

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

Investigação Geológica e Petrográfica das Rochas Graníticas Neoproterozoicas na
Região Centro Sul da Folha Araçaíba, Sul do Estado de São Paulo

Lucas Ferreira Ranolfi

Prof.Dr. Antônio Misson Godoy

Rio Claro (SP)

2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Lucas Ferreira Ranolfi

Investigação Geológica e Petrográfica das Rochas
Graníticas Neoproterozoicas na Região Centro Sul da Folha
Araçaíba, Sul do Estado de São Paulo

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP

2017

552.303 Ranolfi, Lucas Ferreira
R211i Investigação geológica e petrográfica das rochas
graníticas neoproterozóicas na região centro sul da Folha
Araçaíba, sudoeste do estado de São Paulo / Lucas Ferreira
Ranolfi. - Rio Claro, 2017
83 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) -
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e
Ciências Exatas
Orientador: Antônio Misson Godoy

1. Granito. 2. Granitogênese. 3. Araçaíba. 4. Três
Córregos. I. Título.

Lucas Ferreira Ranolfi

Investigação Geológica e Petrográfica das Rochas
Graníticas Neoproterozóicas na Região Centro Sul da Folha
Araçaíba, Sudoeste do Estado de São Paulo

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antônio Misson Godoy (orientador)

Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro

Me. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Rio Claro, 11 de dezembro de 2017.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

Resumo: A região do município de Araçáiba, localizada no sudoeste do estado de São Paulo, encontra-se relacionado à evolução da Província Mantiqueira Central, relacionados ao final do evento colisional da Orogênese Apiaí e associado a uma tectônica rúptil das zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Na área ocorre o domínio das rochas metassedimentares representada pela Formação Água Clara e o domínio das Rochas Graníticas representado principalmente pelas rochas do Batólito Granítico Três Córregos representado pelos Granito Barra do Chapéu, Granito Lajeado, sendo estes o foco de estudo do presente trabalho.

Palavras chave: Petrografia. Granitogênese. Metamorfismo

Abstract: The region of Araçáiba, located in the southwest of the state of São Paulo, is related to the evolution of the Mantiqueira Central Province, related to the end of the collision event of the Apiaí Orogeny and associated with a ruptured tectonics of the NE- SW. In the area occurs the metasedimentary rocks domain represented by the Água Clara Formation and the Granitic Rocks domain represented mainly by the rocks of the Três Córregos Granite Batolite represented by the Barra do Chapéu Granite, Lajeado Granite, which are the study focus of the present work.

Key words: Petrography. Granitogenesis. Metamorphism

Sumário

1. Introdução	7
2. Objetivos	8
3. Materiais e Métodos	8
3.1. Etapa Preparatória:	8
3.2. Compilação de dados e análise prévia:	8
3.3. Descrição de lâminas petrográficas	8
3.4. Etapa Final	9
4. Geologia Regional	9
4.1. Contexto Tectônico	9
4.2. Principais Unidades Litoestratigráficas e Estruturas Regionais do Terreno Apiaí 14	
4.3. Evolução Geológica e Metalogenia	22
4.3.1. Província Mantiqueira	22
4.3.2. Cinturão Ribeira	24
4.3.3. Terreno Apiaí	25
4.3.4. Considerações Metalogenéticas	25
5. Litologias e Litoestratigrafia	26
5.1. Formação Água Clara (Mesoproterozoico – 1500 Ma)	26
5.1.1. METAPELITOS	27
5.1.2. CALCIOSSILICATADAS	30
5.1.3. TREMOLITA MÁRMORE	33
5.1.4. PARANFIBOLITO	35
5.2. Complexo Granítico Três Córregos	37
5.2.1. GRANITO BARRA DO CHAPÉU	38
5.2.2. GRANITO LAJEADO	40
5.3. Intrusões Básicas (KD)	42
5.4. Depósitos Cenozóicos	43

6. Geologia Estrutural	44
6.1. DOMÍNIO DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES – FORMAÇÃO ÁGUA CLARA.....	45
6.2. DOMÍNIO DAS ROCHAS GRANÍTICAS	48
6.2.1. ROCHAS GRANÍTICAS PRÉ-COLISIONAIS (Granito Barra do Chapéu) 48	
6.2.2. ROCHAS GRANÍTICAS TARDI-COLISIONAIS (GRANITO LAJEADO) 49	
6.3. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL	51
7. Metamorfismo	53
7.1. METAMORFISMO DINAMOTERMAL BARROVIANO	55
7.1.1. METAMORFISMO PROGRESSIVO (M1, M2AC E M2GS)	57
7.1.1.1. METAMORFISMO M1.....	57
7.1.1.2. METAMORFISMO M2AC E M2GS	59
7.1.2. METAMORFISMO RETRÓGRADO (M3).....	63
7.1.2.1 METAMORFISMO M3.....	63
7.1.2.2. METAMORFISMO HIDROTHERMAL (ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL) 68	
7.2. METAMORFISMO TERMAL OU DE CONTATO	69
8. Evolução Geológica	71
9. Considerações Finais.....	76
10. Referências Bibliográficas	77
Anexo I.....	85

2. Objetivos

O presente trabalho objetiva a caracterização petrográfica das rochas graníticas aflorantes na região centro-sul da Folha Araçaíba e seu o metamorfismo de contato resultante dessa intrusão sobre as encaixantes.

3. Materiais e Métodos

O trabalho aqui desenvolvido foi pautado em uma metodologia baseada em quatro estágios primordiais, cada qual com suas especificidades, a saber:

3.1. Etapa Preparatória:

A primeira fase do trabalho consistiu no levantamento sistemático das mais diversas referências bibliográficas referentes à ambientação geológica da região de estudo, partindo de um contexto geral, de caráter regional, na Província Mantiqueira, até níveis progressivamente maiores de detalhe - Faixa Ribeira e Terreno Apiaí -. Por fim, buscou-se obter informações de cunho estratigráfico, estrutural e geomorfológico enfocadas diretamente na área de estudo.

É imprescindível ressaltar que a pesquisa bibliográfica se balizou na consulta de relatórios técnicos, livros, revistas, artigos de periódicos, trabalhos de conclusão de curso, teses, dissertações, catálogos, manuais, trabalhos publicados em eventos, dentre outros.

3.2. Compilação de dados e análise prévia:

Nesta etapa foram compilados dados pré-existes com o propósito de confeccionar um mapa geológico prévio em escala 1:25000 da área estudada. Foram utilizados relatórios da disciplina de Mapeamento Geológico de Áreas Cristalinas e teses de mestrado e doutorado para essa etapa.

3.3. Descrição de lâminas petrográficas

Foram descritas 50 lâminas delgadas, relacionadas a compilação de dados prévios e a novas amostras coletadas pelo próprio discente.

3.4. Etapa Final

Elaboração da monografia e do mapa final pelo aluno, com base na interpretação dos dados analisados.

4. *Geologia Regional*

4.1. Contexto Tectônico

O continente Sul-Americano é formado por três grandes domínios geotectônicos: os Andes, a Plataforma Patagônica e a Plataforma Sul-Americana. Neste contexto, a quase totalidade do território brasileiro insere-se na Plataforma Sul-Americana, perfazendo treze províncias estruturais definidas inicialmente por Almeida et al. (1977, 1981), as quais compreendem domínios contínuos de grandes extensões com constituição e estruturação particulares e distintas das adjacentes (Fig. 2). Dentre estas províncias estruturais, três configuram os sistemas orogênicos brasileiros Borborema, Tocantins e Mantiqueira, que são domínios geotectônicos originados por movimento convergente de placas litosféricas e constituídos por cinturões orogênicos, faixas orogênicas, maciços e embasamentos.

A província da Mantiqueira corresponde ao Sistema Orogrênico Mantiqueira (Fig. 3), parte integrante do Escudo Atlântico. Este sistema consiste em uma extensa faixa NE-SW ao longo da região costeira entre o sul da Bahia e o Rio Grande do Sul, prolongando-se até o Uruguai.

O Sistema Orogrênico possui cerca de 3.000 km de comprimento, 200 km de largura na parte sul e 600 km de largura na parte norte, resultando em uma área de aproximadamente 700.000 km². A oeste, limita-se com o Cráton do São Francisco, a extremidade sul do Cinturão Brasília do Sistema Orogrênico Tocantins e a Bacia do Paraná, a qual se sobrepõe, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul, a esta província, ocultando-a neste trecho. A leste, faz limite com a Província Margem Continental Leste e as bacias marginais costeiras, onde o sistema apresenta-se submerso (HASUI, 2012, p. 331). Segundo Almeida e Hasui (1984), o Sistema Mantiqueira foi compartimentado em três setores, referidos como Setentrional ou

Araçuaí, Central ou Ribeira e Meridional ou Tijucas. Esses compartimentos são bastante complexos, sendo resultado de contextos evolutivos diacrônicos e com superposições de eventos metamórficos (HASUI, 2010).

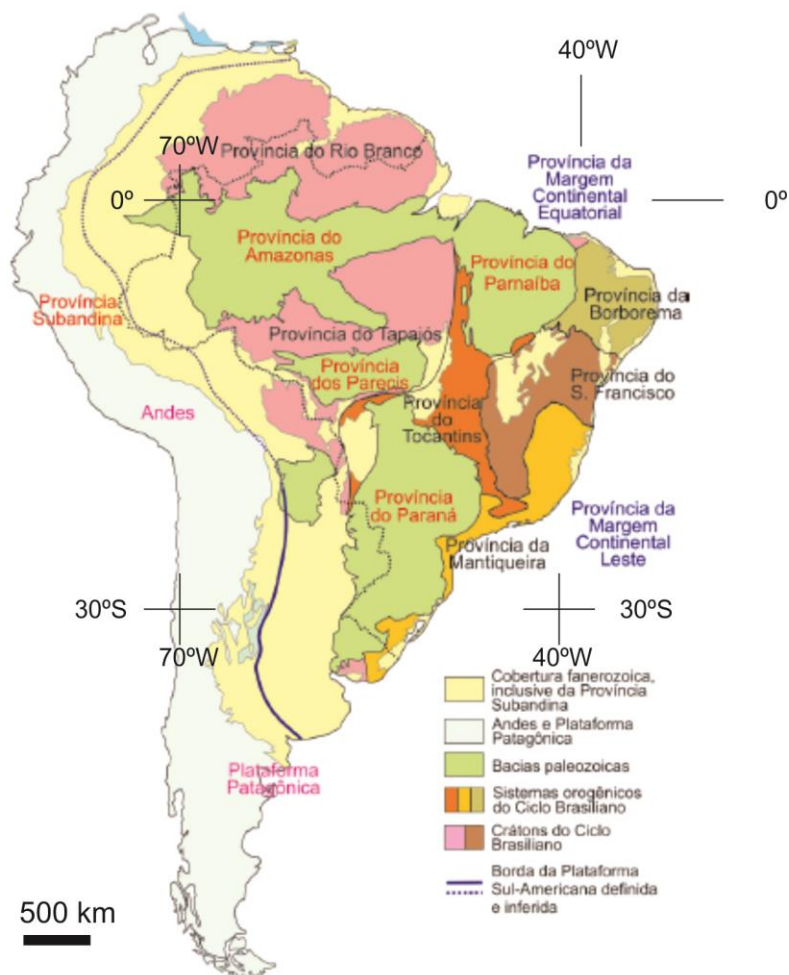


Figura 2: Províncias estruturais do Brasil. Treze províncias compõem o território brasileiro, das quais foram acrescentadas as províncias dos Parecis, Subandina e Margem Continental Equatorial à divisão original proposta por Almeida et al. (1977, 1981). Extraído de Hasui (2012, p. 120).

O Sistema Mantiqueira é constituído principalmente por rochas pré-silurianas, sobretudo por três grandes conjuntos litológicos, vastamente abordados por diversos autores, tais como Pedrosa-Soares et al., 2007; Hasui, 2010; Almeida e Ebert, 2006; Heilbron et al., 2004; Teixeira et al., 2004; Bizzi et al., 2003 e Trouw et al., 2000. O primeiro conjunto são as unidades arqueanas, que ocorrem como núcleos dispersos, possivelmente formados durante o Ciclo Jequié no contexto do Supercontinente Kenorano. O segundo conjunto, por sua vez, compreende as Unidades do

Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, formadas em dois momentos distintos: i) no Ciclo Transamazônico, sob atuação de processos distintivos e de convergência associados ao Supercontinente Colúmbia ou ao Megacontinente Atlântica; e ii) em condições intraplaca no Pós-Transamazônico, associadas a formação do Supercontinente Rodínia. Ainda, há também o conjunto de rochas Neoproterozoicas a Ordovicianas, relacionadas ao Ciclo Brasileiro, desenvolvido durante três estágios - Brasileiro I, II e III - durante a fragmentação do Rodínia e formação do Megacontinente Gondwana, quando se consolidou efetivamente o sistema orogênico Mantiqueira. Outras unidades menos representativas compõem também o sistema orogênico, como diques de diabásio e corpos alcalinos do Cretáceo e Paleógeno, coberturas sedimentares representadas por depósitos cretáceos e paleogênicos, e ainda sedimentos quaternários, relacionadas com a neotectônica e a evolução geomorfológica recente (HASUI, 2012).

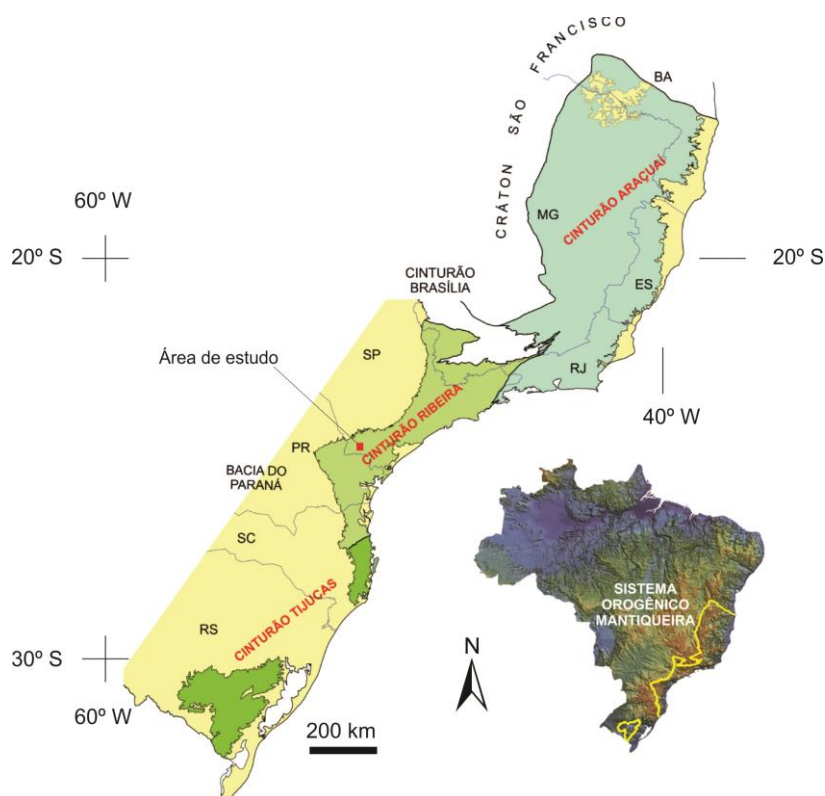


Figura 3: Sistema Orogênico Mantiqueira, subdividido em três setores: Setentrional ou Araçuaí, Central ou Ribeira e Meridional ou Tijucas. Adaptado de Hasui (2012, p. 331-332).

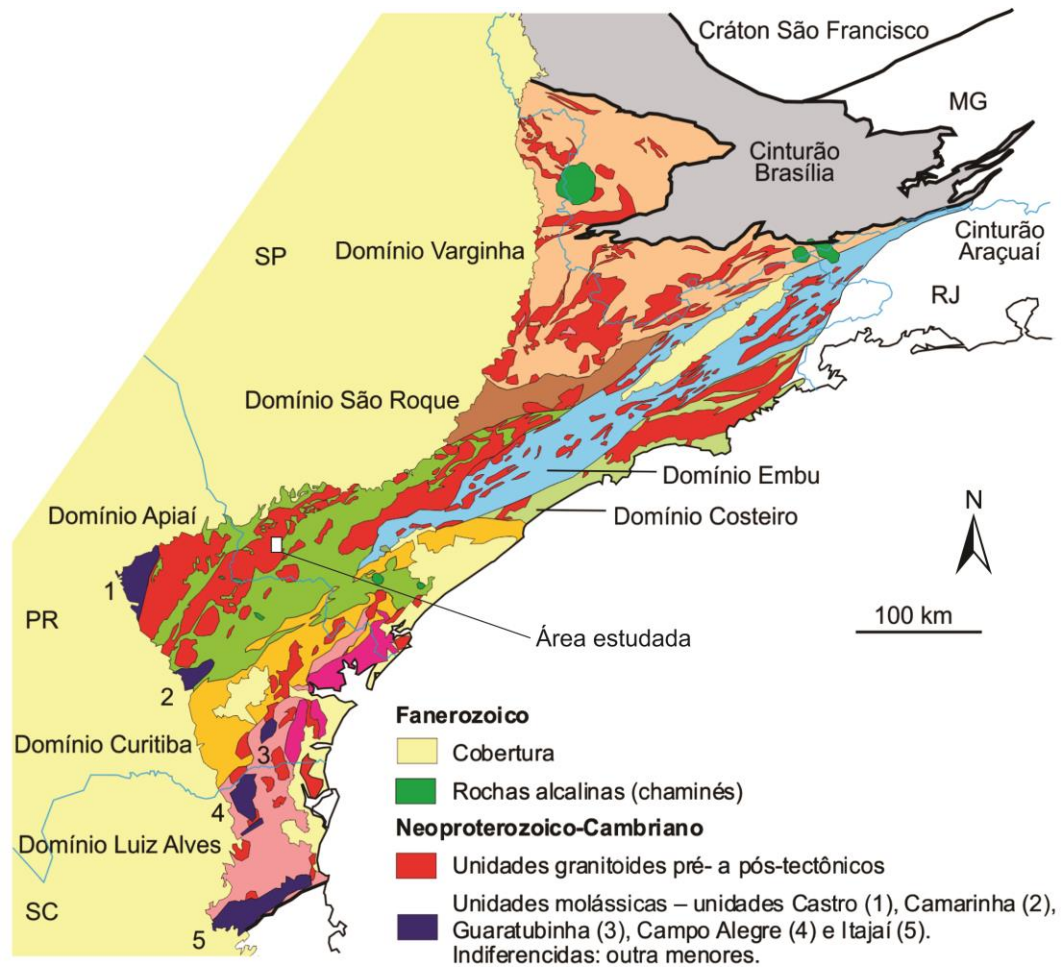
Estruturalmente, dois grandes conjuntos compõem o Sistema Mantiqueira: os sistemas de Cavalcamento e os transcorrentes (HASUI, 2010; TUPINAMBÁ et al., 2007; EBERT & HASUI, 1998). Os sistemas de cavalcamento resultam de processos convergentes de placas, caracterizados principalmente por empurrões, nappes e diversas estruturas compressivas associadas a graus metamórficos variados (HASUI, 2010). Já os sistemas transcorrentes são relacionados à tectônica de escape, atuante tardiamente ou após os cavalcamentos do Ciclo Brasileiro (EBERT & HASUI, 1998).

O Segmento Central ou Cinturão Ribeira (Fig. 4) se limita com o Cinturão Araçuaí na divisa tríplice dos estados Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo. A norte, limita-se com a porção meridional do Cinturão Brasília, enquanto que a sul faz divisa com o Cinturão Tijucas, estendendo-se até o Sudoeste do Paraná e leste de Santa Catarina. Em direção a oeste, o cinturão é encoberto pela Bacia do Paraná e, a leste, limita-se com a Província da Margem Continental Leste. Em termos geotectônicos, limita-se com os crátons do São Francisco, Congo e Paraná ou Parapanema (HASUI, 2012).

No Cinturão Ribeira distinguem-se sete domínios, sendo eles: Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luiz Alves. Nos domínios Apiaí, São Roque e parte do Curitiba, tem-se a Faixa Apiaí-São Roque, também denominada de Paranapiacaba (HASUI, 2012, p. 345). Nesta faixa, mais precisamente no domínio Apiaí, situa-se a área de estudo de mapeamento abordada neste relatório.

Outros autores, no entanto, atribuem denominações diferentes para o Segmento Central do Sistema Orogênico Mantiqueira, como Heilbron et al., 2004, que o subdivide em dez setores distintos: denominados de Orógeno Brasília Meridional, Orógeno Ribeira, Zona de Interferência com o Orógeno Brasília e terrenos Apiaí, São Roque, Embu, Costeiro, Paranaguá, Curitiba e Luiz Alves.

No Cinturão Ribeira, um imenso feixe de zonas de cisalhamento longitudinais transpressivas compõem o Sistema Transcorrente Paraíba do Sul, orientado segundo N35E a oeste do Domínio Apiaí. Este grande sistema destal, que apresenta lineações de estiramento na direção geral NE na porção central do Cinturão Ribeira, segmentou o arcabouço geológico da região em fatias, lentes, cunhas e sigmoides, alongando as unidades litológicas na direção NE-SW (HASUI, 2012).



Neoproterozoico a Paleoproterozoico (pós-Transamazônico)

Unidades metassedimentares com ou sem metavulcanitos associados

Grupo Açungui (indiferenciadas: unidades Capiru, Itaiacoca, Lageado, Água Clara, Votuverava e menores – Rio das Cobras, Betari, Turvo-Cajati, Perau, Piririca, Serra das Andorinhas, Iporanga, Córrego dos Marques e também Apaí-Mirim do Paleoproterozóico)

Grupo São Roque (indiferenciado: Grupo Serra de Itaberaba)

Unidade de alto grau

Complexo Varginha-Guaxupé (indiferenciadas: unidades metavulcanossedimentares)

Unidades metavulcanossedimentares com gnaisses associados

Complexo Embu, inclusive Complexo Rio Capivari

Complexo Costeiro

Paleoproterozoico (Transamazônico)

Unidades gnaissicas – Complexos Atuba (indiferenciadas: unidades Morro Alto, Tigre e Cachoeira)

Arqueano

Unidades de alto grau – Complexo Santa Catarina (indiferenciados: unidade Serra Negra e complexo máfico-ultramáfica Barra Velha)

Figura 4: Principais unidades do Cinturão Ribeira. Em azul-claro, divisas estaduais. Adaptado de Hasui (2012, p. 345).

4.2. Principais Unidades Litoestratigráficas e Estruturas Regionais do Terreno Apiaí

A região de estudo (Fig. 5) insere-se no Terreno Apiaí, termo introduzido por Heilbron et al. (2004) para caracterizar amplas zonas de origem metassedimentar amalgamadas durante as colisões vinculadas ao Ciclo Brasileiro. Na verdade, a área resulta de uma associação entre terrenos tectono-metamórficos distintos de idades Mesoproterozoica a Neoproterozoica, ou seja, constituídos por conjunto de rochas com características estruturais e metamórficas exóticas, delimitados dos seus vizinhos por falhas ou zonas de cisalhamento e, portanto, dotados de diferente evolução geológica pré-colisional (FALEIROS, 2008). Logo, o Terreno Apiaí é classificado como terreno composto (e.g. CAMPANHA & FALEIROS, 2005), a partir da definição original de Howell (1995).

