a magnitude e distribuição do metamorfismo. Neste contexto, intrusões sequenciais podem produzir eventos de grau mais elevado relativamente breves, em meio à vários milhões de

anos de condições metamórficas de baixo grau. Isto pode fornecer um mecanismo para geração de texturas hornfels sobrepostas por texturas xistosas, formadas durante o mesmo evento, como observado na região do Alto Açungui (e.g. afloramentos RZM11, RZM12), onde são observadas muscovitas bem cristalizadas, sem orientação preferencial, deformadas pela foliação S_2 , ou na região do rio dos Monos (e.g. afloramento RZM20, RZM21).

Logo, o desenvolvimento de cinturões metamórficos regionais/dinamotermiais em ambiente de arco depende das fontes de calor relacionadas a corpos plutônicos rasos, e da taxa de colocação desses granitos na sequência de espessamento crustal, onde o desenvolvimento de paragêneses de maior grau metamórfico está condicionado aos mecanismos de *emplacement* dos granitos.

8.2 Modelo de Colocação da Borda Leste do CGTC

A história evolutiva da colocação dos corpos graníticos da borda leste do CGTC, inserida no contexto de fechamento de uma bacia com granitogênese em ambiente de arco magmático, é expressa através de sucessivos estágios intrusivos em meios aos metassedimentos da Formação Água Clara, onde estes apresentam um arranjo estrutural caracterizado por estruturas de orientação NE, com uma xistosidade contínua (S_1) desenvolvida em tectônica de baixo ângulo (figura 8.1A). O primeiro estágio de instalação é registrado com os monzogranitos porfíricos da fácies Arrieiros-Cerro Azul, marcado pela geometria do contato com as encaixantes concordante com o padrão estrutural dos metassedimentos (figura 8.1B). Nesse contexto, com a evolução da construção do orógeno, desenvolveram-se zonas de cavalgamento expressivas, com vergência para SE (figura 8.1C). À essa fase está associado o desenvolvimento da foliação S_2 , caracterizada pelo sistema de transposição parcial a total da foliação S_1 , apresentando caráter milonítico local.

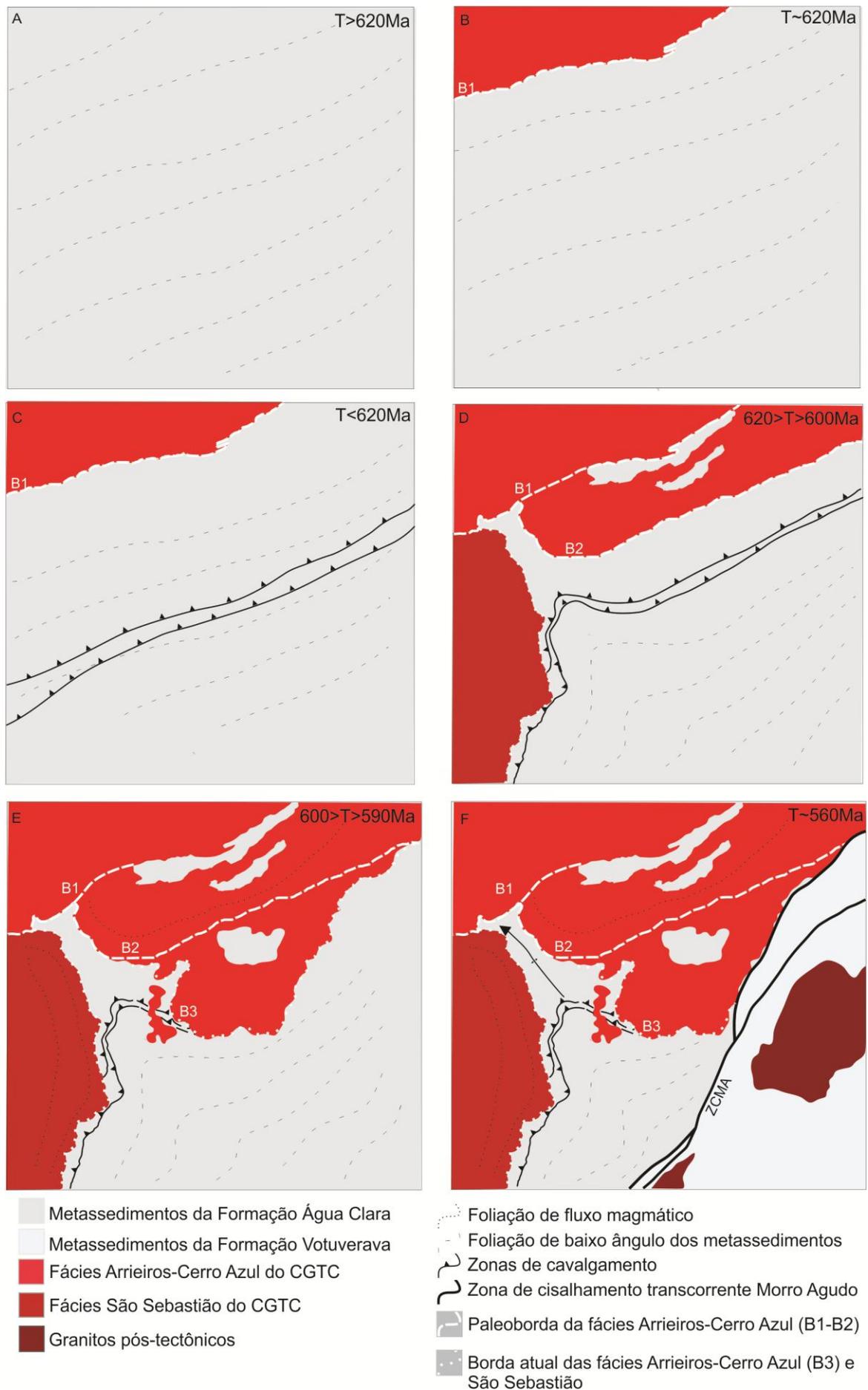


Figura 8.1: Modelo de evolução da colocação multi-intrusiva das fácies Arrieiros-Cerro Azul e São Sebastião do Cinturão Granítico Três Córregos. A) Arranjo estrutural da Formação Água Clara antes da intrusão; B) estágios

iniciais da colocação da fácies Arrieiros-Cerro Azul, concordante com o padrão estrutural das encaixantes; C) Desenvolvimento das zonas de cavalgamento, com vergência para SE; D) Novo pulso magmático, com novo estágio de colocação da fácies Arrieiro-Cerro Azul, configurando uma paleoborda B₁, e a estruturação das lascas de metassedimentos em meio aos granitos, considerada como penecontemporânea à colocação da fácies São Sebastião. A instalação de tais corpos resulta no encurtamento dos metassedimentos localizados entre eles, com geração do dobramento com eixo NW observado no Setor II; E) Estágios finais da colocação da fácies Arrieiros-Cerro Azul, com fraca atuação de condicionante tectônica, ressaltada pelo formato ova do corpo de metassedimento (*roof pendant*); F) Desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Morro Agudo.

