

UFU – UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto da Geografia – IG

Campus Monte Carmelo (MG)

RODRIGO GONÇALVES DOS REIS

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO
ÁGUA CLARA, NA REGIÃO DE ARAÇÁIBA – APIAÍ, SP**

Monte Carmelo – MG

Março/2023

RODRIGO GONÇALVES DOS REIS

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO
ÁGUA CLARA, NA REGIÃO DE ARAÇÁIBA – APIAÍ, SP**

“Trabalho de conclusão de curso
apresentado a Universidade Federal de Uberlândia
– Campus Monte Carmelo, como requisito para
recebimento do Bacharel em Geologia”

Orientador: Prof. Dr. Filipe Goulart Lima

Monte Carmelo – MG

Março/2023

UFU – UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto da Geografia – IG

Campus Monte Carmelo (MG)

RODRIGO GONÇALVES DOS REIS

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO
ÁGUA CLARA, NA REGIÃO DE ARAÇÁIBA – APIAÍ, SP**

“Trabalho Final de Graduação para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.”

Monte Carmelo – MG, 1 de março de 2023.

COMISSÃO EXAMINADORA:

Me. Thaís Guitzlaf Leme

Prof. Dr. Filipe Goulart Lima, UFU

Prof. Dr. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira, UFU

Dedico esse trabalho a Deus

AGRADECIMENTOS

- A Deus, por me proteger, me abençoar e guiar cada um dos meus passos.
- À Universidade Federal de Uberlândia, por me acolher. Por me permitir conhecer, conviver e aprender com tantos profissionais, professores, técnicos e colegas.
- À Universidade Estadual Paulista de Rio Claro e ao professor Otávio, por gentilmente disponibilizarem os materiais para confecção desse trabalho.
- Ao professor Alan, pela humanidade e pela excelência em passar o conhecimento adiante.
- Ao técnico Caio e ao professor Daniel, pelas boas conversas e por tratarem a ciência e a pesquisa com tanto afinco.
- Ao meu orientador, Filipe, por ter me apoiado tanto ao longo de toda minha graduação. Pela humildade, paciência e bom humor, que tornaram as situações mais complexas nas mais simples.
- Aos meus amigos mais próximos, Alison e Matheus, que percorreram essa etapa ao meu lado, com quem compartilhei as labutas e alegrias de cada dia.
- Aos meus irmãos, Victor e Júnior, pelo apoio, lealdade e altruísmo. Por estarem comigo nos momentos mais críticos e por fazerem parte das minhas melhores histórias.
- Às minhas tias, Marta e Luzia, e à minha avó, Adenita, por cuidarem de mim desde sempre, e me incentivarem tanto a chegar até aqui.
- Aos meus pais, Amir e Cláudia, pelo apoio incondicional, e por nunca medirem esforços para me ajudar. Pelos sacrifícios que fizeram por mim, pelo exemplo e pelos valores que carregarei pelo resto da minha vida.
- À minha Ester, por trilhar a jornada junto comigo. Pelo cuidado, carinho e companheirismo. Por estar ao meu lado nos piores momentos, e ser a razão dos melhores.

“É perigoso sair porta afora, Frodo. Você pisa na estrada, e, se não controlar seus pés, não há como saber para onde será levado...”

J.R.R. Tolkien, A sociedade do Anel, 1954.

RESUMO

A área de estudo localiza-se na região de Apiaí e Araçaíba, no vale do Ribeira – SP, onde aflora a Formação Água Clara, do Terreno Apiaí, da Faixa Ribeira. Tal unidade (meso-neoproterozoica) é interpretada como um paleoambiente de águas rasas, associado a uma plataforma continental, com atividades ígneas de predomínio básico, e metamorfismo entre as fácies xisto verde inferior e superior, aumentando o grau de SE para NW. Possui um membro carbonático (rochas calciossilicatadas, mármore, com intercalações de metapsamo pelitos, metabasitos, anfibólio xistos, metacherts e metatufos básicos) e um membro xistoso (quartzomica xistos, mica xistos, xistos carbonáticos e porções de xisto com grafita, quartzitos e granada-biotita xistos), sendo intrudida pelo Complexo Granítico Três Córregos (sin-colisional) de natureza cálcio-alcálica. É reconhecida na bibliografia a ocorrência de metamorfismo de contato, associado a gênese das assembleias calciossilicáticas da formação, e hidrotermalismo associado a geração de porfiroblastos nessas rochas. Neste trabalho, foram reconhecidas através da petrografia, 13 amostras metacarbonáticas e 2 amostras metassedimentares aluminosas. As rochas metacarbonáticas apresentam composições variando entre mármore impuro e rochas calciossilicáticas, com tremolita-actinolita e diopsídio, texturas nematoblásticas a granoblásticas, porfiroblásticas (e/ou poiquiloblásticas), pouco ou não orientadas, tendo como protólito, em regime orogênico, provavelmente dolomitos silicosos. As rochas metassedimentares aluminosas são formadas por clorita, biotita, muscovita e granada, e a ausência de minerais índices da fácies anfibolito (estauroлита, cianita e silimanita) poderia indicar que essas rochas seriam originadas a partir de semi-pelitos. As paragêneses das metacarbonáticas (Di-Tr-Cb) e das metassedimentares aluminosas (Chl-Ms-Bt-Grt) estabelecem condições de equilíbrio do metamorfismo entre fácies anfibolito inferior a médio, com o pico metamórfico em fácies anfibolito superior, e retrometamorfismo se desenvolvendo em fácies xisto verde inferior a anfibolito inferior. A orientação preferencial e deformação dos minerais, indicaria condições de metamorfismo orogênico. Ainda nas metacarbonáticas, ocorre a presença de porfiroblastos e poiquiblastos de tremolita-actinolita que englobam outros cristais de tremolita-actinolita, diopsídio, carbonato e titanita, indicando uma segunda fase de formação da tremolita e/ou sobrecrecimento da mesma. A formação tardia da tremolita-actinolita e sua textura porfiroblástica/poiquiloblástica, somado a ocorrência de flogopita e vesuvianita, indicariam atuação de processos hidrotermais, possivelmente associados a um metamorfismo de contato ligado ao Complexo Granítico Três Córregos. A ausência de talco, forsterita e wollastonita também poderia contribuir para a hipótese do hidrotermalismo, visto que esses

minerais não conseguem se formar em regimes com alto CO₂. Devido ao fato de o metamorfismo de contato ser correlato ao metamorfismo orogênico, é reconhecido neste trabalho, uma dificuldade para delimitar as condições de temperatura e a influência de ambos para a geração das assembleias calciossilicáticas presentes.

Palavras Chave: Rochas Calciossilicáticas; Paragêneses; Protólito; Metamorfismo progressivo; Metamorfismo de contato.

ABSTRACT

The study area is located in the region of Apiaí and Araçáiba, in the Ribeira valley - SP, where the Água Clara Formation appears, in the Apiaí Terrain, in the Ribeira Belt. Such a unit (Meso-Neoproterozoic) is interpreted as a shallow water paleoenvironment, associated with a continental shelf, with igneous activities of basic predominance, and metamorphism between the lower and upper greenschist facies, increasing the degree from SE to NW. It has a carbonate member (calcosilicatic rocks, marble, with intercalations of metapsam pelites, metabasites, amphibole schists, metacherts and basic metatuffs) and a schist member (quartz-mica schists, mica schists, carbonate schists and portions of schist with graphite, quartzites and garnet-biotite schists), being intruded by the Três Córregos Granitic Complex (sin-collisional) of calcium-alkaline nature. The occurrence of contact metamorphism, associated with the genesis of calcosilicate assemblages of the formation, and hydrothermalism associated with the generation of porphyroblasts in these rocks is recognized in the bibliography. In this work, 13 metacarbonate samples and 2 aluminous metasedimentary samples were recognized through petrography. The metacarbonate rocks present compositions varying between impure marbles and calcosilicate rocks, with tremolite-actinolite and diopside, textures from nematoblastic to granoblastic, porphyroblastic (and/or poiquiloblastic), little or no oriented, having as protolith, in orogenic regime, probably siliceous dolomites. The aluminous metasedimentary rocks are formed by chlorite, biotite, muscovite and garnet, and the absence of index minerals of the amphibolite facies (staurolite, kyanite and sillimanite) could indicate that these rocks would originate from semi-pelites. The metacarbonate (Di-Tr-Cb) and aluminous metasedimentary paragenesis (Chl-Ms-Bt-Grt) establish equilibrium conditions for metamorphism between lower and medium amphibolite facies, with the metamorphic peak in upper amphibolite facies, and retrometamorphism developing in greenschist facies inferior to inferior amphibolite. The preferential orientation and deformation of the minerals would indicate conditions of orogenic metamorphism. Also, in the metacarbonates, there is the presence of porphyroblasts and poiquiloblasts of tremolite-actinolite that include other crystals of tremolite-actinolite, diopside, carbonate and titanite, indicating a second phase of formation of tremolite and/or its overgrowth. The late formation of tremolite-actinolite and its porphyroblastic/poiquiloblastic texture, added to the occurrence of phlogopite and vesuvianite, would indicate the action of hydrothermal processes, possibly associated with a contact metamorphism linked to the Três Córregos Granitic Complex. The absence of talc, forsterite and wollastonite could also contribute to the hydrothermal hypothesis, as these minerals cannot form in regimes with high

CO₂. Due to the fact that the contact metamorphism is correlated to the orogenic metamorphism, this work recognizes a difficulty in delimiting the temperature conditions and the influence of both for the generation of the present calcosilicate assemblages.

Keywords: Calciosilicatic Rocks; Paragenesis; Protolith; Progressive metamorphism; Contact metamorphism.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo. A) Mapa das unidades federativas do Brasil, destacando o Estado de São Paulo; B) Malha de municípios do Estado de São Paulo, destacando o território municipal de Apiaí; C) Localização da área dentro dos limites municipais de Apiaí; D) Localização da área, destacando as rodovias, o município de Apiaí e o distrito de Araçaíba.....	2
Figura 2: Localização da Província Mantiqueira e sua compartimentação. Fonte: VIEIRA, 2021 (Modificado de HASUI, 2012; HASUI, 2010; HEILBRON et al., 2004).....	4
Figura 3: Diagrama discriminante das rochas metacarbonáticas e afins, onde C representa os minerais carbonáticos, CS os calciosilicáticos e S os demais minerais. (Fonte: FETTES e DESMONS, 2007).....	13
Figura 4: Lista dos minerais calciosilicáticos, organizada a partir dos teores de CaO% (base 100%). Inclui elementos voláteis, como H ₂ O, CO ₂ , C, F etc. Compilação realizada por E Callegari com base nos dados de Bideaux Bladh e Nichols (1995). (Fonte: FETTES e DESMONS, 2007).....	14
Figura 5: Rochas do trabalho classificadas mediante ao diagrama discriminante das rochas metacarbonáticas e afins de Fettes e Desmons (2007).	15
Figura 6: Mármore impuro em amostra de mão, com bandamento composicional, foliação dobrada e porfiroblastos.	16
Figura 7: Mármore impuros. a) Textura granoblástica e porfiroblástica; b) Micro dobra, com cristais maiores de carbonato, biotita e minerais opacos concentrados em sua charneira; c) Textura poiquiloblástica, porfiroblasto de tremolita-actinolita com recuperação de contatos e inclusões de quartzo e carbonato; d) Carbonatos se formando a partir de tremolita-actinolita, tanto pelas bordas quanto pelos interstícios.....	18
Figura 8: Rochas carbonato-silicáticas em amostra de mão. a) Textura granular e porfiroblástica, com megacristal de tremolita-actinolita; b) e c) Textura granular e porfiroblástica com pouca orientação; d) Bandamento composicional.	19
Figura 9: Rochas carbonato-silicáticas. a) Carbonatos em agregados e flogopita arqueada; b) Textura nemato-granoblástica e minerais típicos, como carbonato, quartzo, tremolita-actinolita, titanita e flogopita; c) Diopsídio ocorrendo na forma de agregados granulares; d) Lente de quartzo influenciando a foliação, orientação marcada pela tremolita-actinolita, flogopita e titanita.	20

Figura 10: Rochas carbonato-silicáticas. a) Porfiroblastos de tremolita-actinolita com textura poiquiloblástica, se apresentando zonados em sua seção basal, com inclusões de quartzo e carbonato, englobando titanitas; b) Cristais de tremolita se formando a partir de diopsídios; c) Cristais de tremolita-actinolita se formando a partir de diopsídio e apresentando recuperação de contato; d) Mega porfiroblasto de actinolita-tremolita fraturado englobando cristais de titanita, quartzo e carbonato.....	21
Figura 11: Rochas calciosilicáticas em amostra de mão. a) e b) Textura nematoblástica-granoblástica e porfiroblástica; c) Bandamento composicional; d) Bandamento composicional e foliação (xistosidade).....	22
Figura 12: Rochas calciosilicáticas. a) Texturas grano-nematoblásticas; b) Xistosidade marcada pela tremolita-actinolita; c) Porfiroblasto de tremolita-actinolita e massa de agregados de diopsídio; d) Porfiroblasto de tremolita-actinolita em sua seção basal com zoneamento composicional e presença de titanita, quartzo, e carbonato em seu interior, textura poiquiloblástica.	24
Figura 13: Rochas calciosilicáticas. a) Porfiroblasto de actinolita-tremolita se formando a partir de diopsídio, englobando titanita e sendo consumido para formar flogopita; b) Recuperação de contatos de porfiroblasto de actinolita-tremolita; c) Porfiroblasto de tremolita actinolita englobando porfiroblasto de diopsídio e outros minerais em seu interior; d) Vesuvianita.	25
Figura 14: Rocha silicática com carbonato em amostra de mão. a) e b) Textura granoblástica-porfiroblástica, e isotrópica.....	26
Figura 15: Rochas silicáticas com carbonato. a) Textura granoblástica; b) Cristal de biotita se formando a partir de tremolita-actinolita; c) Recuperação de contato de porfiroblasto de actinolita-tremolita; d) Granada porfiroblástica com bordas oxidadas.	27
Figura 16: Metapelito em amostra de mão, com textura lepidoblástica a granoblástica, isotrópica e sem bandamento composicional.	28
Figura 17: Metassedimentares aluminosas. a) Textura grano-lepidoblástica; b) Turmalina; c) Presença de granadas, consumidas pelas cloritas; d) Clorita se formando a partir de biotita.....	29
Figura 18: Representação do sistema CMS-HC para os mármore (BUCHER e GRAPES, 2006). Os campos 1a, 1b e 1c representam os mármore dolomíticos, enquanto os campos 2a e 2b representam os mármore calciosilicáticos.....	31

Figura 19: <i>Metamorfismo orogênico para os dolomitos silicosos, em função da composição modal dos principais minerais constituintes, da quantidade de CO₂ disponível e das condições de temperatura e pressão, para uma composição de 2Qtz – 2Dol – 1Cal (BUCHER e GRAPES, 2006).</i>	36
Figura 20: <i>Diagrama de equilíbrio de fases, relacionando condições de temperatura-pressão por níveis de CO₂, ilustrando o metamorfismo orogênico em dolomitos silicosos para a composição 2Qtz – 2Dol – 1Cal (BUCHER e GRAPES, 2006).</i>	37
Figura 21: <i>Diagrama de equilíbrio de fases, relacionando condições de temperatura-pressão por níveis de CO₂, ilustrando o metamorfismo orogênico em dolomitos silicosos para a composição 5Qtz – 2Dol – 1Cal (BUCHER e GRAPES, 2006).</i>	38
Figura 22: <i>Diagrama de fácies metamórficas situando as amostras metacarbonáticas e metassedimentares aluminosas descritas entre o início da fácies xisto verde e o término da fácies anfíbolito. (Modificado de BUCHER e GRAPES, 2006).</i>	44

ÍNDICE DE QUADROS

<i>Quadro 1: Exemplo de modo de catalogação utilizado para organizar os dados petrográficos.....</i>	<i>4</i>
<i>Quadro 2: Classificação, estrutura, textura e mineralogia (%) das 13 amostras Carbonato-Calcio-Silicáticas. As abreviações minerais foram utilizadas de Fettes & Desmons (2007), sendo: quartzo (qtz), diopsídio (di), tremolita-actinolita (tr-act), flogopita (phl), carbonato (cb), minerais opacos (op), titanita (ttn), biotita (bt), muscovita (ms), epidoto (ep), vesuvianita (ves), granada (grt).</i>	<i>16</i>
<i>Quadro 3: Reações em dolomitos silicosos com saturação de dolomita, no sistema CMS-HC. (BUCHER e GRAPES, 2006).....</i>	<i>32</i>
<i>Quadro 4: Reações em dolomitos silicosos com saturação de sílica, no sistema CMS-HC. (BUCHER e GRAPES, 2006)</i>	<i>32</i>
<i>Quadro 5: Reações no sistema KCMAS-HC pobre em alumínio, no metamorfismo progressivo de metamargas. (BUCHER e GRAPES, 2006).....</i>	<i>33</i>
<i>Quadro 6: Algumas reações ocorrentes nos metapelitos durante o metamorfismo progressivo, compiladas de Bucher e Grapes (2006) e Spear (1995).....</i>	<i>35</i>
<i>Quadro 7: Tabela compilando trabalho de vários autores acerca das temperaturas estimadas de cristalização para alguns minerais.</i>	<i>41</i>
<i>Quadro 8: Paragêneses minerais e respectivas fácies em cada amostra.....</i>	<i>44</i>

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivos	2
1.2	Justificativa	2
1.3	Localização da Área.....	2
2	MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1	Levantamento Bibliográfico	3
2.2	Petrografia.....	3
2.3	Tratamento e Interpretação dos dados	4
3	GEOLOGIA REGIONAL.....	4
3.1	Contexto Tectônico	5
3.1.1	Província Mantiqueira	5
3.1.2	Cinturão Orogênico Ribeira	6
3.1.3	Terreno Apiaí/ Supergrupo Açungui.....	7
3.2	Unidades Litoestratigráficas	8
3.2.1	Formação Água Clara.....	8
3.2.2	Complexo Granítico Três Córregos	9
3.3	Contexto Estrutural	11
3.4	Contexto Metamórfico	12
4	RESULTADOS.....	13
4.1	Mármore Impuros	16
4.2	Rochas Carbonato-silicáticas	18
4.3	Rochas Calciossilicáticas	22
4.4	Rochas Silicáticas com Carbonato.....	25
4.5	Metassedimentares aluminosas.....	28
5	DISCUSSÕES.....	30

5.1	Protólitos Possíveis	30
5.1.1	Dolomitos Silicosos	31
5.1.2	Margas	33
5.1.3	Pelitos	34
5.1.4	Protólitos adotados	35
5.2	Caracterização do metamorfismo regional	36
5.2.1	Paragêneses minerais nas metacarbonáticas	36
5.2.2	Paragêneses minerais nas metassedimentares aluminosas	39
5.2.3	Texturas metamórficas	40
5.2.4	Fácies metamórficas	42
5.2.5	Retrometamorfismo.....	45
5.3	Metamorfismo de contato e metassomatismo hidrotermal	45
6	CONCLUSÕES.....	46
	BILIOGRAFIA	49
	APÊNDICE 1:.....	54

1 INTRODUÇÃO

A região de Araçáiba – Apiaí, pertencente ao Vale do Ribeira, SP, é palco de um complexo contexto geológico. Tal região localiza-se na porção centro-sul da Faixa de Dobramentos Ribeira (ALMEIDA et al., 1973), um dos orógenos pertencentes a porção central da Província Mantiqueira (ALMEIDA, 1967).

A Faixa Ribeira se consolidou ao longo da orogenia brasileira, esse evento metamorfozou e deformou rochas com idades entre o paleoproterozoico e o neoproterozoico, (CAMPANHA et al., 2015). Esse cinturão orogênico engloba terrenos ou domínios de diferentes idades e origens, e estes são separados por zonas de cisalhamento. Hasui (2012), reconhece oito domínios na Faixa Ribeira: Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luiz Alves.

O Terreno Apiaí engloba sequências vulcanossedimentares com metamorfismo de baixo a médio grau, de idades paleo a mesoproterozoicas (CAMPANHA e SADOWSKI, 1999), e contempla o Supergrupo Açungui (OLIVEIRA, 1927), que engloba a Formação Água Clara (MARINI et al., 1967), principal unidade deste trabalho.

A Formação Água Clara, de idades meso a neoproterozoicas (WEBER et al., 2004), é interpretada por Fiori (1990) como um paleoambiente de águas rasas, associado a uma plataforma continental, com atividades ígneas de predomínio básico. O metamorfismo da unidade alcançou condições entre as fácies xisto verde inferior e superior, aumentando o grau de SE para NW (ALMEIDA et al., 1986; FRASCÁ et al., 1990). A unidade é ainda dividida em dois membros: o membro carbonático (PONTES, 1981), com predomínio de rochas calciossilicatadas e mármore, com intercalações de metapsamo pelitos, metabasitos, anfibólio xistos, metacherts e metatufos básicos; e o membro xistoso (WEBER, 2004), com quartzo-mica xistos, mica xistos, xistos carbonáticos e porções de xisto com grafita, quartzitos e granada-biotita xistos.

Ao longo da evolução orogênica da Faixa Ribeira ocorreram intrusões sin-colisionais do Complexo Granítico Três Córregos (FUCK et al., 1967), nas quais alguns autores reconhecem indícios de metamorfismo de contato atuante nas rochas da Formação Água Clara, devido a presença de assembleias rochosas calciossilicáticas (ALMEIDA et al., 1986; FRASCÁ et al., 1990). Na bibliografia, a gênese dessas rochas é fomentada como produto direto de metamorfismo de contato, entretanto, não há estudos específicos que abordem essas rochas, e se essas, seriam de fato, produtos de metamorfismo termal.

1.1 Objetivos

O objetivo desse trabalho é caracterizar o metamorfismo que atuou nas rochas da Formação Água Clara, na região de Araçaíba – Apiaí, SP, visando entender a relação destas com o metamorfismo regional da Faixa Ribeira e o metamorfismo de contato gerado pelas intrusões do Complexo Granítico Três Córregos.

1.2 Justificativa

A justificativa desse trabalho se consolida pela carência de estudos de detalhe que abordem as rochas da Formação Água Clara e o metamorfismo de contato, e orogênico, atuante nessas.

1.3 Localização da Área

A área de estudo (Fig. 1) se localiza no sul do estado de São Paulo, na região do Vale do Ribeira, nos limites municipais de Apiaí, podendo ser acessada pela rodovia federal BR-373 e pela rodovia estadual SP-250, onde engloba o município de Apiaí e o distrito de Araçaíba.

