



**SIGNIFICADO E CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO SULFETO-ÓXIDO NOS
MÁRMORES DE CAÇAPAVA DO SUL-RS**

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2013

RAFAEL SOUZA DOS REIS

**SIGNIFICADO E CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO SULFETO-
ÓXIDO NOS MÁRMORES DE CAÇAPAVA DO SUL-RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof^o:Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus
e Prof^o: Dr. Norberto Dani.

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Souza dos Reis, Rafael

Significado e controles da mineralização sulfeto-óxido nos mármores de Caçapava do Sul - RS . / Rafael Souza dos Reis. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.
[91 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Marcus Vinicius Domeles Remus
Coorientador: Norberto Dani

1. Escarnitos. 2. Sulfetos. 3. Metassomatismo. 4. Óxidos. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Alexandre Ribas Semeler CRB 10/1900

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS CURSO DE
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “SIGNIFICADO E CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO SULFETO-ÓXIDO NOS MÁRMORES DE CAÇAPAVA DO SUL-RS” elaborado por “RAFAEL SOUZA DOS REIS”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Carla Porcher

Prof. Carlos Sommer

Prof. Edinei Koester

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Claudio e Iara, aos meus irmãos, Roberta e Roberto, por todo apoio e incentivo durante o curso, além de todo o carinho e atenção nos momentos juntos em toda vida.

Agradeço aos amigos que ganhei durante o curso, em especial aqueles sempre parceiros: Chico, Carla, Fernando Heck, Guilherme Hoerlle, Leco, Ronei, Tiago, Evelin, Alexandre, João Pacífico, Gustavo, Dani e Fernando Klein. Aos amigos formandos: Aninha, Bina, Caco, Duda, Joãozinho, Jonatinha, Iti, Léo e Mineiro. Aos colegas de Student Chapter (SEG) e aos amigos de sala e trabalho: Eliel, Niemeyer, Mari, Rossana e Tamara.

Agradeço a UFRGS, ao Instituto Geociências pela estrutura oferecida além de viabilizar financeiramente, durante o curso, todas as saídas de campo. A todos os professores por qual convivi em sala de aula e/ou campo em especial aos homenageados da turma: Prof^o Edinei, Prof^o Remus e a paraninfa Prof^a Karin.

Agradeço também a todos os motoristas que conduziram, sempre em segurança, as saídas de campo. Em especial ao motorista Claudinho homenageado da turma e companheiro na etapa de trabalho temático.

Agradeço o apoio e incentivo de todos os amigos fora da geologia e companheiros de bandas que tive, pela compreensão de minha ausência inúmeras vezes durante esse período.

RESUMO

Esse trabalho contribui para o entendimento da origem dos corpos de minério de Cu-Fe constituídos por sulfetos e minerais associados, hospedados nos mármores do Complexo Passo Feio (Neoproterozóico) na região de Caçapava do Sul, RS. A maior parte dos depósitos de cobre do estado situam-se na borda leste do Bloco São Gabriel onde estão hospedados em rochas de origem e idades distintas, conforme discutido em trabalhos anteriores. Alguns depósitos dessa província encontram-se ligados espacialmente ao Granito Caçapava e estão hospedados nas rochas carbonáticas pertencentes ao Complexo Passo Feio, RS. O alvo desse estudo é a caracterização dos escarnitos e das mineralizações associadas, constituídas de sulfetos, óxidos e sulfatos, aparentemente dispersas na região de trabalho. A associação, distribuição espacial e as relações paragenéticas sugerem que as ocorrências, hospedadas nos mármores, estejam ligadas geneticamente a fases cronologicamente distintas. Na busca por interpretações gerais das paragêneses dos minérios, o controle estrutural também foi alvo de abordagem do estudo e sugere duas etapas com formações distintas das paragêneses de sulfeto-óxido na região alvo de trabalho. A primeira etapa envolve condições de temperatura e profundidade relativamente elevadas com deformação plástica sin-tectônica contemporânea à deposição de pirrotita, molibdenita, pirita, olivina e diopsídio. A etapa final mostra o condicionamento das paragêneses por estruturas rúpteis em condições de temperatura e profundidade relativamente baixas, iniciando com clorita, calcopirita, pirita, serpentina e talco e finalizando com hematita e barita. A evolução do processo pode ter envolvido um fluido único principal com resfriamento progressivo ou, alternativamente, a mistura de fluidos composicionalmente distintos. A deposição das diferentes fases podem ter ocorrido de modo contínuo e progressivo ou envolvendo um lapso de tempo importante entre as etapas de alta e baixa temperatura. Desse modo, os dados levantados permitem elaborar diferentes proposições que contribuem para formulação de um modelo genético mais preciso para estes depósitos da Província Cuprífera do Rio Grande do Sul.

PALAVRAS CHAVES: Escarnitos. Sulfetos. Metassomatismo. Óxidos.

ABSTRACT

This work contributes to the studies of Cu-Fe ore deposits formed by sulfides and associated minerals hosted in the marbles of Passo Feio's complex (*Neoproterozoic period*) in the Caçapava do Sul, RS region. The most part of the copper deposits of the state are located in the east edge of the São Gabriel's block, where they are found hosted in rocks with distinct origins and ages, according to the previous works. Some of the deposits from this region are found spatially bounded to the Caçapava's granite and are hosted in the carbonate rocks of the Passo Feio's complex. The aim of this study is the characterization of the skarn and associated mineralization composed by sulfides, oxides and sulfates, apparently dispersed within the work area. The mineral association, spatial distribution and paragenetic relations suggest that the occurrences are genetically connected to the chronologic distinct phases. Seeking for general interpretations of the ore's paragenesis, the structural control was also a subject of this study that suggests two steps with distinct oxide-sulfide paragenesis formation in this work area. The first step involves temperature and relatively high depth conditions with plastic sin-tectonic deformation contemporaneous to the deposition. The last step shows the paragenesis conditioning due to brittle structures under low temperature and shallow depth conditions. The evolution of the process may have involved a unique principal fluid with a progressive cooling or, alternatively, a mix of fluids with distinct compositions. The deposition of different phase compositions could be occurred in a continuous and progressive way or involving an important time interval between the high and low temperatures steps. In this way, the acquired data allow us to elaborate different propositions that contribute to the formulation of a more precise genetic and exploration model for such deposits in the copper mining district of Rio Grande do Sul.