A dobra de eixo NW, observada na região dos rios dos Monos, tem sua origem relacionado a uma variação local na tensão, relacionada à busca de abertura de espaço durante a colocação dos monzogranitos porfíricos da fácies São Sebastião. A instalações dessas rochas é penecontemporânea a novo pulso magmático da fácies Arrieiros-Cerro Azul, assim, esses corpos atuam como anteparo, resultando no encurtamento da faixa metassedimentar existente entre elas, afetando os cavalgamento da fase anterior (figura 8.1D). Nessa região, a foliação magmática de fluxo observada nas duas fácies graníticas apresentam valores de mergulho elevado (~70°), concordante com os contatos entre as rochas graníticas e suas encaixantes, bem como com arranjo estrutural característico dos metassedimentos nesse setor.

Os corpos alongados de metassedimentos, com direção NE, observados no Setor I, não são considerados como restos de teto pendentes (*roof pendant*) englobados e desorientados durante a evolução do crescimento da câmara magmática, devido ao forte controle estrutural observado nos metassedimentos, concordante com o arranjo estrutural observado nas encaixantes localizadas fora do contexto das lascas. Estes corpos frequentemente apresentam espessas intercalações com ejeções e corpos graníticos tabulares, sugerindo que esses corpos foram desconectados por ação tectônica durante a ascensão magmática, aprisionados entre a paleobordas B₁ e B₂ da fácies Arrieiros-Cerro Azul (figura 8.1D)

A última fase de colocação da fácies Arrieiros-Cerro Azul observada na área de estudo acaba por obliterar parcialmente os registros das zonas de cavalgamento ao sul do Setor I. O padrão da foliação magmática desenvolvida nessa porção apresenta correlação com o arranjo estrutural dos metassedimentos, porém, o corpo de metassedimento englobado pelo granito não apresenta forte controle estrutural, evidenciado pela sua geometria arredondada, sem orientação concordante com o arranjo NE característico da área de estudo (figura 8.1E), caracterizado assim como *roof pendant*. A evolução da colocação da fácies Arrieiros-Cerro Azul é marcada pelo desenvolvimento de novas bordas à medida que novos pulsos magmáticos se

instalam, configurando um padrão de paleobordas graníticas (figura 8.1B, D, E), com migração para SE.

O desenvolvimento da ZCMA foi o último evento expressivo registrado na área de estudo (figura 8.1F), caracterizando os escapes laterais das fases finais da evolução de um orógeno, seguido pela reativação em regime rúptil, onde se desenvolveram zonas cataclásticas e brechas de falhas. Planos de falha com estrias e *steps* indicam movimentação sinistral para essa fase.

9. CONCLUSÃO

O conhecimento sobre os aspectos litogeoquímicos e geocronológicos do Cinturão Granítico Três Córregos apresenta vasta contribuição de diversos autores (e.g. Gimenez Filho, 1995; Gimenez Filho *et al.*, 2000; Prazeres Filho, 2000-2005; Reis Neto, 1994). Sob o ponto de vista estrutural foram realizadas análises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) por Salazar (2013), focando nos granitos da porção leste do CGTC, nas regiões de Capão Bonito e Ribeirão Branco, onde, segundo o autor, o arranjo estrutural das fácies graníticas Ribeirão Branco, Barra do Chapéu e Saival, com foliações concêntricas, indica que a abertura de espaço para instalação desses corpos graníticos ocorreu durante fase de deformação transtensiva, com idade de 600Ma.

Nesse contexto, essa dissertação corrobora com a evolução multi-intrusiva e complexa do Cinturão Granítico Três Córregos, proposta por Prazeres Filho (2000,2005), porém, faltam ainda dados referentes às interações entre as fácies do cinturão, e como é o registro dessa variação na condicionante tectônica responsável pela geração de espaço para sua colocação.

No âmbito da análise estrutural algumas ponderações merecem destaque: a região apresenta significativa quantidade de afloramentos, muitos com elevado grau de intemperismo, mas ainda assim permitem uma clara identificação das estruturas deformacionais. Contudo, provavelmente associada às condições climáticas e ao grau de intemperismo atuante na região, há uma descontinuidade lateral entre os afloramentos, dificultando uma melhor compreensão em campo da geometria e disposição geral das estruturas.

A análise petrográfica permitiu reconhecer paragêneses caracterizadas por minerais pouco descritos no contexto da Formação Água Clara, as quais indicam um grau metamórfico mais elevado em relação aos eventos reconhecidos no âmbito do Terreno Apiaí. A conexão dos dados petrográficos e tectônicos permitiu estabelecer correlações entre os eventos de cristalização

com as fases de deformação do orógeno, onde o desenvolvimento das fases M_1 e M_2 pode estar relacionado a um evento metamórfico progressivo, associado às primeiras fases de deformação do Terreno Apiaí. Vale a pena ressaltar que a Formação Água Clara é uma unidade justaposta ao arco magnético Três Córregos em sua borda leste, onde não são reconhecidas falhas transcorrestes nas zonas de contato. Contudo, são necessários estudos mais aprofundados da fase M_1 , presente apenas em micrólitos e com difícil reconhecimento de assembleias completas. Também a associação de zonas com alta temperatura, onde é reconhecida a presença de wollastonita, precisam de uma melhor caracterização, uma vez que não foram observadas assembleias completas que assegurem o posicionamento na fácies Granofels. Para tanto, são necessários novos estudos petrográficos prevendo análises de MEV-WDS e microsonda eletrônica, afim de realizar uma modelagem mais precisa sobre as condições de pressão e de temperatura.

Para a finalização do estudo, como indicado na proposta inicial do projeto de pesquisa, e orientar novas discussões e confirmar hipóteses levantadas nessa dissertação, seria necessária a complementação das análises petrotectônicas com os dados geocronologia, com datações pelo método Ar-Ar, que devido a imprevisto técnico, não pode ser realizada. Foram concentradas biotitas de 3 amostras da região de Volta Grande, no setor III, sendo uma de hornblenda biotita monzogranito porfirítico da fácies Arrieiros-Cerro Azul (RZM34), uma de amostra composta por leucogranito sienogranítico com assimilação de biotita xisto encaixante (RZM27) e por fim, de hornblenda-muscovita-quartzo-biotita xisto, da unidade "*Granada-muscovita xisto*". A análise dos dados geocronológicos será incluída na confecção de artigo com as discussões levantadas nessa pesquisa.