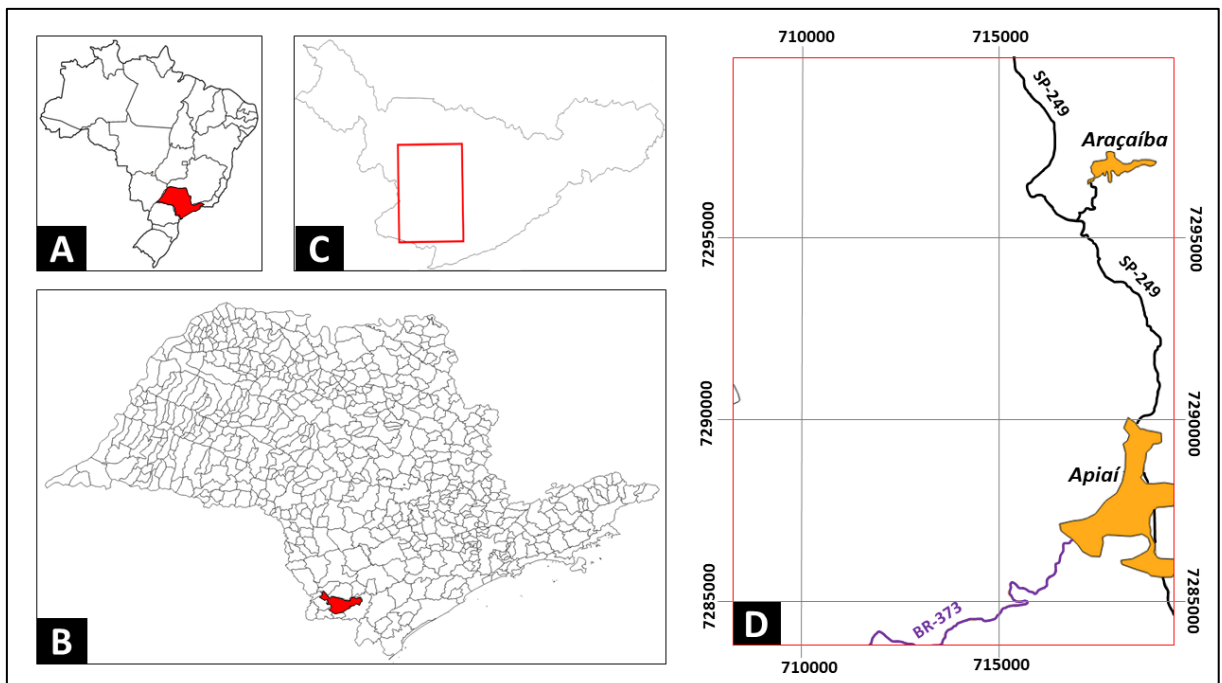


Figura 1: Localização da área de estudo. **A)** Mapa das unidades federativas do Brasil, destacando o Estado de São Paulo; **B)** Malha de municípios do Estado de São Paulo, destacando o território municipal de Apiaí; **C)** Localização da área dentro dos limites municipais de Apiaí; **D)** Localização da área, destacando as rodovias, o município de Apiaí e o distrito de Araçaíba.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho foi realizado com base na petrografia de 15 amostras provenientes da região de Araçáiba-Apiaí, SP. Tais materiais foram disponibilizados pelo professor Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira e são produtos de trabalhos de mapeamento da disciplina “Mapeamento Geológico de Áreas Cristalinas”, do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, respectivos aos anos 2014 a 2019.

2.1 Levantamento Bibliográfico

A revisão bibliográfica foi realizada por meio da consulta de trabalhos científicos e técnicos que abordavam a geologia da área e os conceitos relacionados a petrografia e petrologia metamórfica. Para isso, utilizou-se as plataformas da CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), e da CPRM/SGB (Serviço Geológico Brasileiro).

Foi utilizado ainda, como base para entender a geologia local, um mapa geológico recente, fornecido pela UNESP enquanto produto dos trabalhos de mapeamento realizados pela instituição, no qual foram plotadas as localizações de cada amostra coletada. Este mapa se encontra no Apêndice 1, deste trabalho.

2.2 Petrografia

Os estudos petrográficos foram realizados por meio da análise das 15 amostras de mão e suas lâminas delgadas, no Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia – *Campus* Monte Carmelo, com o objetivo de descrever a mineralogia, a relação entre os minerais, e as texturas das rochas analisadas. Também, foi verificada nas amostras de mão, qual mineral carbonático predominava nas rochas metacarbonáticas, mediante a teste de efervescência por ácido clorídrico.

Concluídas as descrições, as rochas foram classificadas segundo o glossário de classificação de rochas metamórficas de Fettes & Desmons (2007), estabelecido pela União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS). As classificações atribuídas aqui, portanto, basearam-se na composição modal dessas rochas.

2.3 Tratamento e Interpretação dos dados

Para serem interpretados e, posteriormente discutidos, os dados obtidos foram organizados e catalogados, mediante a natureza composicional da rocha, e suas respectivas paragêneses e fácies, como exemplificado no Quadro 1.

Amostra:	Classificação:	Paragêneses:	Fácies:
CS-X	Rocha X	a + b + c	X

Quadro 1: Exemplo de modo de catalogação utilizado para organizar os dados petrográficos.

3 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo, compreende as rochas da Formação Água Clara, unidade pertencente ao Supergrupo Açungui, do Terreno Apiaí, do Cinturão Orogênico Ribeira, da Província Mantiqueira. Essas unidades geológicas, juntamente ao Complexo Granítico Três Córregos, que intruiu e modificou as rochas da área de estudo, serão abordados a seguir. A Figura 2 ilustra o contexto geológico da Faixa Ribeira e seus terrenos associados.

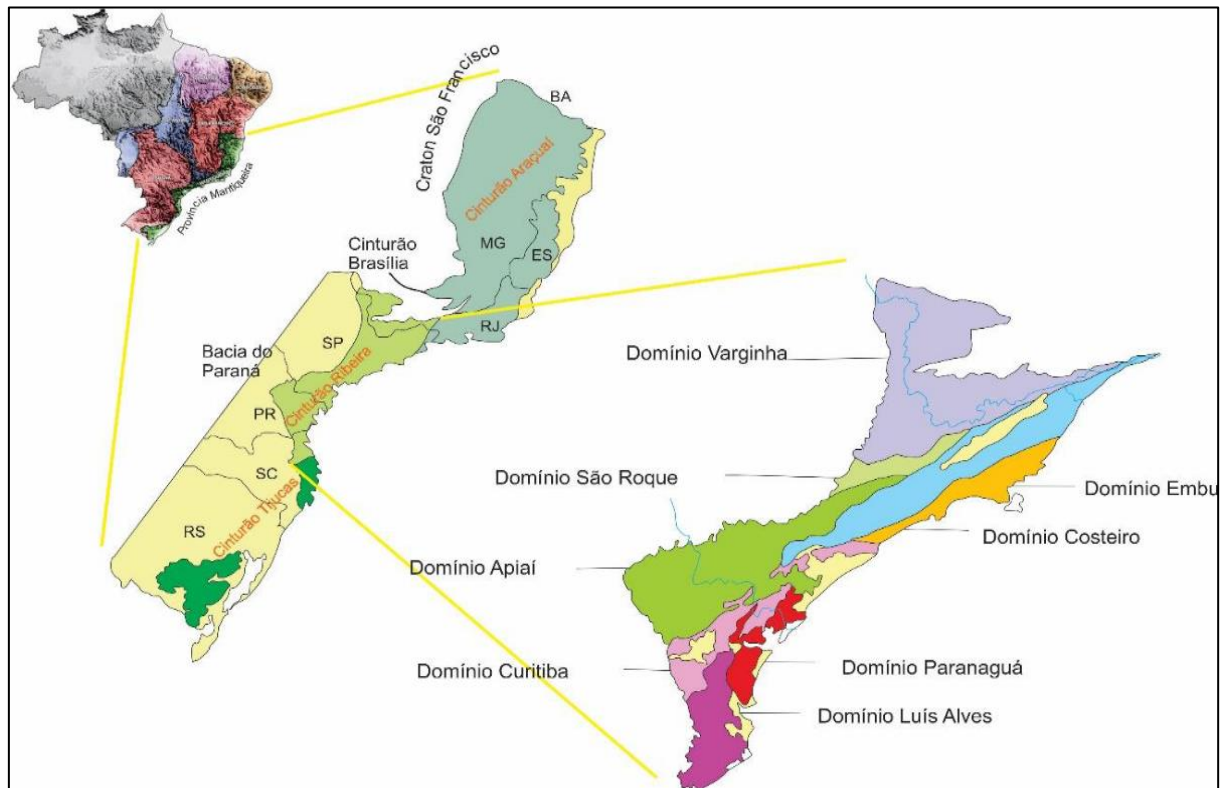


Figura 2: Localização da Província Mantiqueira e sua compartimentação. Fonte: VIEIRA, 2021 (Modificado de HASUI, 2012; HASUI, 2010; HEILBRON et al., 2004).

3.1 Contexto Tectônico

3.1.1 *Província Mantiqueira*

A Província Mantiqueira, definida por Almeida (1967), se situa como um sistema de orógenos que se estende desde o Sul da Bahia até o Uruguai, se apresentando como uma faixa costeira de orientação NE-SW. Em comprimento, a província se estende por mais de 3000 km, enquanto em área, possui em torno de 700.000 km², fazendo fronteira com o Cráton São Francisco ao norte, com a Faixa Brasília da Província Tocantins a noroeste, e com o Cráton Rio de La Plata Bloco Paranapanema e a Bacia do Paraná a oeste, sendo margeada ao leste pelo Oceano Atlântico (ALMEIDA et al., 1977).

Sengör (1990) interpreta a Província Mantiqueira como uma sucessão de orógenos controlados por distintos sistemas transpressivos de cavalgamento sobre os terrenos cratônicos, onde, a maior parte desses cinturões seriam de tipo colisional, evoluindo de maneira diacrônica durante a colagem neoproterozoica, excluindo apenas os orógenos remanescentes Rio Negro e São Gabriel, que seriam controlados por subducção.

Para Bizzi (2003), a Província Mantiqueira preserva evidências de um longo e complexo contexto evolutivo da América do Sul durante o Neoproterozoico, além de guardar e englobar unidades do Arqueano, do Paleoproterozoico e do Mesoproterozoico. O autor interpreta ainda, que além da presença de extensa granitogênese, os orógenos da província podem ser reconhecidos por suas sequências tectono-estratigráficas mistas de espessas bacias de margem continental rifteadas, constituindo mosaicos de unidades neoproterozoicas amalgamados durante a formação do Supercontinente Gondwana Ocidental, há 560 Ma.

O embasamento da província seria composto de rochas formadas no Arqueano e no Paleoproterozoico, com idades entre 2,7 e 2,0 Ga, onde teriam ocorridos processos distensivos, resultando em magmatismo e rifteamento, permitindo a deposição de sedimentos e formando, por sua vez, uma sequência vulcanossedimentar no Mesoproterozoico. Durante o Ciclo Brasileiro, os riftes evoluíram para um contexto de margem passiva, ao passo que se formava o Oceano Adamastor. Ao longo da evolução do Sistema Mantiqueira, entre o Neoproterozoico e o Cambriano, se instalaram processos de convergência de placas, que levaram ao fechamento do Oceano Adamastor e conseqüentemente deformando e metamorfizando a sequência vulcanossedimentar, associados a injeções graníticas (ALMEIDA, 1967; ALMEIDA et al. 1977; HEILBRON et al. 1995, 2004).

Hasui (2012) argumenta que após essa fase colisional, ocorreram processos distensivos que perduraram até o ordoviciano, gerando bacias sedimentares e intrusões ígneas.

A Província Mantiqueira divide-se ainda em três setores, setentrional, central e meridional (ALMEIDA e HASUI, 1984) que, ao longo do tempo, foram referidos como Araçuaí, Ribeira e Tijuca, respectivamente (HASUI et al., 1978; HASUI, 2010).

3.1.2 Cinturão Orogênico Ribeira

Os primeiros estudos sobre esse orógeno foram feitos por Almeida et al., em 1973, no qual, posteriormente, Almeida et al., em 2000, o classificaram como pertencente a Província Mantiqueira.

Hasui (2012) define os limites do cinturão: ao norte o Orógeno Araçuaí, ao sul, os orógenos Brasília Meridional e Tijuca, à oeste, o Bloco do Paranapanema e a Bacia do Paraná e ao leste o Oceano Atlântico.

Campanha et al. (2015) definem a Faixa Ribeira como um amplo domínio crustal adjacente a linha costeira do sudeste brasileiro, com orientação NE-SW. Para os autores, tal orógeno formou-se entre o Neoproterozoico e o Paleozoico, durante a orogenia brasiliana, consolidando, retrabalhando, deformando e metamorfizando as rochas envolvidas. Os autores ainda interpretam os orógenos Karoo e Congo do Oeste, no oeste africano, como contínuos da Faixa Ribeira.

Para Campanha (1991) e Faleiros (2008), a orogenia que formou a Faixa Ribeira remonta os processos colisionais que ocorreram entre os crátons São Francisco – Congo, Luiz Alves e o Paranapanema (CAMPANHA, 1991). Os autores ainda interpretam que a estruturação do Orógeno Ribeira seria condicionada por sistemas cisalhantes transcorrentes de caráter dextral.

Heilbron et al. (2004) reconhecem que o Cinturão Orogênico Ribeira é constituído por terrenos de diferentes origens, e que essas litologias são separadas por zonas de cisalhamento. Posteriormente, Hasui (2010, 2012), reconhece oito domínios: Costeiro, Luís Alves, Varginha, Curitiba, São Roque, Paranaguá e Apiaí e Embu.

Janasi et al. (2001), Prazeres Filho (2005) e Silva et al. (2005) reconhecem inúmeras intrusões neoproterozoicas nos terrenos da Faixa Ribeira, com idades entre 650 e 580 Ma, geradas durante os processos orogênicos acrecionários, durante e após a colisão.

3.1.3 Terreno Apiaí/ Supergrupo Açungui

Há uma longa discussão acerca da nomenclatura e compartimentação das rochas pertencentes a porção centro-sul da Faixa Ribeira. O primeiro trabalho que as aborda foi realizado por Oliveira (1927), nomeando-as Série Assunguy. Posteriormente, Maack (1947), designa essas rochas como Série Açungui. Almeida (1957) e Marini et al. (1967) as designam como Grupo Açungui. Souza (1990) propõe Supergrupo Açungui, que é adotado por Campanha (1991) e, posteriormente, por Campanha e Sadowski (1999), que abordam o Supergrupo Açungui como equivalente ao Terreno Apiaí.

Prazeres Filho et al. (2003) estimam que o Terreno Apiaí, localizado na região central-meridional da Faixa Ribeira, tem em média aproximadamente 500 km em comprimento, enquanto em largura, aproximadamente 100 km.

Campanha e Sadowski (1999) interpretam que a evolução desse terreno teve seu início entre o paleoproterozoico e o mesoproterozoico, constituído de sequências de rochas vulcanossedimentares com metamorfismo de fácies de baixo a médio grau. Os autores nesse trabalho ainda interpretam, a partir de dados geoquímicos de metabasitos, a presença de rochas basálticas toleíticas originadas de fundo oceânico ao sul do terreno, enquanto ao norte, haveria ocorrências de arcos de ilhas, com pouca ou nenhuma maturidade.

Faleiros (2008) e Faleiros et al. (2011) definem os limites desse terreno, onde a oeste, se encontra o terreno Embu, a norte, o terreno São Roque, e a sul o terreno Curitiba, com contatos tectônicos marcados pela Zona Cisalhante Itariri e a falha de Lancinha-Cubatão. Faleiros (2008) reconhece uma dificuldade na estratigrafia para correlacionar as unidades, causada pelo forte controle estrutural local, marcado pela presença de um sistema cisalhante predominantemente dúctil transcorrente que afeta essas rochas.

Prazeres Filho et al. (2003) e Heilbron et al. (2004) descrevem porções a sul e a oeste desse terreno recobertas por rochas sedimentares de idades Fanerozoicas da Bacia sedimentar do Paraná. Os autores reconhecem também, a presença de rochas sedimentares de idades entre o Neoproterozoico e o Eopaleozoico pertencentes as Bacias sedimentares de Camarinha e Castro.

Gimenez Filho (1993) e Prazeres Filho (2001) identificam três intrusões principais neoproterozoicas ao longo da evolução orogênica do Terreno Apiaí: Cunhaporanga, Agudos Grandes e Três Córregos.

A Formação Água Clara é pertencente ao Supergrupo Açungui / Terreno Apiaí, e é a principal unidade desse trabalho, seguida pelo Complexo Granítico Três Córregos. Ambas unidades serão abordadas com maior detalhe nos tópicos subsequentes.

3.2 Unidades Litoestratigráficas

3.2.1 Formação Água Clara

A primeira designação da Formação Água Clara, parte de Marini et al. (1967), quando os autores interpretam uma sequência carbonática impura aflorante no sul do estado de São Paulo, que segundo eles, estaria situada no topo do Grupo Açungui.

Nos anos posteriores, Fritzens Jr et al. (1982), Bistrichi et al. (1985) e Almeida et al. (1986) passaram a interpretar que a Formação Água Clara se situaria na base do Supergrupo Açungui, pertencendo ao Complexo Setuva. Dentro do Complexo Setuva alguns autores propuseram que a Formação Água Clara se correlacionaria a Formação Itaiacoca, como Chiodi Filho et al, em 1983, Takahashi et al., em 1984, e Theodorovicz et al., em 1986. Seguindo uma linha contrária, Fritzens Jr et al. (1982), e Biondi (1983), acreditavam que a Formação Água Clara se correlacionaria a Formação Perau. Weber (2004) e posteriormente Weber et al. (2004) situaram a Formação como pertencente a base do Supergrupo Açungui no território de São Paulo.

Ao longo do tempo, vários autores tentaram subdividir a Formação Água Clara. A primeira divisão interna dessa Unidade foi feita por Pontes (1981), distinguindo duas fácies, uma carbonática, nomeada de São Domingos, e outra vulcânica, nomeada de São Silvestre. Posteriormente, Chiodi Filho (1983) passa a reconhecer além dessas fácies, sequências de origens terrígenas, interpretando-as como a base da formação, e as designando como Suíte Metamórfica Rio Abaixo. Essa subunidade terrígena foi designada de diferentes formas ao longo do tempo, nomeada como Suíte Metamórfica Santana por Takahashi et al. (1984), como Formação Setuva por Bistrichi et al. (1985), como Xistos Santana por Campanha et al. (1987), como Complexo Apiaí Mirim por Theodorovicz et al. (1988) e como Membro Xistoso por Weber (2004). Weber et al. (2004) e posteriormente Faleiros et al. (2012) também designam essas rochas como Membro Xistoso na porção basal da Formação Água Clara, unindo também as Fácies Carbonática e Vulcânica propostas por Pontes (1981) em uma nova subunidade no topo da formação, designada como Membro Carbonático.

Vieira (2021) descreve o Membro Carbonático como sendo formado majoritariamente por rochas calciosilicáticas e mármore, com intercalações de metapsamo pelitos, metabasitos, anfibólio xistos, metacherts e metatufos básicos. O autor descreve o Membro Xistoso como camadas alternadas de quartzo-mica xistos, mica xistos, xistos carbonáticos apresentando camadas subordinadas de xistos grafitosos, quartzitos e granada-biotita xistos.

Fiori (1990) interpreta que a Formação Água Clara teria se formado em um ambiente plataformal continental, com sua sedimentação ocorrendo em um contexto de águas rasas, marcado por episódios de vulcanismo bimodal de predomínio básico.

Almeida et al. (1986) reconhecem metamorfismo orogênico atuando progressivamente de SE para NW, com fácies entre xisto verde inferior a xisto verde superior. Os autores reconhecem ainda a presença de metamorfismo de contato associado às intrusões do Complexo Granítico Três Córregos.

Para Weber et al. (2004), a Formação Água Clara teria se depositado no Mesoproterozoico, entre 1590 e 1470 Ma (U-Pb), enquanto seu metamorfismo orogênico teria ocorrido no final do Neoproterozoico, com idades em torno de 600 Ma.

Campanha (1991) reconhece que os contatos dessa formação com outras rochas metassedimentares se apresentam como zonas de cisalhamento transcorrentes, enquanto com o Complexo Granítico Três Córregos se apresentam imbricados por zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. O autor ainda reconhece que a preservação de estruturas sedimentares ocorre em locais mais distantes das zonas de cisalhamento, devido às altas taxas de deformação.

3.2.2 *Complexo Granítico Três Córregos*

Prazeres Filho (2005), estima que tal unidade possui área de 3700 km², com extensão de 180 km sentido NE-SW, desde a região de Três Córregos, no Paraná, até Capão Bonito, em São Paulo.

O primeiro trabalho a reconhecer essas rochas parte de Fuck et al. (1967), nomeando-as como Granito Três córregos. Paiva et al. (1977) o designam como Complexo Três Córregos, sendo só designado como Complexo Granítico Três Córregos por Trein et al. (1985).

Vieira (2021) reconhece que há dificuldade por parte de vários autores para separar esse complexo do embasamento, devido à presença de estruturas geradas por deformação ou

metamorfismo. Hasui et al. (1984) agrupa o embasamento e os granitoides os designando como Maciço Catas Altas.

Chiodi Filho et al. (1983) e posteriormente, Takahashi et al. (1984), realizam uma tentativa de agrupar todas as rochas com foliação, migmatizadas e milonitizadas em uma unidade denominada Complexo Apiaí Mirim, defendendo que essa unidade seria correspondente ao Complexo Pré-Setuva, designado por Bistrichi et al. (1985), no estado do Paraná. Para esses autores o Granito Três Córregos corresponderia apenas as intrusões que fossem estruturalmente isotrópicas.

Prazeres Filho (2001), interpreta que as intrusões não isotrópicas seriam também parte do Granito Três Córregos, o designando como Batólito Três Córregos. Prazeres Filho (2005) ainda subdivide esse corpo granítico em sete unidades: Paina, Apiaí-Guaçu, Santa-Bárbara, Arrieiros-Cerro Azul, Conceição, São Sebastião e Barra do Chapéu-Ribeirão Branco, onde, na área de estudo afloram as unidades Apiaí e Barra do Chapéu.

Segundo Vieira (2021), os contatos que envolvem essa unidade e as demais metassedimentares próximas é em sua maioria tectônico. O contato com a Formação Água Clara, segundo Campanha (2001) e Prazeres Filho (2005), seria marcado pela Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava. Vieira (2021) reconhece ainda que os demais contatos com a Formação Água Clara ocorrem de modo intrusivo.

Gimenez Filho (1993) e Prazeres Filho (2001, 2005) reconhecem composições graníticas para essas rochas, com variações presentes entre granodioritos quartzo-monzonitos, e texturas porfíricas, com fenocristais (geralmente K-Feldspatos), além de porções subordinadas tonalíticas, sienograníticas e dioríticas. Os autores ainda interpretam, junto a Gimenez et al. (2000), que essas rochas possuem idades em torno de 605 e 630 Ma (U-Pb), associadas aos movimentos compressoriais do Ciclo Brasileiro. Gimenez Filho (1993) e Prazeres Filho (2001, 2005) interpretam essas rochas com natureza sin- a tardi-colisional enquanto Vieira (2021) interpreta esses corpos como sin-colisionais.