Com relação às unidades litológicas, o Terreno Apiaí é genericamente caracterizado por um embasamento gnáissico (Gnaiss Tigre), seguido por sequências de rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui e, finalmente, extenso magmatismo granítico associado ao Ciclo Brasileiro, embora discussões acerca das subdivisões estratigráficas, relações entre supracrustais, embasamento e granitoides permaneçam em pauta (CAMPANHA, 1991; FASSBINDER, 1996. CAMPANHA & SADOWSKI, 1999; PRAZERES FILHO et al., 2003; CAMPANHA & FALEIROS, 2005).

O Gnaiss Tigre é, portanto, a unidade basal do Terreno Apiaí, classificada como corpos de composição quartzomonzodiorítica, quartzomonzonítica e sienogranítica heterogeneamente milonitizados (protomilonitos a ultramilonitos) na fácies xisto verde (Kaulfuss, 2001) e recorrentes, sobretudo, em núcleos antiformais abertos. Datações U-Pb em zircão obtidas por Cury et al. (2002) indicam idade de 1772 ± 10 Ma para a cristalização. Ainda segundo este autor, as rochas possuem assinatura geoquímica de granitos anorogênicos do tipo A, resultantes de processos extensionais durante ruptura do Supercontinente Atlântica. Estratigraficamente acima estão posicionadas as rochas do Supergrupo Açungui (CAMPANHA, 1991; CAMPANHA E SADOWSKI, 1999). No entanto, Faleiros (2012) adota nova separação interna baseada na ordem decrescente de idade das unidades.

A Formação Água Clara (MARINI et al., 1967) é subdividida em dois termos informais principais: (I) Unidade de Xistos dominada por litotipos silicáticos como micaxisto, quartzo micaxisto e xistos carbonáticos apontando para ambiente marinho profundo (PONTES, 1982), e (II) Unidade Carbonática composta por rochas calcossilicáticas e mármore calcítico puro a impuro (PONTES, 1982), em domínio de plataforma continental rasa (FIORI, 1990, 1994; KOPS, 1994). Na região de Apiaí/Araçáiba, a unidade apresenta-se em uma faixa alongada de direção preferencial NE-SW, sendo limitada a SSE por zonas de cisalhamento e a NNW pelo batólito granítico Três Córregos (MARINI et al., 1967; PONTES, 1982).

Datações U-Pb em zircões através das técnicas analíticas SHRIMP, convencional e EMF indicam idades de sedimentação, respectivamente, de 1593 ± 70 Ma, 1561 ± 18 Ma e 1461 ± 51 Ma (WEBER et al., 2004), ou seja, Mesoproterozoicas. Nestes casos, os zircões foram obtidos de rochas metabásicas intercaladas às sequências metavulcano-sedimentares da Formação Água Clara, sendo resultantes de vulcanismo toleítico subalcalino e associado a basaltos de fundo oceânico transicionais (T-MORB) ou de arco de ilha (OIB) (WEBER et al., 2002 e anteriormente FRASCÁ et al., 1990, 1997; MANIESE, 1997; MANIESE & OLIVEIRA, 1998).

Durante o Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico, as rochas da Formação Água Clara foram submetidas a metamorfismo variando de grau fraco na fácies xisto verde a médio nas fácies epidoto-anfibolito a anfibolito, progressivamente aumentando de Leste para Oeste da zona da actinolita para a do diopsídio (ALMEIDA et al., 1986. ALMEIDA, 1989).

O retrometamorfismo é marcado pela saussuritização em plagioclásios, além de piroxênios e anfibólios alterado para epidoto, clorita e actinolita (fácies xisto verde) (ALMEIDA et al., 1986. ALMEIDA, 1989).

Sequencialmente ocorre o Grupo Votuverava (BIGARELLA & SALAMUNI, 1958b), subdividido em cinco formações: Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras, além de duas unidades informais: unidades de micaxisto e granada micaxisto diferenciadas apenas por metamorfismo em níveis crustais distintos (PERROTTA, 1996). Na região de estudo, o Grupo é limitado pela falha da Lancinha, ao Sul, e pelas zonas de cisalhamento Figueira e Ribeira, a Norte (BIGARELLA & SALAMUNI, 1958b). É composto por uma sequência

vulcanossedimentar, com magmatismo básico associado, na forma de lentes intercaladas de metabasitos (anfíbólio xisto, anfibolito) concordantes com a estrutura primária (PETRI & SUGUIO, 1969; CAMPANHA et al., 1987; PIRES, 1988; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999).

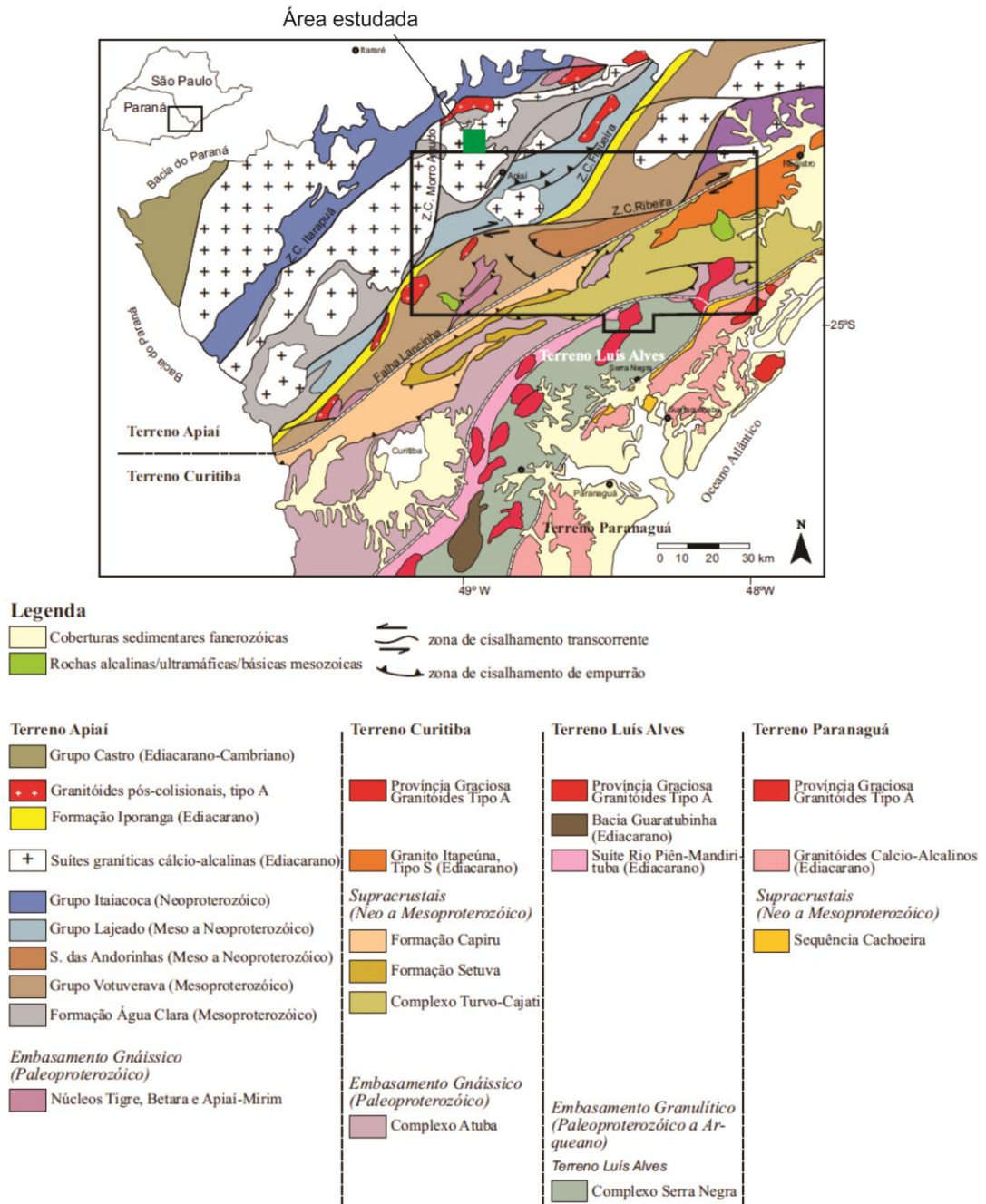


Figura 5: Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense, com destaque para a área de estudo do presente trabalho. Modificado de Faleiros (2008).

A Formação Perau é comumente encontrada recobrando as rochas do Gnaiss Tigre, em contato tectônico com os milonitos (TAKAHASHI et al., 1981). Litotipos regionalmente incomuns permitem a interpretação de ambiente associado a bacias tectônicas restritas (DAITX, 1996), ao passo que datações U-Pb obtidas por SHRIMP e ID-TIMS em zircão de rochas metabásicas marcam idade mínima de formação em torno de 1500 Ma (BASEI et al., 2003; SIGA JR. et al., 2011a). Faleiros (2012) subdividiu a formação em (I) Unidade Quartzítica basal (II) Unidade de Xisto.

A unidade informal de Granada Micaxisto aflora a Sul da Zona de Cisalhamento Ribeira, em contato a SW com a Formação Perau, onde ocorre aumento do grau metamórfico, indicado pela presença de minerais como estauroлита e cianita (FALEIROS et al., 2010). Datações U-Pb ID-TIMS em zircões indicam a idade de cristalização de 1479 ± 12 Ma para os anfibolitos encontrados na unidade (BASEI et al., 2003).

A Unidade de Micaxisto apresenta-se como cunha alongada limitada a Norte pela zona de cisalhamento Ribeira e a Sul pela Zona de Cisalhamento da Lancinha, sendo que nas regiões que bordejam tais zonas ocorrem faixas de aproximadamente 3 a 4 km compostas por sericita xisto fino milonitizado na fácies anfibolito, enquanto nas porções distais predominam filitos e ardósias rítmicas (metarritimito) (FALEIROS & CAMPANHA, 2004; FALEIROS et al., 2010).

A Formação Rubuquara constitui-se de ardósias homogêneas ou bandadas ricas em sericita - fácies xisto verde inferior, zona da clorita - com intercalações de camadas de metarenito microconglomerático (PERROTTA, 1996). Na base da unidade ocorrem lentes de brecha polimítica e oligomítica metamorfozadas, semelhantes às descritas na Formação Iporanga, conforme observado por Perrotta et al. (2005) - de idade Ediacarana. No entanto, a idade U-Pb obtida por SHRIMP em zircões de metabasitos aponta para sedimentação em 1439 ± 19 Ma (CAMPANHA et al., 2008b, 2009).

A Formação Nhunguara posiciona-se ao Sul do município de Iporanga (SP), sendo limitada a NW pela formação homônima, em contato por empurrão (CAMPANHA, 1991). Sua morfologia apresenta-se na forma de cunha limitada pelas zonas de cisalhamento Agudos Grandes e Ribeira. Litologicamente é constituída por (clorita)-sericita metapelitos homogêneos a finamente laminados com intercalações de filito carbonoso e sericita-clorita-carbonato filito. Ocorrem também intercalações

métricas de metabásicas, metamargas bandadas e mármore calcítico (PERROTTA, 1996). A mineralogia denota metamorfismo nas fácies xisto verde inferior, zona da clorita. Perrotta (1996) interpretou o ambiente como arco insular vulcânico, de modo que depósitos terrígenos rítmicos, com leitos redutores e clásticos grossos, indicam porções de deposição proximal à área-fonte, enquanto o surgimento de níveis carbonáticos nas porções superiores mostra gradação para águas mais rasas.

A Formação Piririca é composicionalmente constituída por filito carbonoso metavulcanossedimentar, com espessas intercalações de lentes de metabásicas e metaultrabásicas comumente hidrotermalizadas (cloritização e carbonatação) (PERROTTA, 1996). As metabásicas compõem dois conjuntos de afinidade toleítica (NOGUEIRA, 1990), que sugerem ambiente de arco insular evoluído, com tendência alcalina em regime distensivo (PERROTTA, 1996). Nogueira (1990) obteve idades Pb-Pb em galena de 1270 Ma e 1303 Ma para a cristalização da unidade.

A Formação Ribeirão das Pedras é caracterizada por pacotes rítmicos de filito branco sericítico, *metachert*, metassiltito e metarenito fino ferruginoso ou manganífero (PERROTTA, 1996). Os litotipos apontam para ambiente de deposição marinha profunda, evoluído para águas mais rasas em posição distal, protegida de aporte terrígeno (PERROTTA, 1996).

A Sequência Serra das Andorinhas (CAMPANHA et al., 1985) assemelha-se à unidade de micaxisto do Grupo Votuverava, no entanto, diferencia-se por possuir associação tipicamente terrígena, enquanto o Grupo Votuverava relaciona-se a rochas básicas em um contexto metavulcanossedimentar (CAMPANHA, 1991).

A Sequência Serra das Andorinhas possui uma unidade basal siliciclástica (Unidade Metapelítica), além de unidade carbonática de topo (Mármore da Tapagem), que forma sinforme com contatos tectônicos (CAMPANHA, 1991) e, por vezes, interdigitados com xistos carbonáticos. O ambiente interpretado por Campanha e Sadowski (1999) aponta sedimentação em plataforma carbonática rasa.

O Grupo Lajeado é subdividido conforme classificação adotada por Faleiros (2012), a saber: Formação Betari, Formação Bairro da Serra, Formação Água Suja, Formação Mina de Furnas, Formação Serra da Boa Vista, Mármore de Apiaí - adicionado à classificação de Campanha et al. (1985) -, Formação Passa Vinte e Formação Gorutuba. Generalizadamente possui metamorfismo na fácies xisto verde inferior, zona da clorita.

A Formação Betari é constituída por rochas divididas em três subunidades principais: Metapsamítica, Metapelítica e de Xistos - todas submetidas a metamorfismo na fácies xisto verde inferior (CAMPANHA et al., 1985). Datações U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de metaconglomerados da Unidade Metapsamítica indicam idade máxima de sedimentação 1400 Ma (CAMPANHA et al., 2008b) e mínima 880 Ma (CAMPANHA et al., 2009). A unidade é classificada como um sistema turbidítico (MUTTI E NORMARK, 1987, 1991) retrogradacional (PIRES, 1990; CAMPANHA, 1991; FALEIROS, 2000).

A Formação Bairro da Serra é composta basicamente por metacalcarenito com camadas de metacalcilutito subordinada (HASUI et al., 1984; CAMPANHA et al., 1986). Representa contexto de sequência progradacional (PIRES, 1990; FALEIROS, 2000).

A Formação Água Suja compreende metarritmitos constituídos por bandamento de metassiltito, metargilito e metarenito sob acamamento gradacional. A unidade marca ambiente de energia reduzida, como fluxos turbidíticos de baixa densidade (HASUI et al., 1984; CAMPANHA et al., 1986).

A Formação Mina de Furnas é litologicamente constituída por camadas alternadas de metacalcarenito fino, filito carbonático e, eventualmente, metarenito, representando depósitos formados por correntes turbidíticas de baixa concentração e depósitos de sedimentação pelágica-hemipelágica, no alcance de ondas normais (HASUI et al., 1984; CAMPANHA et al., 1986).

A Formação Serra da Boa Vista possui contato tectônico de empurrão com a Formação Mina de Furnas (sotoposta), sendo dominada por metarenitos finos rítmicos, interpretados como leque submarino de águas relativamente rasas, onde turbiditos foram retrabalhados por ondas (PIRES, 1988).

O Mármore de Apiaí ocorre nas proximidades do município homônimo, sendo sua mineralogia predominantemente calcítica, com deformação tectônica intensa e camadas de diferentes espessuras e competência, culminando em dobramentos por *buckling* - incluso Grupo Lajeado por Faleiros (2012).

A Formação Passa Vinte possui mármore bandados calcíticos e dolomíticos, por vezes impuros, com estruturas algais restritas (águas rasas). Ocorre em contato tectônico com a Formação Gorutuba (sobreposta) e representa evento transgressivo em ambiente de plataforma rasa sob domínio de marés (ondas truncadas, *wavys* e

microsigmoides), onde a deposição ocorreu em leque submarino, com turbiditos retrabalhados por ondas (PIRES, 1988).

A Formação Gorutuba é composta por metarritmitos marcados por intercalações de metacalcilutito, metamarga, metassiltito, metarenito, metargilito e mármore. Os metarenitos exibem estruturas típicas de turbiditos, enquanto os metapelitos apontam aprofundamento da água do mar em regiões distais de leque submarino (PIRES, 1988).

A Formação Iporanga é litologicamente composta por metarritmitos com intercalações de metarenito arcoseano sericitizado e metassiltito, sendo que localmente são descritos conglomerados polimíticos (LEONARDOS, 1934). Sua morfologia é marcada por faixa alongada e estreita limitada a NW pela zona de cisalhamento Figueira e a SE pela zona de cisalhamento Agudos Grandes (CAMPANHA, 1991; CAMPANHA et al., 2008a). Datações U-Pb SHRIMP em rochas vulcânicas apontaram idades de 579 ± 34 Ma (CAMPANHA et al., 2008a).

O Gabro Apiaí é representante de magmatismo básico Neoproterozoico intrudido na porção superior do Grupo Lajeado (MORGENTAL et al., 1975). O magma que originou a unidade possui filiação toleítica, semelhantemente aos basaltos de cadeia meso-oceânicas (FRASCÁ, et al., 1997). Datações U-Pb em frações de zircão e monazita realizadas por Hackspacker et al. (2000) destoam daquelas obtidas por U-Pb SRHIMP em zircão ígneo de Campanha et al. (2009, 2010). Enquanto o primeiro obteve 617 ± 4 Ma, o segundo encontrou 877 ± 8 Ma para a idade de cristalização do corpo.

Em relação ao magmatismo Neoproterozoico de caráter ácido destaca-se o Complexo Granítico Três Córregos, dominado por biotita-hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda-quartzo monzonito e granodiorito, com textura porfirítica e megacristais de feldspato potássico, deformados ou não (FUCK, 1966). O corpo é representado por batólito muito bem individualizado, de caráter tardi- a pós-tectônico, com alongamento na direção NE-SW, e composição litológica e textural relativamente homogêneas (FUCK et al., 1967). Além disso, possui estruturas associadas ao metamorfismo de contato, como auréolas de metamorfismo, apófises, filões e enclaves de metassedimentos. É subdividido por Prazeres Filho (2005) em sete unidades graníticas, a saber: Paina, Apiaí-Guaçu, Santa Bárbara, Arrieiros-Cerro Azul, Conceição, São Sebastião e Barra do Chapéu-Ribeirão Branco.

Esta última é a mais representativa na área de estudo e inclui a Suíte Porfiroide, com os granitos Barra do Chapéu - e Granito Lajeado microporfirítico -, Saival, Paiol de Telha, Córrego Butiá (GIMENEZ FILHO, 1993), Granito Apiaí e Capuava, além de *stocks* graníticos de diferentes dimensões, que entrecortam as unidades supracitadas, como é o caso do Granito Correias e Sguario (THEODOROVICZ et al., 1986; THEODOROVICZ & CAMARÁ, 1988).

A Suíte Porfiroide engloba granitoides porfiríticos de granulação média a grossa, orientados ou não, com crescimento de cristais euhedricos a ovalados de feldspato potássico em meio a matriz de granulação média (GIMENEZ FILHO, 1993). O Granito Barra do Chapéu é porfirítico róseo a cinza, com megacristais de feldspato potássico róseo, de composição modal sienogranítica a granodiorítica (BISTRICHI et al., 1985). Possui idade U-Pb ID-TIMS em zircões de 610 ± 3 Ma (GIMENEZ FILHO et al., 2000) nos granitos leucocráticos das bordas do maciço, ao passo que Prazeres Filho (2005) encontrou idades U-Pb ID-TIMS em zircão de 611 ± 1 Ma e 589 ± 4 Ma para monzogranitos e quartzo monzonito porfirítico. O Granito Saival, Paiol de Telha e Córrego Butiá são bastante semelhantes por serem leucocráticos e possuírem textura porfirítica dominante, com fenocristais de feldspato alcalino euédricos a subédricos de 2 a 4 cm de comprimento, conforme observado em Almeida (1989).

O Granito Apiaí segue a orientação NE da zona de cisalhamento Quarenta-Oitava, sendo quimicamente indiferenciado, de colocação tardicolisional e de idade U-Pb em zircão de 605 ± 3 Ma para cristalização (HACKSPACKER et al., 2000). Petrograficamente é classificado como hornblenda-biotita granito maciço, porfirítico, com megacristais anédricos de feldspato potássico de cor rosa, em matriz cinza.

Já o Granito Lajeado, pequeno corpo em meio ao Granito Barra do Chapéu, é microporfirítico e apresenta granulação fina a média com estrutura maciça, diferindo dos demais por não apresentar grandes fenocristais (BISTRICHI et al., 1985).

O Granito Itaoca corresponde primordialmente a rochas metaluminosas da série cálcio-alcalina de alto potássio, de natureza tardi- a pós-orogênica, do tipo I Cordilherano (MELLO, 1995). A unidade pode ser subdividida em três compartimentações: Itaoca, Saltinho (monzogranito, quartzo monzonito e quartzo sienito de estrutura maciça, textura porfirítica com megacristais de feldspato potássico) e Milonítica (unidade Itaoca milonitizada ao longo da Zona de

Cisalhamento Ribeira) (MELLO, 1995). Idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão obtida por Salazar et al. (2008) é de 623 ± 10 Ma.

A Suíte Granítica Pós Tectônica é composta pelos *stocks* dos Granitos Sguario, de textura porfirítica e, por vezes, micro-adamelítica e Granito Correias também porfiroide inequigranular de granulação média a grossa (GIMENEZ FILHO, 1993).

O magmatismo Mesozoico é representado principalmente por diques de diabásio, por vezes porfiríticos e morfologicamente tabulares, com espessuras variadas (centimétricas a métricas). A orientação principal dos corpos é NW e NNW, com mergulhos subverticais atravessando a maioria dos litotipos presentes na região, possivelmente associados ao "Alinhamento Guapiara" (FERREIRA, 1981).

Por fim, os depósitos de sedimentação Cenozoica são representados pela Formação Pariquera-Açu (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965) - depósitos fanglomeráticos de leques aluviais coalescentes (para e ortoconglomerados, lamitos) que gradam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante (bancos de granodecrescência ascendente) e de lagos (argila, argila siltosa e areia) (MELO, 1990) - e depósitos aluvionares em margens, fundos de canal e planícies de inundação.

4.3. Evolução Geológica e Metalogenia

4.3.1. Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira apresenta uma complexa evolução, que se desenvolveu no final do Neoproterozoico e início do Paleozoico, em um contexto de aglutinação da parte ocidental do Supercontinente Gondwana durante o Ciclo Brasileiro. A unidade apresenta também rochas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, os quais mostram-se parcial a totalmente retrabalhadas pelo evento subsequente (BIZZI et al., 2003).

De forma geral, a Província Mantiqueira registra diferentes etapas do Ciclo de Wilson (Fig. 6), que Hasui (2010) apresenta como Ciclo dos Supercontinentes, envolvendo fases de fragmentação, deriva de massas continentais e abertura oceânica. Segue-se então fases de convergência e aglutinação de tais massas, com

fechamento dos oceanos e colisão de continentes. Por fim, tem-se o colapso do orógeno, com erosão e implementação de um regime distensivo.

Sendo assim, a fase antecessora da Orogênese Brasileira é marcada por processos de rifteamento das margens do Supercontinente Rodínia com consequente etapa de abertura oceânica, por volta de 930-880 Ma (HEILBRON et al., 2004), a qual mostra-se bem documentada na Província Mantiqueira através de faciologias típicas de bacias de margens passivas e restos de sequências ofiolíticas. Contemporaneamente, houve geração de arcos magmáticos, ressaltando o caráter diacrônico do evento.