Destaca-se ainda a importância econômica de depósitos associados a granitos em ambientes de arco magmático. Na região de estudo são observadas intrusões em rochas carbonáticas e calciossilicáticas cujo contexto metamórfico/metassomático pode gerar depósitos do tipo *skarn*. São observadas ocorrências minerais na área de estudo, com destaque para mineralização de cobre na região do Alto Açungui, assumida como depósito de cobre pórfiro associado à zona apical do granito. Na região de Volta Grande

são reconhecidas depósitos de fluorita associados à intrusões de leucogranitos em rochas carbonáticas, no contexto da borda do CGTC. Assim, estudos básicos sobre a dinâmica de colocação das diferentes fácies graníticas pode ter reflexo nos modelos e no direcionamento de estudos de prospecção no âmbito da borda leste do CGTC.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Bras. de Geoc.*, **22**(2):216-221.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Kaufuss, G.A; Cordeiro, H.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L. F.; Prazeres Filho, H. J.; Passarelli, C. R.; Harara, O.M.; Reis Neto, J. M. 2003. Geochronology and Isotope Geology of Votuverava and Perai Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. *In: SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Atas, p. 501-504.
- Bigarella, J. J.; Salamuni, R. 1958. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: a Formação Votuverava. *Bol. Inst. Hist. Nat.*, **2**:1-6.
- Brown, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. *In: Cawood, P.A., Kröner, A. (Eds), Accretionary Orogens in Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications **318**: 37–74.
- Brown, M. 2010. Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana Research*, **18**:46-59.
- Campanha, G. A. C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. Tese de doutorado, Instit. de Geoc. - USP, São Paulo, 296p.
- Campanha, G. A. C. 2002. *O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira*. Tese de Livre Docência em Mineralogia e Geotectônica, Instit. de Geoc. – USP, 135p.
- Campanha, G. A. C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S. L. V.; Pires, F. A.; Dantas, A. S. L.; Teixeira, A. L.; Dehira, L. K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Anais*, **2**:1058-1073
- Campanha, G. A. C.; Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apirai Domain). *Precambrian Research*, **98**:31-51.
- Carvalho, A.H.; Huckembeck, A.; Barão, L.M. 2014. Relatório interno da Disciplina de Relatório de Graduação, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 139p.
- Castro, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *International Journal of Earth Sciences*, **76**(1):101-124.
- Castro, L.G.; Ferreira, F.J.F.; Cury, L.F.; Fiori, A.P.; Soares, P.C.; Lopes, A.P.; Oliveira, M.J. 2014. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. *Geol. USP, Série Cient.*, São Paulo, **14**(4):3-18.
- Clemens, J.D. 2005. Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspectives on some old problems. *Proceedings of the Geologists' Association*, **116**(1):9-16.
- Clemens, J.D.; Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**:339-360.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM.1977. *Projeto Leste do Paraná - mapa geológico da folhas Cêrro Azul*. Curitiba: Convênio CPRM/DNPM/UFPR/BADEP. Mapa, color., Escala: 1:100.000.

- COREL CORPORATION. 2010. Corel Draw Graphics Suite X5 version 15.0. Mountain View, CA, 2010, 1 DVD-Rom.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). 2011. Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (PR,SC,SP). Comunicado sobre a disponibilização de dados digitais aerogeofísicos (Magnetometria e Gamaespectrometria). Brasília, Ministério de Minas e Energia.
- Cury, L. F.; Siga Jr, O.; Harara, O. M. M.; Prazeres Filho, H. J.; Basei, M. A. S. 2008. Aspectos tectônicos das intrusões dos granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, sudeste do Pré-Cambriano paranaense. Estudo baseado em datações ^{39}Ar - ^{40}Ar em micas. *Rev. do Inst. de Geoc. – USP*, **8**(1):87-104.
- Denchuk, C. 2014. *Trabalho individual sobre a caracterização litogeoquímica e petrográfica dos anfíbolita Formação Perau, Adrianópolis - PR*. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 26p.
- De Yoreo, J.J.; Lux, D.R.; Guidotti, C.V. 1991. Thermal modeling in low-pressure-high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, **188**:209-238.
- Dias, M.V.F.; Salazar Jr., O. 1987. Geologia da Sequência Antinha - Grupo Açungui, PR. *In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 3, Atas, p. 263-279.
- D’Lemos, R.S.; Brown, M.; Strachan, R.A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a tranpressional orógeno. *Journal of the Geological Society*, **149**:487-490.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM). 1985. *Manual técnico de geologia*. Brasília, Ministério de Minas e Energia, 354p.
- Dressel, B.C. 2013. *Relações de colocação, deformação e tipologia dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, Leste do Paraná*. Dissertação de Mestrado, UFPR, Curitiba, 130p.
- ESRI CORPORATION. 2009. ArcGis version 9.3.1. Redlands, CA, 2009. 1 DVD-Rom.
- Faleiros, F. M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese de doutorado, Instituto de Geoc., USP, São Paulo, 306p.
- Faleiros, F. M.; Campanha, G. A. C.; Bello, R. M. S.; Fuzikawa, K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: na example from the Ribeira shear zone, southeastern Brazil. *Tectonophysics*, **438**:1-32.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Bello, R.M.S.; Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, **485**:193-214.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Martins, L.; Vlach, S.R.F.; Vasconcelos, P. M. 2011a. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **189**:263-291.
- Faleiros, F. M.; Ferrari, V. C.; Costa, V. S.; Campanha, G. A. C. 2011b. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retroarco calimiana. *Rev. do Inst. de Geoc. – USP*, **11**(2):135-155.
- Faleiros, F.M.; Morais, S.M.; Costa, V.S. 2012. *Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000*. São Paulo, CPRM, 107p.
- Fassbinder, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207p.

- Ferré, E.; Gleizes, G.; Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, **114**:199-219.
- Fiori, A. P. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. *Bol. do Instit. de Geoc. – USP*, **23**:55-74.
- Fiori, A. P. 1992. O Grupo Açungui a norte de Curitiba. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **37**, *Anais*, p. 279-280.
- Fiori, A. P.; Fassbinder, E.; Gois, J. R.; Fumagalli, C.E. 1987. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. *In*: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, **3**, *Atas*, p. 134-136.
- Florisbal, L.M.; Bitencourt, M.F.; Janasi, V.A.; Nardi, L.V.S.; Heaman, L.M. 2012. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent in post-collisional setting: Whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil. *Lithos*, **153**:53-71.
- Fritzsons Jr, O.; Piekarz, G. F.; Falcade, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, **3**:987-1001.
- Fuck, R.A.; Trein, E.; Marini, O.J. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Bol. Par. de Geoc.*, Curitiba, **23/25**:183-219.
- Gimenez Filho, A. 1993. *Evolução do Complexo Granítico Três Córregos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133p.
- Gimenez Filho, A.; Janasi, V.A.; Campanha, G.A.C.; Teixeira, W.; Trevizoli Jr., L.E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the Três Córregos Batolith Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):45-50.
- Gimenez Filho, A.; Teixeira, W.; Figueiredo, M.C.H.; Trevizoli Jr., L.E. 1995. Geologia, Petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2):92-106.
- Guimarães, G.B. 2000. *As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 218p.
- Harker, A. 1889. Notes on the physics of metamorphism. *Geol. Mag. Decade III*, **6**: 15-20. *In*: Callegari E.; Pertsev, N.N. 2003. Contact Metamorphic Rocks. *In*: *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary Terms*. Fettes, D.; Desmonds, J. (eds), 2011. New York, Cambridge University Press, 243p
- Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Mantiqueira. *In*: Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Bartorelli, A. (eds.) *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900p.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **125**: 87-112.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. 2004. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 611p.
- Heilbron, M.; Valeriano C. M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida J.C.H.; Tupinambá M; Siga Jr. O. & Trouw, R.J.A. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *In*: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J., Brito Neves; B.B., de Wit M.J. (Eds). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. *The Geological Society of London*. London, **294**, 211-237.

- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **79**:245-255.
- Hutton, D.H.W. 1996. The "space problem" in the emplacement of granite. *Episodes*, **19**(4):114-119.
- Jacques, J.M.; Reavy, R.J. 1994. Caledonian plutonism and major lineaments in the SW Scottish Highlands. *Journ. Geol. Soc. London*. **151**:995-970.
- Janasi, V.A.; Leite, R.J.; Van Schmus W.R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (W of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**(4):363-376.
- Kearey, P.; Klepeis, K.A.; Vine, F.J. 2009. Global tectonics. 3rd ed. Oxford, J. Wiley & Sons, 482 p.
- Kops, P.T. & Ebert, H.D. 1993. Aspectos geológicos das Formações Antinha, Votuverava e Água Clara na Região de Voturuvo dos Cláudios, Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. *Atas*, **5**:3-4.
- Marini, O. J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul*. Tese de doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Rio Claro, 190p.
- Marini, O. J.; Trein, E.; Fuck, R. A. 1967. O Grupo Açungui no estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências, Série Especial*, **23**:43-104.
- Neves, S. P.; 2012. *Granitos Orogênicos: da geração do magma à intrusão e deformação*. Rio de Janeiro, Synergia, 147p.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journ. of Petrology*, **33**(4):891-915.
- Paterson, S.R.&Fowler Jr. T.K. 1993. Re-examining plúton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, **15**(2):191-206.
- Paterson, S.R.; Fowler Jr. T.K.; Schmidt, K.L.; Yoshinobu, A.; Yuan, E.S.; Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **44**(1-2):53-82.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**(3):349-363.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J. 2005. Microtectonics. Berlin, Springer Verlag, 366p.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrol.*, **25**(4): 956-983.
- Petford, N.; Cruden, A.R.; McCaffrey, K.J.W.; Vigneresse, J.L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**: 669-673.
- Petri, S.; Suguio, K. 1969. *Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do estado de São Paulo*. USP/DAEE, São Paulo, 109p.
- Pitcher, W.S. 1982. Granite Type and Tectonic Environment. In: Hsü, K.J. (ed).1982. *Mountain Building Processes*. London. Academic Press, 19-40.
- Pontes, J. B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: SBG, Congr. Bras. de Geol., Salvador, *Anais*, **3**:1002-1016.

- Prazeres Filho, H. J. 2000. *Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 180p.
- Prazeres Filho, H. J. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007p.
- Prazeres Filho, H.J.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.P. 2006. The role of zircon internal structures in the U-Pb ages of Cunhaporanga and Três Córregos batholiths, Apiaí Domain (Ribeira Belt) – Southern Brazil. *In: SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, 5, Atas*, p. 29-33.
- Prazeres Filho, H.J.; Harara, O.M.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Siga Jr, O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, estado do Paraná. *Rev. do Instit. de Geoc. – USP*, **3**:51-70.
- Prazeres Filho, H.; Guimarães, G.; Basei, M.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M.; Campanha, G.; Sallun Filho, W. 1998. Mapa geológico 1:50.000 da porção centro-sul da Faixa Itaiacoca – PR. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Anais*, p36.
- Reis Neto, J. M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 253p.
- Salamuni, E.; Fiori, A. P.; Wernick, E. 1992. Evolução tectônica e estruturação do Núcleo Betara, arredores de Curitiba, PR. *In: SBG, Congr. Bras. de Geol, São Paulo, Bol. de Res. Expandidos*, p. 280-281.
- Salazar, C.A.; Archanjo, C.J.; Rodrigues, S.W.O.; Hollanda, M.H.B.M; Liu, D. 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, **102**:1563-1581.
- Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **133**: 29-61.
- Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Prazeres Filho, H.J.; Cury, L.F.; Weber, W.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M. 2003. U-Pb (Zircon) Ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. *Geologia USP- Série Científica*, São Paulo, **3**:39-49.
- Siga Jr., O. 2010. Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: Implicações Tectônicas. Tese de Livre Docência em Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 89p.
- Siga Junior, O.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C. R.; Sato, K.; Prazeres Filho, H.J.; Cury, L.F.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M.; Basei, G.B. 2006. Geochronology of the Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Tectonic implications. *In: SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, 5, Atas*, p. 186-189.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Cury, L.F.; Sato, K.; Passarelli, C.R. 2008. U-Pb Geochronology of Mesoproterozoic and Neoproterozoic Sequences of Southern Apiaí Fold Belt, Paraná State - South Brazil. *In: SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, 6, Atas*, p. 1-4.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Sato, K.; Cury, L.F. 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, **15**:197-208