Para Wernick et al. (1990), Gimenez Filho et al. (1995) e Prazeres Filho (2001), a natureza dessas rochas é cálcio-alcálica com moderados a altos teores de potássio, provavelmente granitos de tipo I.

3.3 Contexto Estrutural

Segundo Heilbron et al. (2004), o Orógeno Ribeira é marcado por sistemas cavalgantes e transcorrentes de orientação predominante NE-SW, no qual Campanha (1991) reconhece que o Terreno Apiaí tem sua delimitação marcada por forte influência de zonas de cisalhamento destrais que seguem a orientação do orógeno, atribuindo às unidades morfologia alongada de direção NE-SW.

Campanha (1991) reconhece no Terreno Apiaí as zonas de cisalhamento Curumbé-Água Limpa, Quarenta-Oitava, Figueira, Agudos Grandes, Ribeira e Lancinha-Itapeúna, que são dificilmente identificadas em campo devido ao contexto metassedimentar de baixo grau que estas estão inseridas. Para o autor, tal terreno é afetado por sistemas cisalhantes com ângulos baixos a moderados, responsáveis por gerar estruturação em “lascas tectônicas”, gerando assim regimes de empilhamento tectônico.

Faleiros et al. (2012) reconhecem na Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava, foliações miloníticas de natureza lenticular, herdadas da xistosidade das rochas metassedimentares. Para os autores, tal zona geraria foliações de natureza subvertical com orientação NE nos granitoides Barra do Chapéu e Apiaí do Complexo Granítico Três Córregos, que intrudem a Formação Água Clara. Os autores reconhecem ainda deformações intensas na Formação Água Clara, marcadas por xistosidade de natureza penetrativa (S_1), que ocorre paralelamente a uma primeira foliação principal de médio a alto ângulo de mergulho relacionada ao bandamento composicional (S_0), onde ambas ocorrem com orientação NE.

Vieira (2021), reconhece três fases de deformação na Formação Água Clara e nas rochas ígneas associadas a essa formação, abordando-as como D_1 , D_2 e D_3 . A primeira fase, D_1 , registra-se por meio da foliação S_1 , que corresponde a clivagens ardosianas e xistosidades com orientação preferencial N47E/38SE quase paralelas ao bandamento tectônico S_0 . A segunda fase, D_2 , é registrada por dobras de tipo isoclinal, com foliações plano axiais S_2 marcadas por bandamento tectônico de orientação preferencial N20E/56NW. Na segunda fase D_2 , o autor ainda reconhece o auge metamórfico, em fácies anfíbolito médio, e a granitogênese sin-colisional do Complexo Granítico Três Córregos, registrada pela orientação de minerais máficos (biotita, hornblenda) e ocorrência de porfiroblastos de granada e actinolita/tremolita nos xistos, e rochas calciossilicáticas em aureolas de metamorfismo termal. A terceira fase D_3 é registrada por dobras suaves e abertas e por uma foliação plano axial S_3 com orientação preferencial N84E/82SE. O autor ainda reconhece nesta terceira fase, a granitogênese de corpos

tardi a pós-colisionais (Capão Bonito, Squario e Correias), associados a zonas de cisalhamento, com fracas estruturas miloníticas e/ou cataclásticas bordejando os corpos.

3.4 Contexto Metamórfico

Marini et al. (1967) observam no metamorfismo orogênico da Formação Água Clara, graus metamórficos baixos, de fácies xisto verde. Esses autores também reconhecem variações metamórficas causadas por metamorfismo de contato, alcançando as fácies hornblenda-hornfels.

Almeida (1989) reconhece metamorfismo orogênico atuando progressivamente de SE para NW, com fácies entre xisto verde inferior a xisto verde superior. O autor reconhece também a presença de metamorfismo de contato associado às intrusões do Complexo Granítico Três Córregos. O autor descreve a existência de pelo menos dois eventos metamórficos, o primeiro de natureza dínamothermal, associado a formação do bandamento composicional, e o segundo, de natureza termal, evidenciado pelo crescimento de actinolita-tremolita nas rochas metacarbonáticas e calciossilicáticas.

Almeida (1989) identifica as seguintes paragêneses para as metacarbonáticas e calciossilicáticas em condições de baixo a médio grau, na Formação Água Clara: dolomita – quartzo – calcita – actinolita-tremolita + flogopita, clorita, muscovita e minerais acessórios; diopsídio – calcita – dolomita – quartzo – microclínio – plagioclásio – actinolita – titanita – clorita magnésiana – epidoto.

Almeida (1989) identifica as seguintes paragêneses para as metapelíticas a metacálcicas em condições de baixo a médio grau, na Formação Água Clara: hornblenda – plagioclásio – diopsídio – quartzo + opacos, granada, biotita, muscovita, sericita; quartzo – biotita – muscovita – silimanita + turmalina.

Vieira (2021) correlaciona o auge do metamorfismo progressivo com a segunda fase de deformação D₂, onde o autor analisa esse pico metamórfico a partir de rochas metabásicas e metaultrabásicas, obtendo valores de temperatura entre 611 e 620°C e de pressão entre 6,5 e 7,3 kbar, atribuindo-o à fácies anfíbolito intermediárias. O autor observa ainda a ocorrência de porfiroblastos de granadas e actinolita/tremolitas em xistos, e presença de rochas calciossilicáticas em aureolas de metamorfismo termal.

4 RESULTADOS

Das 15 amostras descritas, 13 apresentam composições metacarbonáticas enquanto 2 apresentam composições metassedimentares aluminosas.

Fettes e Desmons (2007) propõem um diagrama ternário para classificar e separar as rochas carbonáticas (Figura 3), no qual as rochas são separadas em função da proporção entre os seguintes grupos de minerais: os minerais carbonáticos (calcita, dolomita), os minerais calciosilicáticos (Figura 4) e os demais minerais constituintes. Mediante as relações modais desses espectros, os autores estabelecem cinco tipos de rochas possíveis, nomeando-as como mármore puros, mármore impuros, rochas carbonato-silicáticas, rochas calciosilicáticas e rochas silicáticas com carbonato.

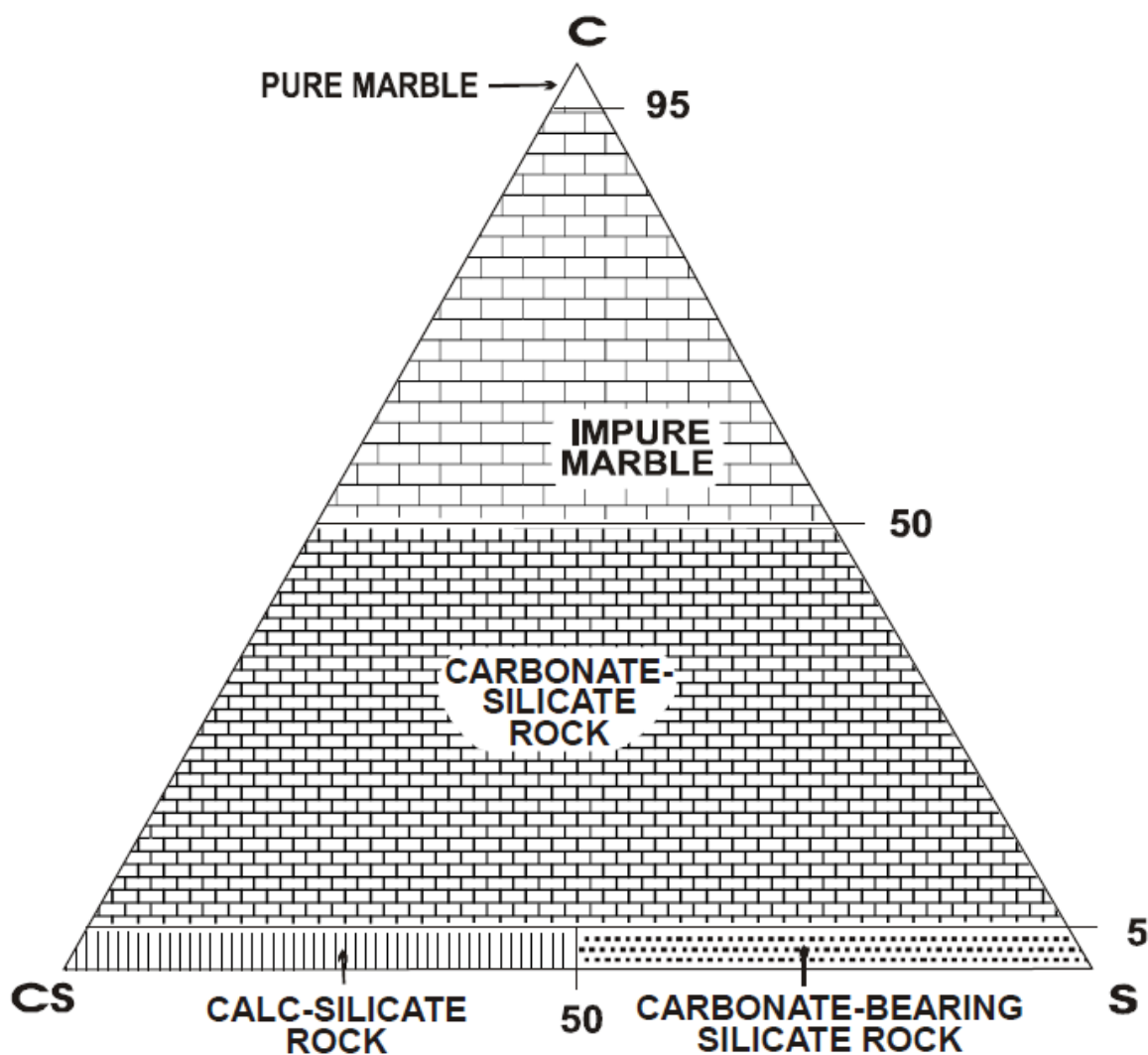


Figura 3: Diagrama discriminante das rochas metacarbonáticas e afins, onde *C* representa os minerais carbonáticos, *CS* os calciosilicáticos e *S* os demais minerais. (Fonte: FETTES e DESMONS, 2007)

CaO > 60%	Larnita/bredigita, spurrita/paraspurrita, cuspidina, hatrurita, jasmundita, negelschmidtita, reinhardbraunsita, rustumita, defermita
50-60% de CaO	Tilleyita, rankinita, merwinita, hillebrandita, bultfontainita, fukalita, hidroxillestادتita, clorellestادتita, killalaíta, foshagita, trabzonita
40-50% de CaO	Gehlenita/akermanita, wollastonita, katoíta, baghdadita, goetzenita, gugiaíta, xonotlita, scawtita, harkerita, afwillita, aminofita, jennita, oelita, riversideíta, rosenhanita, zeofilita
30-40% de CaO	Grossulária, andradita, urarovita, hidrogrossulária, schorlomita, vesuvianita, datolita, pectolita, ferrobustaminita, hardystonita, jeffreyíta kirschsteinita, arcolita, monticellita, cebollita, girolita, bicchulita, tobermorita/clinotobermorita, plombierita, kimzeyíta, Juanita, kamaishilita
20-30% de CaO	Diopsídio, hedenbergita, zoisita/clinozoisita, epidoto, titanita, meionita, pumpellyíta, prehnita, esseneíta, charoíta, latiumita, bavenita, bustamita, danburita, glaucocroíta, johannsenita, axinita, mukhinita, malayaíta, carletonita, chantalita, natroapofilita, nekoita, stratlingita, ruizita
15-20% de CaO	Bytownita, anortita, lawsonita, mizzonita, piemontita, augita, babingtonita, onfacita, parheíta, serendibita, junitoíta, liottita
10-15% de CaO	Labradorita, tremolita, actinolita, ferroactinolita, ilvaíta, margarita, clintonita, britholita, calderita, dorrita, ekanita, rhoenita, welshita, thompsonita, gismondina, laumontita, afghanita, allanita, franzinita, trimerita, wenkita, cabazita
CaO < 10%	Plagioclásio sódico, escapolitas sódicas, lazurita, heulandita

Figura 4: Lista dos minerais calciossilicáticos, organizada a partir dos teores de CaO% (base 100%). Inclui elementos voláteis, como H₂O, CO₂, C, F etc. Compilação realizada por E Callegari com base nos dados de Bideaux Bladh e Nichols (1995). (Fonte: FETTES e DESMONS, 2007)

As rochas de composição metacarbonática descritas foram classificadas e agrupadas utilizando esse diagrama (Figura 5), e serão abordadas mediante a essa classificação. O Quadro 2 compila a classificação, estruturas, texturas e mineralogia (%) das 13 amostras carbonato-calciossilicáticas.

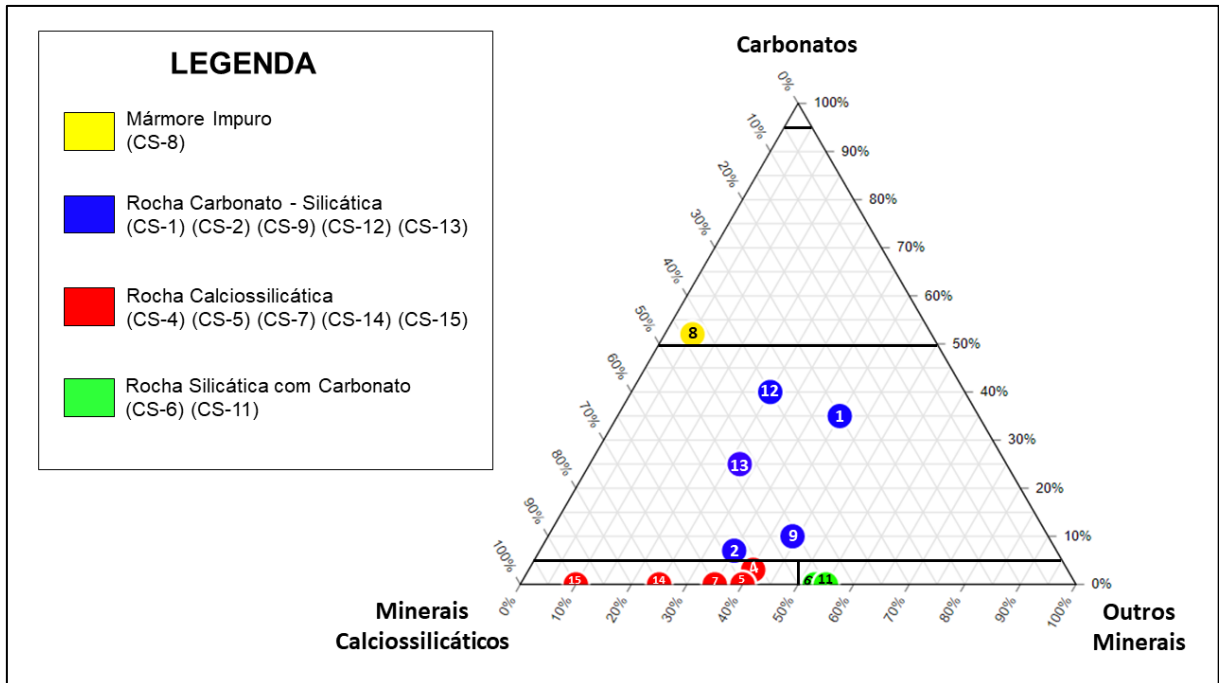


Figura 5: Rochas do trabalho classificadas mediante ao diagrama discriminante das rochas metacarbonáticas e afins de Fettes e Desmons (2007).

Amostra	Classificação	Estrutura	Textura	Mineralogia (%)												
				qtz	di	tr-act	phl	cb	op	tnn	bt	ms	ep	ves	grt	
CS-8	Mármore impuro	Bandada e orientada	Granoblástica e porfiroblástica	2	20	22		53	1		2					
CS-1	Carbonato – Silicática	Bandada e orientada	Granoblástica e poiquiloblástica	20		20	20	35	1	4						
CS-2	Carbonato – Silicática	Bandada	Granoblástica	35	30	20		10		5						
CS-9	Carbonato – Silicática	Orientada	Granoblástica e poiquiloblástica	30		40	15	10	1	4						
CS-12	Carbonato – Silicática	Orientada	Granoblástica	15	15	15		40	1	4		10				
CS-13	Carbonato – Silicática	Orientada	Granoblástica e poiquiloblástica	17	20	25	10	25		2			1			
CS-4	Cálcio – Silicática	Pouco orientada	Granoblástica e poiquiloblástica	30	20	30	10	5		2					3	
CS-5	Cálcio – Silicática	Bandada e orientada	Granoblástica	35	15	40			5	5						
CS-7	Cálcio – Silicática	Xistosidade	Nematoblástica e poiquiloblástica	40	30	30										
CS-14	Cálcio – Silicática	Bandada e Xistosidade	Nematoblástica	25	25	49			1							

CS-15	Cálcio – Silicática	Bandada e orientada	Nematoblástica e poiquiloblástica	10	45	45									
CS-6	Silicática com Carbonato	Pouco orientada	Granoblástica e porfiroblástica	40		50			2		7				1
CS-11	Silicática com Carbonato	Xistosidade	Granoblástica e porfiroblástica	50		45									5

Quadro 2: Classificação, estrutura, textura e mineralogia (%) das 13 amostras Carbonato-Calcio-Silicáticas. As abreviações minerais foram utilizadas de Fettes & Desmons (2007), sendo: quartzo (qtz), diopsídio (di), tremolita-actinolita (tr-act), flogopita (phl), carbonato (cb), minerais opacos (op), titanita (ttn), biotita (bt), muscovita (ms), epidoto (ep), vesuvianita (ves), granada (grt).

4.1 Mármore Impuro

O mármore impuro (Fig.6), amostra CS-8, possui textura granoblástica e porfiroblástica (Fig. 7a) (marcada por macro cristais de tremolita-actinolita), com bandamento composicional segregando camadas (1 a 3 cm) de carbonato dos demais minerais. A xistosidade presente é paralela ao bandamento, marcada pela orientação dos inossilicatos, levemente dobrada.



Figura 6: Mármore impuro em amostra de mão, com bandamento composicional, foliação dobrada e porfiroblastos.

A mineralogia principal é constituída de carbonato (55%), tremolita-actinolita (25%), diopsídio (15%), quartzo (2%), biotita (2%) e minerais opacos (1%).

O carbonato se apresentam com dimensões entre 0,5 e 1,0 mm. Os cristais maiores e euédricos se encontram nas charneiras das micro dobras (Fig. 7b). Apresenta formas euédricas a subédricas, com hábitos granulares, por vezes encontrados em reações envolvendo tremolita-actinolita e diopsídio (Fig. 7d). Também ocorrem como inclusões em porfiroblastos de actinolita-tremolita (Fig. 7c). Por meio de teste de efervescência utilizando ácido clorídrico em amostra d mão, foi verificado que os carbonatos nessa rocha são predominantemente calcita.

A tremolita-actinolita se apresenta em duas texturas. Na primeira textura e em sua maior parte, ocorre como cristais com dimensões entre 0,1 a 1 mm, sendo encontrados com formas anédricas a euédricas, ora isoladas com hábitos aciculares, ora como agregados, formando uma massa mineral (Fig.7b). Na segunda textura ocorre como porfiroblastos, com inclusões de quartzo e carbonato, com formas euédricas a subédricas e hábito prismático, com dimensões entre 0,2 e 0,7 cm e recuperação de contato (Fig. 7c). Por vezes, em ambas texturas, são encontrados carbonatos se formando nos interstícios e nas bordas desses minerais (Fig. 7d).

O diopsídio também se apresenta em duas texturas. A primeira textura em sua maior parte como cristais subédricos a anédricos, ocorrendo como agregados de cristais com hábito granular, com dimensões entre 0,2 e 2 mm. A segunda textura ocorre como megacristais de diopsídio com dimensões entre 1 e 1,5 cm, euédricos e de hábito prismático.

Os cristais de quartzo possuem dimensões entre 0,1 e 0,5 mm, apresentando extinção ondulante, sendo encontrados também como inclusões em porfiroblastos de actinolita-tremolita (Fig. 7c).

As biotitas ocorrem como cristais de dimensões entre 0,25 e 2 mm. Essa mica se apresenta com formas euédricas a subédricas e hábitos lamelares, e geralmente pleocroísmo castanho avermelhado. A extinção é ondulante e elas se concentram nas charneiras das micro dobras (Fig.7b).

Os minerais opacos ocorrem com formas anédricas, ora disseminados ao longo da foliação, ora sem hábito, com dimensões entre 0,1 e 0,5 mm. Costumam se apresentar próximos aos carbonatos, e por vezes encontrados nas charneiras das micro dobras, junto as biotitas e carbonatos (Fig. 7b).

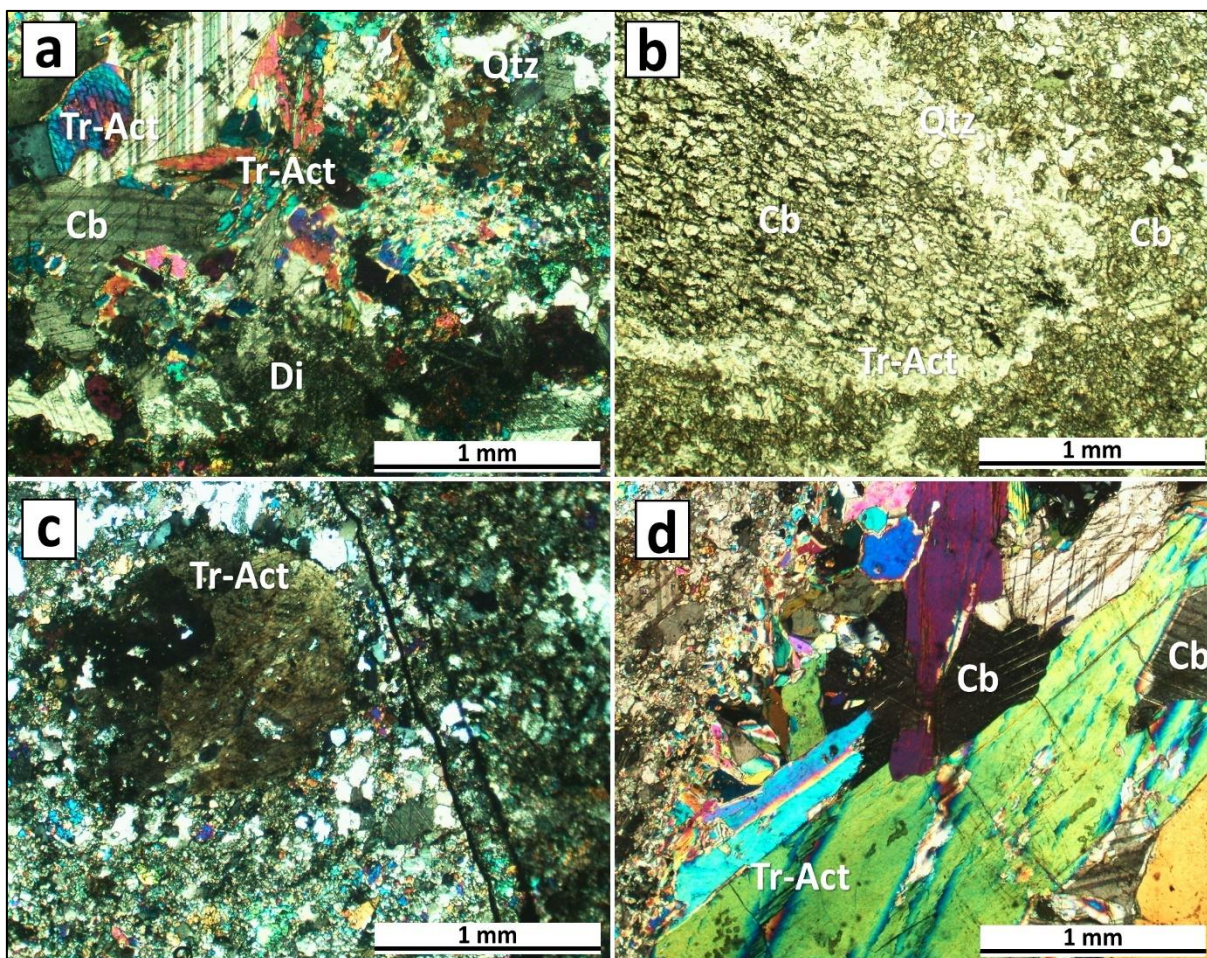


Figura 7: Mármore impuros. **a)** Textura granoblástica e porfiroblástica; **b)** Micro dobra, com cristais maiores de carbonato, biotita e minerais opacos concentrados em sua charneira; **c)** Textura poiquiloblástica, porfiroblasto de tremolita-actinolita com recuperação de contatos e inclusões de quartzo e carbonato; **d)** Carbonatos se formando a partir de tremolita-actinolita, tanto pelas bordas quanto pelos interstícios.