KEYWORDS: Skarns. Sulfides. Metasomatism. Oxides.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Imagem extraída do Google Maps® indicando as estradas de acesso ao município de Caçapava do Sul. _____ 166
- Figura 2:** A) Metamorfismo isoquímico envolve recristalização e mudanças na estabilidade mineral sem transferência significativa de massa. B) Reação escarnítica resultante do metamorfismo de litologias intercaladas, com transferência de massa entre as camadas em pequena escala. C) Escarnóide resultante do metamorfismo de litologias impuras com alguma transferência de massa em pequena escala através do fluido. D) Fluido metassomático típico dos escarnitos, não refletindo estritamente a composição ou a textura do protólito (Meinert et al , 1992) _____ 199
- Figura 3:** Mapa geológico da região do município de Caçapava do Sul. (extraído de Remus, 1999). _____ 266
- Figura 4:** Desenho esquemático da coluna do MEV (extraído de USP/LFF/MEV). _____ 322
- Figura 5:** Ilustração gráfica da Lei de Bragg (Google Imagens). _____ 344
- Figura 6:** Difratorômetro de Raio-X Siemens - Laboratório de Difração de Raios-X (DRX)-IGeo/UFRGS _____ 355
- Figura 7:** (a) Dobras métricas em injeções dioríticas localizada na pedreira Coronel Linhares, Fase dúctil. (b) Dobra da foliação S1, em menor escala, nos mármore dolomíticos de Caçapava do Sul. 39
- Figura 8:** Fase rúptil, paragênese de calcopirita (ccp), pirita (py), clorita (cl) e calcita em descontinuidades físicas. _____ 39
- Figura 9:** Dobra com presença de mineralizações sulfetadas. Como indicada na imagem, presença de olivina diopsídio e pirrotita _____ 40
- Figura 10:** (a) Presença de estruturas do tipo tension-gash (“costura”) o qual está relacionado a mineralogia de mais alta temperatura. O diopsídio de cor cinza esverdeado ocorre na parte central das estruturas. (b) ocorrência de diopsídio com molibdenita, em detalhe. _____ 40
- Figura 11:** (a) Imagem de dentro da pedreira Coronel Linhares onde é possível verificar os sills granitóides que intrudem nas rochas carbonáticas encaixantes. (b) Imagem mais próxima em uma das bancadas da mesma pedreira. Nesta imagem é possível verificar a espessura do sill que intrude nas rochas carbonáticas encaixantes e cloritização na parte direita da foto. _____ 41
- Figura 12:** No detalhe, a ocorrência de escarnito não mineralizado. A granulação grossa e a localização no contato do sill e a rocha encaixante demonstram a relação de interação dos fluidos graníticos com os mármore. _____ 41
- Figura 13:** (a) trincheira próxima ao trevo entre as estradas BR-392 e BR-153. Neste local ocorrem presença de calcopirita, barita e hematita. (b) Em detalhe a ocorrência de óxidos e hidróxidos de ferro da trincheira no local da imagem anterior. _____ 42
- Figura 14:** Lâmina 2012A mostrando textura granoblástica da matriz do mármore (parte direita da imagem) cortada por veio com sulfetos e clorita na parte esquerda da mesma. _____ 43
- Figura 15:** Imagem da matriz da rocha mostrando olivina (Ol) pseudomórfica substituída por talco (Tlc) e serpentina (Serp). Amostra 2012 A. _____ 44
- Figura 16:** Imagem do veio da amostra 2012A mostrando clorita (Cl) de grão fino em paragênese com sulfetos (opacos). _____ 44
- Figura 17:** Imagem do veio com pirita (Py) e calcopirita (Ccp) em paragênese com clorita na Amostra 2012 A. _____ 45

- Figura 18:** Lâmina 2012B mostrando a presença de silicatos na matriz carbonática. A borda da lâmina, na parte superior da imagem, mostra cor de interferência mais baixa (colorido) devido a menor espessura da lâmina. _____ 46
- Figura 19:** Matriz com presença de carbonatos e talco com olivina substituída por serpentina e talco. Amostra 2012B. _____ 46
- Figura 20:** Matriz com presença de carbonatos e talco com olivina substituída por serpentina e talco. Amostra 2012B. _____ 47
- Figura 21:** Presença de talco na matriz e serpentina substituindo a olivina, cortados por veios finos de calcita posteriores, relacionado às paragêneses de retrometamorfismo. Amostra 2012B. _____ 47
- Figura 22:** Lâmina 2012C. Mostrando paragênese clorita-sulfeto e veios de talco na parte oeste da lâmina. _____ 48
- Figura 23:** Clorita em paragênese com sulfeto e calcita grossa em matriz carbonática. Amostra 2012C. _____ 49
- Figura 24:** Sulfeto calcopirita identificado junto a clorita. Amostra 2012C. _____ 49
- Figura 25:** Clorita cortando a matriz carbonática com presença de óxido (Oxi). Lâmina 2012C. ____ 50
- Figura 26:** Lâmina Cel-0100 mostrando a presença dos silicatos (Sil) em matriz carbonática (Carb) 51
- Figura 27:** Presença de diopsídio (Di) e tremolita (Tre) em locais restritos em matriz carbonática. Amostra Cel-0100. _____ 51
- Figura 28:** Tremolita formada a partir de diopsídio substituindo-o. Amostra Cel-0100. _____ 52
- Figura 29:** Presença de grãos de calcita, marcadas pela cor rosa devido ao ataque com solução de alizarina. A calcita é formada a partir do excesso do componente CaO derivado das reações de formação de silicatos. Amostra Cel-0100. _____ 52
- Figura 30:** Lâmina DG-01 mostrando rocha ígnea que intrude nas rochas encaixantes dos mármore. _____ 53
- Figura 31:** Plagioclásio (Plag) alterado com presença de óxido nas fraturas e limites dos grãos. Amostra DG-01. _____ 54
- Figura 32:** Hematita presente nos espaços intergranulares e fraturas da matriz granítica. Amostra DG-01. _____ 54
- Figura 33:** Lâmina MG-01. Rocha carbonatítica hospedeira de sulfetos e óxidos. _____ 55
- Figura 34:** Matriz carbonática com presença de apatita (Ap). Amostra MG-01. _____ 56
- Figura 35:** Presença de calcopirita dispersa na matriz da rocha carbonática. Amostra MG-01. ____ 56
- Figura 36:** Lâmina SN. Mármore com bandamento composicional contendo silicatos (sil). _____ 57
- Figura 37:** Olivina pseudomórfica substituída indigita (agregados de talco, serpentina e minerais escuros de baixa resolução ótica). Amostra SN. _____ 58
- Figura 38:** Diopsídio parcialmente substituído por tremolita e talco. Amostra SN. _____ 58
- Figura 39:** Olivinas parcialmente preservadas da serpentinização com presença de talco na matriz carbonática. Amostra SN. _____ 59
- Figura 40:** Lâmina TRCH-02. Rocha carbonatítica encaixante sendo cortada por veio com óxido de ferro e quartzo. _____ 59
- Figura 41:** Presença de apatita (ap) em matriz predominantemente carbonática. Amostra TRCH-02. _ 60
- Figura 42:** Veio com presença de óxidos de ferro. Amostra TRCH-02. _____ 60