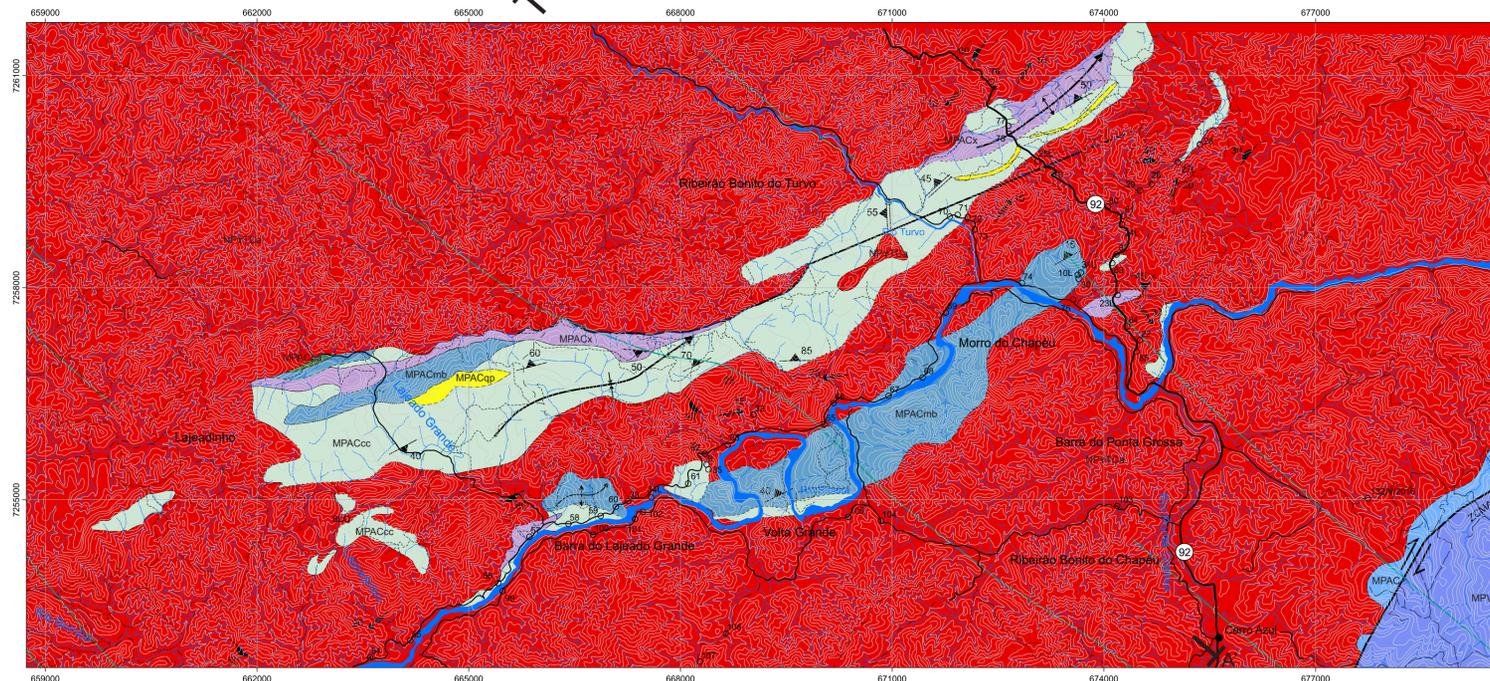
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Passarelli, C.R.; Nutman, A.; McReath, I.; Prazeres Filho, H.J. 2011. Calimmyan (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southwestern Brazil: zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Jour. of South American Earth Scien.*, **32**:301-308.
- Siga Jr., O.; Gomes, C.B.; Sato, K.; Passarelli, C. R. 2007. O Maciço Alcalino de Tunas, PR: Novos Dados Geocronológicos. *Rev. do Instit. de Geoc. – USP*, **7**(2):71-80.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M.; Machiavelli, A.; Harara, O.M.M. 1995. O Complexo Atuba: um Cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Geologia USP-Série Científica*, São Paulo, **26**:69-98.
- Silva, A.T.S.F.; Algarte, J.P. 1981. Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira, relatório final de integração geológica. São Paulo, convênio DNPM/CPRM, 15v.
- Smulikowski, W.; Desmond, J.; Fettes, D.J.; Harte, B.; Sassi, F.P.; Schmid, R. 2003. Types, grade and facies of metamorphism. In: *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary Terms*. Fettes, D.; Desmonds, J. (eds), 2011. New York, Cambridge University Press, 243p.
- Soares, P.C.; Reis Neto, J.M. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia , 3, Atas, p. 147-165.
- Stevenson, C. 2009. The relationship between forceful and passive emplacement: The interplay between tectonic strain and magma supply in the Rosses Granitic Complex, NW Ireland. *Journal of Structural Geology*, **31**:270-287.
- Stipp, M.; Stunitz, H.; Heilbronner, R.; Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**:1861-1884.
- Schöll, W. U.; Silva, A. C. G. A.; Monastier, M. S. 1982. A Formação Setuva do Pré-Cambriano do estado do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, **1**:55-63.
- Trein, E.; Reis Neto, J.M.; Biondi, J.C.; Monastier, M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, **1**:169-185.
- Vernon, R.H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Visual Geosciences*, **5**(2):1-23.
- Vernon, R.H.; Paterson, S.R. 1993. The Andara Pluton Ireland: deflating an expanded intrusion. *Lithos*, **31**:17-32.
- Vigneresse, J.L. 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, **249**:187-202.
- Vigneresse, J.L. & Clemens, J.D. 2000. Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society*, **174**:1-19.
- Yennes, M.; Alvarez, F.; Gutierrez-Alonso, G. 1999. Granite emplacement in orogenic compressional conditions: the La Alberca-Béjar granitic area (Spanish Central System, Variscan Iberian Belt). *Journal of Structural Geology*, **21**:1419-1440.
- Weber, W.; Siga Jr. O.; Sato, K.; Reis Neto, J. M.; Basei, M. A.; Nutman, A. P. 2004. A formação Água Clara na região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de uma bacia mesoproterozóica. *Rev. do Instit. de Geoc. – USP*, **4**:101-110.

ANEXO I

ANEXO II

ANEXO III

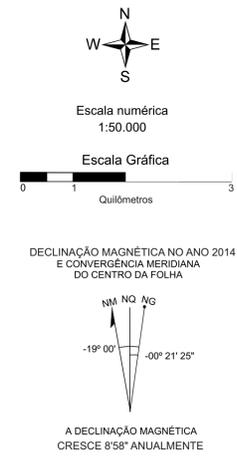
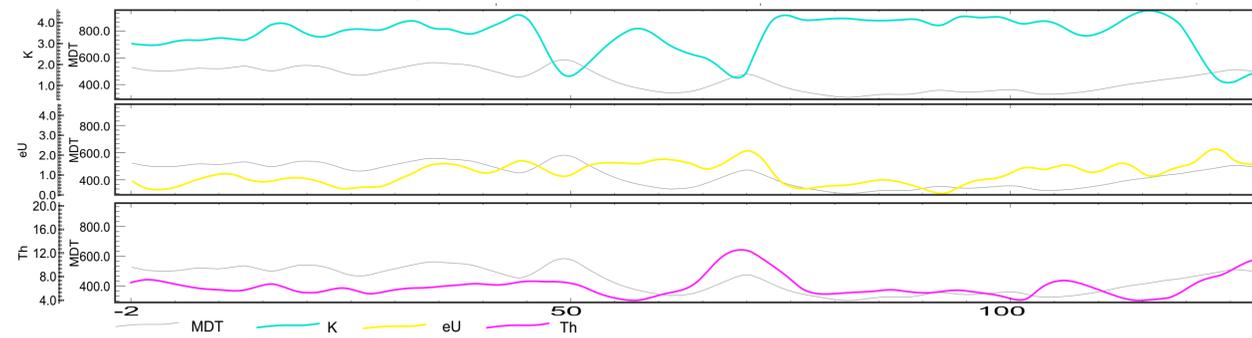
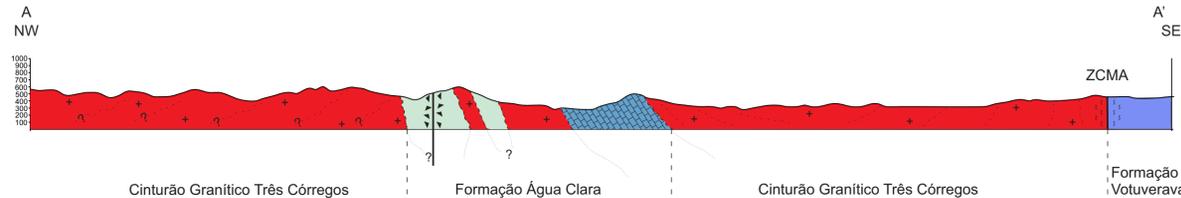
Mapa Geológico de Detalhe da Borda Leste do Cinturão Granítico Três Córregos, Região de Volta Grande, Cerro Azul - PR



Convenções Geológicas

Geologia estrutural	20	Direção e mergulho da Foliação magmática	↔	Dobra sinforme	→	Orientação de fenocristal de K-feldspato	Contatos	Outros
—	- - -	↘	↘	↘	↘	↘	—	○ ⁶¹
- - -	- - -	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○ ^{00L}
- - -	- - -	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○
↔	↔	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○
↔	↔	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○
↔	↔	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○
↔	↔	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○
↔	↔	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○
↔	↔	↘	↘	↘	↘	↘	- - -	○

Perfil Geológico A-A'



Legenda

Coluna litoestratigráfica

Quaternário (Q)

Qa Depósitos aluvionares compostos por seixos e blocos decimétricos, arredondados, polimíticos, em meio à matriz areno argilosa.

Mesozóico

Diques Diques de diabásio de coloração cinza escura, compostos por anfibólio, plagioclásio e piroxênio, de granulação muito fina a média. A textura é fanerítica equigranular muito fina, e estrutura maciça predominante.