4.2 Rochas Carbonato-silicáticas

Compreendendo as amostras CS-1, CS-2, CS-9, CS-12 e CS-13, as rochas carbonato-silicáticas (Fig. 8) se apresentam com texturas nematoblásticas e granoblásticas (Fig. 9b), em alguns casos porfiroblásticas e/ou poiquiloblásticas (Fig. 8a, 8b e 8c), com pouca orientação preferencial (Fig. 8b e 8c) marcada pela orientação de inossilicatos e filossilicatos subparalela ao bandamento composicional, bandamento composicional este, que é composto por bandas ricas em minerais carbonáticos e bandas ricas em minerais calciossilicáticos, com espessura entre 1 e 2 cm (Fig. 8d).

A mineralogia principal (Fig. 9b) dessas rochas é formada por quartzo (15 a 35%), carbonato (10 a 40%), tremolita-actinolita (15 a 40%), e titanita (4 a 5%). Apresentando em

algumas amostras diopsídio (0 a 30%) flogopita (0 a 20%), muscovita (0 a 10%), epidoto (0 a 1%) e minerais opacos (0 a 1%).

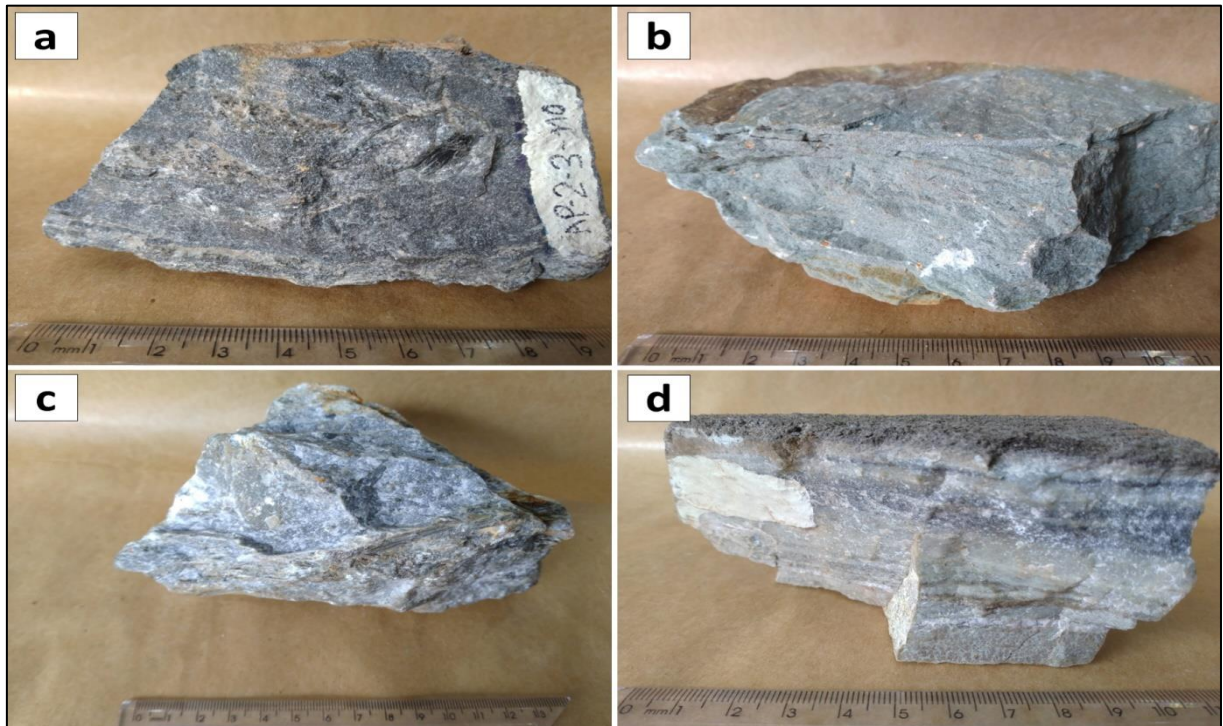


Figura 8: Rochas carbonato-silicáticas em amostra de mão. **a)** Textura granular e porfiroblástica, com megacrystal de tremolita-actinolita; **b)** e **c)** Textura granular e porfiroblástica com pouca orientação; **d)** Bandamento composicional.

O quartzo ocorre como cristais anédricos, possuindo dimensões médias entre 0,1 e 1,5 mm, mas em alguns casos chegando a formar lentes com até 2,5 mm (Fig. 9d). Há ainda cristais de quartzo menores, que se apresentam como inclusões (em conjunto com os carbonatos) em porfiroblastos de tremolita-actinolita e diopsídio (Fig. 10a e 10d). Nos cristais maiores é perceptível extinção ondulante, recuperação de contato e em alguns casos, cristais de quartzo com contatos poligonizados. (Fig. 10b e 10c).

O carbonato se apresenta como cristais com dimensões entre 0,25 e 1,5 mm, com formas euédricas a subédricas e hábito granular. Também pode ocorrer como inclusões (em conjunto com quartzo) em porfiroblastos tremolita-actinolita e diopsídio (Fig. 10a e 10d). Os minerais se encontram ora dispostos em agregados, ora bordejando cristais de titanita, diopsídio e tremolita-actinolita, indicando reações de consumo (Fig. 9a e 9b). A partir de teste de efervescência com ácido clorídrico em amostra de mão, notou-se predomínio de calcitas.

Os cristais de tremolita-actinolita possuem formas euédricas a subédricas, com hábitos prismáticos a aciculares e pleocroísmo levemente esverdeado a incolor. Apresentam

recuperação de contato e extinção ondulante (Fig. 10a). O tamanho médio varia entre 0,5 e 2 mm, mas há porfiroblastos com tamanhos entre 1 e 3 cm (Fig. 10d). A textura poiquiloblástica foi observada em alguns porfiroblastos, que usualmente possuem inclusões de quartzo e carbonato (Fig. 10a e 10d). Alguns porfiroblastos ainda englobam titanitas e/ou apresentam zoneamento composicional (Fig. 10a e 10b). Localmente os cristais de tremolita-actinolita pertencentes a primeira textura marcam a xistosidade da rocha, mediante orientação preferencial. A xistosidade é sobreposta pelos cristais maiores pertencentes a segunda textura, indicando que os porfiroblastos teriam se formado depois (Fig. 10d). A maior parte das reações envolvem consumo de piroxênios para sua formação ou o seu consumo para formação de flogopita e carbonatos.

Os cristais de diopsídio tem dimensões variando ente 0,25 mm e 4,0 mm e formas subédricas a euédricas, com hábito em ripas ou formando agregados de cristais granulares (Fig. 9c). Também foram observadas reações de consumo deste para a formação de actinolita-tremolita (Fig. 9b e 9c).

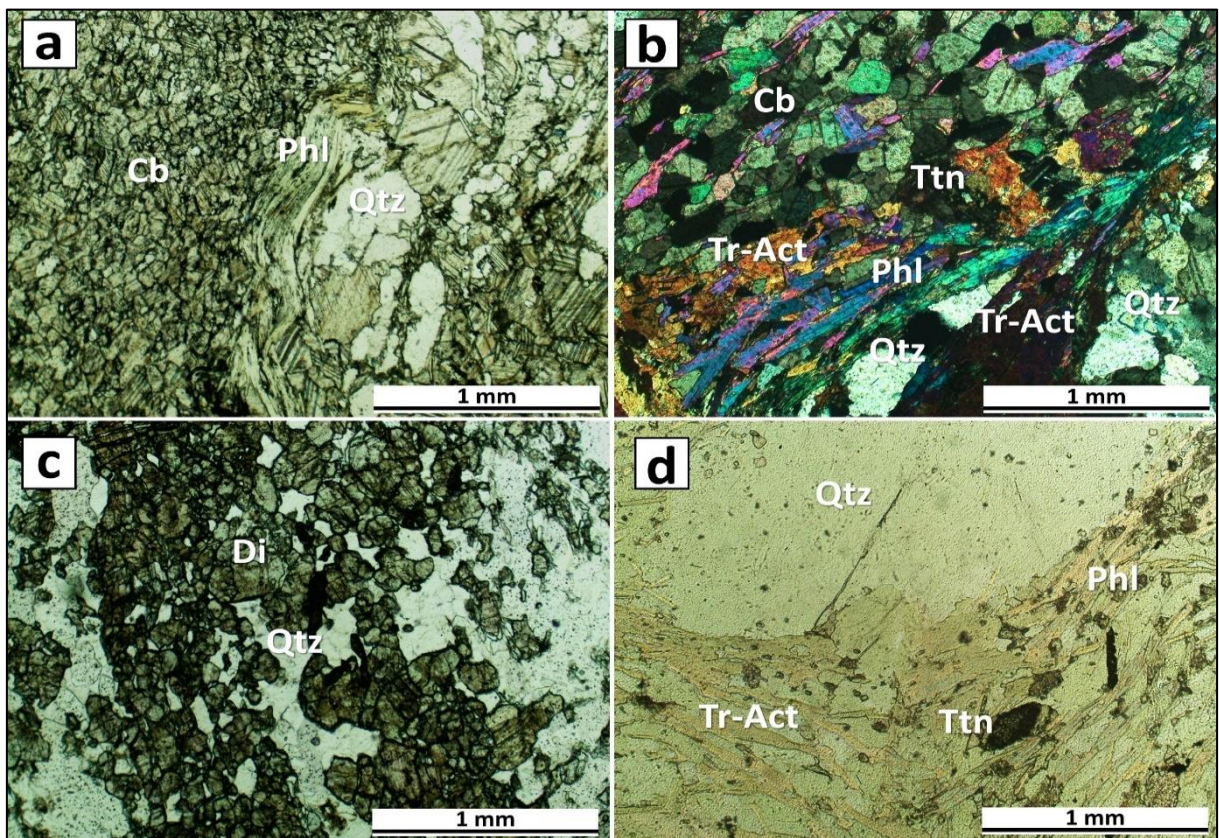


Figura 9: Rochas carbonato-silicáticas. **a)** Carbonatos em agregados e flogopita arqueada; **b)** Textura nemato-granoblástica e minerais típicos, como carbonato, quartzo, tremolita-actinolita, titanita e flogopita; **c)** Diopsídio ocorrendo na forma de agregados granulares; **d)** Lente de quartzo influenciando a foliação, orientação marcada pela tremolita-actinolita, flogopita e titanita.

A titanita ocorre como cristais com tamanhos variando entre 0,25 e 0,5 mm, com formas euédricas a subédricas e hábito em losangos/balões, por vezes encontradas dentro dos porfiroblastos de tremolita-actinolita (Fig. 10a e 10d).

A flogopita se apresenta com tamanhos variando entre 0,25 e 3 mm, euédricos a subédricos com hábito lamelar, por vezes arqueadas/dobradas (Fig. 9a), e marcam a foliação da rocha. O pleocroísmo é castanho claro a escuro e exibem extinção ondulante. Ocorrem halos pleocróicos, mas não foi identificado o mineral responsável por gerar tais feições. A ocorrência desses minerais nessas amostras está atrelada as texturas poiquiloblásticas.

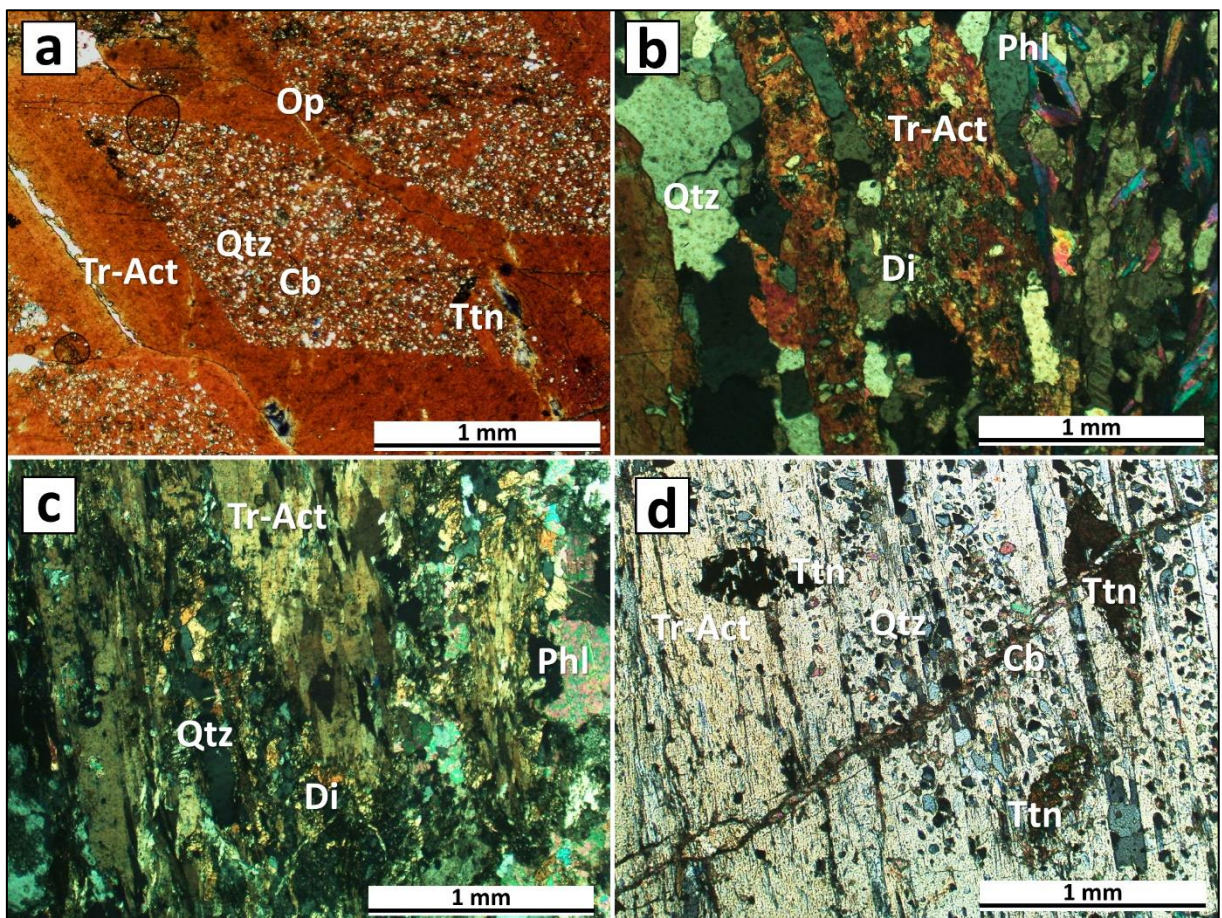


Figura 10: Rochas carbonato-silicáticas. **a)** Porfiroblastos de tremolita-actinolita com textura poiquiloblástica, se apresentando zonados em sua seção basal, com inclusões de quartzo e carbonato, englobando titanitas; **b)** Cristais de tremolita se formando a partir de diopsídios; **c)** Cristais de tremolita-actinolita se formando a partir de diopsídio e apresentando recuperação de contato; **d)** Mega porfiroblasto de actinolita-tremolita fraturado englobando cristais de titanita, quartzo e carbonato.

A muscovita é encontrada em apenas uma rocha, com cristais de tamanhos entre 0,1 e 3 mm, com forma euédrica a subédrica e hábito lamelar. Marcam a foliação e apresentam extinção ondulante.

O epidoto foi encontrado em uma única amostra, como cristais de tamanhos que variam entre 0,1 e 0,5 mm, sendo cristais subédricos a anédricos de hábito granular, e pleocroísmo incipiente em tons esverdeados.

Os minerais opacos se apresentam como cristais com tamanhos que variam entre 0,1 e 0,5 mm, anédricos. Por vezes ocorre bordejando cristais de diopsídio e tremolita-actinolita ou nos interstícios de porfiroblastos de tremolita-actinolita (Fig. 10a), indicando uma possível reação a partir desses minerais.

4.3 Rochas Calciossilicáticas

Compreendendo as amostras CS-4, CS-5, CS-7, CS-14 e CS-15, apresentam texturas variando entre granoblásticas e nematoblásticas (Fig. 11a, 11b e 12a), ocorrendo com frequência a textura porfiroblástica (Fig. 11a, 11b e 12c) e poiquiloblástica (Fig. 12d). Essas rochas têm em sua maioria uma orientação preferencial dos inossilicatos, marcada por vezes por uma xistosidade (Fig. 11d e 12b), e apresentam em alguns casos bandamento composicional, que é marcado por alternância entre bandas de carbonato e bandas de minerais calciossilicáticos com espessura entre 1 e 2 cm (Fig. 11c e 11d).

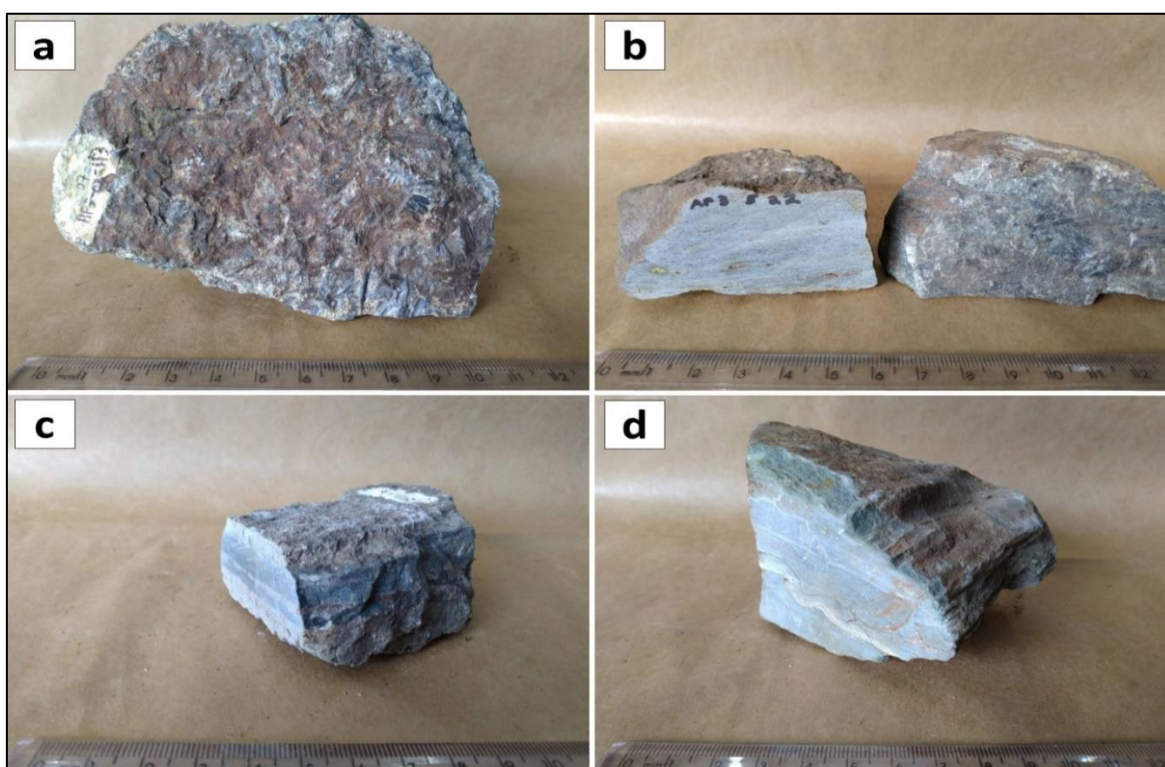


Figura 11: Rochas calciossilicáticas em amostra de mão. **a)** e **b)** Textura nematoblástica-granoblástica e porfiroblástica; **c)** Bandamento composicional; **d)** Bandamento composicional e foliação (xistosidade).

A mineralogia principal é constituída de quartzo (10 a 40%), tremolita-actinolita (30 a 49%) e diopsídio (15 a 45%). Além destes, ocorrem flogopita (0-10%), carbonato (0-5%), minerais opacos (0 a 5%), titanita (0 a 5%) e vesuvianita (0-3%).

O quartzo se apresenta normalmente como cristais de tamanhos variando entre 0,1 e 2 mm, mas em alguns casos ocorre com dimensões entre 2,5 e 9,0 mm, e também na forma de inclusões, dentro de cristais porfiroblásticos de tremolita-actinolita (Fig. 12d). Esses minerais exibem extinção ondulante e também recuperação de contato.

A actinolita-tremolita se apresenta em duas texturas distintas. A primeira (Fig. 12b) ocorre com dimensões entre 0,05 e 1,5 mm, com formas euédricas a subédricas e hábitos aciculares ou em agregados prismáticos, com pleocroísmo levemente esverdeado, com extinção ondulante e recuperação de contato, onde por vezes, se formam a partir de diopsídio e gerando flogopita (Fig. 13a). A segunda textura ocorre como mega porfiroblastos, com dimensões entre 1,0 e 3,0 cm, ocorrendo com formas euédricas e hábitos prismáticos (Fig. 12c) ou em losangos/balões quando em sua seção basal (Fig. 12d). Esses porfiroblastos possuem pleocroísmo verde claro a incolor, e tem extinção ondulante e recuperação de contatos (Fig. 13b), apresentando também zoneamento composicional (Fig. 12d) com inclusões de quartzo e calcita, além de englobarem minerais como titanita e diopsídio (Fig. 13a e 13c).