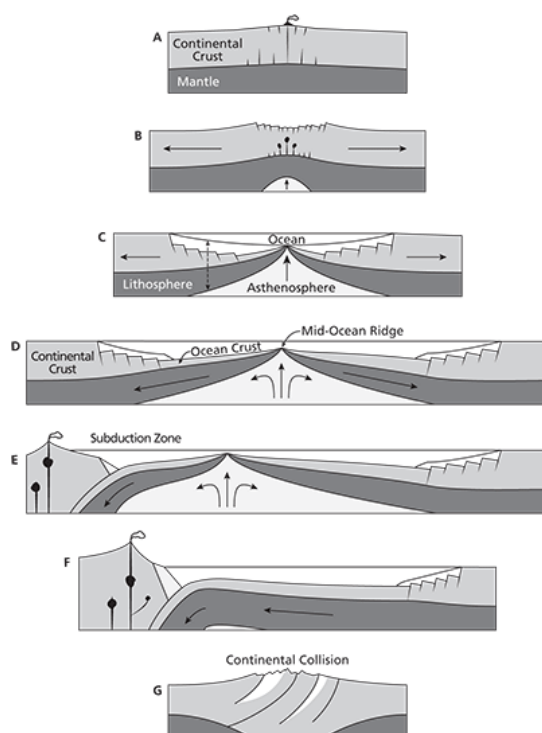


Figura 6: Esquema ilustrando o Ciclo de Wilson e suas sucessivas etapas.
Fonte: earth.northwestern.edu

A fase de colisão brasileira é comumente subdivida em três fases: A etapa de Colisão I, segundo Heilbron et al., (2004) resulta do choque frontal entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco, entre 630-610 Ma, ocasionando o fechamento do Oceano Goianides. Essa fase teria estruturado a porção sul do Orógeno Brasília e o Orógeno Dom Feliciano, dando origem a um complexo sistema de nappes de cavalgamento sub-horizontais que são vergentes para leste, além de intensa deformação, com dobras apertadas e forte xistosidade e lineação de

estiramento. Já Hasui (2010) considera tal intervalo de tempo como parte da Colisão II, extendendo-se até 530 Ma e englobando as etapas de fechamento dos oceanos Goianides e Adamastor.

A etapa de Colisão II, segundo Heilbron et al., (2004), se dá entre 590-560 Ma, resultando da colisão entre o Paleocontinente São Francisco – Congo e outros continentes localizados a leste, ocasionando o fechamento do Oceano Adamastor. Houve intenso evento tectônico nos orógenos Ribeira e Araçuaí. Essa fase, diferentemente da anterior, foi de colisão oblíqua, o que gerou zonas de encurtamento frontal vergentes para oeste e zonas de mergulho íngreme, orientadas a NE-SW, com componente transpressivo destrai. A intensa deformação resultante da Colisão II originou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade e lineação de estiramento. Além disso, houve expressivo magmatismo incluindo leucogranitos, granitos porfíricos e hornblenda-biotita granitos, com variações para tipos charnockíticos (HEILBRON et al., 2004).

A Colisão III, por sua vez, marca o final dos processos de aglutinação, entre 535-510 Ma, gerando deformação e metamorfismo em alguns terrenos já previamente amalgamados, além de importante deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio. Por fim, sucedendo a aglutinação do Gondwana Ocidental, houve a transição para um regime extensional, interpretado como resultante do colapso dos orógenos do Sistema Mantiqueira. Esta etapa de colapso extensional está melhor identificada nos orógenos Araçuaí e Ribeira, e é representada tanto por zonas de cisalhamento normais e dobras de gravidade com vergência para leste, como por zonas de cisalhamento transtensionais transversais aos orógenos. Além disso, ocorreu importante magmatismo bimodal associado a este episódio tectônico.

4.3.2. Cinturão Ribeira

A evolução do Cinturão Ribeira, porção central da Província Mantiqueira, inclui rochas desde o Neo-arqueano, que foram termotectonizadas e apresentam metamorfismo de alto grau, acompanhado de migmatização (HASUI, 2012). O Paleoproterozoico foi marcado pelo Ciclo Transamazônico, tendo como produto um conjunto de granitoides e supracrustais vulcanossedimentares. Ainda no Paleoproterozoico, assim como no Mesoproterozoico, o embasamento regional passou a sofrer novamente um processo de distensão, com rifteamento e abertura

oceânica, gerando intrusões de granitóides e rochas sedimentares e vulcanossedimentares. Entre alguns exemplos dessas últimas são as unidades Água Clara, Votuverava, Lajeado e Serra de Itaberaba.

No Neoproterozoico até o fim do Cambriano, houve a atuação do Ciclo Brasileiro, com geração de sequências sedimentares e vulcanossedimentares, além de manifestações magmáticas máficas e ultramáficas na etapa distensiva. Na etapa de convergência formaram-se arcos magmáticos, ocorreu metamorfismo de baixo a alto grau, além de deformação por tectônica tangencial e forte tectônica transcorrente e orogenia (HASUI, 2010). Na etapa final, houve intrusões predominantemente granitoides e deposição de sedimentos.

4.3.3. Terreno Apiaí

A evolução do Terreno Apiaí, juntamente com os terrenos Curitiba, São Roque e Luís Alves, remonta às sequências metassedimentares de idades mesoproterozoica e neoproterozoica que foram acrescidas como um terreno durante o Neoproterozoico (FALEIROS, 2008). Acredita-se que as sequências mesoproterozoicas desses terrenos registrem uma história metamórfica e de deformação antes da instalação das bacias neoproterozoicas apresentando em geral um metamorfismo na fácies xisto verde baixo, podendo chegar a fácies xisto verde alto e anfibolito na Formação Água Clara (HEILBRON et al., 2004).

Existem indícios de fase de deformação de baixo ângulo com dobramento recumbente associada ao desenvolvimento da xistosidade das séries neoproterozoicas. Um subsequente evento tectono-metamórfico se relaciona com o cinturão de cisalhamento de alto ângulo, com dobramentos e traços axiais de direção NE, associado à formação de uma xistosidade fina. As principais zonas de cisalhamento, as quais controlam os contatos entre as diferentes unidades estratigráficas e os diferentes terrenos, são destacadas por Campanha (2002) como sendo a de Agudos Grandes, Taxaquara, Ribeira, Lancinha, Cubatão e Morretes-Faxinas.

4.3.4. Considerações Metalogenéticas

Na Província Mantiqueira, é conhecida a ocorrência de importantes recursos minerais, a exemplo dos depósitos de Pb-Zn associados a calcários, Au e Cu em

bacias molássicas, Sn e W em greisen e concentração de pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais (HEILBRON et al., 2004).

Mais especificamente na porção sul paulista e leste paranaense, principalmente no Vale do Rio Ribeira, existe a potencialidade para ouro, prata e outros metais base (FALEIROS, 2008). Em geral, as ocorrências de ouro conhecidas são filoneanas e estão associadas a veios de quartzo encaixados em rochas metavulcanossedimentares e neoproterozoicas dos grupos Açungui e São Roque, com exceção do Morro do Ouro, em Apiaí, que apresenta veios de quartzo com ouro lamelar encaixados em rocha carbonosa (PEREIRA et al., 2014).

A região do Vale do Ribeira recebe os principais depósitos de zinco, chumbo e cobre do Cinturão Ribeira, também do tipo filoneano. Ocorrem também mineralizações de metais raros relacionados a granitogênese Brasileira, como no caso do Complexo Três Córregos, que apresenta depósitos de scheelita e wollastonita associados a skarns (PEREIRA et al., 2014).

5. Litologias e Litoestratigrafia

Na área de estudo as unidades reconhecidas em campo foram agrupadas em dois principais domínios geológicos: o Domínio das rochas metassedimentares e o Domínio das Rochas Graníticas.

No Anexo I, temos a disposição das litologias na área e a sua relação estratigráfica. Essas litologias são descritas abaixo.

5.1. Formação Água Clara (Mesoproterozoico – 1500 Ma)

O Domínio das Rochas Metassedimentares está representado pelas unidades da Formação Água Clara, aflorando na área central e leste da área mapeada, sendo regiões caracterizadas por uma declividade mais acentuada e forma de topo menos arredondada. Os afloramentos destas rochas são bastante comuns, porém – na maioria das vezes – apresentam-se com grau de intemperismo elevado. O solo

desta unidade, melhor observado na porção centro-norte, é de coloração avermelhada a amarelo-ocre.

As unidades aqui englobadas representam uma sequência metassedimentar de idade proterozoica. Esses sedimentos foram depositados no Mesoproterozóico (~1500 Ma) (Weber et. al., 2004), em ambiente de fundo marinho, com predomínio de siliciclásticos finos (pelágicos) na base e, posteriormente, predomínio de carbonatos em ambiente de plataforma carbonática distal. Tais rochas foram metamorfizadas em escala regional e, por vezes, apresentam metamorfismo de contato (quando associadas às intrusões graníticas Neoproterozóicas).

Foram descritos neste contexto dois principais litotipos: Rochas calcossilicatadas; Xistos (com variações composicionais); Mármore de forma bastante subordinada; e Anfibolitos (aqui associados ao metamorfismo de contato causado pelas intrusões graníticas). Os corpos de mármore e anfibolitos geralmente não são mapeáveis em escala 1:25000.

5.1.1. METAPELITOS

Os xistos são constituídos por pacotes rochosos de coloração arroxeada com manchas esbranquiçadas e grau de intemperismo médio. Macroscopicamente, trata-se de uma rocha de estrutura anisotrópica com foliação marcada por uma orientação de cristais de muscovita e com presença de um bandamento composicional com intercalação de camadas de coloração rósea e coloração escura. A granulação é fina e sua textura é xistosa e lepidoblástica. Apresenta lineações minerais de micas contidas no plano de foliação da rocha (Fig. 8 A a D).

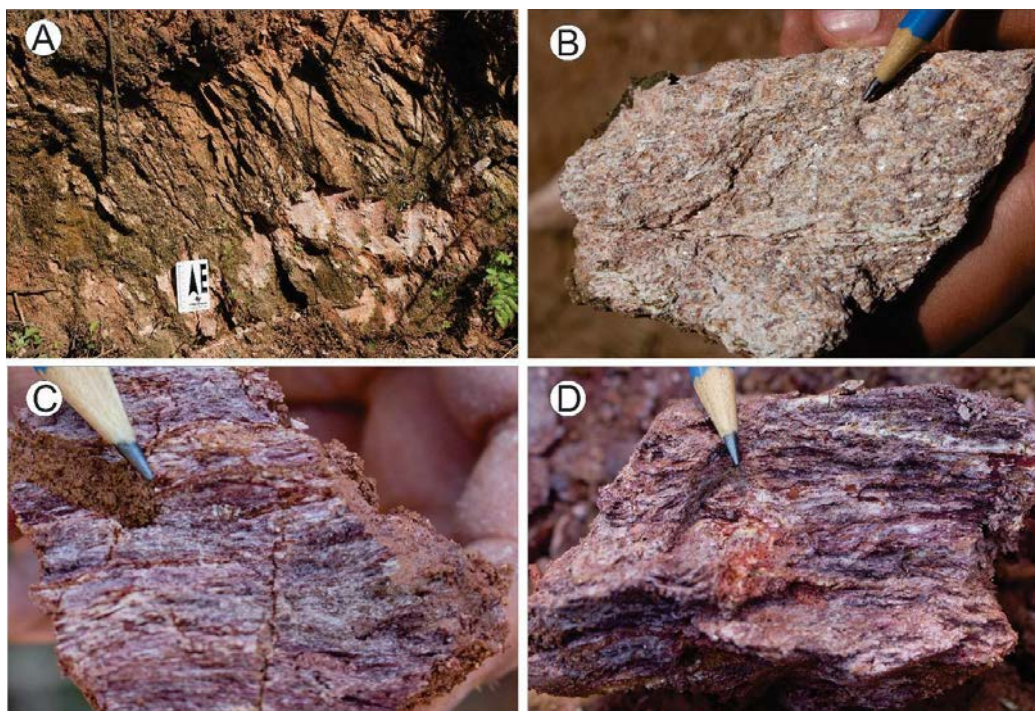


Figura 8 A) Afloramento de muscovita xisto em corte de estrada. B) e C) Muscovita-xisto. D) Estrutura foliada.

Com a microscopia, foi possível identificar duas foliações de baixo ângulo marcadas por cristais fibrosos e tabulares de muscovita. Sua assembleia mineralógica é constituída prioritariamente por micas, no caso muscovita e biotita, e quartzo (Fig. 9). A muscovita, de maneira geral, encontra-se corroída com alto grau de alteração. Observam-se bordas de alteração de coloração verde, indicando clorita, e manchas avermelhadas devido a presença de óxidos de ferro referentes à alteração de biotita, ocasionando a limonitização da rocha. O quartzo é encontrado sob a forma de agregados de cristais com certa de 0,3mm. Seus contornos arredondados e extinção ondulante indicam um processo de recristalização sofrido pela rocha. Os minerais secundários mais comuns são opacos, turmalina, titanita e carbonatos, presentes de forma isolada.

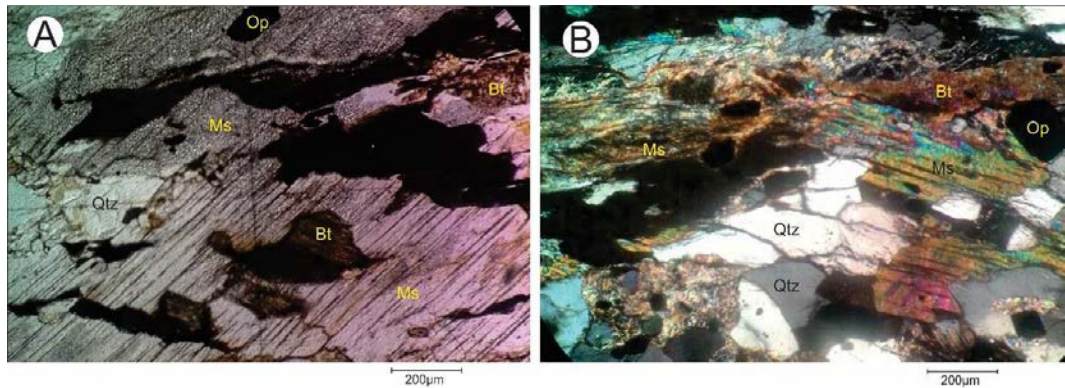


Figura 9: Fotomicrografias com luz transmitida de muscovita-biotita xisto. Aumento de 100x. Nicóis cruzados em A e B. Bt = Biotita; Ms = Muscovita; Op = Opacos; Qtz = Quartzo. (Amostra AP3-1-26).

Nesta litologia temos também, em alguns locais, uma pequena variação composicional marcada pela diminuição do teor de biotita. O resultado dessa variação é uma rocha composta predominantemente por muscovita e quartzo, com textura granolepdoblástica, sendo classificada como quartzo-muscovita xisto (Fig 10).



Figura 10: Amostra de Quartzo-muscovita-xisto intemperizada. Foto AP3-6-52.

5.1.2. CALCIOSSILICATADAS

Esta unidade é composta principalmente por rochas calciossilicatadas intercaladas com camadas de filitos (subordinadas às calciossilicatadas), além de algumas camadas de xistos (actinolita-xisto e mica-xisto) e raras lentes de mármore.

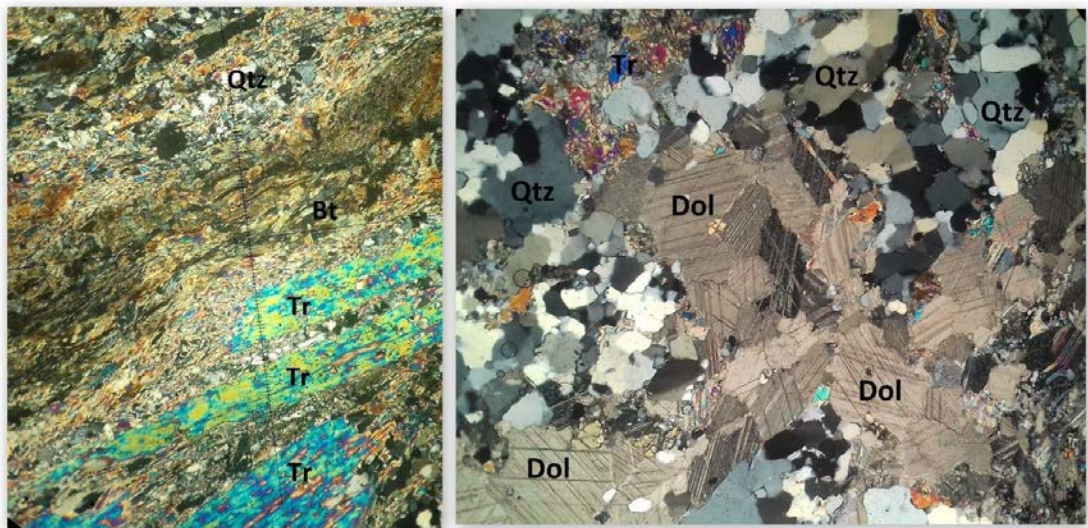
Neste trabalho esta unidade será mencionada como calciossilicatada, mesmo com a diversidade de rochas supracitada, já que as rochas com essa composição mineralógica são as mais frequentes na referida sequência.

As rochas cálciossilicatadas aparecem frequentemente com intercalações cinza e esbranquiçadas ou esverdeadas. Geralmente as rochas se apresentam maciças, subfaneríticas, lepidonematoblástica e anisotrópicas. Macroscopicamente, é possível ver um bandamento composicional marcado por biotitas, flogopitas e actinolita tremolitas e, ocasionalmente, xistosidade leve ou forte (actinolita-xisto e mica-xisto). Os planos de foliação tendem a se deslocar, portanto comumente apresentam veios de composição quartzosa ou carbonática concordantes com essa foliação. Também ocorrem veios discordantes de composição aplítica. Um dos afloramentos típicos para esse grupo de litologia é mostrado na Figura 11 a seguir.

A assembleia mineralógica é composta principalmente por quartzo, actinolitatremolita, epidoto, biotita, flogopita e minerais opacos (magnetita) e, secundariamente, por dolomita, calcita, feldspato potássico (albita), clorita e muscovita (estes minerais ocorrem só em algumas rochas). As Fig. 11 ilustra a assembleia mineralógica mais típica da rocha calciossilicata. A Fig. 12 mostra a lâmina da amostra 14a, que além da assembleia mineral principal, tem cerca de 25% de dolomita. Os epidotos, cloritas e opacos ocorrem junto aos anfibólios, indicam perda de elementos durante o retrometamorfismo, a ser tratado no Cap. 7.



Figura 11: Rochas calciossilicatadas com bandamento composicional verticalizado.



Figuras 11 (esq.) e 12 (dir.): Assembleia mineral típica das rochas calciossilicatadas na lâmina AP3-2-16 e lâmina rica em dolomita na lâmina AP3-2-14a, respectivamente.

As seções delgadas das rochas calciossilicatadas apresentam bandamento composicional marcado por bandas de quartzo menores que 1 centímetro e bandas de minerais aciculares, radiais e prismáticos (actinolita/tremolita) e xistosidade marcada por micas (biotita, flogopita, muscovita). Texturalmente, a maioria dessas rochas em lâminas tem porções lepidoblásticas, nematoblásticas e até granoblásticas, com cristais aciculares de tamanho médio de 1 a 2 milímetros. Nas lâminas de rochas calciossilicatadas próximas à Zona de cisalhamento existem cristais de quartzo com bordas de recristalização e extinção ondulante, além de cristais de mica estirados (Fig. 13). É possível ver também foliação de crenulação, com raros indicadores cinemáticos dextrais.

Nas rochas mais pelíticas, bastante alteradas, é possível observar, em superfície, algumas feições de dobras, porém não foi possível a medição de muitas estruturas e nem a coleta de amostras inteiras, já que a rocha é composta por bandas argilosas ou argiloarenosas. As camadas desse saprólito eram principalmente centimétricas a decimétricas, de coloração principalmente rosa, laranja, marrom e preta. Essas últimas apresentam maior resistência e tem composição manganesífera. A Figura 14 mostra uma foto de um ponto, bastante representativo dos metarritmitos da área.

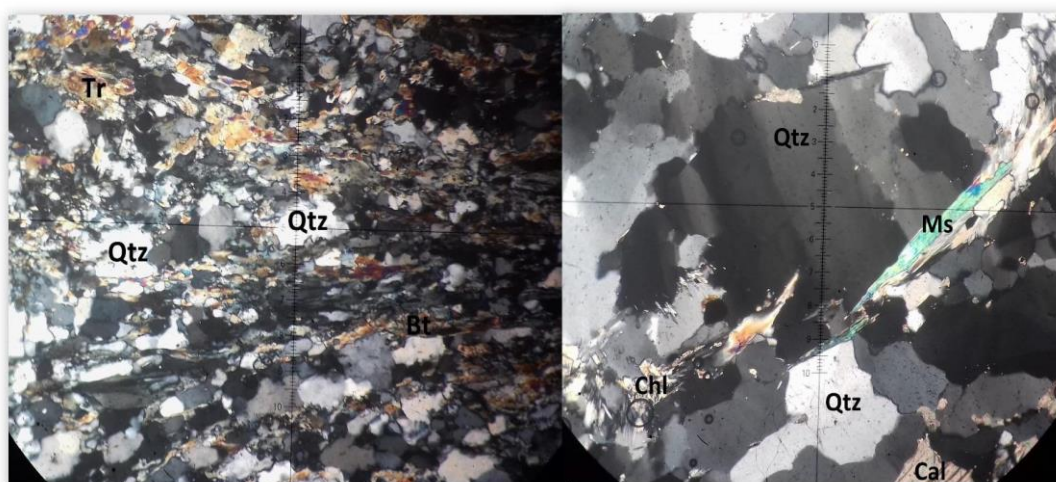


Figura 13 - Bordas recrystalizadas de quartzo na lâmina AP3-2-54. Aumento de 10x.

Os mármore ocorrem raramente e na forma de lentes em meio às rochas calciossilicatadas, como já citado e será melhor descrito no item a seguir.

5.1.3. TREMOLITA MÁRMORE

A ocorrência do mármore é restrita e não mapeável em escala 1:25000.

Esta rocha aflora em pontos restritos que foram interpretados como lentes desta litologia (em expressão não mapeável em escala 1:25000) em meio às rochas calciossilicatadas (Fig 14 a;c). Ora bem preservados, ora, em alguns pontos, apresenta alto grau de alteração (Fig. 14 d).

Os mármore identificados são caracterizados pela coloração cinza escura a levemente esverdeada e pela alta reação com HCl 10%, que indica abundância em carbonatos calcínicos. As duas lentes possuem direção NE-SW, foliação subvertical e apresentam macro crenulação (Fig. 14 b).

Macroscopicamente é possível identificar minerais aciculares de anfibólio cálcicos - relativamente orientados, característicos de textura nematoblástica -, quartzo, micas escuras e sulfetos de Fe e Pb, tais como pirita e galena.

Petrograficamente, na análise da lâmina AP3-5-72 foi possível verificar a predominância de carbonatos - calcita e dolomita (cerca de 60%) -, associados ao anfibólio definido como tremolita (cerca de 20%), e quartzo (cerca de 15%), além de menores quantidades de epídoto e muscovita. Foi reconhecida estrutura maciça e textura nematoblástica - onde ocorre a orientação de minerais prismáticos (Fig. 15 a;b).