Neoproterozóico (NP)

Cinturão Granítico Três Córregos, fácies Arieiros-Cerro Azul: Predomínio de monzogranitos e sienogranitos de textura predominante fanerítica ineigranular porfirítica em matriz hipidiomórfica. Termos granodioríticos, dioríticos, monzoníticos e quartzo-monzoníticos são observados. Como acessórios são encontrados titanita, zircão e pontualmente magnetita. Localmente apresenta estrutura de fluxo magmático, com a orientação de fenocristais de feldspato alcalino.

Mesoproterozóico (MP)

Grupo Açungui

Formação Água Clara

MPACcc Calciossilicática com intercalações de carbonatossilicática: Níveis métricos de rochas calciossilicáticas com níveis de mármore impuros, quartzitos, quartzo-sericita filito anfíbolitos.

MPACmb Mármore calcítico bandado: Mármore puros intercalados a impuros, em contato gradacional. Os mármore puros são compostos por calcita, predominante, pirita, óxidos e quartzo, com textura granoblástica. Os níveis de mármore impuro, de granulação fina, compostos por calcita, quartzo, muscovita, biotita, hornblenda, flogopita, clorita, óxido de ferro e manganês, com textura nematoblástica e lepidoblástica.

MPACx Granada-muscovita xisto: Rochas caracterizadas por bandamento composicional milimétrico a centimétrico marcado pela intercalação de níveis quartzosos, textura nematoblástica e níveis micáceos, de textura lepidoblástica. A composição mineral média por sericita, quartzo muscovita, grafita, granada, plagioclásio, anfibólio, feldspato potássico e epidoto. As ocorrências de granada podem ser disseminadas pela rocha, ou concentrada em níveis preferenciais.

MPACop Quartzito puro: Corpos lenticulares de coloração cinza, granulação fina e textura nematoblástica. Rochas compostas essencialmente por quartzo, onde observa-se bandamento composicional definido pela intercalação de níveis quartzosos centimétricos, com níveis milimétricos compostos por biotita, muscovita, plagioclásio, sulfetos, clorita e granada, de textura lepidoblástica.

MPACsl Paranfilito: Corpos lenticulares com rochas de coloração cinza escuro, compostos por anfibólio, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, estauroilita e titanita. Ocorrem porfiroblastos de granada e estauroilita.

MPAC Formação Água Clara de Marini *et al.*, 1967.

Formação Votuverava

MPV Formação Votuverava: Mármore de coloração cinza escuro e granulação fina. Sua composição mineral é constituída por calcita, clorita, quartzo e sericita, com intercalações de níveis constituídos por plagioclásio, piroxênio e carbonato. Intercalados aos mármore ocorrem níveis métricos de filitos de coloração castanho avermelhado a esverdeado, compostos essencialmente por sericita, quartzo, clorita e magnetita, de textura lepidoblástica.

Convenções Planialtimétricas

Infraestrutura	Fisiografia
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—

UFPR Universidade Federal do Paraná

SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Dissertação de Mestrado

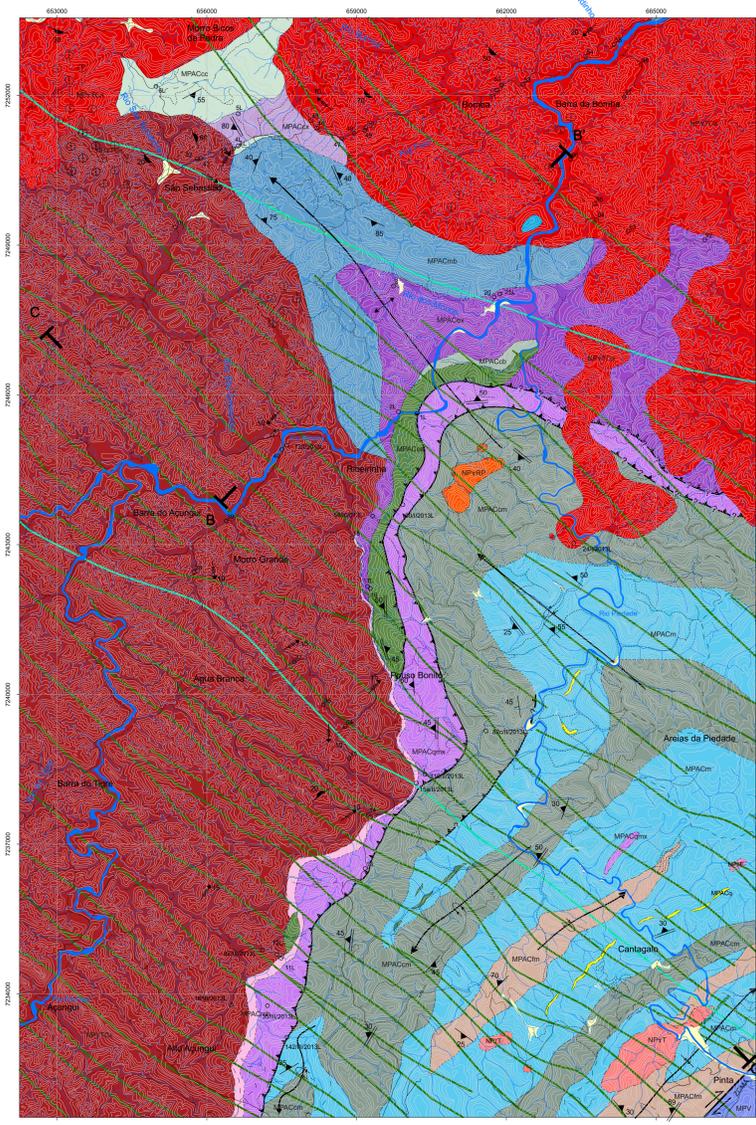
Anexo 1: Mapa Geológico Detalhado da Borda Leste do Complexo Granítico Três Córregos, Região de Volta Grande, Cerro Azul - PR

Renata Ribas Zanella | Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Curly

Sistema de Coordenadas: UTM - SAD 1969 | Escala: 1:50.000

Curitiba, Fevereiro de 2016

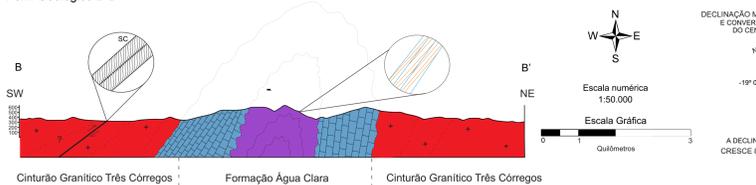
Mapa Geológico Detalhado da Borda Leste do Cinturão Granítico Três Córregos, Região do Alto Açungui, Cerro Azul - PR



UFPR Universidade Federal do Paraná
 SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
 Dissertação de Mestrado
 Anexo 2: Mapa Geológico Detalhado da Borda Leste do Complexo Granítico Três Córregos, Região do Alto Açungui, Cerro Azul - PR
 Renata Ribas Zanella : Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
 Sistema de Coordenadas: UTM - SAD 1969 : Escala: 1:50.000
 Curitiba, Fevereiro de 2016