O diopsídio ocorre em duas texturas. Na primeira, se apresenta como cristais de tamanhos entre 0,05 e 5 mm, com formas subédricas a anédricas e hábitos granulares a prismáticos, normalmente em agregados (Fig. 12c). A segunda textura apresenta porfiroblastos com tamanhos entre 1,0 e 3,0 cm, euédricos e de hábito prismático (Fig. 13c). Percebeu-se em ambas texturas, esses cristais sendo consumidos para formação de actinolita-tremolita, apresentando recuperação de contato.

Os carbonatos ocorrem com tamanhos entre 0,1 e 0,5 mm, geralmente subédricos e com hábitos granulares, se formando próximos de cristais de tremolita-actinolita e titanita, e, por vezes, sendo encontrados como inclusões em porfiroblastos (Fig. 12d). A partir de teste de efervescência com ácido clorídrico em amostra de mão, notou-se predomínio de dolomitas.

A titanita (Fig. 12d e 13a) ocorre com tamanhos entre 0,1 e 1 mm, possuindo formas euédricas a subédricas, com hábitos losangulares, ou em balões. Apresentam também aspecto corroído, por vezes formando com carbonatos em seus interstícios e bordas.

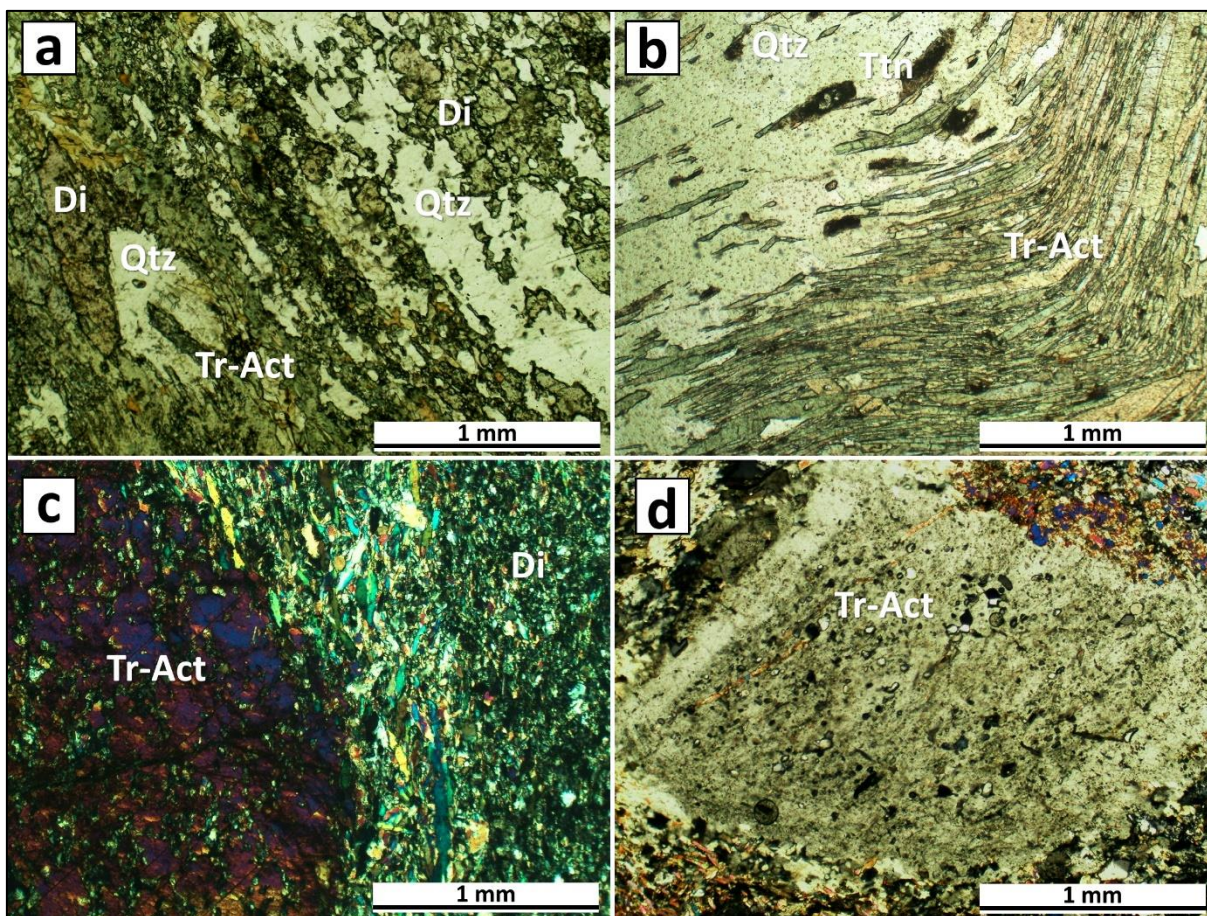


Figura 12: Rochas calciosilicáticas. **a)** Texturas grano-nematoblásticas; **b)** Xistosidade marcada pela tremolita-actinolita; **c)** Porfiroblasto de tremolita-actinolita e massa de agregados de diopsídio; **d)** Porfiroblasto de tremolita-actinolita em sua seção basal com zoneamento composicional e presença de titanita, quartzo, e carbonato em seu interior, textura poiquiloblástica.

A flogopita é encontrada com tamanhos variando entre 0,25 e 0,75 mm, com forma euédrica e hábito lamelar, possivelmente se formando a partir da tremolita-actinolita (Fig. 13a). Ocorrem halos pleocróicos, mas não foi identificado o mineral responsável por gerar tais feições. Esse mineral aparentemente sempre se associa às amostras porfiroblásticas.

Os minerais opacos apresentam tamanhos entre 0,1 e 0,75 mm, sempre com formas anédricas. São frequentemente encontrados nas regiões de charneira de dobras.

A vesuvianita (Fig. 13d) possui forma anédrica com hábitos de agregados maciços. Esses minerais variam entre tamanhos de 0,5 e 1,5 mm, e apresentam linhas de clivagem ocorrendo entre ângulos aproximadamente perpendiculares entre si. Geralmente se encontram próximos de cristais de diopsídio, mas reações não foram observadas.

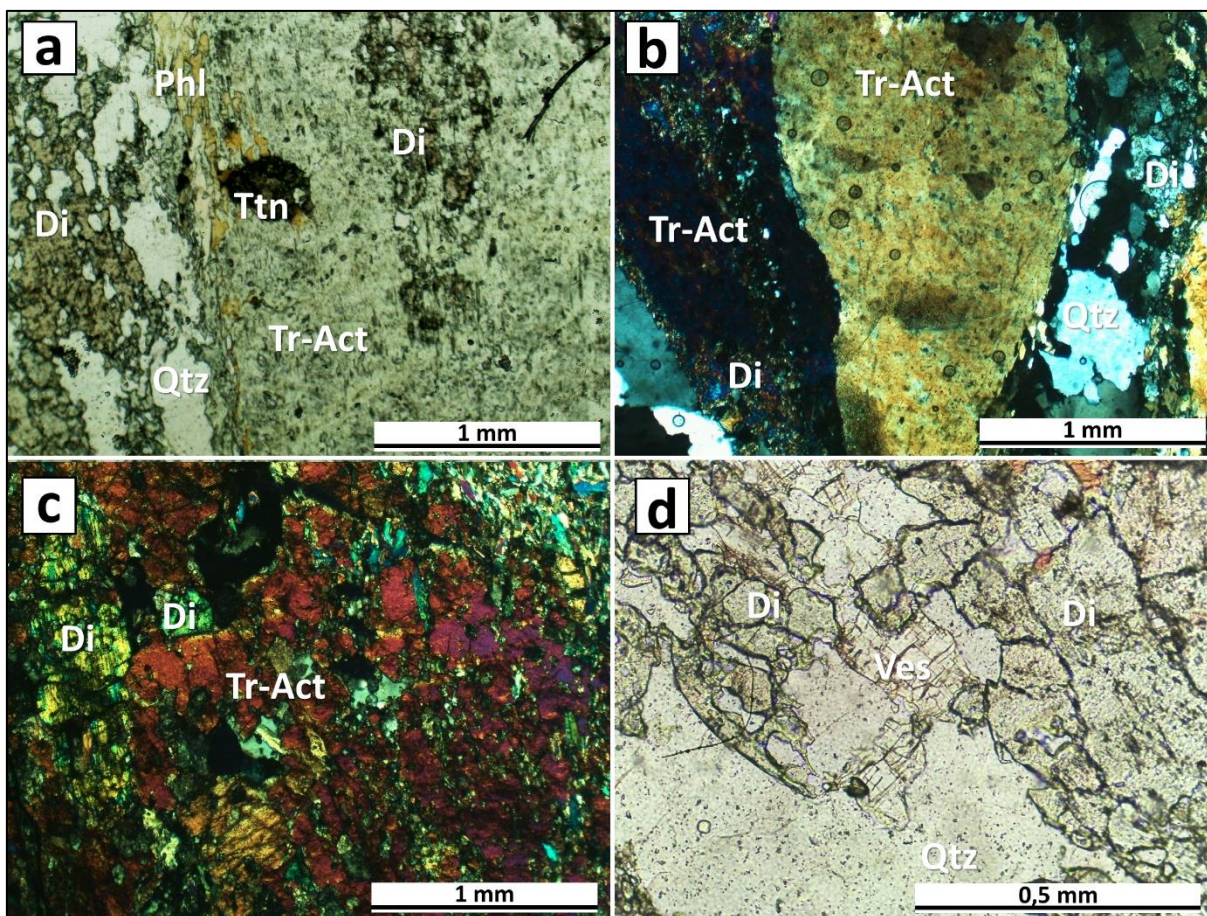


Figura 13: Rochas calciosilicáticas. **a)** Porfiroblasto de actinolita-tremolita se formando a partir de diopsídio, englobando titanita e sendo consumido para formar flogopita; **b)** Recuperação de contatos de porfiroblasto de actinolita-tremolita; **c)** Porfiroblasto de tremolita actinolita englobando porfiroblasto de diopsídio e outros minerais em seu interior; **d)** Vesuvianita.

4.4 Rochas Silicáticas com Carbonato

Compreende as lâminas delgadas CS-6 e CS-11, com texturas granoblásticas (Fig. 15a) e porfiroblásticas (Fig. 15c), tratam-se de rochas predominantemente isotópicas (Fig. 14a e 14b), apresentando raramente fraca anisotropia, estrutura que é vista somente em lâmina, marcada por orientação preferencial dos inossilicatos.

A mineralogia essencial é composta de quartzo (40 a 50%), tremolita-actinolita (45 a 50%), granada (1 a 5%), biotita (0 a 7%) e minerais opacos (0 a 2%).

Os cristais de quartzo são encontrados com dimensões variando entre 0,1 e 0,5 mm, ocorrendo também como micro inclusões em granadas e em macro cristais de tremolita-actinolita (Fig. 15c). A extinção ondulante é presente, assim como a recuperação de contatos.

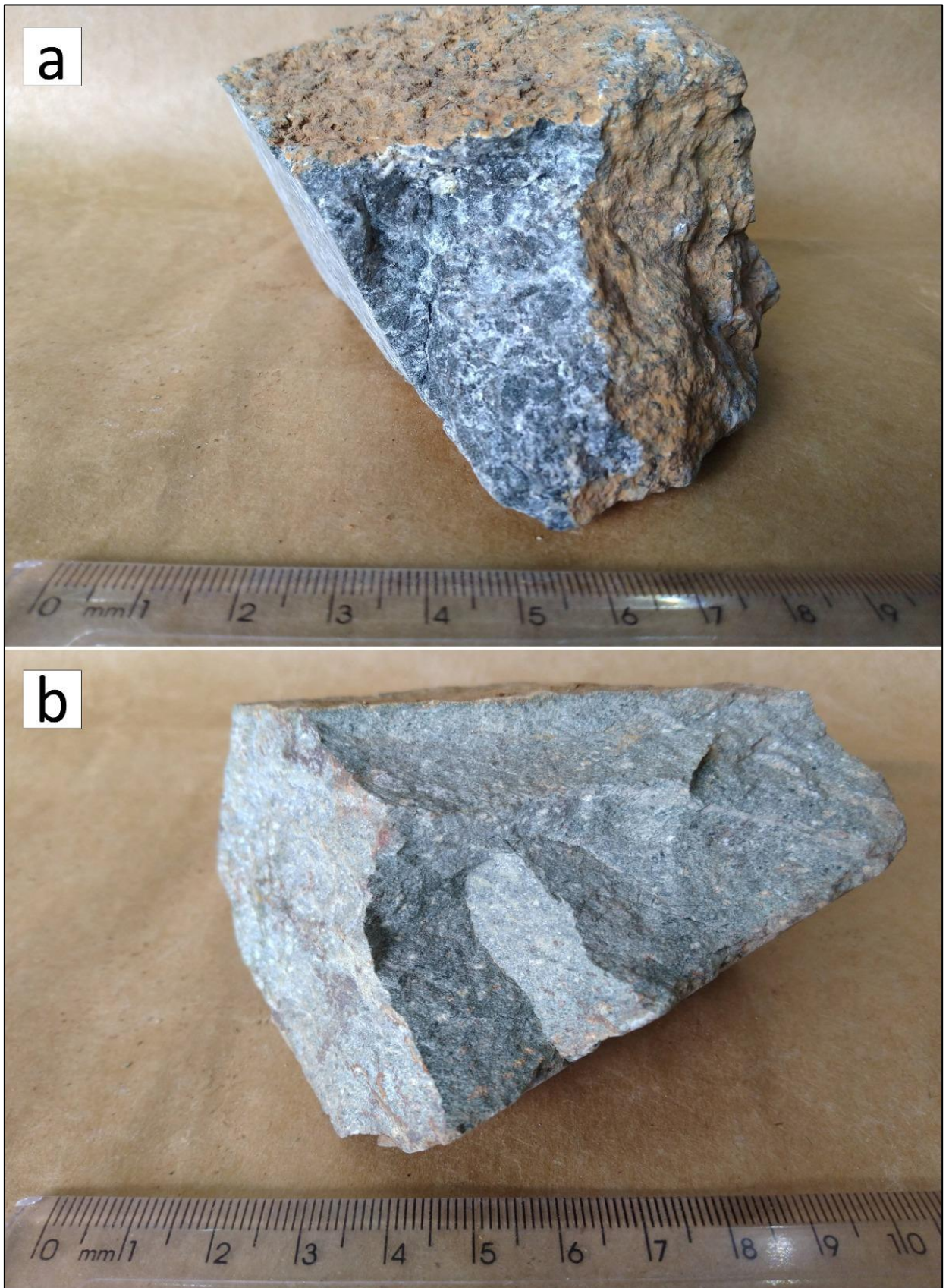


Figura 14: Rocha silicática com carbonato em amostra de mão. **a)** e **b)** Textura granoblástica-porfioblástica, e isotrópica.

A granada (Fig. 15d) possui dimensões variando entre 1 e 1,5 mm, com formas euédricas a subédricas, e hábitos granulares irregulares. Esses minerais se apresentam com aspecto corroído e pulverulento, exibindo por vezes um material oxidado em suas bordas e interstícios, além de algumas inclusões de quartzo em seu interior.

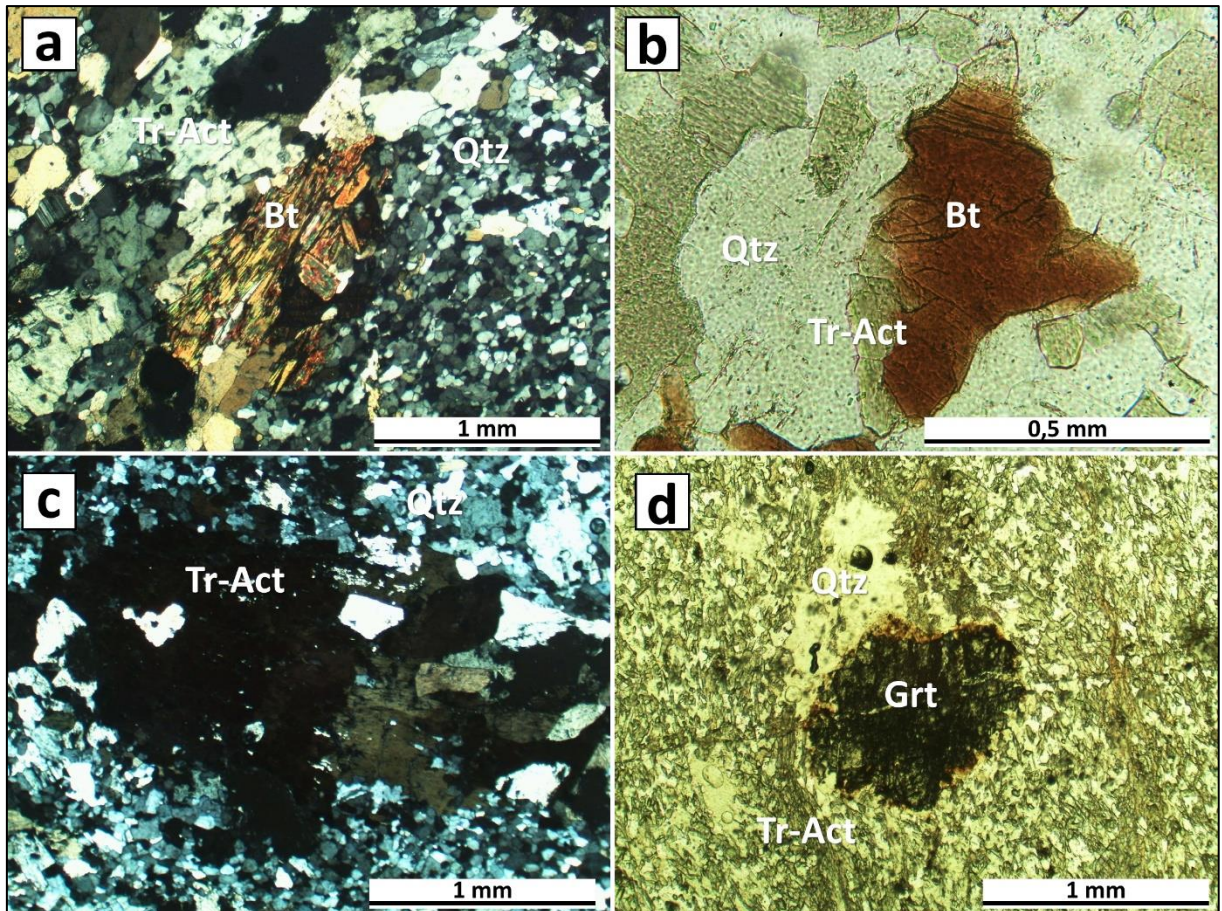


Figura 15: Rochas silicáticas com carbonato. *a)* Textura granoblástica; *b)* Cristal de biotita se formando a partir de tremolita-actinolita; *c)* Recuperação de contato de porfiroblasto de actinolita-tremolita; *d)* Granada porfiroblástica com bordas oxidadas.

A biotita possui dimensões entre 0,25 e 1,25 mm, com formas euédricas a subédricas e hábitos lamelares característicos. Apresentam extinção ondulante, e são frequentemente observadas se formando a partir de tremolita-actinolita (Fig. 15b).

Os minerais opacos possuem dimensões variando entre 0,1 e 0,25 mm, com formas anédricas, se encontrando usualmente dentro dos porfiroblastos de tremolita-actinolita e normalmente dispersos ao longo da amostra.

4.5 Metassedimentares aluminosas

As metassedimentares aluminosas (Fig. 16) compreendem as amostras CS-3 e CS-10. Tratam-se de rochas de textura lepidoblástica a granoblástica (Fig. 17a), com fraca anisotropia, marcado pelas micas, e sem bandamento composicional.

A mineralogia principal dessas rochas é composta por quartzo (25 a 30%), biotita (20 a 25%), muscovita (20 a 25%), clorita (0 a 20%), granada (0 a 5%), carbonato (0 a 5%), opacos (0 a 5%) e turmalina (0 a 25%).



Figura 16: Metapelito em amostra de mão, com textura lepidoblástica a granoblástica, isotrópica e sem bandamento composicional.

O quartzo possui dimensões extremamente variáveis, entre 0,25 e 3 mm, apresentando raramente extinção ondulante e recuperação de contato.

A biotita se apresenta com dimensões entre 0,25 e 2 mm, e pleocroísmo castanho a marrom claro. Esses minerais são euédricos a subédricos, com hábito lamelar, e muito frequentemente são consumidos para formar clorita (Fig. 17d). Esporadicamente apresentam extinção ondulante.

A muscovita se apresenta com cristais de dimensões extremamente variáveis, de 0,25 a 3,5 mm, com presença de extinção ondulante, com formas euédricas a subédricas e hábitos lamelares.

A clorita possui pleocroísmo com tonalidade entre verde e verde acinzentado, com formas subédricas a anédricas e hábitos usualmente lamelares ou granulares em agregados. As dimensões variando entre 0,25 e 1,25 mm. Se formam a partir de biotitas e granadas, e apresentam extinção ondulante (Fig. 17d).