Figura 43: Lâmina amostra TRE-04. Matriz quartzosa com presença de óxido em veios. _____	61
Figura 44: Matriz com presença dominante de quartzo. Amostra TRE-04. _____	61
Figura 45: Veio de quartzo com presença de óxido de ferro. Amostra TRE-04. _____	62
Figura 46: Lâmina Cel-010. Matriz carbonática com presença de silicatos e sulfetos. _____	63
Figura 47: Pirita (Py) e calcopirita (Ccp) em paragênese com tremolita (Tre). Amostra Cel-010. ____	63
Figura 48: Pirita e calcopirita em paragênese com tremolita (Tre), presença de talco (Tlc) na matriz. Amostra Cel-010. _____	64
Figura 49: Seção polida da amostra Cel-010 mostrando e presença de sulfetos. _____	65
Figura 50: Associação pirrotita (Po) e calcopirita (Ccp) em veios que cortam a matriz do mármore. Seção polida Cel-010 _____	65
Figura 51: Pirrotita (Po) em contato com a calcopirita (Ccp) cortada por finos veios de clorita. Seção polida Cel-010. _____	66
Figura 52: 822-Calcopirita / 823-Calcita / 824-Pirita / 825-Calcopirita. Amostra 2012 A. _____	67
Figura 53: 829-Pirita / 830-Dolomita / 831-Clorita / 832-Clorita / 833-Clorita. Amostra 2012 A. ____	67
Figura 54: 834- Talco / 835- Clorita / 836- Calcita / 837- Calcita. Amostra 2012 A. _____	68
Figura 55: 856- Dolomita / 857- Dolomita / 858- Biotita cloritizada / 859- Antigorita / 860- Clorita / 861- Dolomita / 862- Calcita. Amostra 2012 A. _____	68
Figura 56: 870- Dolomita / 871- Antigorita / 872- Dolomita / 873- Talco / 874- Dolomita / 875- Dolomita. Amostra 2012A. _____	69
Figura 57: 876-Dolomita / 877-Dolomita / 878-Diopsídio / 879-Dolomita / 880-Serpentina. Amostra 2012A. _____	69
Figura 58: 749-Quartzo / 750-Hematita / 751-Calcita. Amostra TRCH-02. _____	70
Figura 59: 752-Calcita / 753-Hematita / 754-Quartzo / 755-Calcita. Amostra TRCH-02. _____	70
Figura 60: 764- Calcita / 765- Hematita / 766- Quartzo / 767- Calcita. Amostra TRCH-02. _____	71
Figura 61: 778-Quartzo / 779-Apatita / 780-Calcita / 781-Calcita. Amostra TRCH-02. _____	71
Figura 62: 785-Hematita / 786-Quartzo / 787-Hematita / 788-Quartzo / 789-Barita. Amostra TRE-04. _____	72
Figura 63: 790-Barita / 791-Quartzo / 792-Hematita. Amostra TRE-04. _____	72
Figura 64: 801-Hematita / 802-Barita / 803-Quartzo. Amostra TRE-04. _____	73
Figura 65: 804-Hematita / 805-Barita / 806-Hematita / 807-Quartzo. Amostra TRE-04. _____	73
Figura 66: 808-Quartzo / 809-Hematita / 810-Barita. Amostra TRE-04. _____	74
Figura 67: 819-Barita / 820-Hematita / 821-Hematita. Amostra TRE-04. _____	74
Figura 68: Difratograma de rocha total da amostra DG-01. _____	75
Figura 69: Difratograma da rocha total da amostra MG-02. _____	76
Figura 70: Difratograma da amostra TRCH-01. _____	77
Figura 71: Diagrama de fases para os mármore dolomíticos de Caçapava. A seta indica a evolução da fase fluida . A seta solida indica condições de temperatura alta (diopsidio-tremolita-forsterita)e a tracejada, o resfriamento do sistema e enriquecimento em agua (talco e antigorita). (Extraído de Bucher and Frey, 2002). _____	79

Figura 72: Estrutura dúctil (boundin) presente nos mármorees. _____	81
Figura 73: Brechas hidráulica formada atribuída ao processo de “crack-seal”. _____	82
Figura 74: Mapa modificado Remus, 1999 e Mapeamento UFRGS, 2000. _____	89
Figura 75: Estereograma de pólos de planos. _____	90
Figura 76: Estereograma de densidade de planos. _____	90
Figura 77: Estereograma de roseta. _____	91