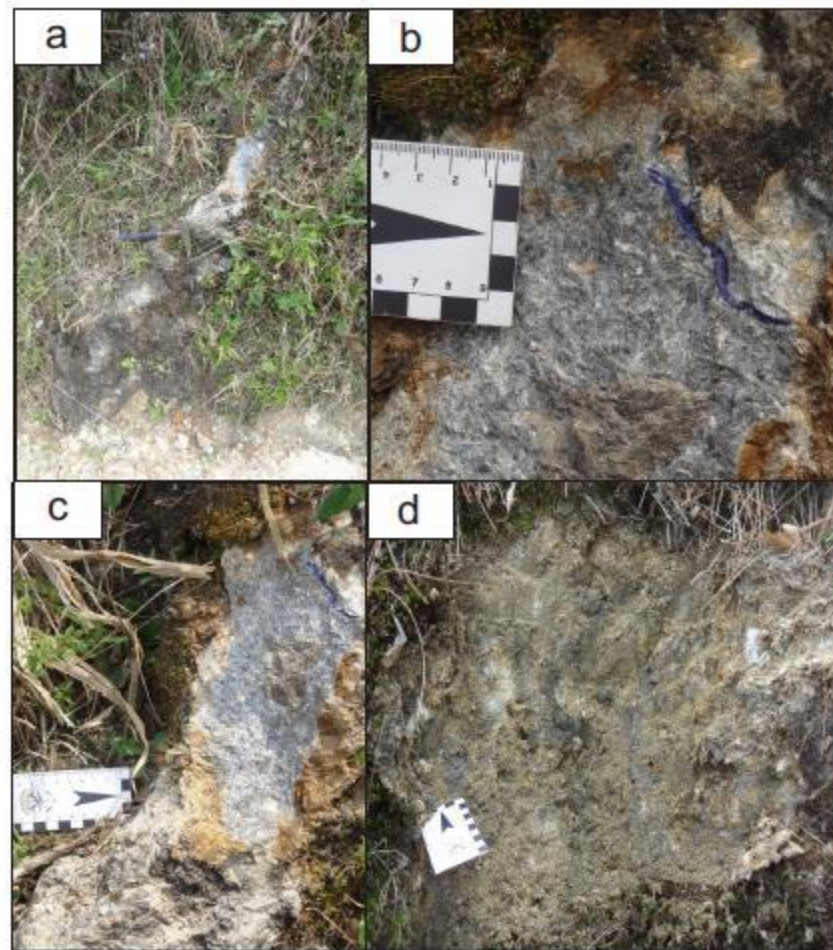


Figura 14 - Afloramento de Tremolita Mármore (AP3-5-72). a) Afloramento geral; b) Macro crenulação identificada no Tremolita Mármore; c) Detalhe do local de retirada da amostra AP3-5-72; d) Porção mais intemperizada do afloramento.

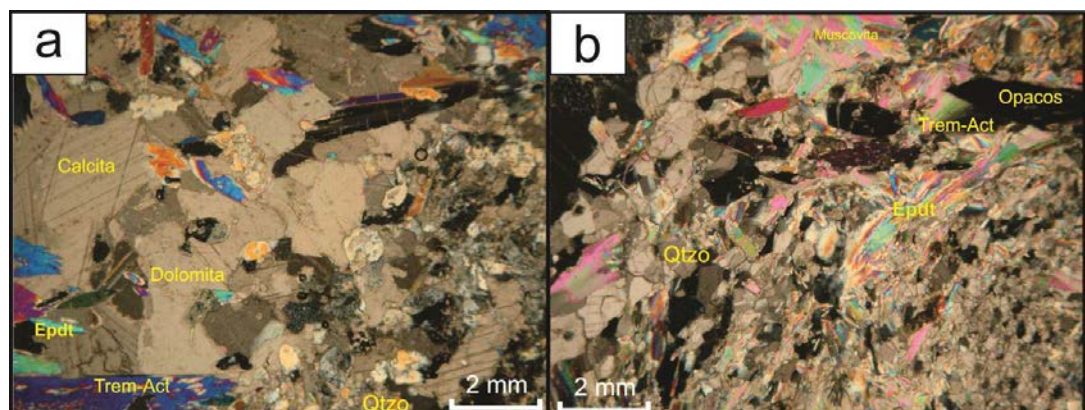


Figura 15 - Detalhe da mineralogia observada na lâmina AP3-5-72. a, b) AP3-5-72: Paragênese mineral observada - minerais carbonáticos em predominância,

seguido por termolita-actinolita e quartzo, além de acessórios. Possível observar textura nematoblástica. Nicóis cruzados.

5.1.4. PARANFIBOLITO

Essa unidade ocorre associada na zona de contato entre o Complexo Granítico Três Córregos e as rochas calciossilicatadas da Formação Água Clara, e é resultado do metamorfismo de contato desta última unidade.

A rocha em questão é maciça, esverdeada, muito resistente, subfanerítica e geralmente isotrópica. A lâmina AP3-2-1a (Figura 16), tem aproximadamente 86% de tremolita-actinolita, quartzo (7%), epidoto (5%) e alguns traços de outros minerais. Por conta do seu conteúdo mineral rico em anfibólios, concordou-se em chamar a rocha de anfibolito paraderivado (Paranfibolito) ou escarnito, já que a definição de "Skarn" (Glossário SIGEP, CPRM) é "Rocha cálcio-silicática que sofreu metamorfismo e/ou metassomatismo de contato e que apresenta mineralogia cálciosilicatada característica."

O contato dessa unidade com o granito é, geralmente, intrusivo, porém também há locais em que observa-se contato tectônico. Já o contato entre a unidade calciossilicatada e o paranfibolito é gradacional, devido ao seu tipo de metamorfismo.

No Mapa Geológico (Anexo 1) é possível ver uma lente de paranfibolito em meio aos granitos. O ponto 10 é um afloramento in situ dessa unidade, portanto é provável que se trate de um teto pendente durante a intrusão granítica. Pode também se tratar de um xenólito. A rocha difere dos outros anfibolitos em termos de textura: essa é anisotrópica, bandada e dobrada. Na lâmina AP3-2-10, referente a esse ponto, é possível ver, além da mineralogia supracitada, cristais de biotita e hornblenda (Figura 17), indicando um grau metamórfico maior do que a rocha vista na Fig. 16, porém ainda caracterizando a mesma unidade metassedimentar (FM Água Clara) que passou por metamorfismo de contato.

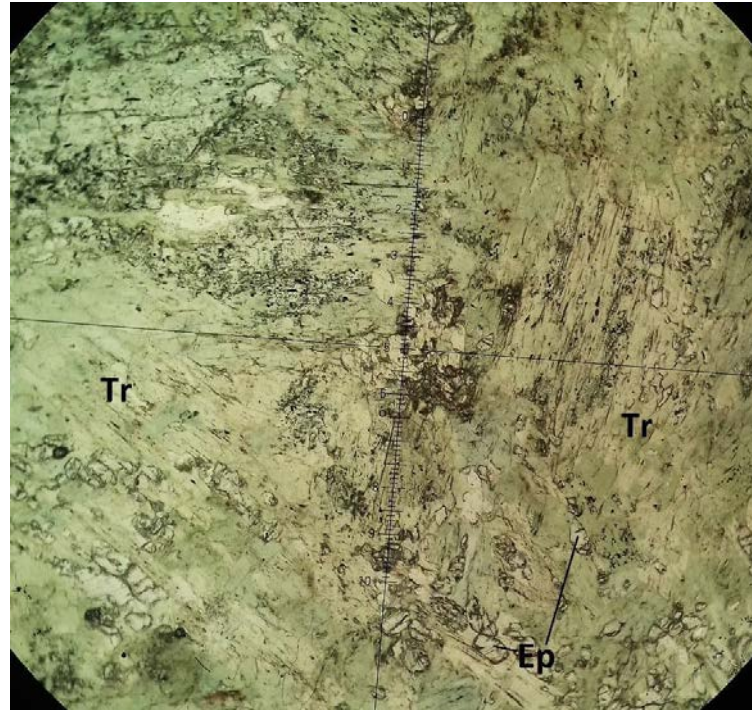


Figura 16 - Figura mostrando abundância de Actinolita-Tremolita (Tr) na lâmina AP3-2-1A, com alguns cristais de epidoto. Aumento de 5x.



Figura 17 - Hornblenda e Quatzo na lâmina AP3-2-10. Aumento de 5x.

5.2. Complexo Granítico Três Córregos

A ocorrência dos granitoides destaca na geomorfologia um relevo representado por morros de topos arredondados, encostas convexas, vales abertos e topografia suave, onde não se observa uma variação abrupta de altitude.

As intrusões graníticas, denominadas Granito Barra do Chapéu e Granito Lajeado estão relacionadas ao Complexo Três Córregos. Segundo a mineralogia modal essas rochas são classificadas como Monzogranitos, de acordo com o diagrama QAP (Fig 18). Essas rochas são descritas seguir mais detalhadamente.

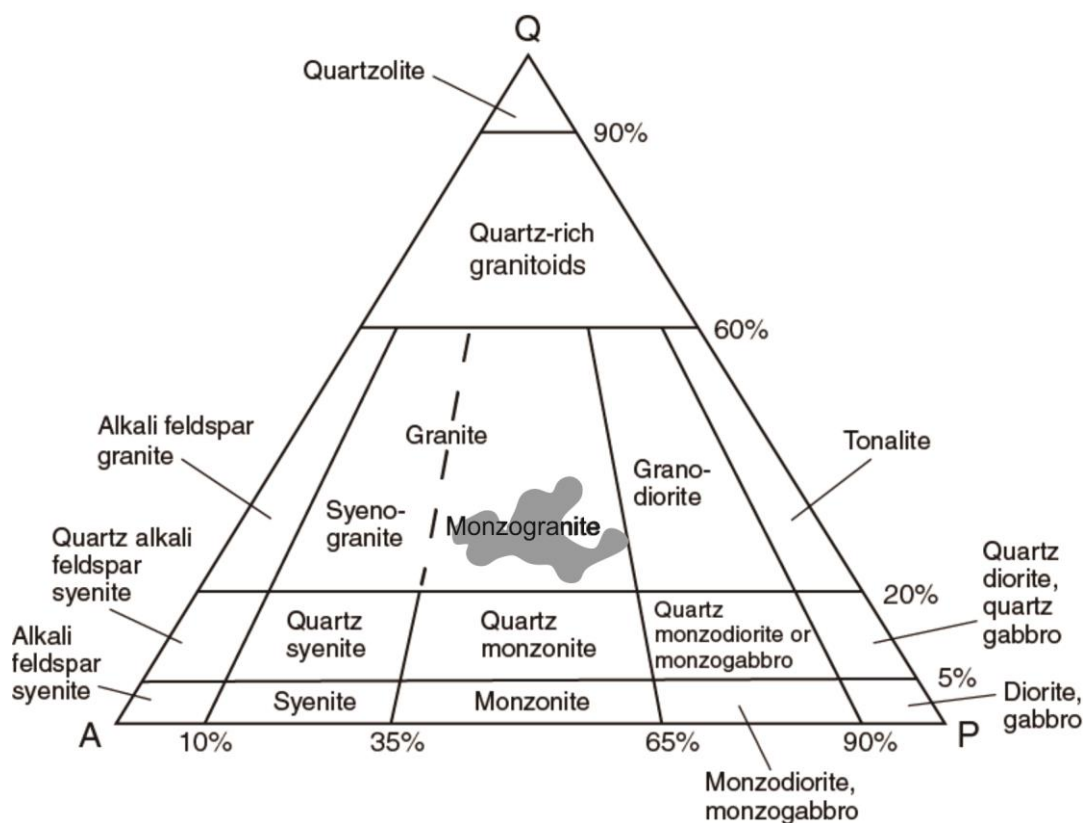


Figura 18: O campo em cinza destaca a área onde as 21 lâminas de granitoides analisadas foram plotadas após análise da mineralogia modal. Divisões internas segundo recomendações da IUGS, extraído de Streckeisen (1976)

5.2.1. GRANITO BARRA DO CHAPÉU

No geral, encontra-se de baixo a médio grau de alteração. Corresponde macroscopicamente a uma rocha granítica leucocrática média a leucocrática, porfírica, isotrópica a anisotrópica, fanerítica, halocristalina, equigranular a inequigranular com fenocristais de feldspato potássico euhedrais a subhedrais - de aproximadamente 1 a 3 cm (corresponde a 5- 10% da rocha com coloração levemente esbranquiçada a róseo (Fig. 19 a;b)



Figura 19 - Afloramentos de hornblenda biotita monzogranito porfírico. a) Fenocristais de feldspato potássico (4 cm); b) Afloramento geral, da análise AP3-5-91; c) Veio de epidoto no granito.

É possível identificar macroscopicamente quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, sericita e produtos de alteração, tal como caulinita e óxido de Fe. Em alguns locais é possível a identificação de veios de epidoto no granito, tal como mostrado na Fig. 19c. E ainda foi possível identificar hornblenda e pirita com halo ferruginoso.

Petrograficamente, na análise da lâmina AP3-5-91 (Fig. 20 b) foi possível identificar quartzo (30%), feldspato potássico (25%), plagioclásio (24%), biotita (10%), hornblenda (5%) e minerais acessórios, tais como titanita, apatita, minerais opacos e minerais de alteração como sericita e caulinita (5%). Na lâmina AP3-5-96 (Fig. 20 c), foram identificados plagioclásio (28%), quartzo (25%), feldspato potássico (24%) e biotita (6%). Além de acessórios, tais como hornblenda (5%), minerais opacos (2%), titanita (2%), apatita (2%) e secundários (6%). E a análise das lâminas AP3-5-40 e AP3-5-100 (Fig. 20 d) - indicou presença – média - de plagioclásio (30%), quartzo (30%), feldspato potássico (22%), biotita (8%), hornblenda (5%) minerais opacos e acessórios tais como titanita e apatita (5%).

O quartzo apresenta-se fraturado e foi observada leve orientação da biotita e hornblenda. Possível observar a caulinitização do feldspato potássico (produto de alteração intempérica). Já no plagioclásio e no microclínio pode haver sericitização e cloritização secundária.

A estrutura é maciça, onde há interpenetração entre os cristais - destacada pelo plagioclásio mimerquítico e quartzo anedral, textura em mosaico entre cristais de quartzo justapostas, e também entre cristais menores em volta de cristais maiores. Entre a hornblenda, quartzo e plagioclásio foi observado contato serrilhado.

Foi possível identificar a sequência de cristalização na rocha, com início dos minerais opacos, apatita, zircão e titanita, para hornblenda, biotita e por fim plagioclásio, microclínio e quartzo.

Subtraindo-se os máficos para AP3-5-91, tem-se as porcentagens 44,4% plagioclásio, 31,1% feldspato potássico e 22,5% de quartzo; para AP3-5-96 tem-se 36,36% de plagioclásio, 32,46% de quartzo e 31,16% de feldspato potássico e para AP3-5-40 e 100, 36,58% de plagioclásio, 26,82% de feldspato potássico e 33,58% de quartzo.

Seguindo a classificação modal, citada anteriormente, e as localizações no diagrama QAP (Fig. 18), a rocha é classificada como hornblenda biotita monzogranito porfirítico - com leves alterações do tamanho dos fenocristais e nas porcentagens de biotita e hornblenda nas diferentes porções do corpo granítico.

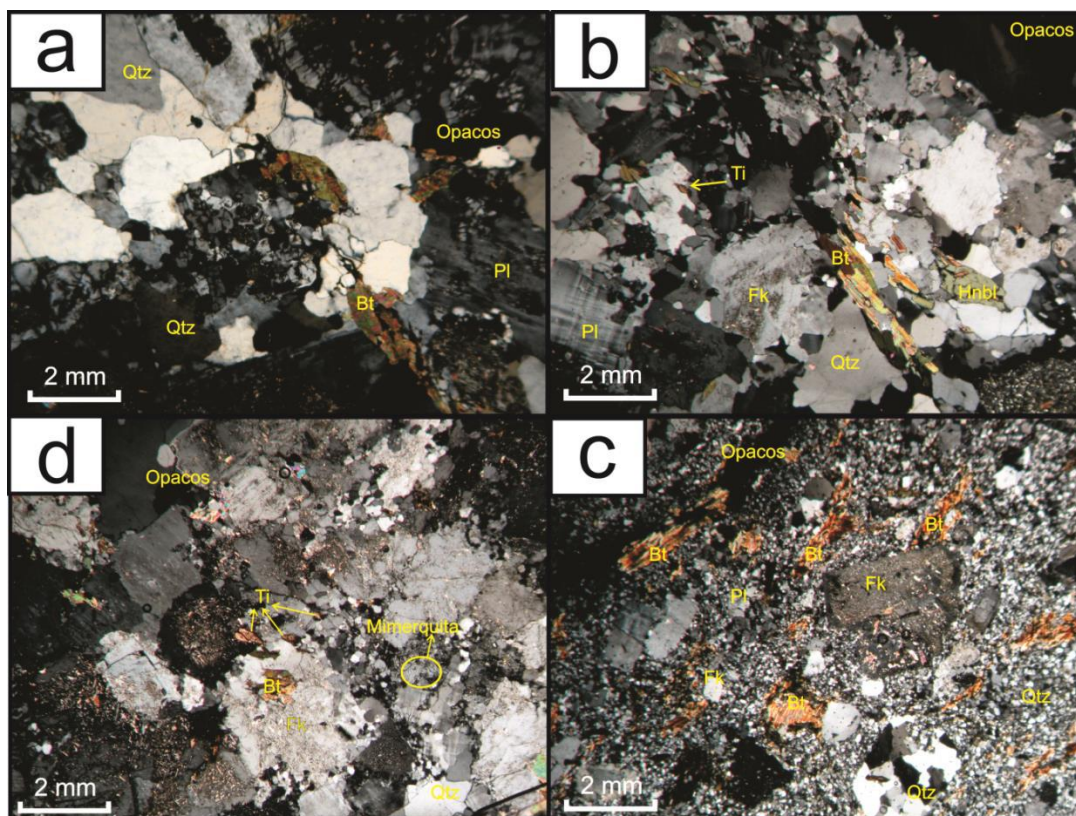


Figura 20 - a) AP3-5-40; b) AP2-5-91; c) AP3-5-96; d) AP3-5-100 Todas apresentam a paragênese mineral observada nas lâminas. Detalhe para a mimerquita (d) e para a diferença granulométrica observada na lâmina AP3-5-100, que corrobora com o ambiente da amostra - uma zona de contato entre o Granito Barra do Chapéu e a Formação Barra do Chapéu. Nicóis cruzados.

5.2.2. GRANITO LAJEADO

A intrusão granítica Lajeado corresponde ao último evento magmático que afetou a área de estudo, estruturado de forma discordante em relação às rochas encaixantes, possivelmente formado no nível crustal epi-mesozonal, e facilmente distinguível pela sua geometria arredondada. As principais ocorrências de

afloramentos foram identificadas dentro do perímetro urbano do Bairro Lajeado de Araçaíba, onde matacões com cerca de 2m de comprimento e 1,5 m de altura foram documentados e descritos.

Os blocos rochosos, de coloração cinza-roseado, apresentam estrutura anisotrópica com cristais micáceos de biotita que marcam a foliação principal de alto ângulo. Sua textura é predominantemente porfirítica, com fenocristais tabulares de feldspato potássico inseridos em uma matriz monzogranítica orientada fina. Os fenocristais perfazem cerca de 3% do volume da rocha e suas dimensões são da ordem de 1cm de comprimento por 0,5 cm de largura.

Associações com diques aplíticos são frequentes, sendo estes ilustrados por granitos isotrópicos com textura sacaroidal e composição essencialmente constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita (<5%) (Fig. 21 A a F).

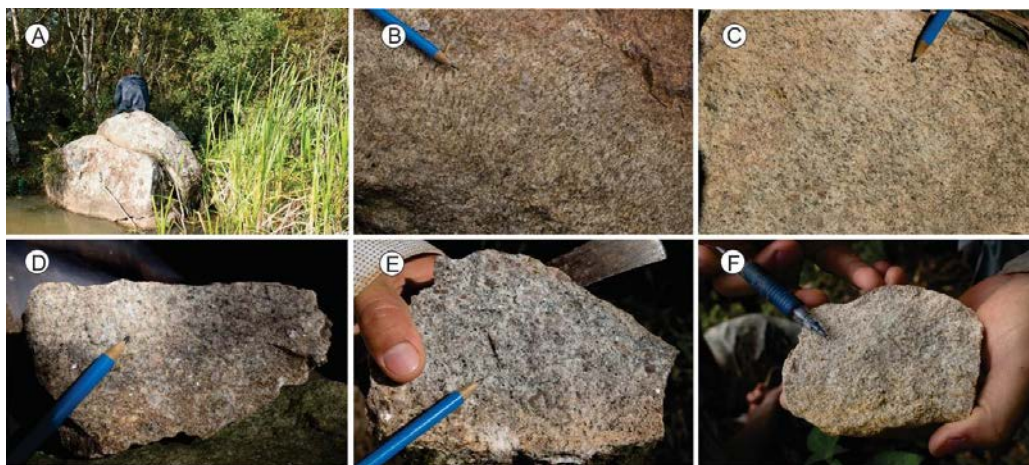


Figura 21. Fácies referência para classificação do granito Lajeado A) Afloramentos na forma de matacões do granito Lajeado; B a E) Biotita monzogranitos porfiríticos de matriz monzogranítica orientada, de grana fina e cor cinza-roseada. F) Aplito a quartzo e feldspato com textura sacaroidal.

A descrição petrográfica da lâmina AP3-1-32 permitiu identificar o feldspato potássico como microclínio, sendo que muitos deles já se encontram em estágio de alteração para outros silicatos, como argilominerais e sericita (processo de saussuritização). A assembleia mineralógica é essencialmente composta por

feldspato alcalino (39%), quartzo (31%), oligoclásio (21%) e biotita (5%), sendo os minerais acessórios representados por titanita, opacos e apatita e allanita. Minerais como muscovita, opacos e clorita se formaram devido a processos de alteração (Fig. 22). Microscopicamente, os fenocristais tabulares de microclínio apresentam dimensões próximas de 2mm, podendo chegar a 4mm. A maior parte dos demais minerais não ultrapassa 0,4 mm, o que configura uma granulação fina. A discreta foliação presente na rocha é marcada, além dos cristais micáceos de bitotita, por cristais cuneiformes de titanita. A rocha é apresenta textura microporfirítica com fenocristais tabulares de microclínio inseridos em meio a uma matriz fanerítica, aproximadamente equigranular de granulação fina e textura panxenomórfica. A partir da contagem modal feita, a intrusão granítica foi classificada como Biotita Monzogranito porfirítico de matriz fina.

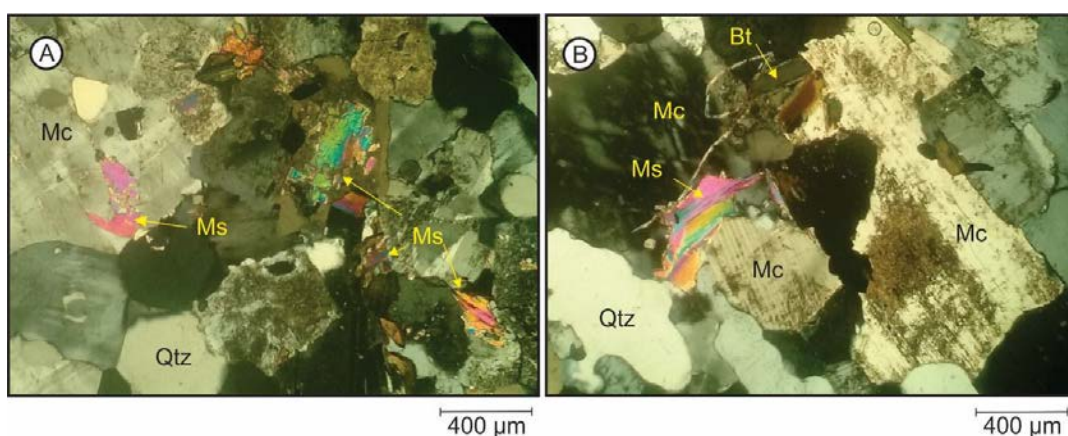


Figura 22: Fotomicrografias de luz transmitida de biotita monzogranitos. Aumento de 50x. Nicóis cruzados em A e B. Ms = Muscovita; Mc = Microclínio; Qtz = Quartzo; Bt = Biotita. (Lâmina AP3-1-32).