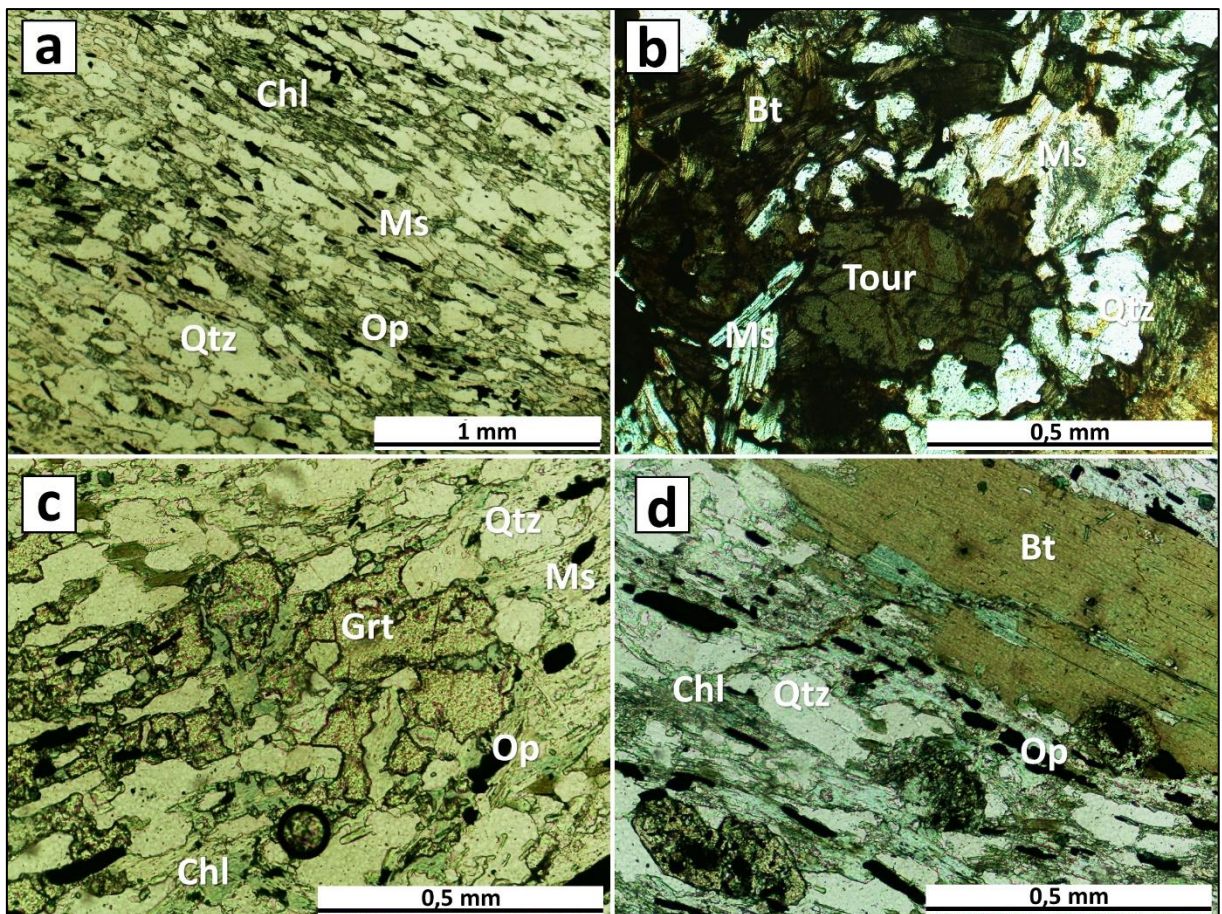


Figura 17: *Metassedimentares aluminosas. a) Textura grano-lepidoblástica; b) Turmalina; c) Presença de granadas, consumidas pelas cloritas; d) Clorita se formando a partir de biotita.*

A granada possui aspecto pulverulento, se apresentando de forma subédrica a anédrica, com hábito disseminado e bordas corroídas, e dimensões variando 0,25 e 0,5 mm, sendo frequentemente consumidas por cloritas (Fig. 17c).

O carbonato possui forma subédrica e hábito granular, sendo presente de forma dispersa ao longo da lâmina, com dimensões médias entre 0,25 e 0,75 mm. Mediante a teste de

efervescência com ácido clorídrico em amostra de mão, foi reconhecida a predominância de dolomita.

Os minerais opacos são encontrados com tamanhos entre 0,25 e 0,75 mm, com formas anédricas.

A turmalina (Fig. 17b) se caracteriza como cristais subédricos a euédricos, com hábitos tabulares a granulares, com pleocroísmo variável entre verde escuro e castanho escuro, e dimensões bem variadas, entre 0,25 e 2,5 mm. Costumam apresentar bordas esverdeadas e centro mais castanho, e se encontram principalmente em contato com biotita, o que poderia indicar uma possível reação.

5 DISCUSSÕES

Os resultados desse trabalho tem como produto a mineralogia e as feições texturais e estruturais das rochas analisadas, que forneceram informações acerca dos protólitos, das paragêneses e sobre os processos metamórficos atuantes. Foram identificadas evidências do metamorfismo orogênico e possivelmente do metamorfismo termal, além de uma forte influência hidrotermal. Cada um desses temas será discutido nos subtópicos a seguir.

5.1 Protólitos Possíveis

A primeira questão a ser discutida é acerca dos protólitos que poderiam gerar essas rochas metamórficas. A natureza do protólito é um dos fatores determinantes para a discussão do metamorfismo, mas não é o único. Além do protólito, fatores como tempo, temperatura, pressão (litostática, dirigida, de fluído) e a composição e atividades de fluídos, são fatores determinantes durante esses processos (BUCHER e GRAPES, 2006).

Através dos resultados obtidos, foi possível classificar mineralogicamente as rochas em metacarbonáticas e metassedimentares aluminosas, classificando ainda, segundo Fettes e Desmons (2014), as rochas metacarbonáticas em mármore impuros, rochas carbonato-silicáticas, rochas calciosilicáticas e rochas silicáticas com carbonato.

Para as rochas metacarbonáticas descritas neste trabalho, a presença de tremolita/actinolita e diopsídio indicam que os protólitos possíveis seriam dolomitos silicosos ou margas (BUCHER e GRAPES, 2006 e SPEAR, 1995). Já para as rochas metassedimentares

aluminosas descritas, as assembleias indicam protólitos de origem pelágica, como siltitos e argilitos.

5.1.1 Dolomitos Silicosos

Dolomitos silicosos (ou impuros) são rochas sedimentares carbonáticas com mais de 50% de dolomita, e com conteúdos relevantes de quartzo seguido de calcita. Segundo Bowen (1940), Tilley (1948) e Spear (1995), o metamorfismo dessas rochas corresponderia a um sistema químico constituído de SiO_2 , MgO , CaO , H_2O , CO_2 (CMS-HC) (Fig. 18). Para os autores, com o avanço do metamorfismo progressivo, ocorreria uma sequência mineral com talco, tremolita, diopsídio, forsterita, wollastonita, periclásio, monticellita, ackermanita, tilleyita, spurrita, rankinita, merwinita e lamita.

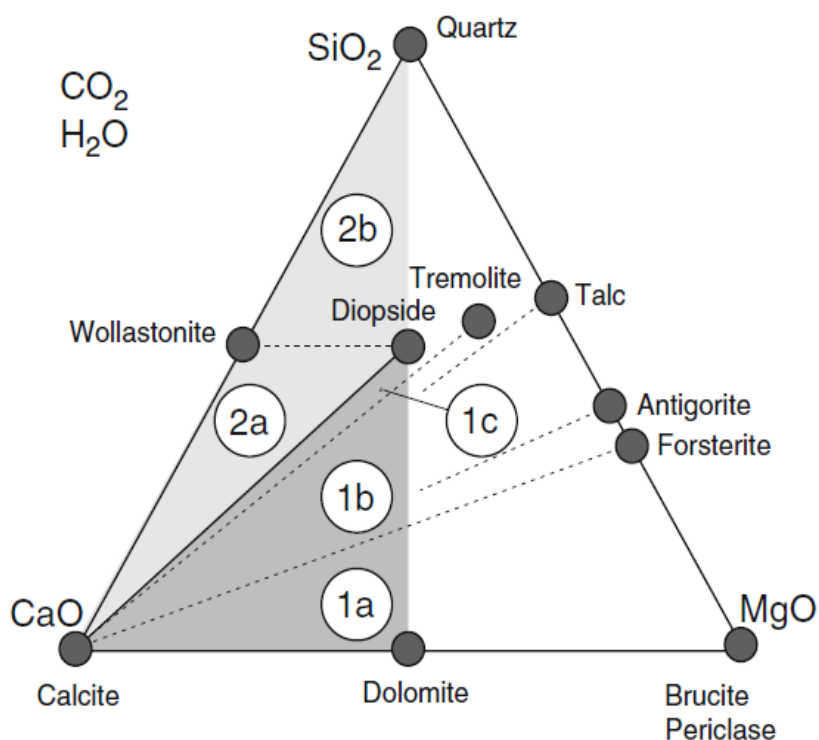


Figura 18: Representação do sistema CMS-HC para os mármore (BUCHER e GRAPES, 2006). Os campos 1a, 1b e 1c representam os mármore dolomíticos, enquanto os campos 2a e 2b representam os mármore calciosilicáticos.

Bucher e Grapes (2006), ao analisar o metamorfismo progressivo nos dolomitos silicosos, estabelecem as possíveis reações para formação dos principais minerais no sistema CMS-HC, para casos nos quais há predomínio de dolomita (Quadro 3) ou predomínio de sílica (Quadro 4):

REAÇÃO	TEMPERATURA
$3\text{Dol} + 4\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tlc} + 3\text{Cal} + 3\text{CO}_2$	300 a 470°C
$5\text{Dol} + 8\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tr} + 3\text{Cal} + 7\text{CO}_2$	450 a 650°C
$2\text{Tlc} + 3\text{Cal} \rightleftharpoons \text{Tr} + \text{Dol} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	450 a 650°C
$\text{Dol} + 2\text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Di} + 2\text{CO}_2$	650°C em diante
$3\text{Cal} + \text{Tr} \rightleftharpoons \text{Dol} + 4\text{Di} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	650°C em diante
$11\text{Dol} + \text{Tr} \rightleftharpoons 13\text{Cal} + 8\text{Fo} + 9\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	800°C em diante
$5\text{Cal} + 3\text{Tr} \rightleftharpoons 11\text{Di} + 2\text{Fo} + 5\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$	800°C em diante
$3\text{Dol} + \text{Di} \rightleftharpoons 4\text{Cal} + 2\text{Fo} + 2\text{CO}_2$	800°C em diante
$20\text{Cal} + \text{Atg} \rightleftharpoons 20\text{Di} + 34\text{Fo} + 20\text{CO}_2 + 31\text{H}_2\text{O}$	800°C em diante

Quadro 3: Reações em dolomitos silicosos com saturação de dolomita, no sistema CMS-HC. (BUCHER e GRAPES, 2006)

REAÇÃO	TEMPERATURA
$3\text{Dol} + 4\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tlc} + 3\text{Cal} + 3\text{CO}_2$	300 a 470°C
$5\text{Dol} + 8\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tr} + 3\text{Cal} + 7\text{CO}_2$	450 a 650°C
$5\text{Tlc} + 6\text{Cal} + 4\text{Qtz} \rightleftharpoons 3\text{Tr} + 6\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	450 a 650°C
$\text{Dol} + 2\text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Di} + 2\text{CO}_2$	650°C em diante
$3\text{Cal} + 2\text{Qtz} + \text{Tr} \rightleftharpoons 5\text{Di} + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$	650°C em diante

Quadro 4: Reações em dolomitos silicosos com saturação de sílica, no sistema CMS-HC. (BUCHER e GRAPES, 2006)

Segundo os autores supracitados, a partir da presença de quartzo, calcita, dolomita e conteúdos de H₂O e CO₂, é possível ocorrer a formação de uma gama de minerais ao longo do metamorfismo progressivo em dolomitos silicosos, minerais estes (e reações), que se encontravam presentes nas rochas descritas.

Nas rochas descritas foram identificadas em quase todas as amostras a presença de tremolita-actinolita e de diopsídio, por vezes, com relações de contato que poderiam indicar reações de consumo dos piroxênios por anfibólios. A ausência de talco nas amostras indicaria condições de temperatura acima de fácies xisto verde, enquanto que a ausência de forsterita, poderia indicar que não houveram condições de temperatura suficientes para a olivina ocorrer em equilíbrio com o diopsídio, ou, que a pressão de H₂O não foi suficiente para ser formar o mineral. Condições de CO₂ elevadas, também poderiam inviabilizar a ocorrência desses minerais (BUCHER e GRAPES, 2006).

5.1.2 Margas

Bucher e Grapes (2006) definem as margas como carbonatos com conteúdo de sedimentos pelíticos que podem cobrir um grande espectro composicional entre as rochas carbonáticas impuras e os pelitos verdadeiros, nos quais a mineralogia dessas rochas seria composta por diferentes teores de argilominerais (esmectita, illita, caulinita e clorita), carbonatos (calcita e/ou dolomita), quartzo e feldspatos em conteúdos variáveis. Segundo os autores, quando essas rochas são metamorfizadas, é possível ocorrer a presença de minerais característicos tanto de assembléias metapelíticas quanto metacarbonáticas, além de silicatos de alumínio e cálcio, principalmente piroxênios e anfibólios de cálcio, minerais do grupo do epidoto, lawsonita, margarita, escapolita, vesuvianita entre outros.

Bucher e Grapes (2006) argumentam que, pelo fato de possuir uma ampla gama de minerais com composições químicas distintas, as “metamargas” formam um complexo sistema químico de nove componentes ($K_2O - Na_2O - CaO - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$), que somente pode ser abordado isolando parte dos componentes, em sistemas menores. Dentre os sistemas apresentados na bibliografia para o metamorfismo progressivo de “metamargas”, o que mais se aproxima das paragêneses encontradas nesse trabalho, é o KCMAS-HC pobre em alumínio, no qual são reconhecidas pelos autores, as seguintes reações, espessadas no quadro 5:

REAÇÃO	TEMPERATURA
$Ms + 8Dol + 3Qtz + 4H_2O \rightleftharpoons Phl + Cln + 8Cal + 8CO_2$	425 a 515°C
$5Ms + 3Cln + 7Qtz + 8Cal \rightleftharpoons 5Phl + 8An + 12H_2O + 8CO_2$	425 a 515°C
$8Kfs + 3Cln \rightleftharpoons 3Ms + 5Phl + 9Qtz + 4H_2O$	425 a 515°C
$5Phl + 24Qtz + 6Cal \rightleftharpoons 5Kfs + 3Tr + 2H_2O + 6CO_2$	510 a 545° C
$3Cln + 21Qtz + 10Cal \rightleftharpoons 3Tr + 2Zo + 8H_2O + 10CO_2$	510 a 545° C
$5Dol + 8Qtz + H_2O \rightleftharpoons Tr + 3Cal + 7CO_2$	510 a 545° C
$Cln + 7Qtz + 3Cal \rightleftharpoons Tr + An + 3H_2O + 3CO_2$	510 a 545° C
$5Phl + 5Cln + 49Qtz + 16Cal \rightleftharpoons 5Ms + 8Tr + 12H_2O + 16CO_2$	510 a 545° C
$Tr + 2Qtz + 3Cal \rightleftharpoons 5Di + H_2O + 3CO_2$	540°C em diante

Quadro 5: Reações no sistema KCMAS-HC pobre em alumínio, no metamorfismo progressivo de metamargas. (BUCHER e GRAPES, 2006)

Há, portanto, paragêneses e reações que se assemelham as encontradas nos dolomitos silicosos. A presença de quartzo, calcita e dolomita, aliada a H_2O e CO_2 , seria suficiente para

formar, a partir das margas, em um regime de metamorfismo progressivo, a presença das principais paragêneses obtidas.

É observável nas margas, assim como nos mármore, reações de transformação entre tremolitas e diopsídios, e de tremolita a partir de dolomita e quartzo. Nas amostras, os filossilicatos ocorrem como traços e poderiam indicar teores muito baixos de potássio e a alumínio presentes no protólito. A flogopita foi encontrada apenas nas amostras com texturas porfiroblásticas, o que talvez associaria esses minerais a uma gênese posterior, relacionada ao crescimento dessas texturas, que será abordado no tópico 5.3. A flogopita ainda, em alguns casos foi observada consumindo a tremolita, entretanto, sem presença de K-feldspatos na reação. A muscovita foi encontrada em apenas uma amostra e não foi observada reação nesta. Os demais minerais como clinocloro, zoisita e antigorita, não foram encontrados.

5.1.3 Pelitos

Os pelitos são rochas formadas por sedimentos clásticos maduros, compostas por grãos de frações extremamente finas ($< 2\mu\text{m}$), com alto teor de argilominerais (TUCKER, 2001). O metamorfismo progressivo em metapelitos é facilmente observado nessas rochas devido a grande quantidade de minerais índice, que possibilita mapear desde fácies e graus metamórficos mais baixos, até os mais altos (SPEAR, 1995).

Segundo Bucher e Grapes (2006), apesar da composição dessas rochas ser predominantemente aluminosa, o metamorfismo dos argilominerais fornece uma ampla gama de paragêneses com diferentes composições químicas, ocorrendo, portanto, várias tentativas de compilar os principais componentes dessas rochas em sistemas, como KFMASH, FMAS, KFMAS, CKNASH, FASH entre outros. O quadro 6 ilustra algumas dessas reações:

REAÇÃO	FÁCIES
$\text{Phe} + 26\text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Chl} + \text{Prl} + 10\text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde inferior
$\text{Prl} + \text{Chl} \rightleftharpoons \text{Chld} + \text{Mg} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde inferior
$\text{Phe} + \text{Chl} \rightleftharpoons \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde intermediário
$\text{Kfs} + \text{Chl} \rightleftharpoons \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde intermediário
$\text{Ms} + \text{Cl} \rightleftharpoons \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde intermediário
$2\text{Pg} + 3\text{Chl} + 6\text{Qtz} \rightleftharpoons 5\text{Alm} + 2\text{Ab} + 14\text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde superior
$1\text{Ms} + 3\text{Chl} + 3\text{Qtz} \rightleftharpoons 4\text{Alm} + 1\text{Ann} + 12\text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde superior

$1\text{Ms} + 1\text{Ann} + 3\text{Qtz} \rightleftharpoons 1\text{Alm} + 2\text{Kfs} + 2\text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde superior
$\text{Chl} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde superior
$\text{Chl} + \text{Qtz} + \text{Ms} \rightleftharpoons \text{Bt} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$	Xisto Verde superior

Quadro 6: Algumas reações ocorrentes nos metapelitos durante o metamorfismo progressivo, compiladas de Bucher e Grapes (2006) e Spear (1995).

É notável, a partir da bibliografia, que grande parte das paragênes encontradas nas amostras são similares as composições pelíticas. A presença proeminente de clorita, biotita, e muscovita, e granada, são produtos de reações constantes ao longo do metamorfismo progressivo a partir de, majoritariamente, argilominerais, quartzo e H₂O. Foram encontradas nas amostras, situações nas quais a biotita era consumida pela clorita, caracterizando reações características da passagem das fácies xisto verde intermediária para inferior. A ocorrência de granada sendo consumida por clorita, também é uma reação evidenciada na bibliografia (Quadro 6), indicando passagem da fácies xisto verde superior para xisto verde inferior. A ocorrência proeminente de turmalina em uma das amostras, é também comum em metapelitos, mas poderia se formar em decorrência de atividades metassomáticas. Ambas origens para a turmalina são dificilmente mapeadas por reações, devido a complexidade e variabilidade química desse mineral.

5.1.4 Protólitos adotados

Como evidenciado nos subtópicos anteriores, foram encontradas evidências na bibliografia de que as rochas metacarbonáticas, poderiam ser formadas a partir de dolomitos silicosos ou margas, enquanto as metassedimentares aluminosas, em função das assembleias características, provavelmente seriam originadas de protólitos pelíticos.

Pela natureza composicional das margas ser extremamente variável, há uma grande dificuldade em propor sistemas químicos que abranjam essas rochas, sendo, portanto, extremamente complexo mapear paragêneses minerais e suas respectivas condições de temperatura e pressão ao longo do metamorfismo progressivo. Os dolomitos silicosos, por outro lado, apesar de também apresentarem certa complexidade química, são mais facilmente mapeados ao longo do metamorfismo orogênico.

A Figura 19 retrata um modelo proposto para a evolução modal de um dolomito silicoso submetido a um metamorfismo progressivo (BUCHER e GRAPES, 2006). De acordo com esse

modelo, uma rocha metacarbonática nas fácies xisto verde é constituída essencialmente por tremolita, quartzo e carbonatos, e nas fácies anfíbolito é constituída por diopsídio e carbonatos. A composição modal proposta nesse modelo é equivalente às observadas nas rochas metacarbonáticas analisadas, assim para a discussão deste trabalho, os dolomitos silicosos serão adotados como protólitos das metacarbonáticas.

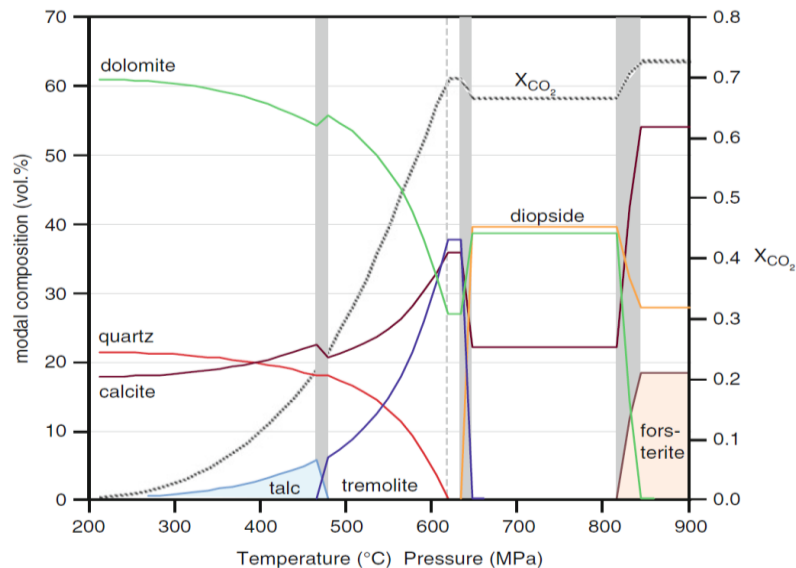


Figura 19: Metamorfismo orogênico para os dolomitos silicosos, em função da composição modal dos principais minerais constituintes, da quantidade de CO₂ disponível e das condições de temperatura e pressão, para uma composição de 2Qtz – 2Dol – 1Cal (BUCHER e GRAPES, 2006).

5.2 Caracterização do metamorfismo regional

Foi evidenciado no tópico anterior que as ambas as rochas metacarbonáticas e metassedimentares aluminosas poderiam ter se metamorfizado em condições de metamorfismo progressivo, pelo metamorfismo orogênico da Faixa Ribeira, a partir de dolomitos silicosos e pelitos, respectivamente. Neste subtópico serão abordados as paragêneses minerais, as fácies metamórficas, as texturas metamórficas e o retrometamorfismo.

5.2.1 Paragêneses minerais nas metacarbonáticas

A solução sólida tremolita-actinolita corresponde ao mineral mais representativo nas rochas metacarbonáticas analisadas. Segundo Bucher e Grapes (2006), no metamorfismo progressivo, o surgimento da tremolita em rochas metacarbonáticas ocorre a partir de 470°C e 500°C, marcando a transição entre as fácies xisto verde e anfíbolito. Para os autores, a tremolita/actinolita é estável até temperaturas de 650°C, a partir dessas condições esse mineral passar a ser consumido para a formação de diopsídio. Nas amostras descritas, as tremolitas se

apresentam quase que sempre em contexto de estabilidade, sendo muita vezes comum o consumo de diopsídio para formá-las, indicando um retrometamorfismo. A formação da tremolita-actinolita depende de diferentes tipos de reações entre 450 e 650°C que envolvam quartzo, carbonato, CO₂, H₂O, talco e diopsídio, como evidenciado no quadro 3, a saber: [5Dol + 8Qtz + H₂O ⇌ Tr + 3Cal + 7CO₂]; [2Tlc + 3Cal ⇌ Tr + Dol + CO₂ + H₂O]; [11Dol + Tr ⇌ 13Cal + 8Fo + 9CO₂ + H₂O]; [5Cal + 3Tr ⇌ 11Di + 2Fo + 5CO₂ + 3H₂O].