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Tabela relacionando os tipos de escarnitos com a possível mineralogia associada juntamente com a possível presença de sulfetos e óxidos. _____	21
Quadro 3: Minerais presentes na amostra 2012B. _____	45
Quadro 4: Minerais presentes na amostra 2012C. _____	48
Quadro 5: Minerais presentes na amostra Cel-0100. _____	50
Quadro 6: Minerais presentes na amostra DG-01. _____	53
Quadro 7: Minerais presentes na amostra MG-01. _____	55
Quadro 8: Minerais presentes na amostra SN. _____	57
Quadro 9: Minerais presentes na amostra Cel-010. _____	62

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE QUADROS.....	12
1. INTRODUÇÃO	144
1.2. Localização.....	155
2. Contextualização Teórica	177
2.1. Escarnitos.....	177
2.1.1 Definições.....	177
2.1.2. Mineralogia Escarnítica.....	199
2.1.3. Evolução dos escarnitos no espaço e tempo.....	211
2.2. Fluídos	233
2.3. Contexto Geológico	244
2.3.1. Formação Passo Feio.....	266
2.3.2. Bacia do Camaquã	277
2.3.4. Granito Caçapava	288
2.3.5. Ocorrências da área de estudo: Faxinal, Coronel Linhares, Ciocari.	29
3. Metodologia	311
3.1 Relação de Técnicas Utilizadas	311
3.1.1. Microscopia Eletrônica de Varredura	31
3.1.2. Difratomia de Raios X.....	33
3.1.3. Aerofotogeologia.....	36
3.1.4. Mapas Geofísicos	36
3.1.5. Petrografia	36
3.1.6. Levantamentos de Campo.....	37
4. Resultados	38
4.1. Campo	38
4.2. Petrografia	42
4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	66
4.4. Difração de Raios X.....	74
5. Discussões	78
6. Conclusões	84
7. REFERÊNCIAS.....	85
8 ANEXOS	89
8.1 Mapa Geológico	89
8.2 Estereogramas	90

1. INTRODUÇÃO

A geologia da região da área é formada por principalmente rochas metamorfas pertencentes à Formação Passo Feio e rochas graníticas de composições variadas, ocorrendo localmente minerais de minério os quais são alvos deste trabalho. Os modelos propostos em estudos anteriores (Reischl *et al*, 1982) sugerem uma gênese associada às Formações Ferríferas Bandadas em prospectos da região (Picada dos Tocos), situada mais ao sul da área de estudo. Entretanto, estes modelos não são aplicados para o local de estudo. Isso se deve à interação entre a intrusão do granito Caçapava e as rochas encaixantes da Formação Passo Feio, evidentes devido à formação das paragêneses de silicatos, sulfeto, óxido e sulfato. Ao contrário de trabalhos previamente realizados, nosso estudo enfoca na evolução das paragêneses formadas, sua relação temporal e no controle estrutural do minério de Cu-Fe (Au); utilizando a caracterização petrográfica dos minérios e observações de estruturas e litologias em campo. Objetivamos aplicar os resultados aqui obtidos na prospecção e na exploração da Província Cuprífera do RS.

Devido aos estudos mais recentes (Remus *et al*, 2000), sabe-se que a formação dos escarnitos e possivelmente dos óxidos e dos sulfatos estão ligados à interação dos fluídos oriundos do Granito Caçapava com as rochas encaixantes da Formação Passo Feio. Através desse fato, consideramos duas possibilidades: (1) evolução a partir de um mesmo fluído e, (2) evolução por interação de fluídos oriundos da intrusão do Granito Caçapava. No primeiro caso, a evolução de um mesmo fluido teria potencial de proporcionar condições de cristalização de sulfetos, com a evolução temporal, teria potencial para cristalização de óxidos e, em um estágio final, potencial para formação de sulfato. No segundo caso, a formação de sulfetos estaria ligada essencialmente aos fluídos oriundos da intrusão do Granito Caçapava. Entretanto, a paragênese formada por óxidos e sulfato estaria ligada a uma mistura destes fluídos com água meteórica, possivelmente presente nas descontinuidades físicas das rochas da região.

Para a execução desse trabalho foram consideradas pesquisas bibliográficas, mapas geológicos além de estudos geofísicos e de levantamento aerofotogeológico que abrangem a área de interesse. Os dados de aerofotogeologia e geofísica são utilizados para uma análise mais detalhada e para geração da composição do produto (mapa atualizado, ver Anexo). As aerofotos utilizadas estão disponíveis na

mapoteca da SUREG da CPRM de Porto Alegre e na biblioteca setorial do IG/UFRGS. Os mapas aerogeofísicos utilizados constituem-se basicamente nas imagens das áreas de ocorrência referentes aos levantamentos feitos no ano de 2010. Esses tratam-se de uma nova encomenda do DNPM/CNEM/CPRM para atender as necessidades atuais de prospecção em território nacional. A utilização desses dados permite a identificação de estruturas e feições estruturais e a separação das áreas de homogeneidade textural juntamente integradas com a geologia regional.

Os locais e os pontos de afloramento escolhidos para execução do trabalho foram determinados a partir de áreas-alvo de estudos anteriores e locais de possível prospecção verificados em cartas metalogenéticas da CPRM. Os procedimentos durante o campo incluíram coleta de amostras e de dados estruturais para confecção das lâminas petrográficas. As técnicas utilizadas em laboratório foram microscopia eletrônica de varredura (MEV), difratometria de raios X (DRX) e análise petrográfica. Com isso relacionamos as paragêneses ocorrentes da região com os controles estruturais, assim permitindo a interpretação das mineralizações e inferindo o processo de evolução do(s) fluido(s) presente(s) na formação dos minerais e suas associações.

1.2. Localização.

A área de estudo encontra-se localizada na região do município de Caçapava do Sul-RS, local com bom acesso por estradas principais e vicinais (Fig. 1). Saindo de Porto Alegre-RS, até chegar ao município de Caçapava do Sul-RS, foi utilizada a BR-290 para oeste até o trevo com a BR-392, e após, a BR-392 para a direção sul até a região do município de Caçapava do Sul-RS. Estradas vicinais dão acesso aos locais de afloramento e pedreiras nos quais foram coletadas amostras durante o levantamento de dados em campo.