5.3. Intrusões Básicas (KD)

O magmatismo mesozóico da área de estudo é representado por diques de diabásio com direção NW-SE, bem marcada por falhamentos de mesma direção que atuam como canais de drenagem, ocorrendo de maneira dispersa e nem sempre passível de mapeamento na escala 1:25000.

Por não apresentar deformação, é possível inferir que essa unidade é posterior aos eventos deformacionais presentes nos granitos e rochas metassedimentares da Formação Água Clara. A origem desse dique de diabásio está possivelmente relacionada ao lineamento Guapiara de direção NW-SE de idade Cretácea, associado ao Enxame de Diques do Arco de Ponta Grossa formado durante o processo de rifteamento entre as Placas Sul-Americana e a Africana.

O diabásio constitui uma rocha de estrutura isotrópica, mesocrática de coloração cinza escura e de granulação fina. Os matacões em que foi encontrado apresentavam camadas superficiais de alteração, adquirindo uma coloração marrom avermelhada (Fig. 23).



Figura: 23 Diabásio com camada superficial de alteração.

5.4. Depósitos Cenozóicos

Os depósitos aluvionares recentes estão restritos a pequenas drenagens onde ocorre a deposição de sedimentos argilosos nas planícies de inundação. Em geral, estão associados a uma geomorfologia mais suave, onde as drenagens correm em vale mais abertos e as encostas são convexas com pouca inclinação. A

planície de inundação se estende por dezenas de metros, formando brejos onde plantas aquáticas de pequeno porte se desenvolvem.

Esses depósitos são encontrados em regiões topograficamente mais baixas, normalmente entre morros. Devido à baixa energia do sistema, a decantação de finos prenomina, mas é possível que haja uma pequena fração arenosa transportada em épocas de cheias, o que propicia o aumento na energia do sistema e sedimentos mais grossos são transportados para as planícies de inundação.

6. Geologia Estrutural

A caracterização estrutural da área quatro foi desenvolvida com base em descrições e análises de campo das relações geométricas e cinemáticas das estruturas tectônicas, através da tomada de atitude com bússola Clarr, e interpretação destas com base em critérios de superposição e literatura, além do tratamento em escritório com auxílio de estereogramas, seções e mapas.

A geologia estrutural da área estudada abrange dois domínios estruturais distinto. O domínio estrutural mais antigo (Mesoproterozoico) consiste em rochas metassedimentares da Formação Água Clara, na qual foram descritas deformações tanto de caráter dúctil quanto rúptil, além da presença da zona de cisalhamento transcorrente Conceição do Herval, Córrego dos Bichos e Quarenta Oitava (CAMPANHA, 2002). As principais feições tectônicas estão relacionadas à formação de clivagem filítica, xistosidade, lineação mineral e dobras. Os outros 85% do mapa consistem no domínio das rochas graníticas de formação mais tardia (Neoproterozoico), sendo eles subdivididos em pré-colisionais (Granito Barra do Chapéu) e tardi-colisionais (Granito Lajeado). As principais estruturas observadas nesse domínio denotam um caráter rúptil, representado por fraturas, e dúcteis, com foliações de baixo e alto ângulo nos granitos pré-colisionais e apenas de alto ângulo nos granitos tardi-colisionais.

A partir das medidas estruturais obtidas em campo foi possível definir três fases de deformação que afetaram a área de estudo. A primeira (D1) e a segunda (D2) fases pertencem ao regime tectônico de cavalgamento, no qual enfatiza-se a

importância de uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo responsável pela geração de planos de foliação pervasiva S1 e S2 de direção NE-SW (FIORI, 1992), dobras de arrasto e lineações minerais. Tratam-se de foliações bem desenvolvidas e dispostas paralelamente ao antigo acamamento sedimentar, representadas por cristais de muscovita. A terceira fase (D3) está relacionada a zona de cisalhamento de direção NE-SW e acarretou a formação de foliação tectônica de alto ângulo S3 paralela às demais foliações, distinguindo-se facilmente de S1 e S2 pelo seu caráter mais tardio, e lineação mineral contida no plano da foliação. Posteriormente, ocorreu a intrusão de diques máficos de direção NW-SE, cortando as intrusões graníticas, que estariam relacionados à formação do Arco de Ponta Grossa, mais especificamente ao lineamento Guapiara.

6.1. DOMÍNIO DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES – FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

A Formação Água Clara é marcada por uma foliação (filítica e de crenulação) de alto ângulo correspondente à foliação S3, da fase de deformação D3. É caracterizada por ser sub-vertical a vertical, com direção preferencial NE-SW, gerada pela zona de cisalhamento responsável pela transposição das foliações S1 e S2, assim como do bandamento composicional S0. O plano de foliação, encontra nas rochas cálcio-silicáticas, xisto e filitos, consiste na organização dos minerais prismáticos e micáceos de baixo grau metamórfico, como actinolita-tremolita, biotita e muscovita, bem como por cristais gerados por retrometamorfismo, como clorita. Em pacotes rochosos de metarenitos, os cristais estirados e recristalizados de quartzo marcam a foliação principal da rocha.

A primeira fase de deformação (D1) gerou uma foliação principal (S1) continua fina (filítica) a grossa (xistosidade) paralela ao bandamento composicional (S0) da rocha. A segunda, com o estiramento e recristalização de quartzo, muscovita e clorita, causou a crenulação da foliação S1 de tal maneira que o novo plano de foliação (S2) alinhou-se de forma paralela a S1. Os planos de foliação S1 e S2 estão relacionados ao evento tectônico deformacional, no caso o sistema de Cavalcamento Açungui (FIORI, 1992). A direção preferencial desses planos é NE-

SW, com baixo ângulo de mergulho. Durante as fases de deformação D1 e D2 houve a predominância de um sistema dúctil, com realinhamento dos cristais prismáticos de actinolita-tremolita e micáceos.

A fase de deformação D3 refere-se as zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais Conceição do Herval, Córrego dos Bichos e Quarenta Oitavo, a qual gerou foliações que variam de protomiloníticas a clivagem de crenulação (Kops, 1994). Tratam-se de planos de foliação de alto ângulo (S3), de direção NE-SW, com ângulo de mergulho que varia de 70° a 90°, tendendo a se verticalizar conforme se aproximam da zona de cisalhamento, com caimento tanto para SE quanto para NW. Além disso, essa mesma fase de deformação foi responsável pela transposição do bandamento composicional e das foliações S1 e S2. Houve um predomínio de um regime dúctil-rúptil caracterizado pela presença de feições como dobras de arrasto de escala decimétrica, fraturas microscópicas perpendiculares ao bandamento composicional e fraturas de escala métricas, além de veios quartozos paralelos à foliação S3 (Fig. 24).



Figura 24 A) Feições típicas de sistema dúctil (dobras de arrasto) e rúptil (falhas) na Formação Água Clara; B) Sequências metassedimentares presentes próximo à zona de cisalhamento.

A lineação mineral (Lm), representada pela orientação de minerais micáceos e prismáticos de actinolita-tremolita, está contida no plano de foliação S3 e marca o eixo x do cisalhamento, ou seja, a direção de máximo estiramento dentro da fase de deformação (Fig. 25). É bem marcada nas sequências de metapelitos e xistos e nos metarenitos se apresenta na forma de cristais recristalizados e estirados de quartzo.

Sua direção preferencial é NE-SW, com caimento de 70° para NW, e coincide com a orientação de estiramento máximo dos corpos rochosos que compõem o Domínio das rochas metassedimentares (Fig. 26).

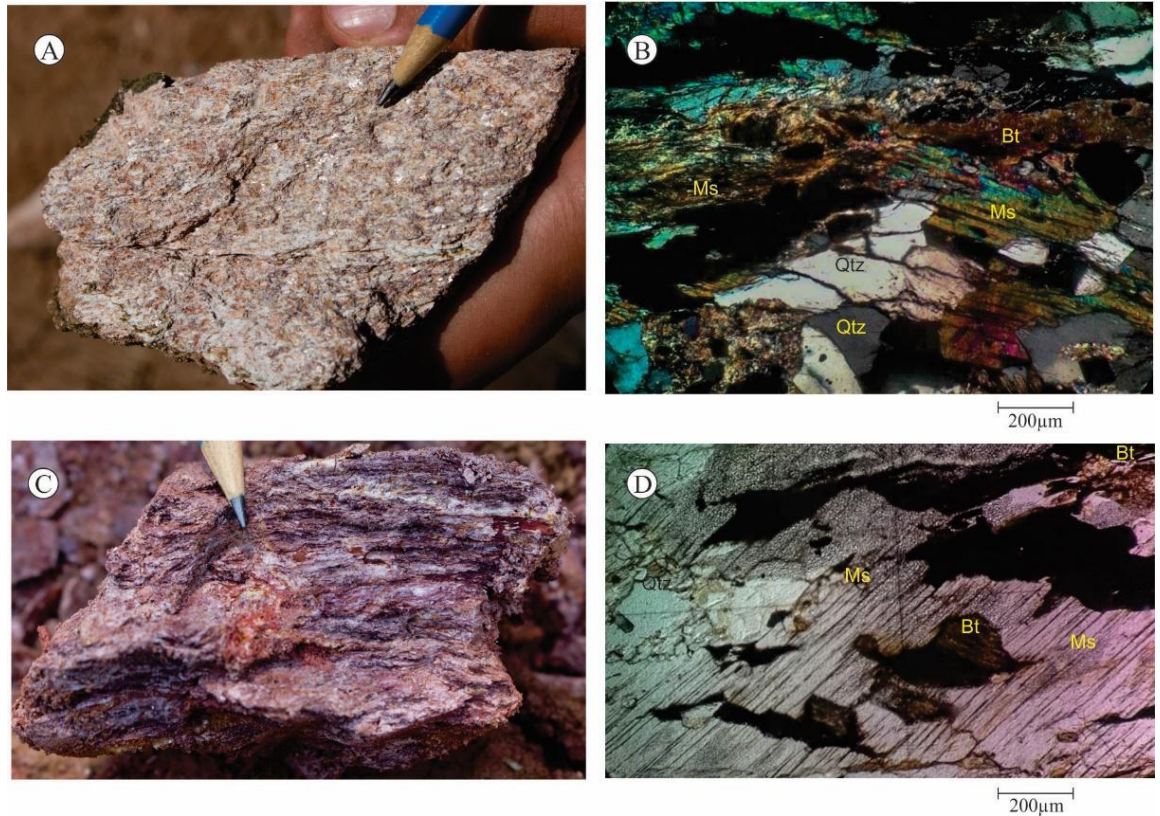


Figura 25 Foliação S3 marcada por muscovita nas porções xistosas da Formação Água Clara, visão macroscópica (A e B) e microscópica (C e D – Amostra AP3-1-26).

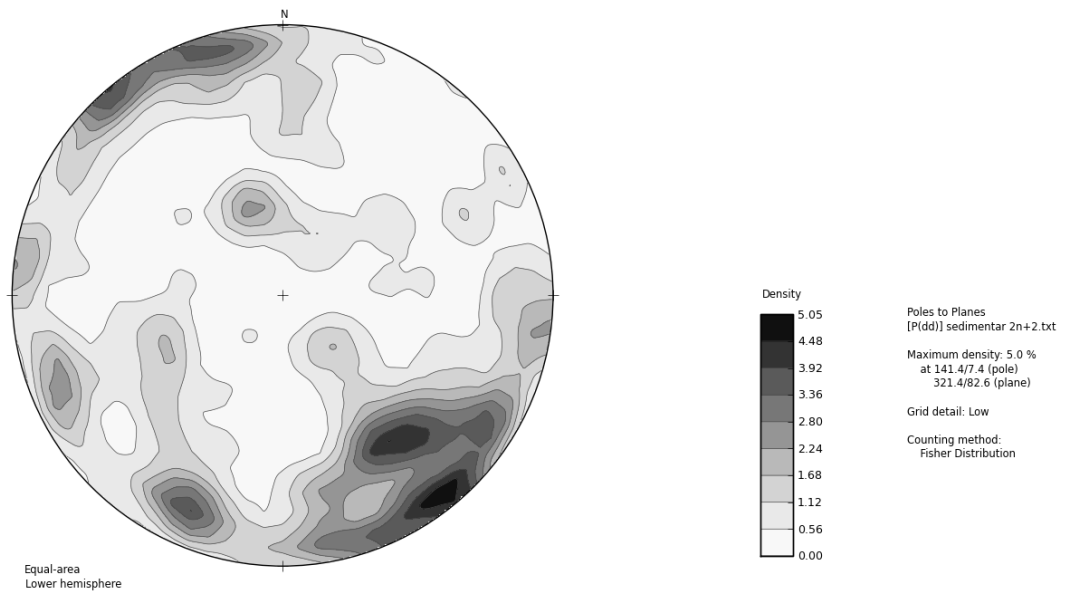


Figura 26: Medidas da foliação S3 no domínio das rochas metassedimentares. Número de medidas: 148.

6.2. DOMÍNIO DAS ROCHAS GRANÍTICAS

As rochas graníticas que compõem a área mapeada são divididas em dois grupos distintos baseados em critérios estruturais e texturais. O grupo mais antigo corresponde às rochas graníticas pré-colisionais, do tipo cordilheirano e o mais novo se refere aos granitos tardi-colisionais do tipo caledoniano. A seguir são descritas as principais características geotectônicas e estruturais dos granitos descritos em campo.

6.2.1. ROCHAS GRANÍTICAS PRÉ-COLISIONAIS (Granito Barra do Chapéu)

As intrusões graníticas pré-colisionais, que circundam os granitos tardi-colisionais localizados na região central, são caracterizadas por apresentar uma foliação de baixo ângulo S2, referente a fase de deformação D2, e outra foliação de alto ângulo S3 da fase de deformação D3 (Fig. 27). A primeira é marcada por uma orientação de cristais micáceos de biotita, prismáticos de hornblenda, cuneiformes

de titanita. De forma discreta, a orientação em alto ângulo também é marcada por cristais de biotita e hornblenda. A direção de ambas foliações é NE-SW, porém o ângulo de mergulho de S2 varia entre 25° e 30°, enquanto a foliação S3 tende a ser sub-vertical a vertical. Os fenocristais tabulares apresentam discreta orientação devido a um fluxo magmático durante a cristalização dos corpos graníticos.

A lineação mineral (Lm), relacionada a zona de cisalhamento de direção NE-SW, está contida no plano de foliação S3 com caimento para SW. Ela marca a direção de máximo estiramento da fase deformacional D3 nesse grupo de rochas graníticas.



Figura 27: Foliação S3 presente nas rochas graníticas pré-colisionais.

6.2.2. ROCHAS GRANÍTICAS TARDI-COLISIONAIS (GRANITO LAJEADO)

Localizadas na região central da área de mapeamento, as intrusões graníticas tardi-colisionais são marcadas apenas pela foliação de alto ângulo S3 da fase de deformação D3. No Granito Lajeado o plano de foliação é indicado pelos cristais de biotita e cuneiformes de titanita. Sua direção preferencial é NE-SW com ângulo de

mergulho variando entre 70° e 90° e mergulho tanto para SE quanto para NW (Fig. 28). Foi observada uma discreta orientação dos fenocristais tabulares de feldspato potássico, porém, após análise microscópica, foi constatada que essa feição se deve a um fluxo magmático durante a cristalização da rocha (Fig. 29).

A cristalização dessas rochas graníticas foi posterior aos eventos deformacionais D1 e D2, sendo afetadas apenas pela Zona de Cisalhamento Conceição do Herval. Por se tratar de rochas com uma granulação mais fina, é possível inferir que foram formadas em um nível crustal mais raso em relação às rochas pré-colisionais.

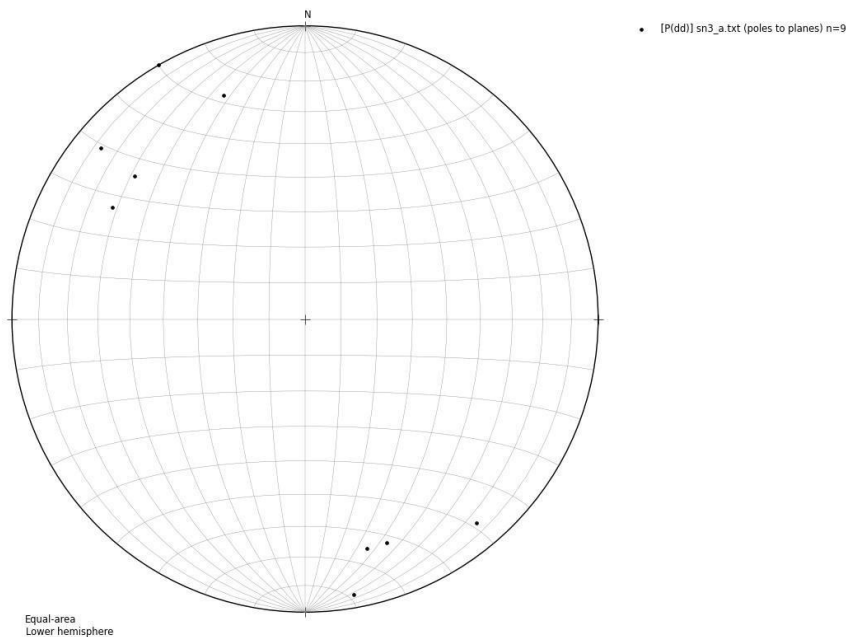


Figura 28: Medidas de foliação S3 da rochas graníticas pré-colisionais.
Número de medidas: 9



Figura 29: Orientação dos cristais de biotita/hornblenda devido a fluxos magmáticos em diferentes localidades.

6.3. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A evolução estrutural da área mapeada inicia-se com a deposição dos sedimentos pelíticos, arenosos e pacotes carbonáticos que compõem a Formação Água Clara, típico de ambiente plataformar distal profundo, formando o bandamento composicional S0. A primeira fase de deformação (D1) de caráter dúctil, relacionada ao início do sistema de cavalgamento NW-SE que afetou a região, está associada ao metamorfismo de baixo grau na fácies Xisto verde do pacote sedimentar, gerando uma orientação dos cristais micáceos de muscovita e cristais prismáticos de actinolita-tremolita paralela à S0 nos metassedimentos que foi designada como uma foliação contínua fina a grossa (S1).

Posteriormente ocorreu o primeiro episódio de granitogênese com a intrusão dos granitos pré-colisionais, caracterizado por grandes batólitos lineares relacionados a margens continentais ativas do tipo andinas. A Fase de deformação D2, ligada a uma fase mais tardia do sistema tectônico de cavalgamento, mas ainda de caráter dúctil, ocasionou a formação da foliação de baixo ângulo S2 nos granitos

e sendo paralela a S1 e S0 nos metassedimentos. Durante esta fase de deformação ocorreu a crenulação da foliação S1 e a orientação dos cristais micáceos de biotita e prismáticos de hornblenda e dos fenocristais (quando não relacionados a um fluxo magmático) nas intrusões graníticas, caracterizando a foliação S2. A fase D2 também está relacionada à formação de estruturas macroscópicas dobradas, a qual é representada pelo encontro de S2 e S1 em alto ângulo nas áreas de charneira. Contudo, não foi identificada essa configuração estrutural na área mapeada, uma vez que se trata de uma zona de flanco de dobra, o que explica S1 e S2 serem paralelos.

O segundo episódio de granitogênese está associado às intrusões dos granitos tardi-colisionais Córrego do Lajeado e Lajeado, caracterizados por complexos isolados e dispersos de plútons múltiplos de regiões de soerguimento pós evento colisional. A fase de deformação D3, associada à zona de cisalhamento destrai de direção NE-SW, foi responsável pela formação da foliação S3 que está fortemente presente em toda a área mapeada, tanto na forma de foliação promilonítica quanto em clivagem de crenulação (Figura 30). O evento D3 ocasiona, na zona de cisalhamento e em áreas próximas, a transposição do bandamento composicional, assim como as foliações S1 e S2, paralelizando-as em alto ângulo.

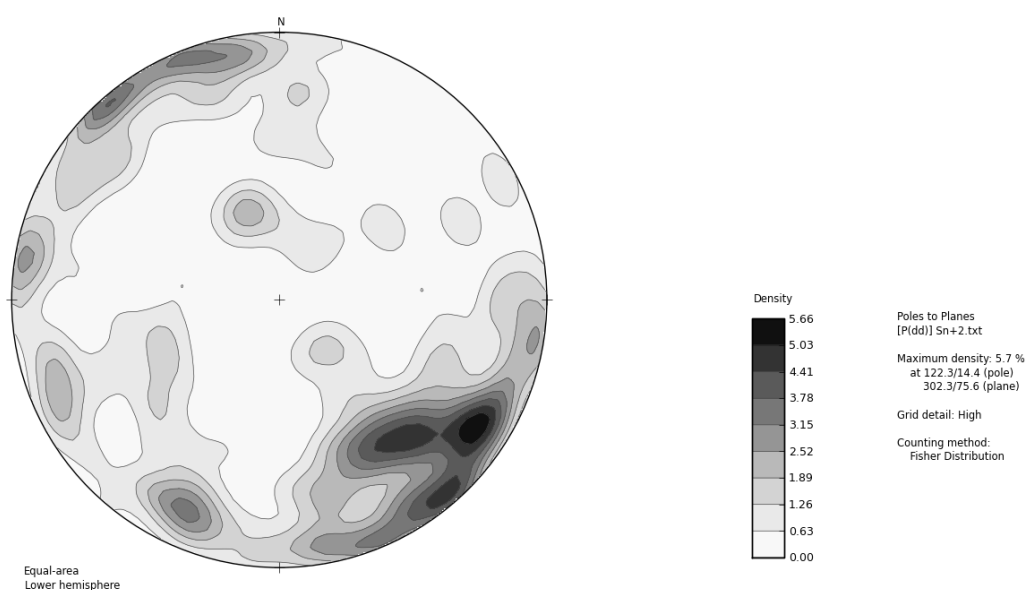


Figura 30: Medidas de S3 presentes nos domínios das rochas metassedimentares e graníticas. Número de medidas: 168

O evento tectônico mais recente registrado na área mapeada foi o desenvolvimento do lineamento Guapiara com a formação Arco de Ponta Grossa, devido ao processo de quebra do Gondwana. Esse evento foi responsável pela intrusão de diques máficos de direção NW-SE no Cretáceo. Os diques encontram-se encaixados em áreas de fraturas que são facilmente identificadas pelo alinhamento das drenagens.

7. Metamorfismo

O quadro metamórfico da área pode ser analisado com a divisão de dois grandes domínios que apresentam comportamentos diferentes em relação a deformação e o metamorfismo. São eles: o domínio das sequências metassedimentares mesoproterozoicas, químicas e subordinadamente siliciclásticas; outro domínio constituído por granitóides neoproterozoicos pré- e tardi-colisionais relacionados a uma granitogênese mesozonal e epizonal, respectivamente.