A ausência de talco nas amostras poderia ser devido a duas causas principais. A primeira causa poderia ser devido as condições de CO₂ muito altas que impossibilitariam a presença desse mineral (Fig. 20 e 21), no qual, nesse contexto, a formação das tremolitas se daria por meio da reação [5Dol + 8Qtz + H₂O ⇌ Tr + 3Cal + 7CO₂] (Quadro 3) envolvendo apenas quartzo, carbonatos e H₂O, em temperaturas entre 450 e 650°C. A segunda causa poderia ser devido a rocha ter atingido condições de temperatura maiores que 470°C, atingindo as fácies anfibolito, onde, nesse contexto, o talco não foi preservado, sendo consumido na reação [2Tlc + 3Cal ⇌ Tr + Dol + CO₂ + H₂O] para formação das tremolitas (Quadro 3). Segundo Bucher e Grapes (2006), o crescimento do talco e das tremolitas é fortemente influenciado por atividade hidrotermal.

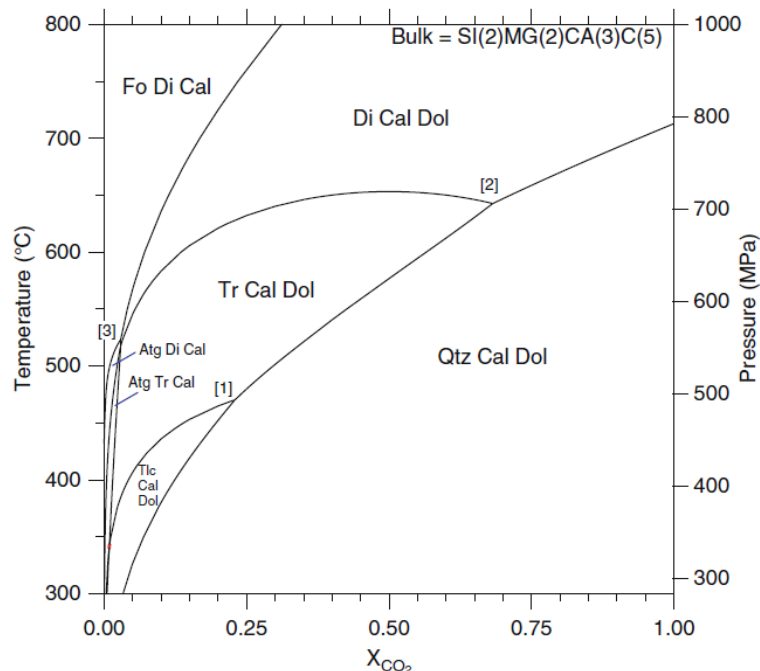


Figura 20: Diagrama de equilíbrio de fases, relacionando condições de temperatura-pressão por níveis de CO₂, ilustrando o metamorfismo orogênico em dolomitos silicosos para a composição 2Qtz – 2Dol – 1Cal (BUCHER e GRAPES, 2006).

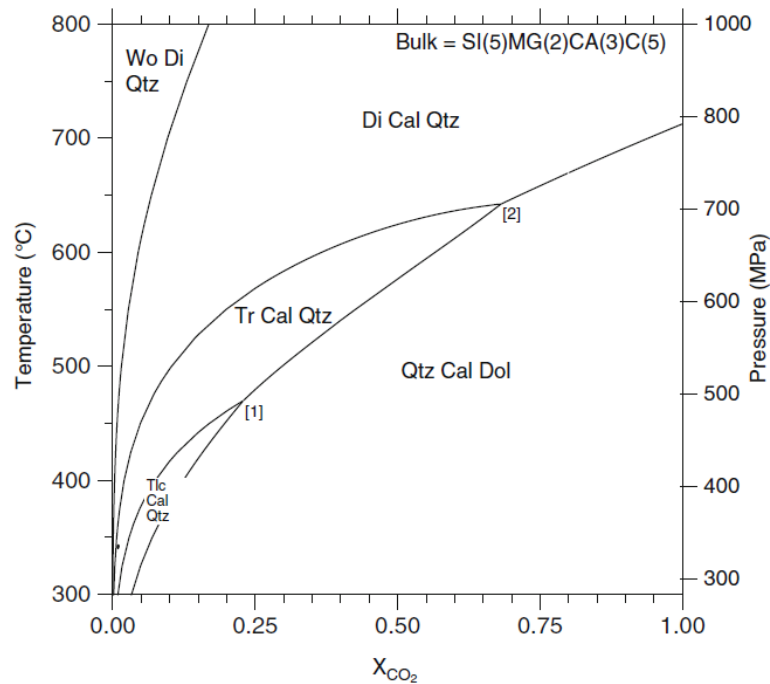


Figura 21: Diagrama de equilíbrio de fases, relacionando condições de temperatura-pressão por níveis de CO₂, ilustrando o metamorfismo orogênico em dolomitos silicosos para a composição 5Qtz – 2Dol – 1Cal (BUCHER e GRAPES, 2006).

O diopsídio, segundo Bucher e Grapes (2006), se forma a partir de temperaturas de 650°C, marcando o início das fácies anfibolito superior. Esses piroxênios são vistos na maioria das amostras, entretanto, se encontram quase sempre em condições de desequilíbrio, sendo frequentemente consumidos pelos anfibólios. O diopsídio poderia se formar a partir de diferentes reações com calcita, dolomita, tremolita, antigorita, forsterita e CO₂, em temperaturas acima de 650°C (Quadro 3), a saber: $[Dol + 2Qtz \rightleftharpoons Di + 2CO_2]$; $[3Cal + Tr \rightleftharpoons Dol + 4Di + H_2O + CO_2]$; $[11Dol + Tr \rightleftharpoons 13Cal + 8Fo + 9CO_2 + H_2O]$; $[5Cal + 3Tr \rightleftharpoons 11Di + 2Fo + 5CO_2 + 3H_2O]$; $[3Dol + Di \rightleftharpoons 4Cal + 2Fo + 2CO_2]$; $[20Cal + Atg \rightleftharpoons 20Di + 34Fo + 20CO_2 + 31H_2O]$.

A ausência de forsterita em equilíbrio com o diopsídio nas amostras indica condições de temperatura inferiores a 800°C. Segundo Bucher e Grapes (2006) esse mineral também pode ocorrer em temperaturas menores que 700°C (Fig. 20), mas somente com pressões elevadas de H₂O e pouco CO₂, ocorrendo sem a presença de diopsídio.

A ausência de wollastonita em equilíbrio com diopsídio nas amostras pode ser devido a três fatores, sendo eles, uma baixa saturação em sílica, condições de CO₂ altas e/ou condições de temperatura abaixo de 700°C (Fig. 21). A ocorrência de um ou mais desses fatores inviabiliza a presença deste mineral.

A gênese de titanitas pode estar associada a gênese magmática, metamórfica ou hidrotermal, e não se situa como um bom indicador de grau ou fácies metamórficas, nem de condições genéticas, pois pode se formar em rochas de tipos variados (KLEIN e DUTROW, 2011). A ocorrência desses minerais na amostra provavelmente seriam produto do metamorfismo orogênico, visto que por vezes esses minerais eram englobados por porfiroblastos com texturas poiquiloblásticas, refletindo mineralogias e texturas pretéritas.

A flogopita, assim como a titanitas, pode ser gerada por magmatismo, metamorfismo e hidrotermalismo, ocorrendo em rochas de composições variadas e não sendo bom indicador de grau metamórfico (KLEIN e DUTROW, 2011). Nas amostras, a ocorrência desses minerais quase sempre estava associada a texturas porfiroblásticas/poiquiloblásticas, o que pode indicar uma relação entre esses fatores.

A biotita nas rochas metacarbonáticas se trata de um mineral acessório que não indica grau metamórfico ou caracterização genética, podendo ocorrer comumente em variados tipos de rochas (BUCHER e GRAPES, 2006).

A muscovita, nas metacarbonáticas se apresenta como um mineral acessório comum sem implicação no grau metamórfico, apenas denunciando regimes mais proeminentes em alumínio e potássio (BUCHER and GRAPES, 2006).

A vesuvianita não caracteriza fácies ou grau metamórfico, mas é frequentemente encontrada em assembléias de dolomitos calciossilicáticos (KLEIN e DUTROW, 2011).

O epidoto foi encontrado em pequenas quantidades apenas nas amostras metacarbonáticas. Para essas rochas, sua presença caracteriza-se como uma associação genética comum aos dolomitos silicosos e margas, entretanto não caracteriza-se como bom indicador metamórfico (BUCHER e GRAPES, 2006).

5.2.2 *Paragêneses minerais nas metassedimentares aluminosas*

As granadas funcionam como excelente marcadores de grau metamórfico para os metapelitos. A ocorrência do mineral marca o início das fácies xisto verde superior, que ocorre entre temperaturas de 400 e 450°C (BUCHER e GRAPES, 2006). Nas amostras encontradas, geralmente se encontra em estado de desequilíbrio, provavelmente indicando que a rocha se encontraria em fácies de menor grau metamórfico. Tal fato é evidenciado por esse mineral se apresentar sendo consumido por clorita, provavelmente através da reação $[Chl + Qtz \rightleftharpoons Grt +$

H₂O] (Quadro 6). As reações para formação das granadas estariam associadas às condições de temperatura da fácies xisto verde superior, envolvendo minerais como a paragonita, clorita, muscovita, annita e quartzo (Quadro 6), a saber: $[2Pg + 3Chl + 6Qtz \rightleftharpoons 5Alm + 2Ab + 14H_2O]$; $[1Ms + 3Chl + 3Qtz \rightleftharpoons 4Alm + 1Ann + 12H_2O]$; $[1Ms + 1Ann + 3Qtz \rightleftharpoons 1Alm + 2Kfs + 2H_2O]$; $[Chl + Qtz \rightleftharpoons Grt + H_2O]$; $[Chl + Qtz + Ms \rightleftharpoons Bt + Grt + H_2O]$.

A biotita é considerada como isógrada nos metapelitos, e indica o início das fácies xisto verde intermediárias, com temperaturas entre 350 e 400°C. Nos metapelitos esses minerais se apresentavam ora em equilíbrio, ora sendo consumidos por cloritas. As reações para formação desses minerais envolvem minerais como fengita, clorita, muscovita e quartzo, em condições de temperatura pertencentes às fácies xisto verde intermediárias (Quadro 6), a saber: $[Phe + Chl \rightleftharpoons Bt + Ms + Qtz + H_2O]$; $[Kfs + Chl \rightleftharpoons Bt + Ms + Qtz + H_2O]$; $[Ms + Cl \rightleftharpoons Bt + Qtz + H_2O]$; $[Chl + Qtz + Ms \rightleftharpoons Bt + Grt + H_2O]$.

Segundo Bucher e Grapes (2006), a clorita indica para os metapelitos o início das fácies xisto verde, compreendendo temperaturas entre 300 e 350°C. Esse mineral foi observado consumindo biotitas e granadas, indicando condições de retrometamorfismo. A clorita caracteriza-se como um dos minerais mais proeminentes de baixo grau nos metapelitos, fazendo parte de grande parte das reações que envolvem essas rochas. Nas fácies xisto verde inferiores são reconhecidas as seguintes reações, evidenciadas no Quadro 6: $[Phe + 26Qtz \rightleftharpoons Chl + Prl + 10Kfs + H_2O]$; $[Phe + Chl \rightleftharpoons Bt + Ms + Qtz + H_2O]$; $[Kfs + Chl \rightleftharpoons Bt + Ms + Qtz + H_2O]$; $[Ms + Cl \rightleftharpoons Bt + Qtz + H_2O]$; $[Chl + Qtz + Ms \rightleftharpoons Bt + Grt + H_2O]$.

A muscovita se caracteriza como um mineral comum tanto em regimes metamórficos quanto hidrotermais, sendo presente em grande parte das reações minerais (Quadro 6). A ocorrência nos metapelitos é comum e apresenta relevância apenas enquanto indicador metamórfico nas fácies anfíbolito, mediante seu desaparecimento (BUCHER e GRAPES, 2006).

5.2.3 *Texturas metamórficas*

Foram encontradas cinco texturas principais nas rochas, sendo elas, granoblástica, nematoblástica, lepidoblástica, porfiroblástica e poiquiblástica. As três primeiras texturas correspondem a um primeiro evento metamórfico e deformacional associado a orogénia da Faixa Ribeira, enquanto as duas últimas texturas teriam se formado mediante um evento ou

causa posterior, dando origem a um crescimento mineral extremamente proeminente, por vezes preservando texturas minerais pretéritas (no caso das poiquiloblásticas). Esses porfiroblastos são predominantemente de tremolita-actinolita, mas também ocorre diopsídios. Todas as texturas poiquiloblásticas foram encontradas em pórfiroblastos de tremolita-actinolita, que por vezes englobam cristais de diopsídio, titanita, quartzo e carbonato, e, frequentemente, apresentam zoneação característica, indicando “cristais fantasma” em seu centro (indicando o possível tamanho e forma pretérita do cristal). É reconhecido, portanto, a ocorrência de pelo menos duas fases de metamorfismo, que teriam gerado essas diferentes texturas.

Além dessas texturas, grande parte dos minerais apresentam contextos de deformação e/ou recristalização mineral. Segundo Passchier e Trouw (2005), a deformação é reconhecida como um dos principais fatores que podem gerar a quebra e recristalização de minerais. São reconhecidas como evidências desse processo, a extinção ondulante, a recuperação de contatos e a recristalização, propriamente dita. Nesse âmbito, alguns autores ao longo do tempo estabeleceram possíveis condições de temperatura onde haveriam recristalizações de diferentes minerais, como pode ser no quadro 7:

RECRISTALIZAÇÃO	TEMPERATURA	AUTOR/TRABALHO
Quartzo	290°C	Voll, 1976 e 1980
Biotita	300°C	Voll, 1976 e 1980
Calcita	300-350°C	Voll, 1980
Dolomita	400-450°C	Voll, 1980
Olivina	500°C	Ave' Lallemande & Carter, 1970
K-feldspato	480°C	Altenberger et al., 1988
Plagioclásio	520°C	Altenberger et al., 1988
Anfibólio	500°C	Voll, 1980
Clinopiroxênios	600°C	Voll, 1980
Ortopiroxênios	700°C	Voll, 1980

Quadro 7: Tabela compilando trabalho de vários autores acerca das temperaturas estimadas de cristalização para alguns minerais.

Foram encontrados nesse trabalho, evidências frequentes de recuperações de contato, que se aproximariam das temperaturas de recristalização mineral. Nas metacarbonáticas, a presença

de tremolita-actinolita apresentando esse comportamento é bastante usual, indicando que as temperaturas mais comuns nessas rochas (500°C), em termo de grau metamórfico, se encontrariam no início das fácies anfibolíticas (entre 500 e 550°C). Nas metapelíticas, a recristalização é reconhecida apenas no quartzo, indicando temperaturas em torno de 290°C, e atribuindo a temperatura dessas rochas próxima ao limite das fácies xisto verde inferior (300 a 350°C).

5.2.4 Fácies metamórficas

Neste trabalho, as fácies metamórficas das rochas metacarbonáticas são definidas pela presença das paragêneses de tremolita-actinolita e diopsídio, e pela ausência das paragêneses de talco e forsterita + diopsídio. Segundo Bucher e Grapes (2006) normalmente, a ocorrência do talco se restringe à fácies xisto verde (~300 a 470°C), a tremolita se restringe à fácies anfibolito inferior e média (~450 a 650°C), o diopsídio se forma a partir da fácies anfibolito superior (~650°C >), e a forsterita em equilíbrio com o diopsídio se forma a partir da fácies granulito (~800°C >). Os autores ainda pontuam que em condições de médio grau metamórfico, costumam se apresentar as assembleias Tr-Act – Cal – Dol (fácies anfibolito inferior a intermediário) e Di – Cal – Dol (fácies anfibolito superior), como apresentado na figura 20. Mediante aos resultados encontrados, no qual a tremolita-actinolita sempre se encontra em contexto de estabilidade, o diopsídio quase sempre se encontra em desequilíbrio, sendo consumido pela tremolita (salvo pela amostra CS-5), e tanto o talco quanto a forsterita são ausentes, é possível inferir para essas rochas, enquanto limite inferior, pelo menos o início da fácies anfibolito inferior, e enquanto limite superior, pelo menos fácies anfibolito superior.

Quanto as rochas aluminosas, a determinação das fácies se dá através dos minerais clorita, biotita e granada, que representam, para os metapelitos, as três isógradas da fácies xisto verde, respectivamente. Segundo Bucher e Grapes (2006), a formação da clorita marca o início da fácies xisto verde inferior (~300°C), a formação da biotita marca o início da fácies xisto verde intermediário (~350°C), e a formação da granada marca o início da fácies xisto verde superior (~400°C). Nas amostras descritas, são reconhecidas granadas sempre em desequilíbrio consumidas por clorita, onde a é biotita estável em uma amostra e é consumida por clorita em outra amostra. A clorita, biotita e granada, tem o início de sua formação restrita as fácies xisto verde, mas, no caso da biotita e granada, podem se cristalizar até fácies anfibolito superior. A partir disso é possível definir que, o limite inferior do grau metamórfico, seria o começo da

zona da clorita, no início das fácies xisto verde inferior, e o limite superior poderia atingir até as fácies anfibolito superior nessas rochas. A não identificação de paragêneses dessas fácies de médio grau nas metassedimentares aluminosas, poderia se dar por duas razões, sendo a primeira, devido a composição do protólito da rocha não possuir alumínio suficiente para formação dessas paragênese (cianita, estauroлита), indicando talvez uma natureza semipelítica, e, a segunda razão, poderia ser devido a essas rochas serem mais suscetíveis a ação do retrometamorfismo, não preservando as paragêneses.

Em resumo, as rochas metacarbonáticas registram condições entre fácies anfibolito inferior a superior, e as rochas metassedimentares aluminosas fácies xisto verde inferior a anfibolito superior. O quadro 8, compila as amostras, sua classificação, paragêneses e respectivas fácies metamórficas e a figura 22 ilustra o campo provável do grau metamórfico atuante nas amostras.

AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	PARAGÊNESES	FÁCIES
CS-1	Carbonato-Silicática	Tr-Act + Ttn + Phl	Anfibolito inferior a intermediária
CS-2	Carbonato-Silicática	Tr-Act + Ttn + Di	Anfibolito inferior a intermediária
CS-3	Metapelítica	Bt + Ms + Grt	Xisto Verde inferior a anfibolito superior
CS-4	Calciossilicática	Tr-Act + Di + Phl + Bt + Ttn + Ves	Anfibolito inferior a intermediária
CS-5	Calciossilicática	Tr-Act + Di + Ttn	Anfibolito Superior
CS-6	Silicática c/ Carbonato	Tr-Act + Grt + Bt	Anfibolito inferior a intermediária
CS-7	Calciossilicática	Tr-Act + Di	Anfibolito inferior a intermediária
CS-8	Mármore Impuro	Tr-Act + Di + Bt	Anfibolito inferior a intermediária
CS-9	Carbonato-Silicática	Tr-Act + Ttn + Phl	Anfibolito inferior a intermediária
CS-10	Metapelítica	Bt + Ms + Tour	Xisto verde intermediário a anfibolito superior

CS-11	Silicática c/ Carbonato	Tr-Act + Grt	Anfibolito inferior a intermediária
CS-12	Carbonato-Silicática	Tr-Act + Ttn + Di + Ms	Anfibolito inferior a intermediária
CS-13	Carbonato-Silicática	Tr-Act + Ttn + Di + Phl + Ep	Anfibolito inferior a intermediária
CS-14	Calciossilicática	Tr-Act + Di	Anfibolito inferior a intermediária
CS-15	Calciossilicática	Tr-Act + Di	Anfibolito inferior a intermediária

Quadro 8: Paragêneses minerais e respectivas fácies em cada amostra.

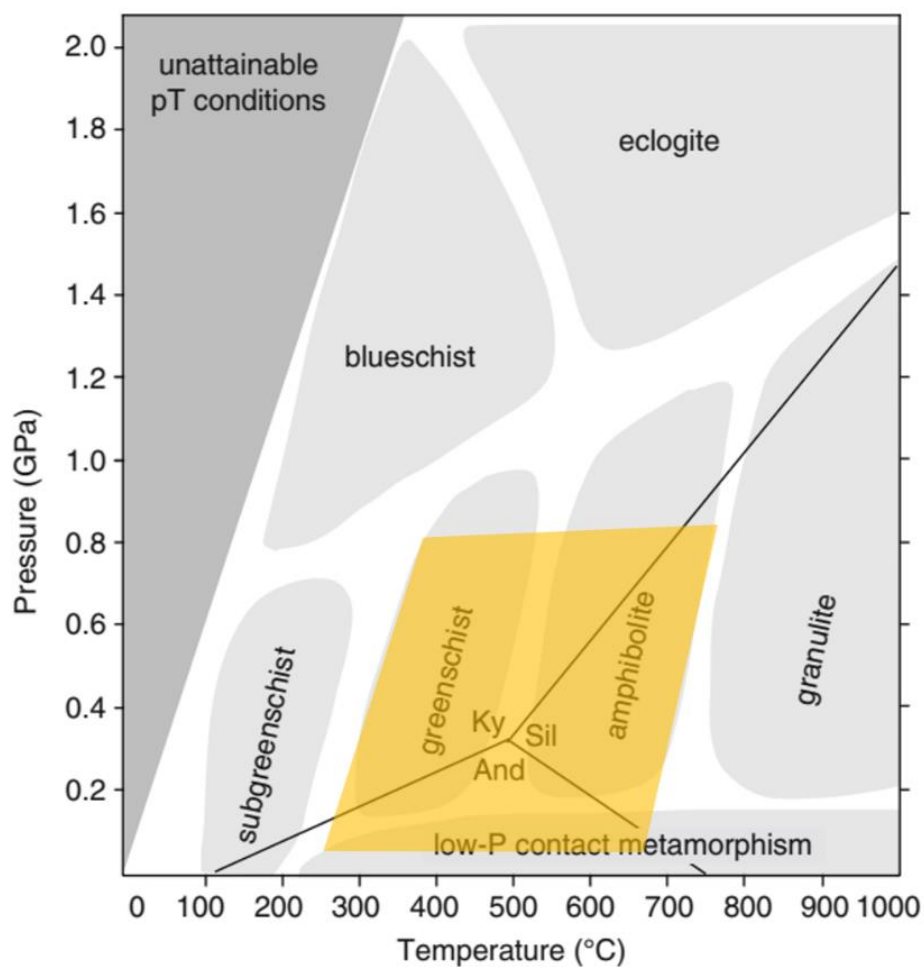


Figura 22: Diagrama de fácies metamórficas situando as amostras metacarbonáticas e metassedimentares aluminosas descritas entre o início da fácies xisto verde e o término da fácies anfibolito. (Modificado de BUCHER e GRAPES, 2006).