Legenda
 Coluna litostratigráfica
 Quaternário (Q)
 Depósitos aluvionares compostos por seixos e blocos decimétricos, arredondados, polimíticos, em meio à matriz areno argilosa.
 Mesozóico
 Diques de diabásio de coloração cinza escura, compostos por anfíbólio, plagioclásio e piroxênio, de granulação muito fina a média. A textura é fanerítica equigranular muito fina.
 Dacito de coloração cinza escuro, constituído por fenocristais subídricos a anédricos de plagioclásio e piroxênio, em meio à matriz de granulação fina, composta por andesina-oligoclásio, quartzo, augita, magnetita, apatita, epidoto, sericita e opacos.
 Neoproterozóico (NP)
 Granito Ribeirinha da Piedade: álcali-feldspato granito composto por microclínio, quartzo, flogopita e sericita, de textura fanerítica inequigranular fina a média e estrutura maciça.
 Granito Estrela: Monzogranito de textura fanerítica inequigranular porfírica a equigranular em matriz fina a média. Sua composição mineral apresenta andesina, microclínio, quartzo e biotita, zircão e óxidos como acessórios.
 Granito Tasci: Leucomonzogranitos a quartzo monzonitos, compostos por microclínio, oligoclásio e andesina, quartzo e biotita. A textura predominante é fanerítica inequigranular em matriz média, hipidiomórfica, com estrutura maciça.
 Cinturão Granítico Três Córregos, fácies São Sebastião: Predomínio de monzogranitos a quartzo monzonito porfíricos com matriz hipidiomórfica média a grossa. Apresenta como acessórios titanita, zircão, apatita e magnetita. Observa-se foliação magmática de fluxo, definida pela orientação de biotita e anfíbólio na matriz, e fenocristais de feldspato alcalino.
 Granítico Três Córregos, fácies Arreiros-Cerro Azul: Predomínio de monzogranitos e sienogranitos de textura fanerítica inequigranular porfírica em azul hipidiomórfica. Granodioritos, dioritos, monzonitos e quartzo-monzonitos são observados. Como acessórios são encontrados titanita, zircão e magnetita. Apresenta estrutura de fluxo magmático, com a orientação de fenocristais de feldspato alcalino.
 Mesoproterozóico (MP)
 Grupo Açungui
 Formação Água Clara
 Calciossilicática com intercalações de carbonossilicática: Níveis métricos de rochas calciossilicáticas com níveis de mármores impuros, quartzos, quartzo-sericita fito e anfíbolitos.
 Mármores calcílicos bandados: Mármores puros intercalados a impuros, em contato gradacional. Os mármores puros são compostos por calcita, predominante, pirita, óxidos e quartzo, com textura granoblástica. Os níveis de mármores impuros, de granulação fina, compostos por calcita, quartzo, muscovita, biotita, hornblenda, flogopita, clorita, zircão e margarita, com textura nematoblástica e lepidoblástica.
 Granada-muscovita xisto: Rochas caracterizadas por bandamento composicional milimétrico a centimétrico com intercalação de níveis quartzosos, textura nematoblástica, e níveis micaicos, de textura lepidoblástica. A composição mineral apresenta sericita, quartzo, muscovita, grafita, plagioclásio, anfíbólio, feldspato potássico e epidoto. As ocorrências de granada podem ser disseminadas pela rocha ou concentrada em níveis preferenciais.
 Estaurólita muscovita-biotita xisto: Xistos de coloração castanho claro a avermelhado e granulação fina a média. Apresentam grande variedade composicional, constituídos principalmente por biotita, muscovita e quartzo, com clorita, cianita, estaurólita, granada, grafita, cordierita e magnetita.
 Quartzo-muscovita xisto: Xistos de coloração cinza esverdeado a amarelado, e granulação fina a média, compostos principalmente por quartzo, muscovita e feldspato, com ocorrências de biotita, plagioclásio, silimanita, clorita, opacos e fibrolita, além de porfiroblastos de sericita, quartzo e opacos.
 Muscovita hornfels: Os muscovita hornfels de cor cinza claro a escuro ou acastanhado apresentam bandamento composicional decimétrico de níveis mais quartzosos e mais micaicos, com contatos graduais entre si, com assembleia mineral composta por muscovita, quartzo, biotita e clorita, plagioclásio.
 Filitos com intercalações de mármores: Quartzo-sericita filitos de coloração castanho avermelhado a amarelado, com bandamento composicional. Ocorrem níveis subcentimétricos a centimétricos de quartzo maciço, quartzo-muscovita xistos, grafita-sericita fito e mármores bandados, constituídos por calcita, margarita e pirita (traço), de textura granoblástica.
 Calciossilicática bandada: rocha calciossilicática com bandamento composicional, definido por níveis com actinolita e níveis com epidoto, anfíbólio e quartzo, de textura nematoblástica, intercalada a filitos de tom esverdeado, de textura lepidoblástica. Localmente são observados níveis de anfíbolitos.
 Ortanfíbólio: Anfíbolitos de coloração cinza escuro, granulação fina a média, compostos por anfíbólio, plagioclásio, piroxênio, opacos e quartzo (traço), de textura granular hipidiomórfica fina a média subofítica.
 Quartzito: Corpos lenticulares onde observa-se bandamento composicional entre níveis com predominio de cristais de biotita e magnetita, e níveis onde há o predominio de muscovita e quartzo, de textura lepidoblástica.
 Calciossilicática com intercalações mármores: rochas calciossilicáticas, filitos e mármores, com ocorrências pontuais de xistos, quartzito e metacherts.
 Formação Votuverava
 Formação Votuverava: Mármores de coloração cinza escuro e granulação fina, constituídos por calcita, clorita, quartzo e sericita, com intercalações de calciossilicáticas, e níveis métricos de filitos de coloração castanho avermelhado a esverdeado, compostos por sericita, quartzo clorita e magnetita, de textura lepidoblástica.

Perfil Geológico B-B'



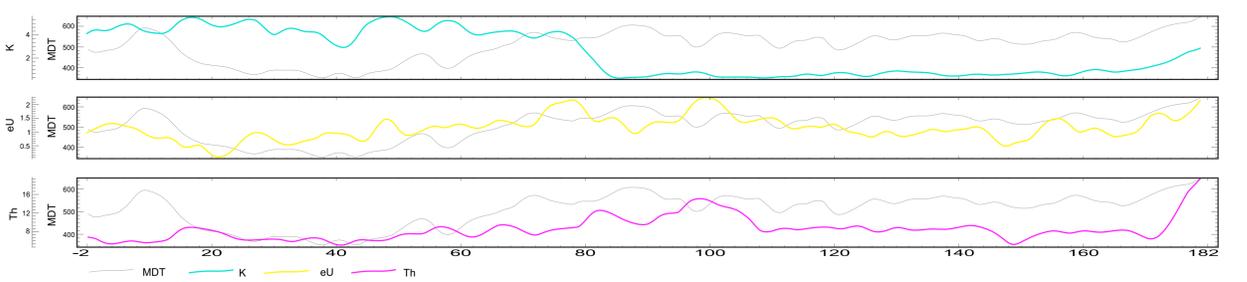
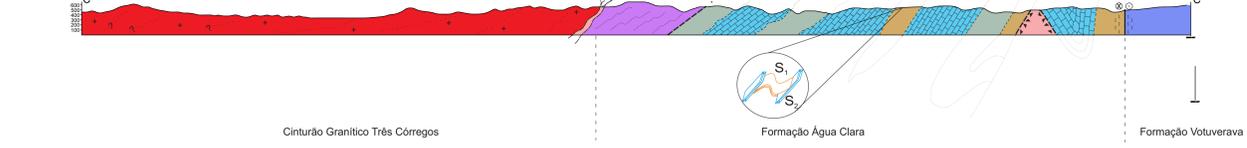
Convenções Planialtimétricas
 Infraestrutura
 Estrada principal
 Estrada secundária
 Trilha
 Ponte
 Passagem a vau
 Fisiografia
 Curva de nível
 Curva de nível mestra
 Ponto cotado
 Drenagem