Em relação à análise metamórfica da área de estudo, destaca-se a ocorrência de um metamorfismo dinamotermal (regional) que afetou o domínio das metassedimentares na fácies xisto-verde gerando uma foliação contínua fina a grossa. Esta é marcada pela formação de cristais micáceos de sericita e muscovita e prismáticos de actinolita-tremolita orientados paralelos ao bandamento composicional. Já os granitóides pré-colisionais, relacionados a uma fase do sistema compressivo mais evoluída, teve a orientação dos cristais micáceos de biotita e prismáticos de hornblenda descrito em campo como uma foliação de baixo ângulo. Nessas rochas graníticas, o metamorfismo dinamotermal progressivo gerou também um incipiente bandamento gnáissico. A intrusão dos corpos graníticos nas rochas metassedimentares ocasionou um metamorfismo termal ou de contato, sendo descrito nas rochas cálcio-silicatadas como na fácies albita-epidoto hornfels com a consecutiva recristalização estática dos cristais de quartzo.

Por último, afetando toda área, ocorre o metamorfismo dinâmico com a geração de uma foliação vertical protomilonítica a clivagem de crenulação nas

rochas metassedimentares. Próximo às zonas de cisalhamento, a foliação foi capaz de transpor o bandamento composicional e a foliação crenulada, paralelizando-as em alto ângulo. No domínio granítico, esse metamorfismo gerou uma foliação de alto ângulo com orientação de cristais micáceos de biotita e prismáticos de hornblenda nos granitoides pré- e tardi-colisionais. Além disso, houve uma deformação intracristalina, sobretudo nos pré-colisionais, com quartzo apresentando extinção ondulante e as geminações polissintéticas dos plagioclásios levemente onduladas. A ocorrência de duas foliações relacionadas ao metamorfismo dinamotermal e dinâmico, respectivamente de baixo e alto ângulo, foi a característica distintiva dos granitoides pré-colisionais e tardi-colisionais em campo. Estes últimos apresentavam apenas as foliações de alto ângulo, além de contatos que truncavam os granitoides mais antigos.

O metamorfismo hidrotermal (alteração hidrotermal) ocorre de forma menos pronunciada, estando associado próximo às zonas de contato dos granitoides com as sequências metassedimentares, mais precisamente as unidades siliciclásticas. Este metamorfismo gerou uma intensa hidratação e carbonatação da assembleia mineral granítica, fruto de trocas catiônicas devido à desidratação e desvolatilização das rochas metassedimentares (fluidos metamórficos). Fluidos magmáticos, originados devido à intrusão dos granitoides tardios, e/ ou águas conatas/ meteóricas poderiam também ter contribuído com a alteração hidrotermal, exigindo, no último caso, um determinado gradiente térmico para circulação dos fluidos. A hidratação provoca nas rochas uma alteração clorítica pervasiva e confinada a veios e, de maneira irregular, uma carbonatação com cristais dispersos e bem formados de calcita.

O metamorfismo retrógrado (retrometamorfismo) é representado na área pela ocorrência de sericita e clorita, que são encontradas bordejando e intercrescidas nas biotitas e muscovitas dos xistos e nas biotitas e clinoanfibólios de baixo grau nas cálcio-silicatadas. Destaca-se também uma alteração deutérica, que se assemelha ao retrometamorfismo, sendo uma saussuritização dos plagioclásios, mais pronunciada nos granitoides pré-colisionais com a formação de epidoto, sericita e, minoritariamente, carbonato. A esse retrometamorfismo associa-se o resfriamento da crosta terrestre, pós eventos colisionais e o metamorfismo dinâmico que afetou as rochas nas faixas de cisalhamento de alto ângulo.

As associações minerais identificadas para cada unidade podem ser, portanto, individualizadas em um metamorfismo de contato ou termal na fácies epidoto-anfibolito. Um metamorfismo regional progressivo (sentido horário) de média pressão designado Barroviano em fácies xisto verde e um metamorfismo dinâmico fácies xisto verde, baixa pressão. Cita-se também, de forma isolada, o metamorfismo hidrotermal (alteração hidrotermal) que afeta localmente as rochas graníticas.

7.1. METAMORFISMO DINAMOTERMAL BARROVIANO

O metamorfismo barroviano corresponde a uma série intermediária de gradiente geotérmico (+ ou – 20°/km) de média pressão, característico de crosta continental. Na área, destaca-se a assembleia mineral em fácies xisto verde com o metamorfismo progressivo com início na subfácies da sericita (quartzo + albita + sericita + clorita) e alcançado o ápice metamórfico na subfácies da biotita (quartzo + albita + muscovita + biotita (metapelitos) / quartzo + albita + clorita + actinolita/tremolita (rochas cálcio-silicáticas)) (TURNER & VERHOOGEN, 1951). Já o metamorfismo retrógrado é marcado nos xistos pela alteração das biotitas e muscovitas em clorita e sericita, respectivamente, e nas rochas cálcio-silicatadas pela cloritização das bordas e dos núcleos de clinoanfibólios. Provoca também uma alteração deutérica no domínio granítico com a saussuritização dos plagioclásios e a cloritização das hornblendas e biotitas (Fig. 31).

As fases de metamorfismo regional são descritas a seguir de forma cronológica e a fim de relacioná-las com as diferentes deformações na área. Sendo o metamorfismo progressivo expresso em fase M1 tendo o ápice metamórfico em M2, enquanto o metamorfismo retrógrado é apresentando como M3. Este retrometamorfismo, associa-se também a uma alteração hidrotermal que ocorreu em partes pontuais da área, sobretudo, relacionada a desidratação e desvolatilização da sequência metassedimentar, assim como devido a um resfriamento da crosta terrestre. Não enquadrando no tópico de metamorfismo dinamotermal e nem dinâmico, e ocorrendo antes de M1, M2 e M3, têm-se o metamorfismo termal (contato) gerado pela intrusão dos granitoides pré-colisionais na unidade metassedimentar, a qual foi tratado à parte.

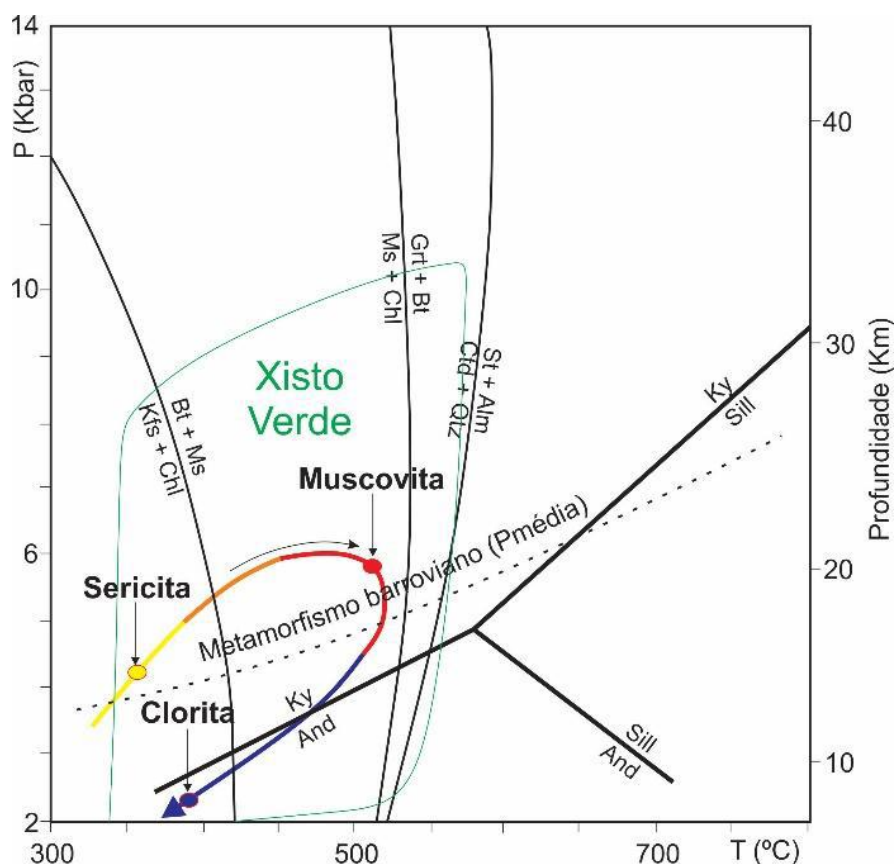


Figura 31: Diagrama com campo de metamorfismo de pressão média tracejada (Barroviano) (BERMAN, 1988), com série facial de Myashiro (1973, 1994) e linhas de estabilidade das parageneses de xisto verde na área, adaptado de Bucher & Frey, (1994). Destaque para o metamorfismo com início na formação de sericita e o pico metamórfico com a muscovita. Estando o retrógrado relacionado a ocorrência de sericita/ clorita nas bordas e intercrescidas em clinoanfibolios, biotitas e plagioclásios. Abreviações segundo IUGS, 2007.

A fase M1 (relacionada a D1) não se destaca na área, associando-se, localmente, a uma foliação contínua fina (clivagem ardosiana) marcada pela orientação de sericita paralela ao bandamento composicional. As fases M2 e M3, que equivalem respectivamente, a D2 e D3, são limitadas em sua influência. A fase M2 age diferentemente nas unidades litoestratigráficas da área, sendo denominada de M2ac (para a Formação Água Clara) e M2gs (para os granitoides pré-colisionais). O M2ac, como visto acima, relaciona-se ao ápice metamórfico da área, sendo

expressa na formação de muscovita. Esse ápice foi responsável pela formação de uma foliação contínua grossa (xistosidade) estando às vezes, crenulada. Enquanto M2gs é descrita pela anisotropia de baixo ângulo marcada pela orientação dos cristais de biotita e anfibólio. A fase M3 é que apresenta maior área de influência. Ocorre nas faixas de concentração de cisalhamento de alto ângulo, estando expressa também nos granitoides tardi-colisionais.

7.1.1. METAMORFISMO PROGRESSIVO (M1, M2AC E M2GS)

7.1.1.1. METAMORFISMO M1

A fase M1 é expressa por rochas na subfácies da sericita (Formação Água Clara, unidade xistosa: filitos/ xistos de granulação fina) a qual apresentam a associação quartzo + albita + sericita + clorita, o que pode sugerir que a clorita e a sericita se formaram pela reação não balanceada (1) a partir do metamorfismo de filossilicatos ricos em potássio, alumínio e magnésio.

(1) Esmeclita + caolinita → clorita + sericita + Feldspato alcalino + quartzo + H₂O (não balanceada)

Segundo a grade petrogenética de Bucher e Frey (1994), no sistema KNFSAH, devido a ocorrência de quartzo + albita em todas as paragêneses, a reação 1 ocorre a temperaturas acima de 300° C e a uma profundidade próxima de 10 km (4 a 5 Kbar, considerando o campo de estabilidade da cianita). A ausência de biotita e muscovita limita a paragênese a um campo de estabilidade abaixo de 400° C (Fig. 32).

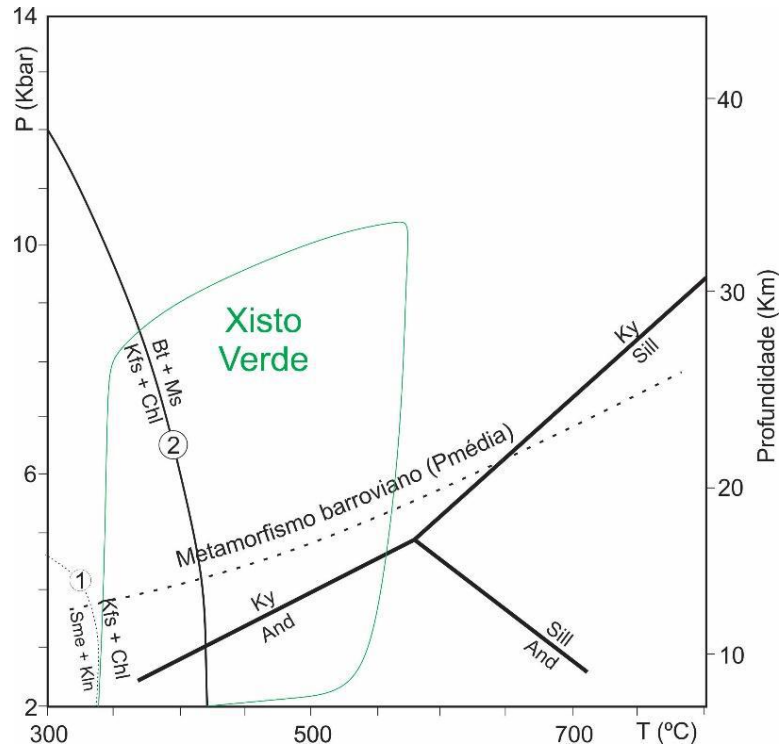


Figura 32: Grade petrogenética no sistema KNFASH para metapelitos com série facial de Myashiro (1973, 1994) e linhas de estabilidade das paragêneses de xisto verde. Adaptado de Bucher & Frey, (1994). Abreviações segundo IUGS, 2007.

Na fase M1, as amostras apresentam uma foliação fina contínua (clivagem ardosiária), até uma xistosidade fina (foliação S1) (Fig. 33 A e B), paralela ao bandamento composicional, marcado por níveis mais micáceos intercalados com níveis mais delgados quartzosos.

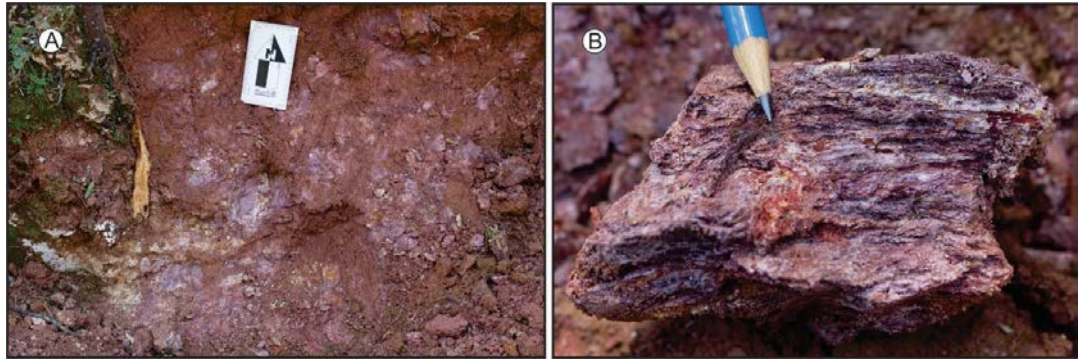


Figura 33: A e B) Filitos/ xistos com foliação contínua de granulação fina (clivagem ardosiana/ xistosidade fina) com cristais não visíveis a olho nu e brilho sedoso (devido à presença de filossilicatos finos, como clorita/ sericita).

7.1.1.2. METAMORFISMO M2AC E M2GS

A fase M2ac ocorre com rochas na subfácies da Muscovita (Formação Águas Claras, unidade xistosa: xistos grossos) apresentam a associação quartzo + albita + muscovita + biotita com minoritária presença de turmalina (Fig. 34 A e B). Essa assembleia aponta o pico metamórfico na área. Deduz-se que a biotita/ muscovita se formaram a partir da reação 2.

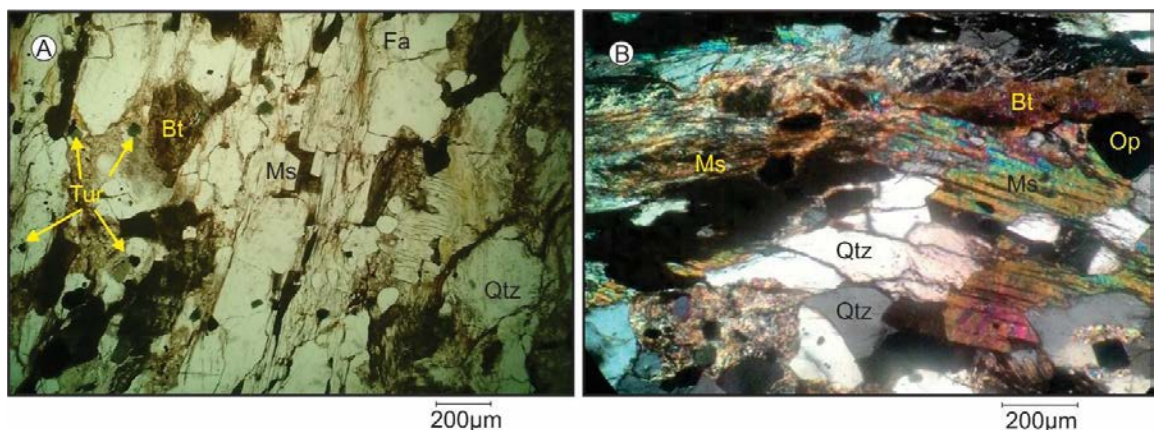


Figura 34 A e B) Fotomicrografias com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, de xisto com foliação contínua grossa, estando às vezes crenulada (S2), com paragênese mineral composta por Quartzo (Qtz) + Muscovita (Ms) + Turmalina (Tur) + Fa (Feldspato Alcalino = Microclínio) (Amostra AP3-1-26).

(2) 3 Cloritas + 8 Feldspato alcalino $\rightarrow$ 3 Muscovita + 5 Biotita + 9 Quartzo + 4 H₂O

Segundo a grade petrogenética de Bucher e Frey (1994), no sistema KNFSAH a reação 2 ocorre a temperaturas acima de 400° C e em uma profundidade entre 10 – 20 km (4 a 6 Kbar). A ausência de granada indica que as rochas não alcançaram a reação 3, limitando a paragênese a um campo de estabilidade entre 400 e 520°C (Fig 35).

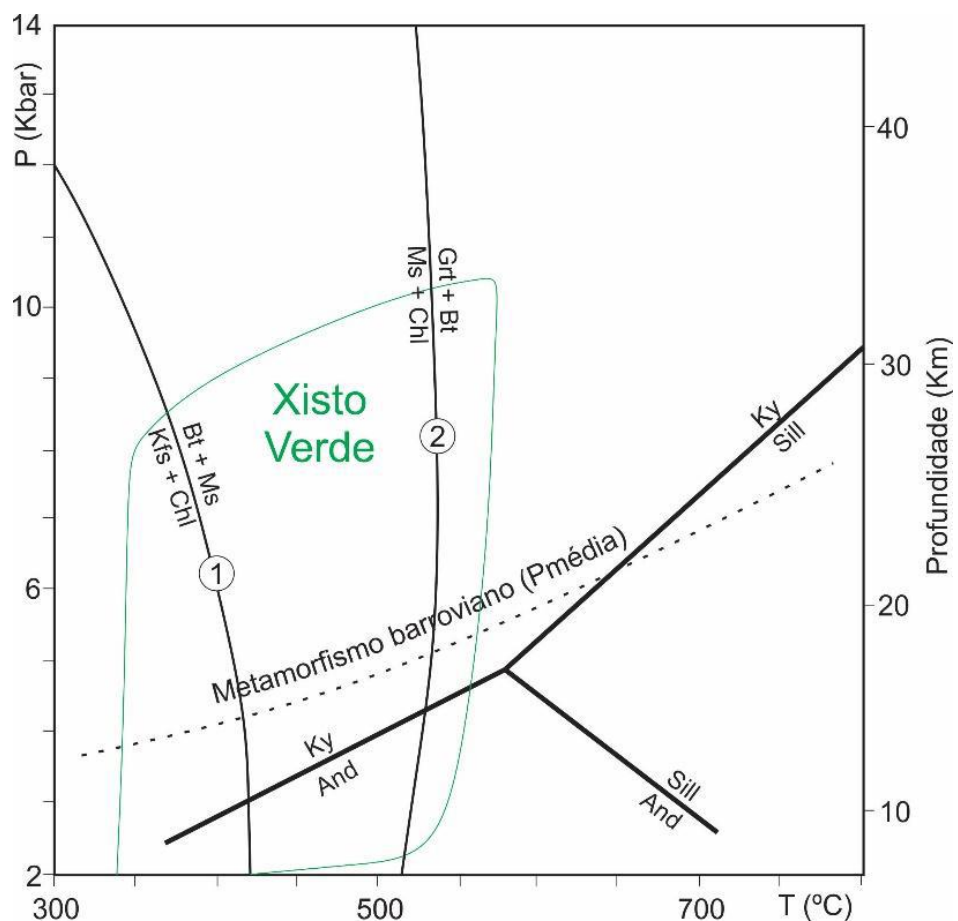
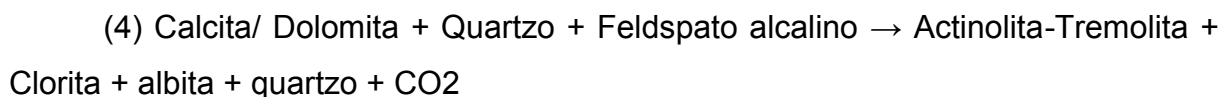


Figura 35: Grade petrogenética no sistema KNFASH para metapelitos com série facial de Myashiro (1973, 1994) e linhas de estabilidade das paragêneses de xisto verde. Adaptado de Bucher & Frey,(1994). Abreviações segundo IUGS, 2007.



As turmalinas, que ocorrem na unidade xistosa, são estáveis em todos os graus metamórficos e, em geral, são minerais acessórios. A sua ocorrência nas sequências metassedimentares siliciclásticas pode estar associada a diversos fatores, como a recristalização de turmalinas detríticas, a processos hidrotermais e ou, a opção mais plausível, da já existência de boro no protólito aluminoso que no metamorfismo regional ocasionaria a sua gênese. O elemento estaria relacionado a sua disponibilidade na água do mar e seria adsorvido por minerais argilosos, corroborando com a interpretação de deposição em um sistema plataformar.

Nas rochas cálcio-silicáticas, o pico metamórfico foi alcançando com a formação da assembleia actinolita-tremolita + clorita + albita + quartzo, tendo sua formação demonstrada a partir da reação não balanceada 4. (Fig. 36)



A reação não balanceada de mudança da fácies xisto verde para fácies anfibolito (5) resulta na transformação de actinolita-tremolita em hornblenda, limitando então essa reação a temperaturas inferiores a 550°C (Fig. 36).



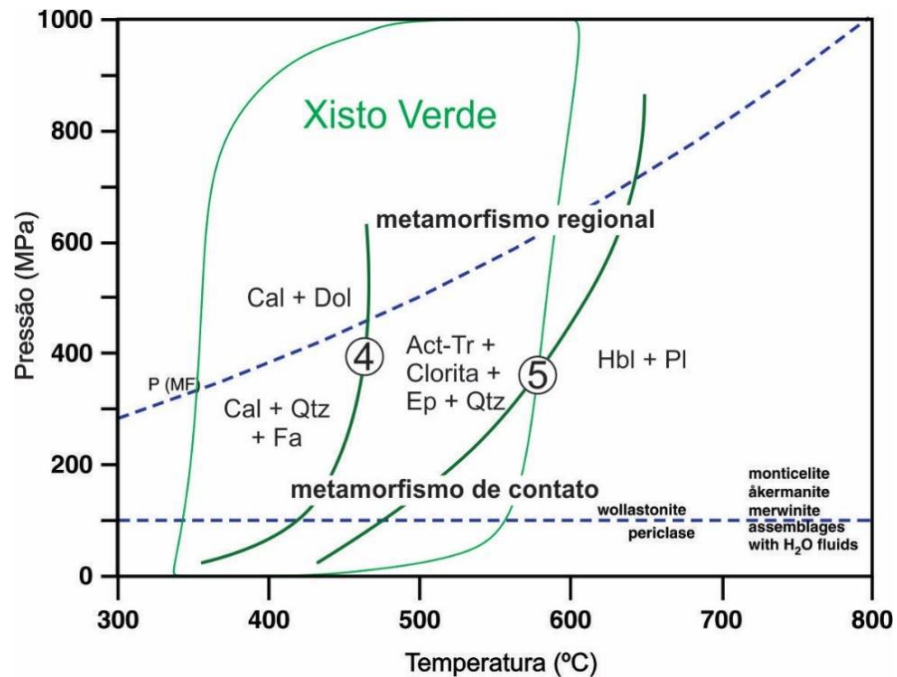


Figura. 36. Grade petrogenética para calcários impuros (margas) com série facial de Myashiro (1973, 1994) e linhas de estabilidade das paragêneses de xisto verde. Adaptado de Bucher & Frey, (1994).