5.2.5 Retrometamorfismo

É reconhecido que o metamorfismo orogênico, após atingir seu pico, tende a reduzir gradativamente em condições de temperatura e pressão, onde, nesse processo, os minerais tendem a se readaptar as novas condições de redução do grau metamórfico (BUCHER e GRAPES, 2006). Foram evidenciadas, nesse trabalho, registro de condições de metamorfismo entre fácies anfibolito inferior a fácies anfibolito superior nas metacarbonáticas, e fácies xisto verde inferior a fácies anfibolito superior em metassedimentares aluminosas.

Nas metacarbonáticas, o pico metamórfico registrado teria alcançado, no máximo temperaturas próximas à fácies granulito, mas não a atingindo (<800°C), verificado pela ausência de forsterita em equilíbrio com a o diopsídio. O retrometamorfismo é percebido pelo desequilíbrio dos cristais de diopsídio, que quase sempre se encontravam sendo consumidos por cristais de tremolita-actinolita. Tal fato evidencia que em um determinado momento, as condições de temperatura e pressão alcançaram, pelo menos, temperaturas superiores a 650°C, permitindo a formação do diopsídio, não se reduzindo a valores menores que 470°C, visto pela ausência de talco.

Nos metapelitos, o registro do retrometamorfismo foi inferido pela presença de cristais de clorita consumindo os cristais de biotita e pela ocorrência de granada sendo consumida por clorita, indicando a transição da fácies xisto verde médio para inferior, de forma que as temperaturas mínimas do retrometamorfismo teriam atingido condições entre 300 e 350°C.

5.3 Metamorfismo de contato e metassomatismo hidrotermal

Além do metamorfismo orogênico, na bibliografia é reconhecido um metamorfismo de contato atuante nas rochas da Formação Água Clara, gerado pelo Complexo Granítico Três Córregos. Almeida et al. (1986) e Frascá et al. (1990), associam a ocorrência de assembleias calciossilicáticas a esse metamorfismo, enquanto Almeida (1989) o associa a presença de porfiroblastos de tremolita-actinolita em rochas calciossilicáticas. Vieira (2021) reconhece a ocorrência dessas rochas em aureolas próximas aos corpos ígneos, interpretando-as como produto de metamorfismo termal.

A problemática acerca do metamorfismo que gerou essas assembleias calciossilicáticas se apresenta por meio de duas questões. O primeiro problema, é que essas rochas podem se formar tanto a partir de um metamorfismo de contato, a partir de calcários impuros e folhelhos

carbonosos (FETTES e DESMONS, 2007), quanto sob um regime progressivo no metamorfismo orogênico, como apresentado no tópico 5.1 e 5.2 deste trabalho, através de dolomitos silicosos e margas (BUCHER e GRAPES 2006 e SPEAR, 1995). O segundo problema, é que o Complexo Granítico Três Córregos é interpretado como de origem sin-colisional (VIEIRA, 2021), dificultando ainda mais o reconhecimento desse metamorfismo. O fato de Vieira (2021), identificar essas assembleias restritas as proximidades dos corpos ígneos, em aureolas, traz grande relevância para a existência e atuação desse suposto metamorfismo de contato, mas a relação, ocorrência, predomínio, incidência e intensidade entre esses metamorfismos, orogênico e termal, seria dificilmente mapeada.

Além do metamorfismo de contato, o Complexo Granítico Três córregos também poderia estar associado a uma grande influência hidrotermal, como identificado por Almeida (1989), através da presença de porfiroblastos de tremolita-actinolita nas rochas calciossilicáticas. Nas amostras esses profiroblastos de tremolita-actinolita são frequentemente encontrados, por vezes, até englobando outros minerais. A presença de flogopitas, sempre se relacionava a essas texturas, porfiroblásticas e poiquiloblásticas, provavelmente indicando uma associação de ambos a um mesmo contexto de formação.

É reconhecido na bibliografia que, os granitos em questão eram de tipo I e de natureza cálcio-alcálica com moderados a altos índices de potássio (WERNICK et al., 1990; GIMENEZ FILHO et al., 1995; PRAZERES FILHO, 2001), o que poderia possibilitar, em questão de fluídos, componentes como Ca, Mg, Al, K, SiO₂ CO₂ e H₂O, que possibilitariam a formação das flogopitas e o desenvolvimento dessas texturas porfiroblásticas nas tremolitas.

Acerca da natureza desses fluídos, uma das causas para inexistência de talco e forsterita nas amostras, seria um possível conteúdo elevado de CO₂ (Fig. 20), assim como uma natureza escassa em SiO₂ impossibilitaria a presença de wollastonita (Fig. 21).

6 CONCLUSÕES

A partir da descrição das amostras de rocha pertencentes a esta unidade, foram reconhecidos dois tipos principais de rochas: as rochas metacarbonáticas e as rochas metassedimentares aluminosas.

As rochas metacarbonáticas são compostas essencialmente por minerais carbonáticos e minerais calciossilicatados, com composições que variam entre mármore impuros e rochas

calciossilicáticas. Apresentam altos teores de tremolita-actinolita e diopsídio em sua maioria, com texturas nemato a granoblásticas, porfiroblásticas (e/ou poiquiloblásticas) e com pouca ou nenhuma orientação. O protólito dessas rochas provavelmente seriam dolomitos silicosos.

No caso das rochas metassedimentares aluminosas, a mineralogia principal é formada por clorita, biotita, muscovita e granada. A ausência dos minerais índices da fácies anfíbolito (estauroлита, cianita e silimanita) poderia indicar que essas rochas seriam originadas a partir de semi-pelitos, em que a assembleia biotita e granada é estável na fácies anfíbolito, mas não ocorre a formação dos minerais índices dessa fácies (BUCHER e GRAPES, 2006).

As paragêneses encontradas nas rochas metacarbonáticas (Di-Tr-Cb) e nas rochas metassedimentares aluminosas (Chl-Ms-Bt-Grt) estabelecem condições de equilíbrio do metamorfismo entre fácies anfíbolito inferior a médio, com o pico metamórfico em fácies anfíbolito superior. O retrometamorfismo teria se desenvolvido em fácies xisto verde inferior a anfíbolito inferior, e a ausência de talco nas rochas metacarbonáticas pode estar relacionado as condições de fluidos ricos em CO₂, que inibem o crescimento desse mineral. Devido a esses minerais estarem orientados segundo uma direção preferencial e deformados, essas condições teriam se desenvolvido durante o metamorfismo orogênico que atuou na região (ALMEIDA et al., 1986; FRASCÁ et al., 1990).

Nas rochas metacarbonáticas foram observados porfiroblastos e poiquiloblastos de tremolita/actinolita com dimensões superiores a 3,0 cm, que englobam cristais de tremolita/actinolita, diopsídio, carbonatos e titanita, indicando uma segunda fase de formação da tremolita e/ou sobrecrecimento da mesma. Também, é provável que as rochas de granulação muito grossa que ocorrem na região, possam ser produtos dessa segunda fase de formação da tremolita/actinolita. A flogopita foi observada apenas em rochas de texturas porfiroblásticas e poiquiloblásticas e esse mineral por vezes foi observado consumindo cristais de tremolita/actinolita.

A formação tardia da tremolita/actinolita, a catálise para o desenvolvimento de cristais com dimensões superiores a 3,0 cm, a presença da flogopita e da vesuvianita indicam a atuação de um processo hidrotermal/metassomático, o que poderia estar associado ao metamorfismo de contato gerado pelo Complexo Granítico Três Córregos, como proposto na bibliografia (ALMEIDA et al., 1986; FRASCÁ et al., 1990; ALMEIDA, 1989; VIEIRA, 2021). A ausência de talco, forsterita e wollastonita, podem indicar que o fluido responsável pelo hidrotermalismo seria mais rico em CO₂ do que H₂O.

A principal dificuldade em delimitar as condições de temperatura do metamorfismo de contato, se dá ao fato que o mesmo é correlato ao evento orogênico colisional da Faixa Ribeira e poderia ter se desenvolvido nas mesmas condições de temperatura que o metamorfismo orogênico, ocorrendo, portanto, uma dificuldade evidente em reconhecer a influência e atuação destes, na geração das assembleias calciossilicáticas.

BILIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo. Blücher. p. 308-344, 1984.

ALMEIDA, F.F.M. Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 29, p. 63-72, 1957.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: **Boletim DNPM/DGM**, v. 241, 38 p.,1967.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon river. In: NAIR, A.E.M. & STEHLI, F.G. (ed.) **The Ocean Basins and Margins**. New York, Plenum, v. 1, p. 411-446, 1973.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.

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

ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. Formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1986. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 2, p. 905-918.

ALTENBERGER, Andrzej R.; DAHLER, John S.; TIRRELL, Matthew. On the theory of dynamic screening in macroparticle solutions. **Macromolecules**, v. 21, n. 2, p. 464-469, 1988. Voll, 1980

AVE'LALLEMANT, Hans G.; CARTER, Neville L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. **Geological Society of America Bulletin**, v. 81, n. 8, p. 2203-2220, 1970.

BIONDI, J.C. **Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná, escala 1: 250.000**. Curitiba, MINEROPAR. 1983.

BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, Contrato IPT/ Pró-Minério, vol. 1, 104 p. (IPT. Relatório 22.150), 1985.

BIZZI, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. and Gonçalves, J.H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, 2003.

BOWEN, Norman L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. **The Journal of Geology**, v. 48, n. 3, p. 225-274, 1940.

BUCHER, Kurt; GRAPES, Rodney. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2006.

CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. São Paulo, 2001. 105 p. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1991. 296 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiáí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. Curitiba, 1987. **Atas...Curitiba: SBG**, v. 2, p. 725-742, 1987.

CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530–550, 2015.

CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R.; FERREIRA, J.C.G. **Projeto Capão Bonito**. Relatório final – CPRM, v I, Rio de Janeiro, 121 p., 1983.

FALEIROS, F.M. **Evolução De Terrenos Tectono-Metamórficos Da Serrania Do Ribeira E Planalto Do Alto Turvo (SP, PR)**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 306 p., 2008.

FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiáí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retroarco calimiana. **Geologia USP, Série Científica**, v. 11, n. 2, p. 135-155, 2011.

FALEIROS, F.M.; MORAIS, S M.; CROSTA, V.S. **Geologia e Recursos minerais da Folha Apiáí – SG.22-X-B-V**, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 – São Paulo: CPRM, 107 p. 2012.

FETTES, D. & DESMONS, J. **Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms**. Cambridge: Cambridge University Press, 244 p., 2007.

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

FRASCÁ, M.H.B.O.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ALMEIDA, M.A.; COUTINHO, J.M.V. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçatuba, SP. **Geologia USP, Série Científica**, v. 21, p. 73-92, 1990.

FRITZONS JÚNIOR, O.; PIEKARZ, G. F.; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. 1982. **Anais...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1982, v. 3, p. 991-1001.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23, p. 183-221, 1967.

GIMENEZ FILHO, A. **Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste da Apiaí – SP**. São Paulo, 1993, 118 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V.A.; CAMPANHA, G.A.C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JÚNIOR, L.E. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 45-50, 2000.

GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.; TREVIZOLI JÚNIOR, L.E. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na Região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 92-106, 1995.

HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M.A., BARTORELLI, A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca, p. 331-372, 2012.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...Recife: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1978, p. 2579-2593.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A. & BORN, H. O "Granito Três Córregos" revisado e o Maciço Catas Altas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. **Anais... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1984b, v.7, p. 3023-3031.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C. TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES, B.B. (Eds.) 2004. **Geologia do Continente Sul-americano**. São Paulo: Ed. Beca, p. 203-236, 2004.

JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; VAN SCHMUS, W.R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.

KLEIN, Cornelis; DUTROW, Bárbara. Manual de Ciência dos Minerais. São Paulo: Bookman, 23 ed., 2011, 746p.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina. **Arq. Bio. Técn. PR.**, v. 2, p. 63-154, 1947.

MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23/25, p. 43-103, 1967.

OLIVEIRA, E.P. **Geologia e recursos minerais do estado do Paraná**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1927. 172 p. (Monografia, 6).

PASSCHIER, Cees W.; TROUW, Rudolph A.J. **Microtectonics**. Springer Science & Business Media, 2005.

PAIVA, I.P.; BATOLLA Jr., F.; CARVALHO, M.A.S.; COLANERI, S.; AGUIAR NETO, A. **Projeto Leste do Paraná, Folha Apiaí**. São Paulo: DNPM, 1977, v. 1, 228 p. (Relatório Final Convênio DNPM-BADEP-IGUFP).

PONTES, J. B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. Relatório interno da MINEROPAR, 1981.

PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PRSP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão**. São Paulo, 2005. 207 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, estado do Paraná**. 2001. 180 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SIGA JÚNIOR, O. U-Pb zircon ages of post-orogenic granitic magmatism in Apiaí folded belt (Paraná state, southern Brazil): petrological and geotectonic significance. **Anais**. Salvador: CBPM/IRD, 2003.

SENGÖR, A. M. C. Plate Tectonics and Orogenic and Research after 25 years, A tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, 27:1-201, 1990.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. The Neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, p. 203-240, 2005.

SOUZA, A.P. **Mapa geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde – SP/PR**. São Paulo, 1990. 200 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SPEAR, Frank S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. **Mineralogical Society of America Monograph**, p. 352-356, 1995.

TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A.; BATOLLA JUNIOR, F.; CHIODI FILHO, C. **Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG.22-X-B-II-2)**. SUREG-SP. Relatório Final, 130 p., 1984.

THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; TAKAHASHI, A.T.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K. Geologia do Pré-Cambriano das Folhas Engenheiro, Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...Belém: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1988, v. 6, p. 2713-2726.

THEODOROVICZ, A; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T. **Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final**. São Paulo. Contrato CPRM/PROMINÉRIO. 2 v., 1986.

TILLEY, C. E. Earlier stages in the metamorphism of siliceous dolomites (With Plates XVII and XVIII.). **Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society**, v. 28, n. 200, p. 272-276, 1948.

TREIN, E.; REIS, N.J.M.; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. Revisão da formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcanossedimentar em Abapã (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. p. 169-185.

TUCKER, Maurice E. (Ed.). **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. John Wiley & Sons, 2001.

VIEIRA, O.A.R.P. **Geologia da Formação Água Clara e rochas ígneas associadas no estado de São Paulo**. Rio Claro, SP. 2021. 173 p. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP.

VOLL, G. Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone-Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. 1980.

VOLL, G. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. 1976.

WEBER, W. **Geocronologia de rochas metabásicas da Formação Água Clara: registro de uma bacia Mesoproterozoica**. São Paulo, 2004. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

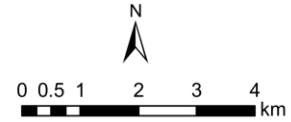
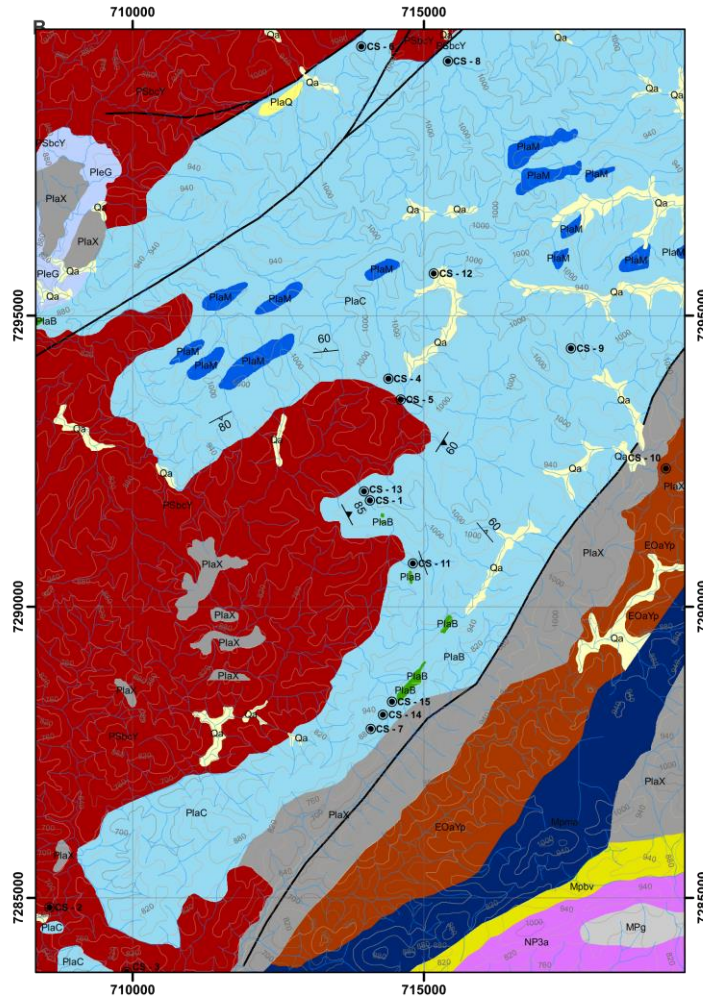
WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba – SP: registro de uma bacia mesoproterozoica. **Geologia USP, Série Científica**, v. 4, p. 101-110, 2004

WERNICK, E.; RIGO JÚNIOR, L.; GALEMBECK, T.M.B.; WEBER DIEFENBACH, K. 1990. Os complexos granitoides Cunhaporanga e Três Córregos (PR): zoneamento magmático e implicações geotectônicas. **Geociências**, 9:67-85.

VIEIRA, O.A.R.P. **Geologia da Formação Água Clara e rochas ígneas associadas no estado de São Paulo**. Rio Claro, SP. 2021. 173 p. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP.

APÊNDICE 1:

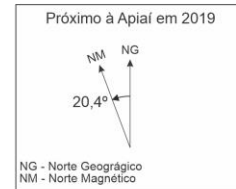
Mapa Geológico Regiões de Araçaiaba e Apiaí - SP



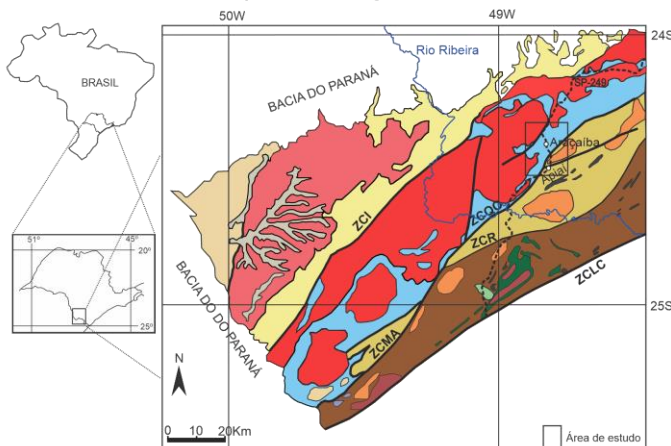
Articulação da Folha

Engenheiro Maia	Ribeirão Branco	Guapiara
Barra do Chapéu	Araçaiaba	Mina do Espírito Santo
Ribeira	Apiaí	Iporanga

Declinação Magnética



Mapa de localização



LEGENDA

- Bacia do Paraná
- Grupo Castro (NW) e Grupo Camarinha (SW)
- Sienito Tunas
- Granitóides sin- a pós-colisionais
- Batólito Cunhaporanga
- Batólito Três Córregos e corpos graníticos associados
- Formação Votuverava
- Formação Água Clara
- Grupo Itaiacoca
- Seqüências Lajeado e Antinha

- Formação Capirú
 - Seqüências Perau e Betara
 - Granitóides alcalinos e cálcio-alcalinos deformados
 - Corpos Básicos
- LEGENDA ESTRUTURAL**
- ZCQO: Zona de cisalhamento Quarenta Oitava
 - ZCLC: Zona de cisalhamento Lancinha Cubatão
 - ZCMA: Zona de cisalhamento Morro Agudo
 - ZCI: Zona de cisalhamento Itaipirapua
 - ZCR: Zona de cisalhamento Ribeira

LEGENDA Descrição das Unidades Litoestratigráficas

Quaternário	Sedimentos Inconsolidados Qa	Áreas de granulometria variada e subordinadamente siltes, argilas e cascalhos em depósitos aluviais de calhas e/ou terraços incluem-se ainda complexos aluvio-côlviats de constituição areno-argiloso
Neoproterozoico	Complexo Granítico Três Córregos COaYb	Granito Apiaí: Granito mesocrático porfírico, com megacristais de feldspato alcalino.
	Granitóide Barra do Chapéu BCh	Granitóide Barra do Chapéu: rochas graníticas porfíricas de composição extremamente variado, com megacristais de feldspato alcalino (predominantes).
	Gabro Apiaí NP3a	Gabro Apiaí: meta-gabronorito maciço de coloração cinza escura, textura equigranular de granulação fina a média de paragênese com augita, hiperstênio e plagioclásio.
Mesoproterozoico	Grupo Lajeado M Pg	Formação Goroluba: Metarrilmitos com intercalações de bandas de rochas calciossilicatadas, metarenitos, metassiltitos e metargilitos.
	Mámore Apiaí M Pbv	Mámore Apiaí: Mármores calcícos de coloração cinza escura com bandas cinza claras, marcados por deformação intensa.
	Formação Serra da Boa Vista SBoaV	Formação Serra da Boa Vista: Quartzitos róseos a esbranquiçados de granulação fina, com intercalações de metassiltitos e metargilitos vermelho-acinzentados e foliação bem desenvolvida.
Paleoproterozoico	Formação Água Clara Plac, Plam, Plax, PlaQ, Plab, PleG	C - Rochas calciossilicatadas, calcioxistos e mármores, subordinadamente intercalações de quartzitos, micaxistos, metabasitos, meta-ultramafitos e paragneisses. M - Mármores impuros, predominantemente dolomíticos, localmente calcíferos. X - Xistos diversos, subordinadamente intercalações de rochas calciossilicatadas e quartzitos. Q - Quartzitos, quartzitos feldspáticos, geralmente grossos e foliados, localmente micáceos. B - Rochas ortomafíticas de coloração cinza escura, preta e preta esverdeada, de granulação de fina a média, com exemplares de granulação média a grossa. Apresentam estrutura anisotrópica marcada por bandamento composicional, com alternância entre bandas de plagioclásio e quartzo esbranquiçadas, e bandas orientadas de minerais de anfibólio prismáticos e aciculares, com textura granonematoblástica. G - Ortogneisses.

Convenções Cartográficas

- Curvas de nível
- Drenagem

Convenções Geológicas

- Contatos
- Falha
- Zona de Cisalhamento ZNQO - Quarenta Oitava
- Foliação S0 // Sn
- Foliação Sn + 1
- Foliação Sn + 2