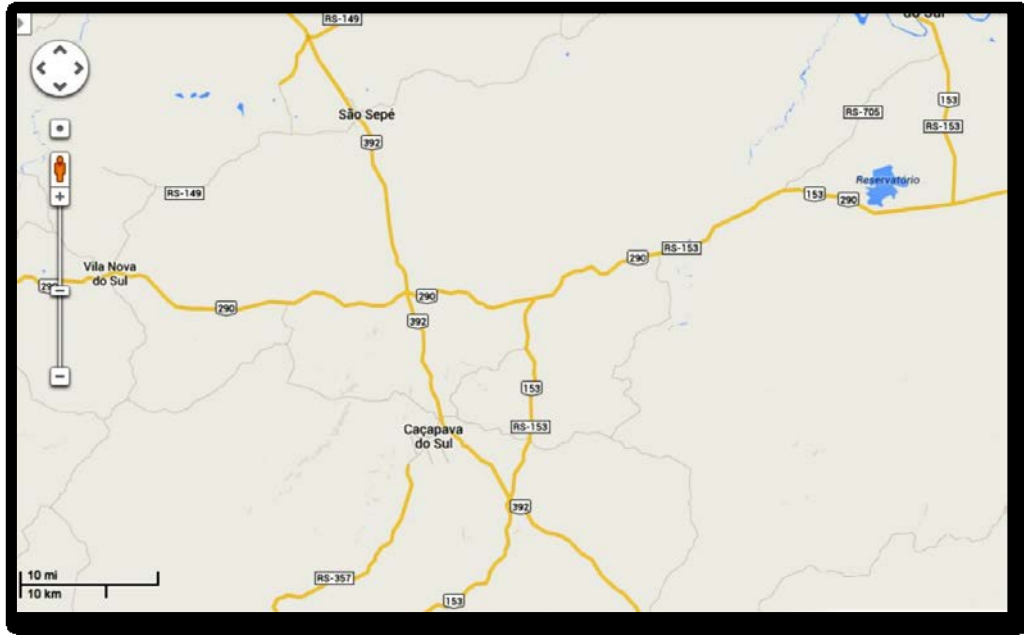


Figura 1: Imagem extraída do Google Maps® indicando as estradas de acesso ao município de Caçapava do Sul.

2. Contextualização Teórica

Esta revisão sobre escarnitos está baseada especialmente nos trabalhos de Burt, 1982; Einaudi, 1981 e Meinert, 1992.

2.1. Escarnitos.

Embora ocorram descrições anteriores de regiões que hoje são conhecidas como depósitos escarníticos, a primeira publicação que usou o termo “*skarn*” foi feita por Tornebohm (Tornebohm, 1875). Burt (1982) e Einaudi (1981) fizeram um amplo trabalho de revisão sobre os depósitos escarníticos nos quais possuem bons recursos para pesquisa sobre definições e referências.

2.1.1 Definições

Existem muitas definições e usos da palavra “*skarn*”, porém o comum entre elas consiste em descrever rochas formadas durante um processo de metamorfismo regional ou de contato através de variados processos metassomáticos (associado a fluídos magmáticos, metamórficos, meteóricos e ou de origem marinha). O escarnito caracteriza-se usualmente pela ocorrência de uma mineralogia cálcico-silicática e minerais associados, porém dominados por granada e/ou piroxênio na maioria dos casos. Ele pode ser subdividido em *exoskarn* e *endoskarn* que indicam protólito sedimentar (rocha encaixante) e ígneo, respectivamente.

Cornubianito cálcico-silicático é um termo descritivo que pode ser usado para relacionar cornubianitos com granulação fina que resultam de metamorfismo de unidades de carbonatos impuros como silte-calcário, por exemplo. Porém, a formação desse tipo de rocha não contém processos metassomáticos. Reações escarníticas são formadas por metamorfismo aloquímico entre finas camadas em uma unidade carbonática nas quais ocorre uma transferência durante o processo metassomático de componentes de rochas adjacentes, ocorrendo em diferentes escalas. (Vidale, 1969; Zarayskiy *et al.*, 1987). Esses corpos/rochas são encontrados adjacentes a plútons, ao longo de falhas ou de locais onde ocorra zona de

cisalhamento, em sistemas geotermiais de superfície ou epitermais e em profundidade de crosta inferior nos terrenos metamórficos.

“Escarnóide” é um termo descritivo para rochas cálcico-silicatadas que possuem granulação fina e pobres em ferro, refletindo o controle composicional de seu protólito (Korzkinskii, 1948; Zharikov, 1970). Geneticamente, um “escarnóide” é um intermediário entre um cornubianito puramente metamórfico e uma rocha puramente metassomática.

A figura 2 apresenta as possíveis relações para a formação de escarnitos e escarnóides e suas relações no metamorfismo isoquímico e com entrada de fluidos (metamorfismo metassomático). A composição e textura do protólito tende a controlar a composição e textura do escarnito. Os depósitos escarníticos mais importantes economicamente resultam de uma transferência metassomática em larga escala, onde a composição dos fluidos determina o escarnito. Esse é o senso comum em relação ao “clássico” depósito escarnítico, porém, o “clássico” escarnito descrito por TorneBohm, se desenvolveu durante o metamorfismo regional principalmente numa formação cálcica ferrosa no período Proterozóico. Einaudi *et al.*(1981) baseou-se apenas na mineralogia com “livres” interpretações sobre a gênese dos termos referidos, cuidando para que as palavras escarnito e depósito escarnítico sejam usadas estritamente como descrição.