Convenções Geológicas
 Geologia estrutural
 Falha deslizada
 Falha aproximada
 Falha inferida
 Falha transcorrente com movimento dextral
 Carregamento definido
 Carregamento inferido
 Dobra sinforme
 Dobra antiforme
 Outros
 Ponto descrito
 Ponto descrito com litina
 Quantidade de Granodiorito e Diorito porfíricos
 Granito de estrutura isotropa

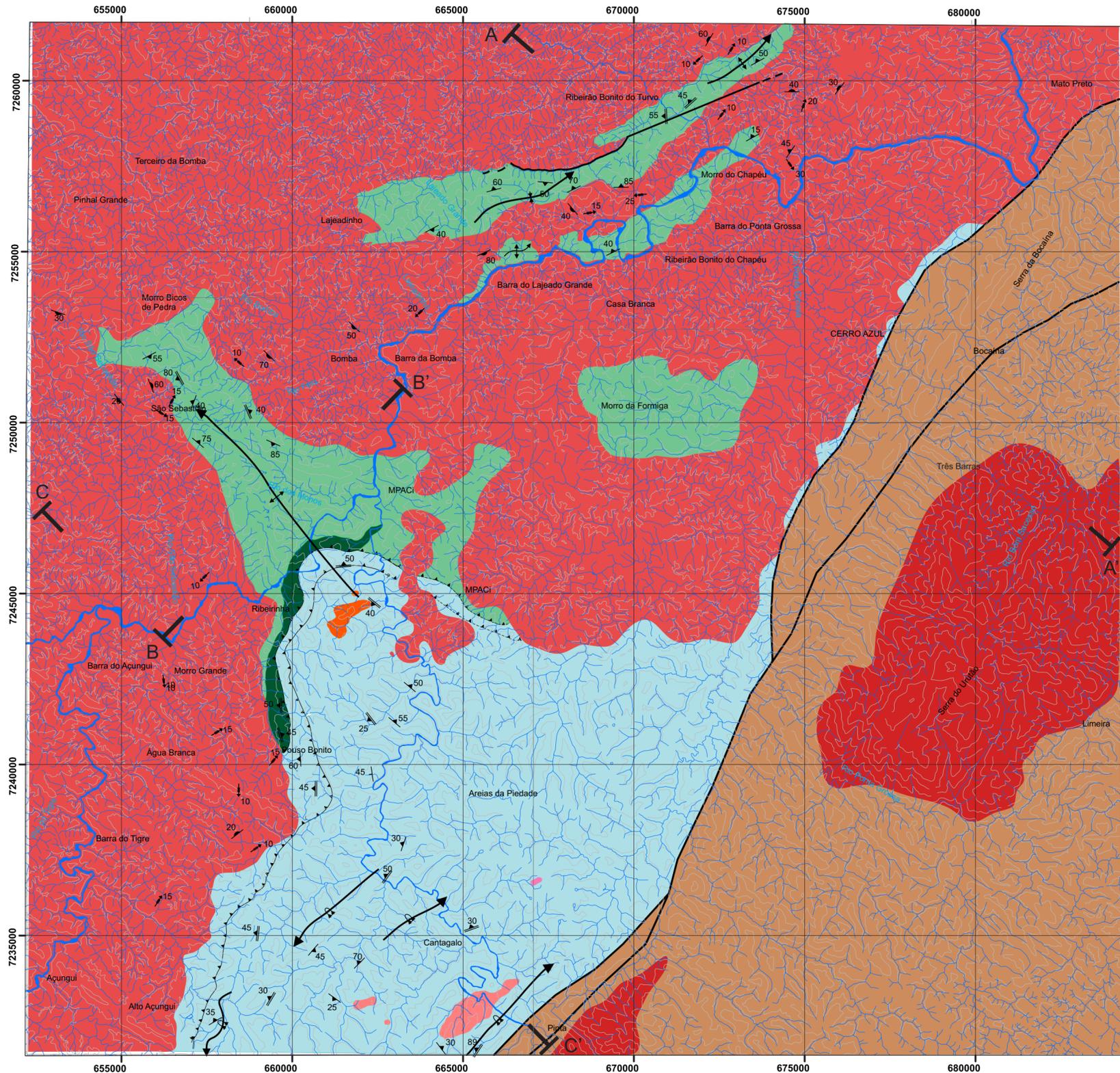
Fisiografia
 Direção e mergulho de foliação S.
 Direção e mergulho de foliação S.
 Orientação de fenocristal de K-feldspato
 Direção e mergulho de foliação magnética
 Dobra resumbente

Contatos
 Contato definido
 Contato aproximado
 Contato provável

Perfil Geológico C-C'



Mapa Geológico Simplificado da Borda Leste do Cinturão Granítico Três Córregos, Cerro Azul - PR



Legenda

- Neoproterozóico**
- Cinturão Granítico Três Córregos
 - Granitos pós-tectônicos
- Mesoproterozóico (MP)**
- Grupo Açungui**
- Formação Água Clara**
- Associação Litológica Calciossilicática: Predomínio de ocorrências de rochas calciossilicáticas, com intercalações de níveis de rochas carbonáticas e pontualmente rochas pelito-aluminosas.
 - Associação Litológica Carbonato-silicática: Predomínio de ocorrências de rochas carbonáticas (mármore puros e impuros) intercalados rochas pelito-aluminosas (xistos e filitos)
 - Ortoanfíbilito: Anfíbolitos de coloração cinza escura granulação fina a média, de textura granoblástica hipidiomórfica subofítica.
- Formação Votuverava**
- Mármore de coloração cinza escuro e granulação fina, intercalados a calciossilicáticas e filitos
- Convenções Planialtimétricas**
- | | |
|--------------------------|-------------------------|
| Infraestrutura | Fisiografia |
| — Estrada principal | — Curva de nível |
| - - - Estrada secundária | — Curva de nível mestra |
| ⋯ Trilha | • 229 Ponto cotado |
| () Ponte | — Drenagem |
| — Passagem a vau | |
- Geologia estrutural**
- | | |
|---|--|
| — Falha definida | ▲ 20 Direção e mergulho de foliação S ₁ |
| - - - Falha aproximada | ▲ 20 Direção e mergulho de foliação S ₂ |
| - ? - ? - Falha inferida | ⇒ Orientação de fenocristal de K-feldspato |
| ⇒⇒⇒ Falha transcorrente com movimento dextral | ▲ 20 Direção e mergulho da foliação magmática |
| ▲▲▲ Cavalcamento definido | ↷ Dobra recumbente |
| ▲?▲? Cavalcamento inferido | ↷ Dobra sinforme |
| ↷ Dobra antiforme | |