Abreviações segundo IUGS, 2007. Linha tracejada curvada azul indica campo metamórfico típico de metamorfismo regional, enquanto a retilínea, corresponde ao campo típico de metamorfismo de contato de baixa pressão.

Destaca-se na Fase M2ac, sobretudo nos xistos, o desenvolvimento de uma foliação contínua mais grossa, às vezes, crenulada (S2) (Fig. 37 A e B). Porém sendo fortemente afetada pela foliação protomilonítica/ clivagem de crenulação (S3).

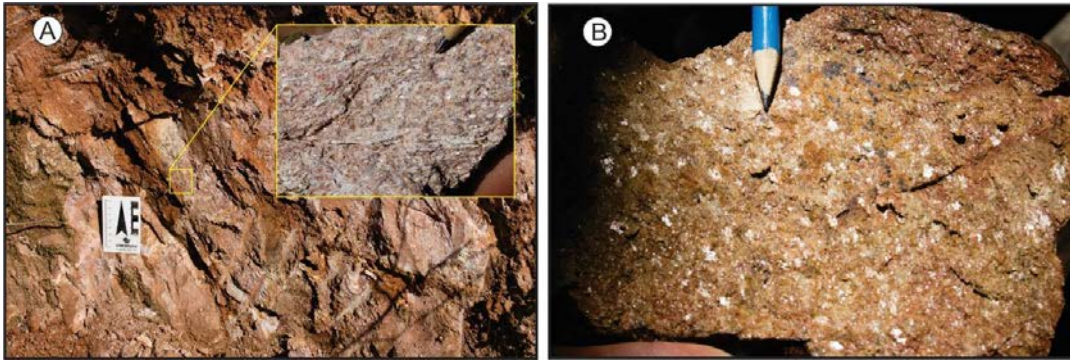


Figura 37: A e B) Foliação contínua grossa (xistosidade) marcada pela orientação dos cristais micáceos de muscovita (S2).

A Fase M2gs é expressa no granitoide pré-colisional, descrito neste trabalho como Granito Barra do Chapéu, relacionando-o ao Complexo Granítico Três Córregos. A Fase M2gs é descrita em campo, a partir da observação da foliação de baixo ângulo marcada pela orientação dos cristais de biotita e hornblenda. Em alguns locais desse corpo ígneo, observa-se um incipiente bandamento gnáissico a qual corrobora o ápice metamórfico bário e de temperatura na área.

7.1.2. METAMORFISMO RETRÓGRADO (M3)

7.1.2.1 METAMORFISMO M3

O metamorfismo retrógrado (retrometamorfismo) afeta o domínio das metassedimentares e o domínio granítico. Nas porções siliciclásticas das rochas metassedimentares, as biotitas/ muscovitas estão bordeadas ou com intercrescimento de clorita (Fig. 38 A e B). A formação de clorita no retrometamorfismo pode ser deduzida a partir da reação não balanceada 6 (inverso da reação 3).

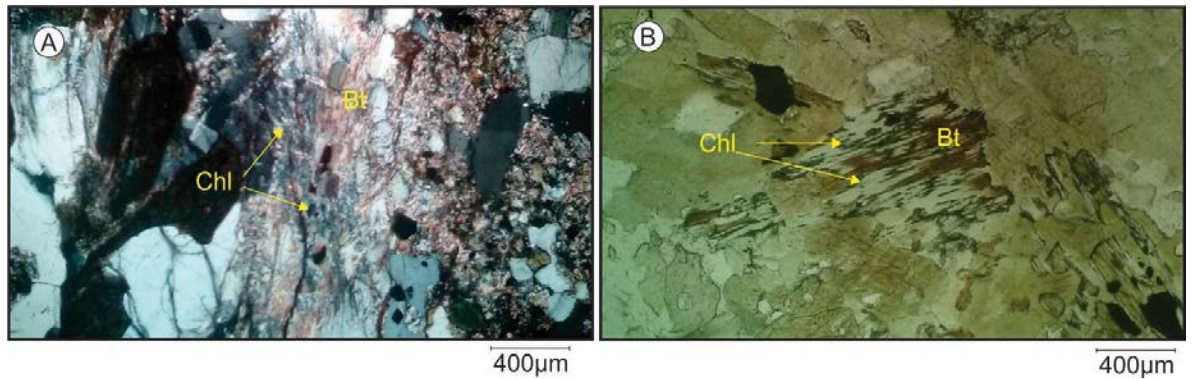


Figura 38 A e B) Fotomicrografias com nicóis cruzados e descruzados, respectivamente, com cristais de biotita cloritizados. Bt = Biotita; Chl = Clorita (Amostra AP3 – 1 – 26).

(6) biotita/ muscovita + quartzo + H₂O → clorita + feldspato alcalino.

De acordo com a grade petrogenética de Bucher e Frey (1994), no sistema KNFSAH a reação 6 ocorre a temperaturas abaixo de 400° C e em uma profundidade inferior a 15 km (4 a 5 Kbar) (Fig. 39). A equação é limitada a 250° C e a uma pressão de +/- 2Kbar, quando há o aparecimento de prehnita/ pumpellyita.

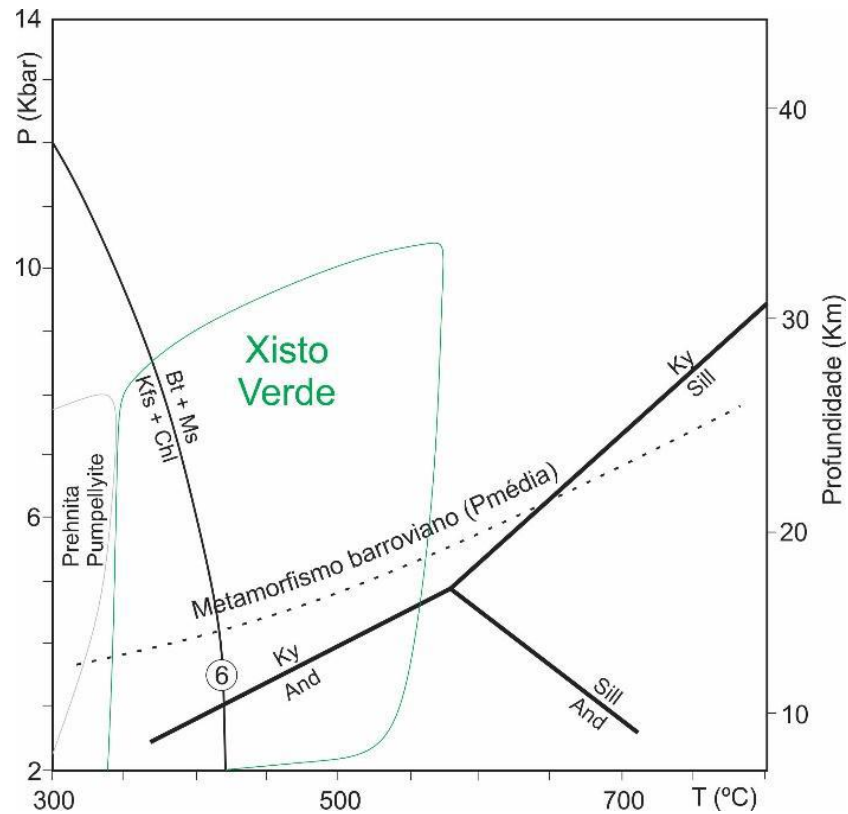


Figura 39: Grade petrogenética no sistema KNFASH para metapelitos com série facial de Myashiro (1973, 1994) e linhas de estabilidade das paragêneses de prehnita-pumpellyite e xisto verde. Adaptado de Bucher & Frey, (1994). Abreviações segundo IUGS, 2007.

Nos granitoides, o retrometamorfismo é sugerido pela alteração deutérica com a saussuritização dos plagioclásios, transformando-os em sericita, epidoto e minoritariamente em carbonato (Fig. 40 A e B), conforme a reação não balanceada 7. As hornblendas, e em menor grau as biotitas, encontram-se cloritizadas conforme reação não balanceada 8.

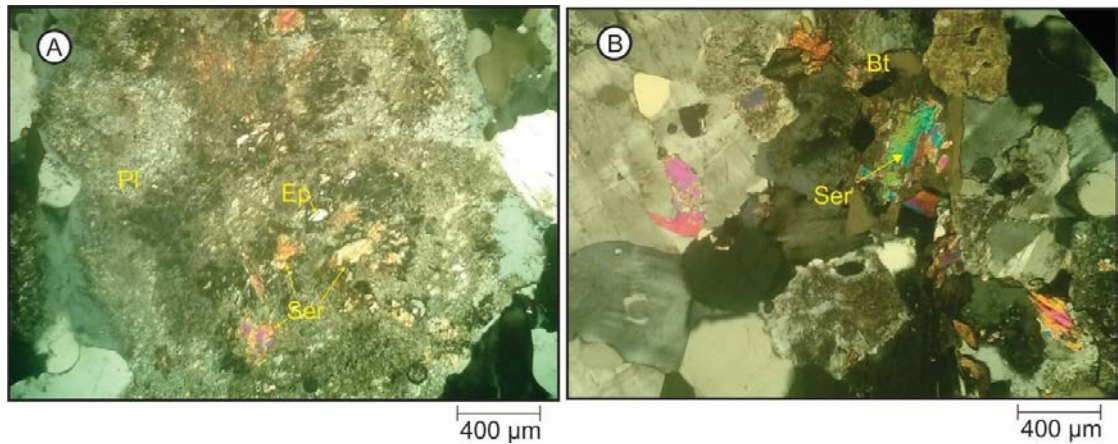


Figura 40: A) Fotomicrografias com nicóis cruzados de plagioclásio saussuritizado com formação de epidoto e sericita. B) Fotomicrografia com nicóis cruzados exibindo cristais mais desenvolvidos de sericita, sobre biotita e nos plagioclásios. Ep = Epidoto; Ser = Sericita; Bt = Biotita. (Amostra AP3-1-56).

(7) Plagioclásio Ca + H₂O → Epidoto + Sericita + quartzo

(8) Biotita/ Hornblenda + H₂O → Clorita +/- epidoto

A saussuritização e a cloritização no sistema indicam uma queda da temperatura e uma hidratação do sistema, o que pode estar relacionado à quebra de outros minerais hidratados e/ou até mesmo à ação de fluidos conatos/ meteóricos. Contudo, é possível associar essas alterações a um resfriamento da crosta terrestre, devido a uma exumação do batólito granítico, passando de condições mesozonais para posições mais epizonais.

O retrometamorfismo na área é gerado devido à fase M3, relacionando-se ao metamorfismo dinâmico. Este é marcado por uma foliação que varia de protomilonítica a clivagem de crenulação, responsável pela transposição das outras foliações na zona de cisalhamento. A associação mineral observada nas rochas cálcio-silicatadas, principal unidade afetada pelo cisalhamento, é a abundante ocorrência de clorita + albita + sericita e subordinadamente actinolita-tremolita. O

metamorfismo dinâmico em fácies xisto verde ocasiona a diminuição da granulação na rocha (Fig. 41 A e B).

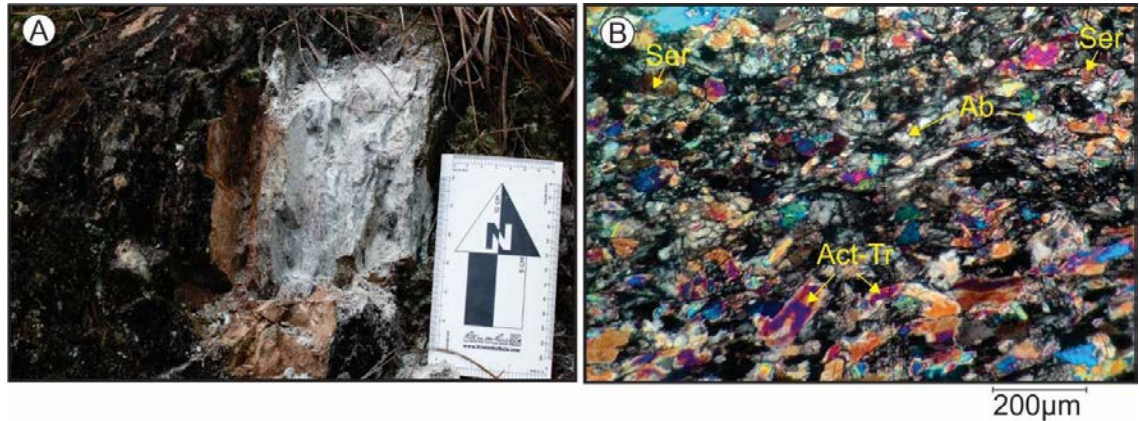


Figura 41 A) Rocha cálcio-silicatada com foliação protomilonítica em alto ângulo (S3) (Ponto 62). B) Nicóis cruzados com rocha cálcio-silicatada com paragénese mineral apresentando Sericita (Ser); Actinolita-Tremolita (Act-Tr) e Albite (Albite). Destaque para foliação S3, representada por minúsculos cristais alongados e finamente granulados que se anastomoseiam entre clastos maiores, gerando uma estrutura de fluxo (Amostra AP3-1-62).

A ocorrência de clorita/ sericita + albite e actinolita/tremolita limita o metamorfismo a temperaturas entre 250°C a 550°C, com pressão próxima a 4-5 Kbar (limite da formação de cataclasitos/ milonitos, conforme Sibson (1977)). Esses parâmetros físicos indicam que há um predomínio de um sistema mais dúctil do que rúptil na zona de cisalhamento. Destaca-se também, no domínio granítico, a deformação intracristalina dos quartzos (extinção ondulante) e plagioclásios (extinção ondulante, e geminação polissintética levemente dobrada), ocorrendo de forma mais pronunciada nos granitóides pré-colisionais. (Fig. 42 A e B).

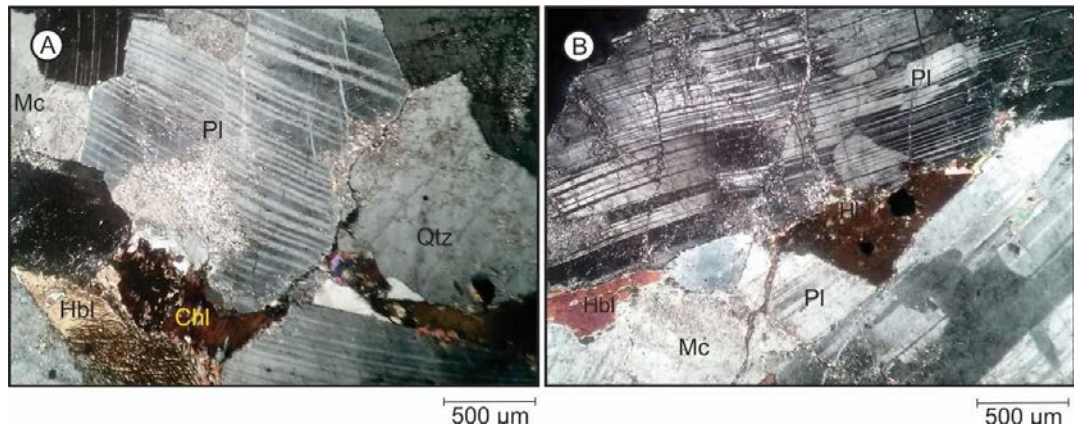


Figura 42: A e B) Fotomicrografias à luz transmitida com nicóis cruzados. Destaque para extinção ondulante no quartzo e para as geminações polissintéticas no plagioclásio levemente ondulada. Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo; Mc = Microclinio; Hbl = Hornblenda. (Amostra AP3-1-24).

7.1.2.2. METAMORFISMO HIDROTHERMAL (ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL)

A alteração hidrotermal é descrita em pontos restritos ocasionando uma hidratação e carbonatação da assembleia granítica, respectivamente, devido a desidratação e desvolatilização das sequências metassedimentares, gerada na deformação D3. Os granitos alterados apresentam coloração esverdeada, relacionando-se a uma alteração clorítica pervasiva e confinada a veios, ocorrendo também cristais bem formados de calcita. Os pontos descritos de alteração hidrotermal ocorrem próximo aos contatos com as sequências metassedimentares. (Fig. 43 A e B).

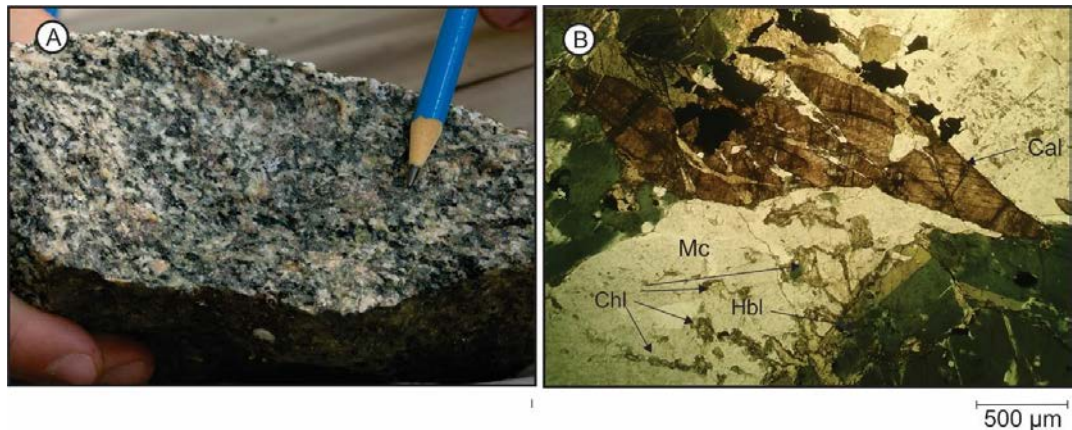


Figura 43: A) Monzogranito de coloração esverdeada devido alteração pervasiva e confinada a veios de clorita. B) Fotomicrografia à luz transmitida, apresentando cristais dispersos de clorita, além de cristais grandes de calcita. Cal = Calcita; Mc = Microclinio; Hbl = Hornblenda (Amostra AP3-1-24).

7.2. METAMORFISMO TERMAL OU DE CONTATO

O metamorfismo termal ou de contato ocorre, restrito a zona próxima contato entre o domínio intrusivo granítico (pré-colisional) e o domínio das rochas metassedimentares, sendo que este segundo domínio é afetado pelo calor proveniente daquele.

Nessa área de influencia, as rochas calciossilicatadas exibem algumas mudanças texturais e mineralógicas em relação às rochas provenientes de áreas afetadas apenas pelo metamorfismo de caráter regional.

Entre tais mudanças destaca-se a recristalização de minerais reestruturados em padrão isotrópico – quartzo e epidoto, mais comumente, com textura granoblástica – e, o aparecimento de diopsídio e flogopita em meio a paragênese mineral da rocha (Fig 44).

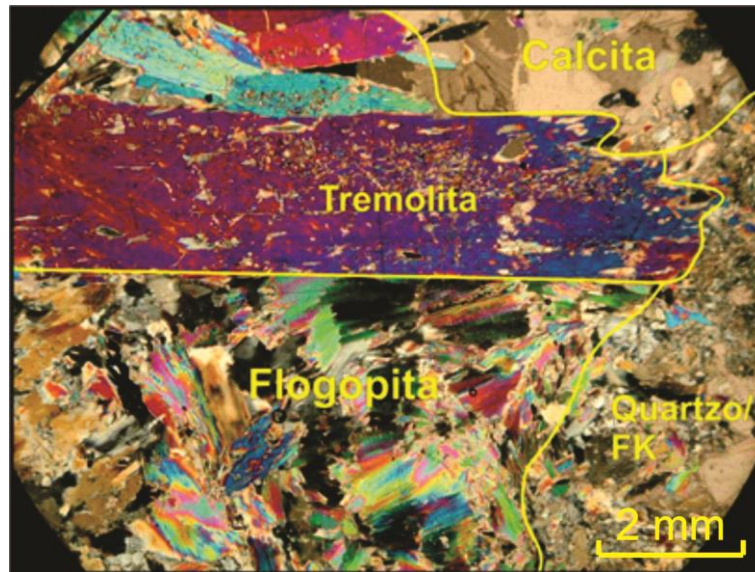


Figura 44: - Zona de reação mineralógica próxima a zona quartzosa em metadolomito. (AP3-5-21) Nicóis cruzados).

O aparecimento de diopsídio (em quantidades ainda muito baixas) podem indicar início da reação $3\text{Cal} + 2\text{Qtz} + \text{Tr} = 5\text{Di} + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$. Tal reação sugere temperatura próxima a 480 °C, como é possível observar na Fig 45.

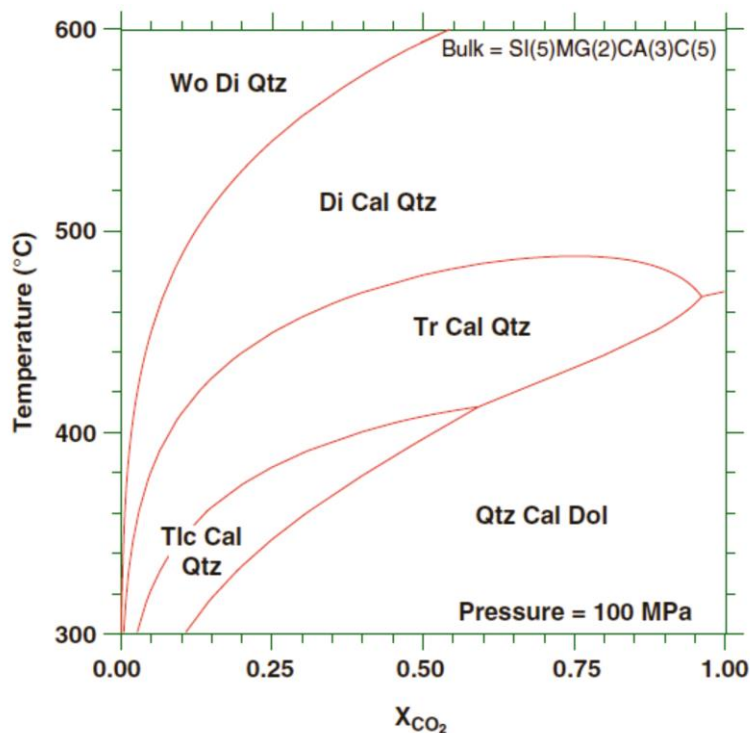


Figura 45: Diagrama P–T–aCO₂ mostrando equilíbrio de fases de um calcário silicoso a uma pressão constante de 100 MPa. (Bucher and Grapes, 2011).

8. Evolução Geológica

A evolução geológica da área de estudo engloba uma sucessão de diversos eventos que variam desde sedimentação até deformações e intrusões graníticas. Segundo Weber et al. (2004), as rochas sedimentares da Formação Água Clara foram depositadas durante o Mesoproterozoico, que posteriormente sofreram diversas deformações durante a orogenia do Ciclo Brasileiro (Fig. 46). Além disso, os metassedimentos foram intrudidos por dois pulsos granitos distintos, sendo um pré- e outro tardi- colisional durante o Neoproterozoico (Fig. 47). Posteriormente, houveram episódios de intrusões básicas cálcio-alcalinas devido ao desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa durante o Cretáceo, além da formação de depósitos aluvionares durante o Quaternário.