Não são todos escarnitos que possuem mineralização econômica. Aqueles que possuem são chamados de depósitos escarníticos. Esses depósitos e minerais resultantes ocorrem num mesmo sistema hidrotermal, onde podem ocorrer diferenças significativas na distribuição mineralógica espacial e temporal em mesoescala. Embora raro, é possível que o escarnito também se forme por um metamorfismo pré-existente no depósito, o que foi sugerido por Gewell *et al* (1992) em Aguilar, Argentina, por Johnson *et al* (1990) em Franklin Furvace, EUA, e por Hodgson, (1975) em Broken Hill, Austrália.

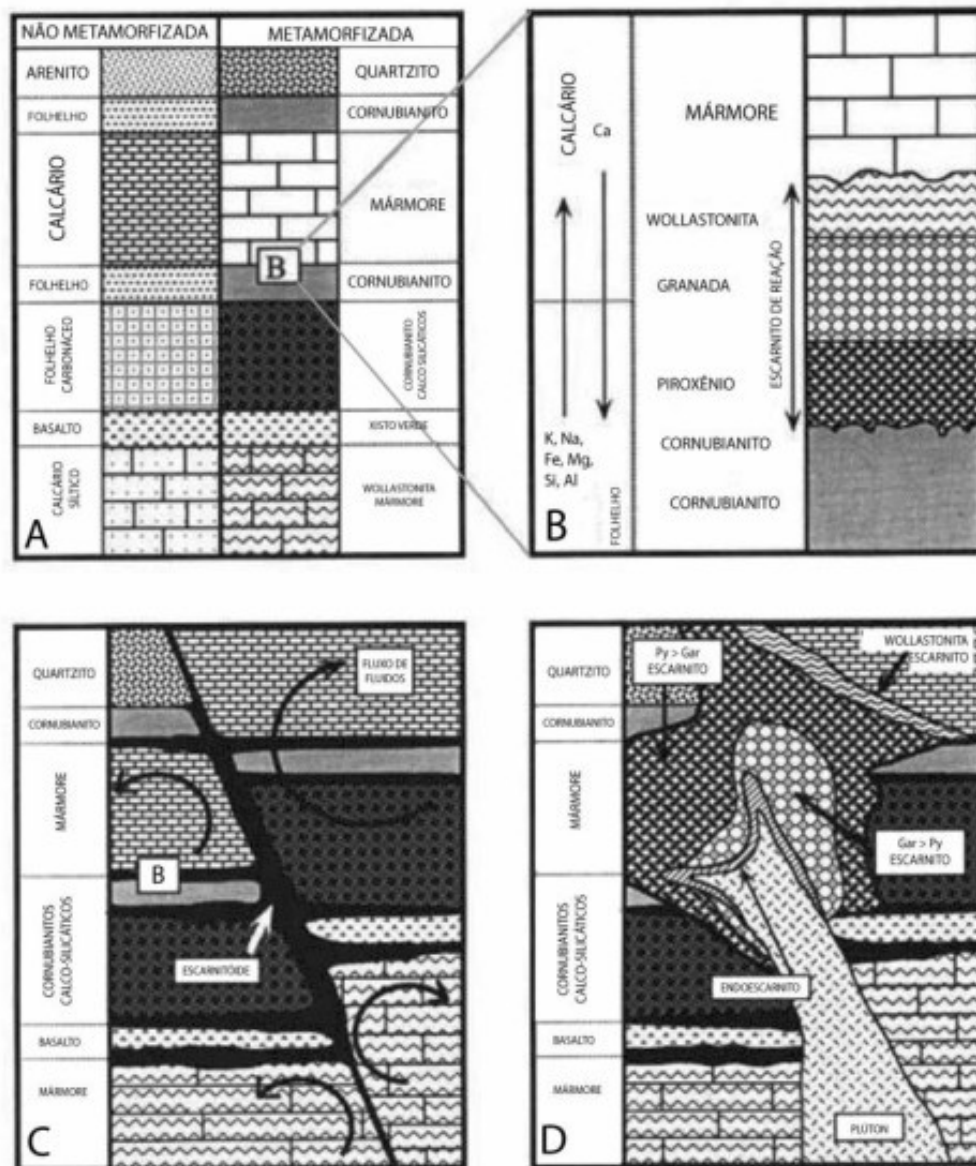


Figura 2: A) Metamorfismo isoquímico envolve recristalização e mudanças na estabilidade mineral sem transferência significativa de massa. B) Reação escarnítica resultante do metamorfismo de litologias intercaladas, com transferência de massa entre as camadas em pequena escala. C) Escarnóide resultante do metamorfismo de litologias impuras com alguma transferência de massa em pequena escala através do fluido. D) Fluido metassomático típico dos escarnitos, não refletindo estritamente a composição ou a textura do protólito (Meinert et al , 1992)

2.1.2. Mineralogia Escarnítica

A mineralogia é uma das ferramentas principais para o reconhecimento e definição do escarnito, servindo como um critério para compreensão e distinção da importância econômica do depósito. A mineralogia escarnítica é mapeável no campo, possibilitando a identificação de um envelope de alterações ao redor do corpo principal utilizado como parâmetro para avaliar o seu potencial econômico. Os depósitos escarníticos zonados são reconhecidos por feições de alteração distal.

Embora muitos minerais escarníticos sejam típicos da rocha protólito, alguns são menos abundantes e possuem variações composicionais que fornecem informações importantes sobre o ambiente de formação. Alguns minerais, tais como quartzo e calcita, estão presentes em quase todos os escarnitos. Enquanto outros como humita, periclásio, flogopita, talco, serpentina e brucita são típicos do escarnito magnésiano, embora estejam também presentes em outras associações. Além disso, há muitos minerais com elementos químicos mais distintos como, por exemplo, Boro, Berílio e Flúor que possuem uma importante paragénese. Vale lembrar que o advento das técnicas analíticas modernas, tais como Microsonda eletrônica, facilitaram a determinação da composição mineral e sua precisa nomeação.

Zharikov (1970) foi um dos primeiros a descrever a variação sistemática da mineralogia escarnítica nas principais classes. Ele utilizou o conhecimento de equilíbrio de fases, compatibilidade mineral e variação de composição química em série de solução sólida para descrever, e também premeditar, as características de assembléias mineralógicas para diferentes tipos de escarnitos. Suas observações foram ampliadas por Burt (1982) e Einaudi *et al.* (1981) que incluíram uma variedade de tipos de depósitos e variações mineralógica entre os diferentes tipos de escarnitos. Os minerais principais e suas variações de acordo com o tipo de escarnito são demonstrados no quadro 1 abaixo.

Quadro 1: Tabela relacionando os tipos de escarnitos com a possível mineralogia associada juntamente com a possível presença de sulfetos e óxidos.

Tipo de escarnito	Mineralogia associada	sulfetos / óxidos
Ferro-magnésiano	Forsterita, periclásio, serpentina, talco, wollastonita, epidoto, actinolita, granada, hedenbergita, diopsídio, tremolita.	Calcopirita, pirita, pirrotita, hematita, magnetita.
Cálcico-ferroso	Granada, piroxênio, clorita, epidoto, actinolita.	Calcopirita, pirita, pirrotita, cobaltita, +-ouro, magnetita.
Aurífero	Actinolita, epidoto, prehnita, granada, piroxênio, wollastonita.	Arsenopirita, pirrotita, calcopirita, pirita, cobaltita, ouro nativo, bismuto nativo.
Tungstênio	Piroxênio, granada, wollastonita, biotita, clorita, plagioclásio, epidoto e idocrásio.	Scheelita, pirrotita, calcopirita, molibdenita, arsenopirita, bismutinita.
Cobre	Granada, diopsídio, wollastonita, tremolita, prehnita, escapolita, actinolita, epidoto, clorita, talco, nontronita.	Pirita, pirrotita, calcopirita, bornita, magnetita, magnetita, scheelita, calcocita.
Zinco	Granada, Wollastonita, epidoto, actinolita, clinozozita, zoizita, piroxênio, fluorita, clorita, nontronita.	Esfalerita, galena, pirrotita, pirita, calcopirita, magnetita.
Molibdênio	Granada, Hedenbergita, plagioclásio, wollastonita, apatita, actinolita, epidoto, escapolita.	Molibdenita, calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita e arsenopirita.
Estanho	Granada, turmalina, hedenbergita, biotita, epidoto, esfeno, topázio, fluorita, clorita.	Magnetita, pirrotita, cassiterita, scheelita, calcopirita, hematita, arsenopirita, pirita.

2.1.3. Evolução dos escarnitos no espaço e tempo.

Diversos pesquisadores (Lindgren 1902; Barrell, 1907; Goldschmidt, 1911; Umpheby, 1913; Knopf, 1918) reconheceram que a formação de um depósito escarnítico ocorre através de processos dinâmicos. Nos principais depósitos de larga escala ocorre uma transição distal metamórfica resultando em cornubianitos, assim como reações escarníticas e escarnóides para metassomatismo proximal, resultando em pequenas camadas até corpos escarníticos. Para tais ocorrências, é necessário um forte gradiente de temperatura e uma longa circulação de fluídos causados pela entrada (intrusão) de um magma (Norton, 1982; Salemink e Schuling, 1987; Bowers *et al.*, 1990). O metamorfismo de contato pode ser consideravelmente mais complexo do que um simples modelo de recristalização isoquímica tipicamente provocado por um metamorfismo regional. Por exemplo, diversos fluídos circulando através das fraturas em um simples protólito carbonático podem resultar em diferentes reações. Portanto, um gradiente termal comum em ambientes plutônicos resulta em auréolas metassomáticas complexas evidenciadas pela reação escarnítica.

Fluídos metassomáticos mais complexos com possíveis adições de componentes magmáticos tais como Ferro, Silício e Cobre, entre outros, produzem um contínuo processo entre rochas puramente metamórficas e puramente

metassomáticas. Esse processo pode estar relacionado a um metamorfismo inicial, continuado pelo metassomatismo, o qual está ligado à adição de outros elementos químicos e à alta temperatura (Wallmach e Hatton, 1989, descrevem temperaturas superiores a 1000°C). Posteriormente, as rochas são superficialmente alteradas pelo metamorfismo retrogressivo associadas ao declínio da temperatura.

Os controles fundamentais nos escarnitos são: tamanho de grão, geometria, estilo de alteração e a relação da sua formação com a profundidade. Estudos geobarométricos quantitativos para a estimativa da profundidade do metamorfismo tipicamente usam equilíbrio de fases minerais (Anovitz e Essene, 1990), inclusões fluídas ou a combinação desses métodos (Hames et al., 1989). Métodos qualitativos incluem a estratigrafia ou outras reconstruções geológicas e interpretação de texturas ígneas. No campo, simples observações de margens resfriadas, arredondamento de grãos porfiríticos, morfologia plutônica e a presença de brechação e fraturas, distinguem ambientes de superfície ou profundidade.

O efeito da profundidade no metamorfismo interfere no ambiente no qual a temperatura é o principal agente responsável durante e depois da intrusão. Assumindo que em média o gradiente geotermal para uma zona orogênica é 35°C por Km (Blackwell *et al*, 1990), a temperatura de um ambiente que ocorre intrusão a 2 km de profundidade seria 70°C, enquanto que a 12 km seria 420°C. Então, com adição de um fluxo quente originado pela atividade ígnea local, o volume de rocha seria afetado por uma temperatura em torno de 400°C a 700°C. Esse intervalo é consideravelmente amplo se comparado a um evento mais superficial. Além disso, ambientes de temperatura alta afetariam a história de cristalização do plúton e minimizaria a alteração causada pelo metamorfismo retrogressivo nos minerais escarníticos. Na profundidade de 12 km em ambiente em torno de 400° C, por exemplo, os escarnitos podem não resfriar abaixo da estabilidade de granada e piroxênio sem um soerguimento subsequente ou outra mudança tectônica. A maior interferência no metamorfismo em profundidade está relacionada ao carbonato presente, altamente reativo aos fluídos metassomáticos. Um caso extremo foi descrito por Dick e Hodgson (1982) no Canadá onde o “calcário tipo queijo suíço” foi quase inteiramente convertido para um cornubianito cálcico-silicático heterogêneo durante o processo metamórfico de formação escarnítica.