De acordo com as rochas e estruturas encontradas em campo e comparando-as com a bibliografia, a evolução geológica da área pode ser dividida nas seguintes etapas:

1. Sedimentação das rochas da Formação Água Clara

Segundo Weber et. al (2004), a Formação Água Clara foi estabelecida entre 1.4 e 1.5 Ga e seu pacote rochoso é descrito como sendo de ambiente plataformar de águas rasas, onde predominou a sedimentação de carbonatos e sua intercalação com metarritmitos, e águas mais profundas para as fácies com predominância de sedimentos de origem clástica, como os xistos e filitos.

A formação das rochas sedimentares da Formação Água Clara ocorre no contexto tectônico da Tectogênese Estateriana, que ocorreu durante o Mesoproterozóico, e representa o rifteamento do supercontinente Atlântica. Trata-se de rochas metassedimentares predominantemente de deposição química, intercaladas com pacotes e lentes argilosas e arenosas, indicando um ambiente de plataforma carbonática (águas rasas) que recebia sedimentos clásticos esporadicamente. Esta intercalação vista nos metarritmitos indica uma variação do

nível do mar, sendo que em águas mais profundas predomina a sedimentação clástica formando os xistos.

2. Intrusão dos granitos Pré-colisionais

As intrusões graníticas pré-colisionais, inclusas no Complexo Granítico Três Córregos (Granito Barra do Chapéu).

Trata-se de granito cordilheirano do tipo-I caracterizado por um ambiente de margem continental ativa do tipo andina, com vulcanismo cálcio-alcalino episódico de longa duração. Essas rochas intrudiram anteriormente ao processo colisional (continente-continente) e consecutivamente, foram afetadas pelas fases D1, D2 e D3 de deformação. Apresentam foliações de baixo (S2) e alto ângulo (S3) o que os diferenciam dos tardi-colisionais. Cita-se também frequentes enclaves microgranulares de composição básica.

3. Primeira fase de deformação (D1)

A continuidade da evolução geológica da área se deu durante o Neoproterozóico, com o ciclo orogênico Brasileiro na Faixa Ribeira. Segundo Fiori (1993), duas fases deformacionais (D1 e D2) referentes a um mesmo evento de esforços de cavalgamento foram responsáveis pela formação de foliações paralelas ao acamamento sedimentar (S0).

A evolução dessas duas fases deformacionais no ambiente colisional foram responsáveis pelo fechamento do Oceano Adamastor. A primeira fase de deformação (D1), de caráter dúctil, resultou no metamorfismo de baixo grau na fácies xisto verde do pacote sedimentar, gerando um plano de foliação (S1) paralela ao acamamento sedimentar marcado pela orientação de cristais micáceos de muscovita e cristais prismáticos de actinolita-tremolita. Apesar de ser encontrada com um mergulho de baixo ângulo, encontra-se sub-verticalizada em grande parte da área devido a deformações posteriores.

4. Segundo fase de deformação (D2)

A segunda fase de deformação (D2), como citada acima, encontra-se no mesmo contexto tectônico que a deformação D1, porém corresponde a um evento posterior. A direção de esforço permaneceu a mesma ao longo do evento tectônico, fazendo com que S2 ficasse paralela a S0 e S1 na maior parte da região e em toda área. Ademais, foram geradas dobras inclinadas e recumbentes com planos axiais sub-horizontais gerando uma crenulação em S1. Próximo a região de charneira, as foliações S0 e S1 encontram-se perpendiculares a S2, porém ocorrem de forma restrita na região uma vez que a área de estudo se encontra em uma zona de flanco dessas macro-dobras. No granitoide pré-colisional, esta fase de deformação gerou um incipiente bandamento gnáissico, além de foliações de baixo ângulo.

5. Intrusão dos Granitos Tardi-colisionais

O granito tardi-colisional, também pertencentes ao Complexo Granítico Três Córregos, foi designado como Granito Lajeado. Trata-se de um granito do tipo caledoniano e sua origem está relacionada a um segundo pulso tardi-colisional. São intrusivos no cinturão orogênico na sua fase final de evolução, após o término da deformação regional. Representa um estágio de transição entre a fase orogênica principal e a subsequente fase de estabilização da crosta continental.

Essas rochas são afetadas apenas pela fase de deformação D3 e por isso possuem apenas uma foliação S3 subvertical, marcada por cristais de biotita e de hornblenda. Encontram-se na porção central da área e regionalmente ocupam uma área menor em relação aos pré-colisionais, indicando que esses pulsos tardios foram de menor volume.

Junto ao Granito Lajeado encontram-se aplitos, rochas compostas essencialmente de quartzo e microclínio, sem minerais hidratados, indicando um fluido residual do magma muito pobre em água, característico de magmas mais anidros (menos hidratados) de alta temperatura que se colocam em níveis mais rasos da crosta (epizonais).

6. Terceira fase de deformação (D3)

Posterior aos eventos D1 e D2, ocorreu um evento D3 em um novo contexto tectônico de cisalhamento ainda no Ciclo Brasileiro. Segundo Hackspacher & Godoy (1999), essa fase deformacional corresponde a uma fase de escape lateral (fase de colisão tardia), o que gerou zonas de cisalhamento com a mesma direção de todo “trend” estrutural da área (NE-SW). Apesar de ter um caráter transcorrente em uma macroescala, há também zonas de transpressão com uma verticalização das camadas, fazendo com que S0, S1, S2 e S3 ficassem paralelas e as lineações minerais (Lm3) obliquas em relação a direção NE-SW, indicando a direção do movimento. Nas regiões mais distantes da zona de cisalhamento, S0, S1 e S2 são paralelos entre si e apresentam um baixo ângulo, enquanto S3 se mantém verticalizado, cruzando as demais foliações.

A movimentação dessa zona de cisalhamento é destral, representada por indicadores cinemáticos encontrados nas áreas adjacentes por onde a falha transcorrente passa. Esquemas representando as deformações D1, D2 e D3 na sequência metassedimentar e a evolução do magmatismo granítico pré e tardicolisional, são apresentadas abaixo (Fig. 46 e 47).

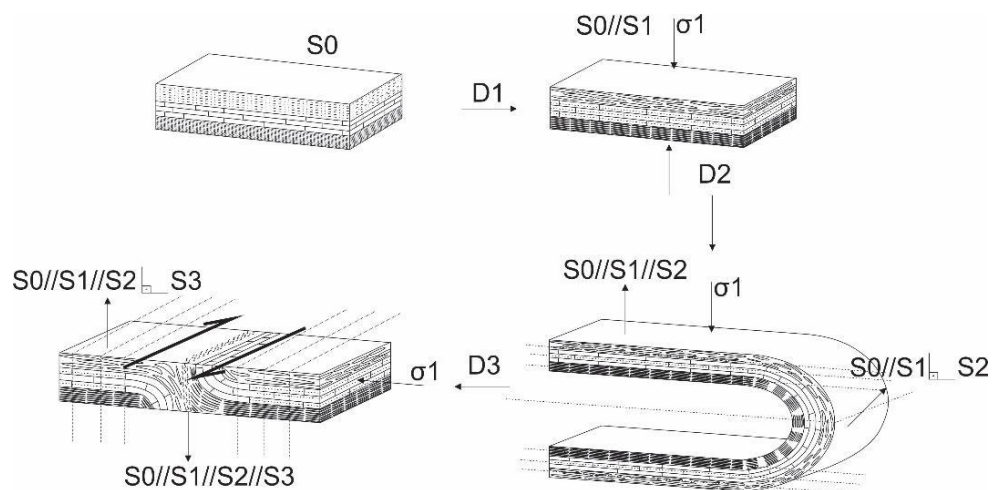


Figura 46: Representação dos três estágios deformacionais D1, D2 e D3 na sequência sedimentar da Formação Água Clara

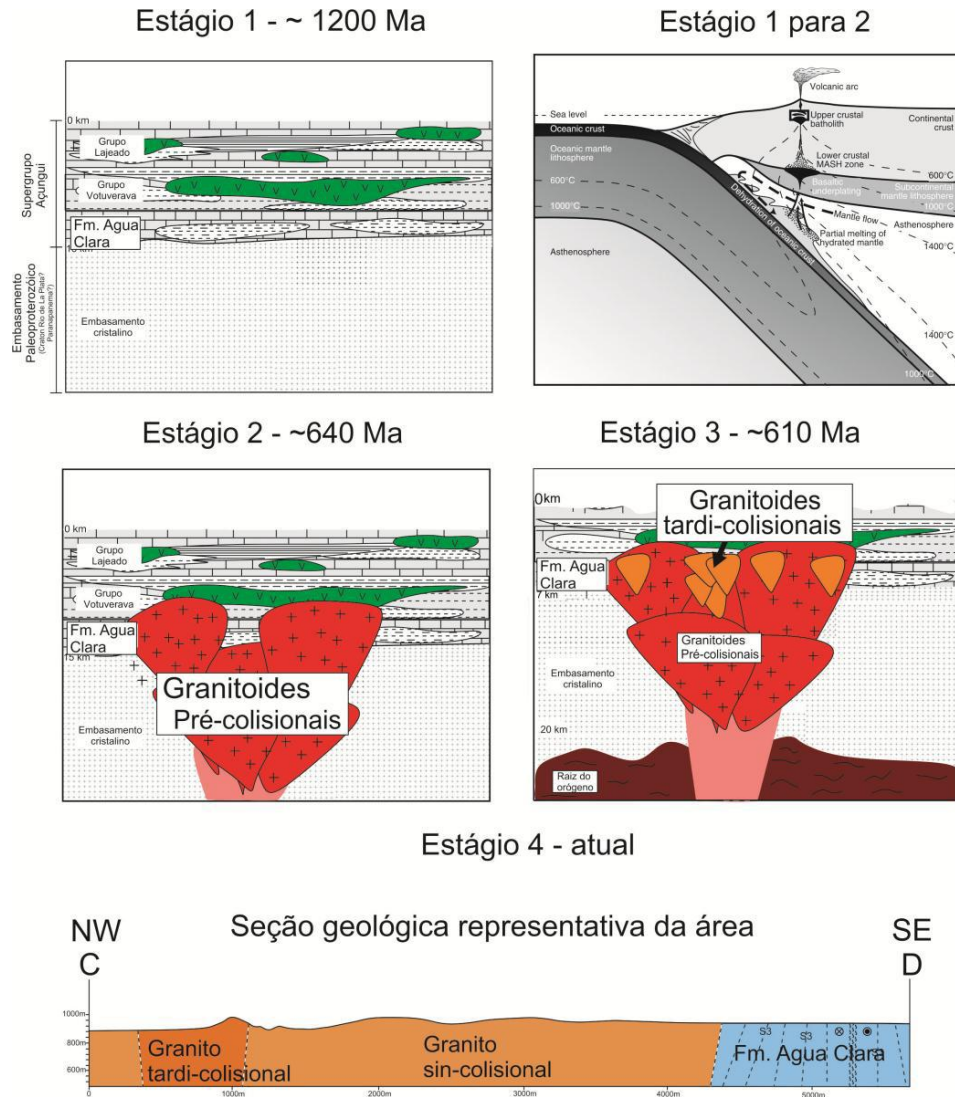


Figura 47:Esquema da evolução da área, com ênfase para as intrusões e os estágios em que ocorrem até chegar a um perfil representativo atual. Modificado e adaptado de Richards (2003).

7. Intrusões Básicas do Mesozoico

Durante o mesozoico, a região foi intrudida por diques de diabásio cuja direção preferencial foi NW-SE (CPRM, 2012). Renne et al (1996) e Franco (2006) sugerem que esses diques estão relacionados com intrusões alinhadas com o “trend” estrutural dos lineamentos de Guapiara, durante o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa. Esses eventos tectônicos estariam relacionados aos eventos de ruptura do Gondwana e formação dos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

O dique encontrado na porção nordeste da área apresenta direção NW-SE e não apresenta nenhum tipo de deformação ou metamorfismo, fazendo com que ele se encaixe no contexto evolutivo durante o período Cretáceo, portanto, muito posterior as deformações Neoproterozóicas.

8. Depósitos do Quaternário

Depósitos Aluvionares, compostos por argila, silte, areia e cascalhos, foram descritos na região pela CPRM (2012). Estão presentes próximos às áreas de drenagem, fundos de canal e planícies de inundação dos rios. Os Aluviões encontrados apresentavam composição predominantemente argilosa e com uma cobertura vegetação densa em regiões de drenagem mais alargadas.

9. Considerações Finais

O presente trabalho ajuda a melhor compreender e correlacionar os eventos deformacionais e metamórficos da região. Dentre esses eventos, destaca-se o evento metamórfico termal, que com seu limite de temperatura de 480°C, e pelo posicionamento em relação ao corpo magmático, sugere uma temperatura de colocação dos granitos de até 600° C, como seria de se esperar para esse tipo de rocha. Além de confirmar a temperatura de colocação do corpo, foi possível também uma classificação modal a partir das descrições petrográficas.

Outro produto aqui apresentado, o mapa em escala 1:25000, atualmente apresenta escala de maior detalhe da região, possibilitando a melhor avaliação da área para futuros trabalhos e até mesmo projetos de prospecção mineral.

10. Referências Bibliográficas

Almeida, M. A. et al. 1986. A Formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. Anais ... Goiânia, SHG, 2: 905-918.

Almeida, M.A. Geologia da formação Água Clara na região de Araçáiba, SP. 1989. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 184p.

Almeida, S.H.S.; Ebert, H.D. 2006. Estruturação tectônica e análise deformacional do segmento central do Cinturão Ribeira na Serra da Bocaina, nos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Geociências, SBG, 36 (2): 269-281.

Almeida F.F.M. de., Hasui Y., Brito Neves B.B.de, Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Anais... Recife: SBG - Núcleo NE, p. 363-391.

Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B.de, Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Sci. Reviews, Netherlands, 17:1-29.

Almeida F.F.M.de, Hasui Y (Coords). 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Bluncher. 378p.

Basei, M.A.S. et al. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau mesoproterozoic basins, southern Ribeira belt, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4., Short Papers, p. 501- 504.

Bigarella, J. J., Salamuni, R. 1958. Estudos preliminares na Série Açungui. VIII. A Formação Votuverava. Curitiba, Instituto de História Natural, Boletim. Geologia 2, 6p.

Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas e colúvios e várzeas. Boletim Paranaense de Geografia, 16-17: 153-197.

Bistrichi, C.A. et al. 1985. Estudos geológico-geotécnicos e levantamento do meio físico na área de interesse à implantação de barragens e reservatórios no vale do Rio Ribeira de Iguape (SP-PR). São Paulo, IPT, Fase de Inventário.

Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti R.M.; Gonçalves, J.H. (Eds.). 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília: CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Campanha, G.A.C. et al. 1985. Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), estado de São Paulo. São Paulo: Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório, 22.352) (inédito).

Campanha, G.A.C. et al. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: 34º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais... Goiânia, SGG, 2: 1058-1073.

Campanha, G.A.C. et al. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: 3º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba. Atas...Curitiba, 2: 725-742.

Campanha, G.A.C. 1991. Tectônica proterozoica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 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. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo.

Campanha, G.A.C. et al. 2008a. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira belt mesoproterozoic and neoproterozoic terranes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6, 2008, San Carlos de Bariloche. Short Paper. Buenos Aires.

Campanha, G.A.C. et al. 2008b. Constraining the age of the Iporanga formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible ediacaran glaciation in the Ribeira belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, 13:117-125.

Campanha, G.A.C. et al. 2009. Geocronologia do terreno Apiaí no sul do estado de São Paulo. In: 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2009, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo: IGC-USP, 2009. p. 220-221.

Campanha, G.A.C. et al. 2010. Geocronologia da porção meridional da Faixa Ribeira no sul do Estado de São Paulo. In: 45º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais... Belém, SBG.

Campanha, G.A.C.; Faleiros, F. M. 2005. Neoproterozoic terrane collage in the southern and central Ribeira Belt, Brazil. In: *Gondwana 12 Conference: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. National Academy of Sciences, Mendoza, Abstracts, 1: p.81.

Campanha, G.A.C.; Sadowski, G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apiaí domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.

Cury, L.F. et al. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: evidências de regimes extensionais do Estateriano na faixa Apiaí. Geol. USP, Série científica., São Paulo, 2: 95-108.

Daitx, E. C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 435p.

Ebert, H.D. & Hasui, Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. (Eds.), Continental transpressional and transtensional tectonics. Londres, The Geological Society of London Special Publication, 135: 231-252.

Faleiros, A. M. 2012. Regime de fluidos e formação de veios quartzo-auríferos da mina Morro do Ouro, Apiaí, SP. 73 f. Dissertação (Mestrado no Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

Faleiros, F.M. 2000. Estratigrafia e tectônica de parte do subgrupo Lajeado, Iporanga, SP. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Faleiros, F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 306 p.

Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C. 2004. Petrografia e microestruturas de tectonitos da zona de cisalhamento Ribeira, vale do Ribeira, SP e PR: implicações no zoneamento metamórfico e estrutural do supergrupo Açungui e unidades correlatas. Revista Brasileira de Geociências, Curitiba, 34: 419-430.

Faleiros, F.M. et al. 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.

Fassbinder, E. 1996. A Unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Ferreira, F.J.F. et al. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: 3º SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. Anais... Curitiba, SBG, 3: 226-240.

Fiori, A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 261 p.

Fiori, A. P. 1994. Evolução geológica da bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42: 7-27.

Frascá, M. H. B. O. et al. 1990. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 21:73-92.

Frascá, M. H. B. O. et al. 1997. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (1):41-48.

Fuck, R. A. 1966. Nota explicativa da Folha Geológica de Quero-Quero. *Boletim UFPR*, 19:21 p.

Fuck, R. A. et al. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Curitiba, *Boletim Paran. Geoc*, 23-25:183-221.

Gimenez Filho, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a Noroeste de Apiaí - SP. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 153 p.

Gimenez Filho, A. et al. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira fold belt, São Paulo. Curitiba, *Revista Brasileira de Geociências*, 30:45-50.

Hackspacher, P. C. et al. 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. Curitiba, *Brazilian Journal of Geology*, 30 (1): 110-114.

HACKSPACHER P.C.; GODOYA.M. 1999. Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 29:25-32.

Hasui, Y. 2010. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. *Geociências*, 29 (2):141-169.

Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M. de; Bartorelli, A. (Coords.) Geologia do Brasil. São Paulo, Beca, p. 331-372.

Hasui, Y. et al. 1984. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: 33º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 7: 3297-3306.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C.; Campos Neto, M.C.; Trouw, R.A.J. 2004. A evolução tectônica da Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Coords.) Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 203-234.

Howell, G.H. 1995. Principles of terranes analysis: new applications for global tectonics. Londres, Chapman & Hall, 245 p.

Kaulfuss, G.A. 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba, PR. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 115 p.

Kops, P.T. 1994. Geologia das formações Antinha, Votuverava e Água Clara a sudeste do complexo granítico Três Córregos, estado do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro.

Leonardos, O.H. 1934. Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP. DNPM, Rio de Janeiro (Relatório, 564).

Maniesi, V. 1997. Petrologia das rocha anfíbolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/ PR. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Paulista, Rio Claro, 215 p.

Maniesi, V.; Oliveira, M. A. F. 1998. Anfíbolitos com afinidades dos basaltos de fundo oceânico: regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: 40º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais... Belo Horizonte, SBG, 456 p.

Marini, O.J.; Trein, E.; Fuck, R.A. 1967. O grupo Açungui no estado do Paraná. Curitiba, Boletim Paranaense de Geociências, 23-25:43-104.

Melo, M.S. 1990 A formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Mello, I.S.D.C. 1995. Geologia e estudo metalogenético do Maciço Itaoca, Vale do Rio Ribeira, SP e PR. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 168 p.

Morgental, A. et al. 1975. Projeto Sudelpa. Relatório final: geologia. São Paulo, Convênio SUDELPA/CPRM, v. 18.

Mutti E.; Normark, W.R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. In: Weimer, P.; Link, M.H. (Eds.) Seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans. New York, SpringerVerlag, p. 75-106.

Mutti, E.; Normark, W.R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Legget, J.K.; Zuffa, G.G. (Eds.) Marine clastic sedimentology. London, Graham and Trotman, p. 1-38.

Nogueira, S.A.A. 1990. Estudo das mineralizações filoneanas auríferas do depósito de Piririca, vale do Ribeira, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 91 p.

Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Alkmim, F.F.; Silva, L.C.; Babinski, M.; Cordani, U.G.; Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. Belo Horizonte, Geonomos, 15(1):1-16.

Pereira, R. M.; Heilbron, M.; Valeriano, C. Metalogênese da Faixa Ribeira. 2014. In: SILVA, M. G.; NETO, M. B. R.; JOST, H.; KUYUMIJAN, R. N. (Coords.) Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Belo Horizonte, CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Perrotta, M.M. 1996. Potencial aurífero de uma região no vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 149 p.

Perrotta, M.M. et al. 2005. Mapa geológico do estado de São Paulo: escala 1:750.000. São Paulo, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Petri, S., & Suguio, K. 1969. Sobre os metassedimentos do extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo, convênio USP/DAEE (Publicação especial).

Pires, F.A. 1988. Uma nova concepção para os ambientes do grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: 35º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 2: 606-616.

Pires, F.A. 1990. Análise paleoambiental e estratigráfica de sequências metassedimentares (grupo Açungui), na região de Iporanga e Apiaí-SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Pontes, J. B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara-Paraná. In: 32º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (Vol. 3). Anais... Salvador: SBG, 3: 1002-1016.

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, 207 p.

Prazeres Filho, H.J. et al. 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. Geologia USP. Série Científica, 3:51-70.

Siga Jr. O., Cury L.F., McReath I., Ribeiro L.M.A.L., Sato K., Basei M.A.S., Passarelli, C. R. 2011a. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: Evidence for possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) extension events. *Gondwana Res.*, 19:260-274.

Takahashi, A. T. et al. 1981. Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Área Ribeirão do Perau. São Paulo, DNPM/CPRM (Relatório Final).

Teixeira, A.L.; Gaucher, C.; Paim, P.S.G.; Fonseca, M.M.; Parente, C.V.; Silva Filho, W.F.; Almeida, A.R. 2004. Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Coords.) Geologia do Continente sul-americano: evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 487-536.

Theodorovicz, A. et al. 1986. Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco. São Paulo, relatório CPRM/PROMINÉRIO, 1: 279 p.

Theodorovicz, A.; Camará, M.M. 1988. Ambiência tectônica da Faixa Itaiacoca-Itapeva na região Sudeste do Estado de São Paulo. In: 35º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais... Belém, SBG, 6: 2713-2726.

Trouw, R.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Andreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.) Tectonic

Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31th. International Geological Congress, p. 287-310.

Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.; Almeida, J.; Silva, L.G.E.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D.; Mendes, J.; Ludka, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, Belo Horizonte, 15 (1): 67-79.

Weber, W. et al. 2002. A Formação Água Clara na região de Araçuaí – SP: Registro U-Pb de uma bacia Mesoproterozóica. Revista do IGC-USP. Série Científica.

Weber, W. et al. 2004. A formação Água Clara na região de Araçuaí- SP: registro U-Pb de uma bacia mesoproterozoica. Geol. USP. Série científica., São Paulo, 4: 101-110.

Anexo I