A profundidade de uma formação escarnítica também afetará propriedades mecânicas da rocha. Em ambientes profundos a tendência de ocorrência de

deformação dúctil é maior do que a presença de fraturas. Intrusões em rochas sedimentares tendem a formar contatos subparalelos ao acamadamento. Exemplos de escarnitos localizados a uma profundidade estimada entre 5 e 10 km incluem Pine Creek, CA (Brown et al., 1985) e Osgood Mountains, Nevada (Taylor, 1976) ambos no Estados Unidos. Em depósitos como esses, os contatos intrusivos são subparalelos aos planos de acamamento.

Os escarnitos de “superfície” são formados através de sistemas geotermiais ativos (McDowell and Elders, 1980; Cavarreta *et al*, 1982; Cavarreta & Puxeddu, 1990) e representam uma expressão distal de atividade magmática. São predominantemente diques e sills finos com granulação muito fina a afanítica. O estágio que particularmente possui alteração desenvolve-se em escarnitos específicos, relacionado ao ambiente geológico local de formação. Por exemplo, o metamorfismo será mais extensivo e de alto grau em torno de escarnitos formados em crosta profunda do que naqueles formados sob condições mais superficiais. Porém a alteração retrogressiva durante o resfriamento, e possível interação com água meteórica, será mais intensa em condições superficiais. Em escarnitos carbonáticos profundos a tendência de ocorrência de deformação dúctil é maior do que a de deformação rúptil, exceto em casos quando a formação de escarnitos ocorre em condições mais superficiais. Essas diferenças no estilo estrutural afetarão a característica e morfologia do escarnito. Portanto, a composição do protólito, sua profundidade, mineralogia e feições estruturais são fatores que causam as variações nos modelos escarníticos.

2.2. Fluídos

Os fluídos têm grande papel na geração de variados tipos de rocha presentes na litosfera. Considerando seu estado aquoso ou vapor, eles promovem a fusão parcial de rochas, exercem controle na natureza e extensão da deformação e atuam como solvente para a dissolução de metais. Além disso, são responsáveis por transportar e concentrar metais entre outros. A temperatura dos fluídos está relacionada com a profundidade, que pode variar de menos que 100 até 600°C ou maior para casos hidrotermais. Os fluídos magmáticos estão relacionados com a concentração de metais através do coeficiente de partição. No momento de saturação do fundido silicático em uma fase fluída, os fluídos podem influenciar na formação de depósito mineral caso estejam numa fase fluída precoce. Caso estejam

em uma fase tardia, sua influência não é evidenciada (Gilbert & Charles, 1986). Enquanto isso, os fluídos metamórficos são derivados de reações metamórficas e podem variar de predominantemente aquosas a ricos em CO₂, dependendo de suas reações. Entre algumas das origens do fluídos metamórfico estão as reações de devolatilização e de recristalização de fundidos silicáticos. Já os fluídos hidrotermais são soluções aquosas de temperatura que varia de 50 a mais de 600°C. Esses possuem um pH variado onde os elementos voláteis controlam o seu estado redox. Através dos fluídos hidrotermais, os metais não são transportados como íons simples e sim como complexos iônicos. As soluções hidrotermais possuem evolução química e isotópica na crosta terrestre através das reações com as rochas encaixantes, das separações de fases e das misturas de fluídos. Os constituintes das soluções hidrotermais podem ser provenientes de fontes distintas. O tipo de depósito mineral depende da composição da solução, onde e como a precipitação ocorre. (Gilbert & Charles, 1986).

2.3. Contexto Geológico

Os trabalhos pioneiros da região do presente estudo foram realizados por Ribeiro *et al.*, (1966) e Ribeiro, (1970). O autor descreveu a Formação Vacacaí - atualmente denominada Complexo ou Formação Metamórfico Passo Feio - e os metamorfitos originados por sedimentos clásticos. O metamorfismo regional dinamotermal, com superposição do metamorfismo de contato, predomina na região sob influência de corpos graníticos intrusivos.

Bitencourt (1983) descreveu dois eventos de metamorfismo regional, M1 e M2, nessas rochas. O primeiro (M1) é progressivo atingindo a fácies anfíbolito, e o segundo (M2) é retrogressivo de fácies xisto verde. Os dois eventos de metamorfismo foram acompanhados por duas fases de deformação, D1 e D2. Uma terceira fase deformacional, D3, é reconhecida como a responsável pela geração da estrutura antiformal regional, na qual o núcleo é o Granito Caçapava. As rochas graníticas são foliadas e sua estrutura planar é concordante com a foliação regional S2. O corpo granítico (ou parte dele), participou da segunda fase metamórfico-deformacional, constituindo, portanto, rochas metagraníticas que atuam como um anteparo rígido à terceira fase de deformação dos metamorfitos. Os metamorfitos do Complexo Passo Feio estão dispostos numa estrutura antiformal mergulhante para

noroeste, com seu eixo apresentando baixo caimento ora para NE ora para SW. No núcleo da estrutura antiformal está o corpo granítico (Bitencourt, 1983).

A superfície metamórfica dobrada tende a contorná-lo adquirindo uma direção aproximadamente norte-sul na área adjacente às bordas leste e oeste do corpo, e uma direção leste-oeste nas bordas norte e sul (Bitencourt, 1983). Silva Filho & Matsdorf (1987) consideram o Granito Caçapava como tendo iniciado sua intrusão após a formação das dobras recumbentes. Com base nos dados estruturais e geocronológicos, eles sugeriram uma relação entre as áreas de Vila Nova e Caçapava do Sul. Admite-se uma migração do oeste para leste dos fenômenos deformacionais ligados ao fechamento da bacia tipo *back-arc* ensiálico, que parece ter sido o ambiente geotectônico representativo daquela porção do Escudo Sul-Rio-Grandense durante o Ciclo Brasileiro.

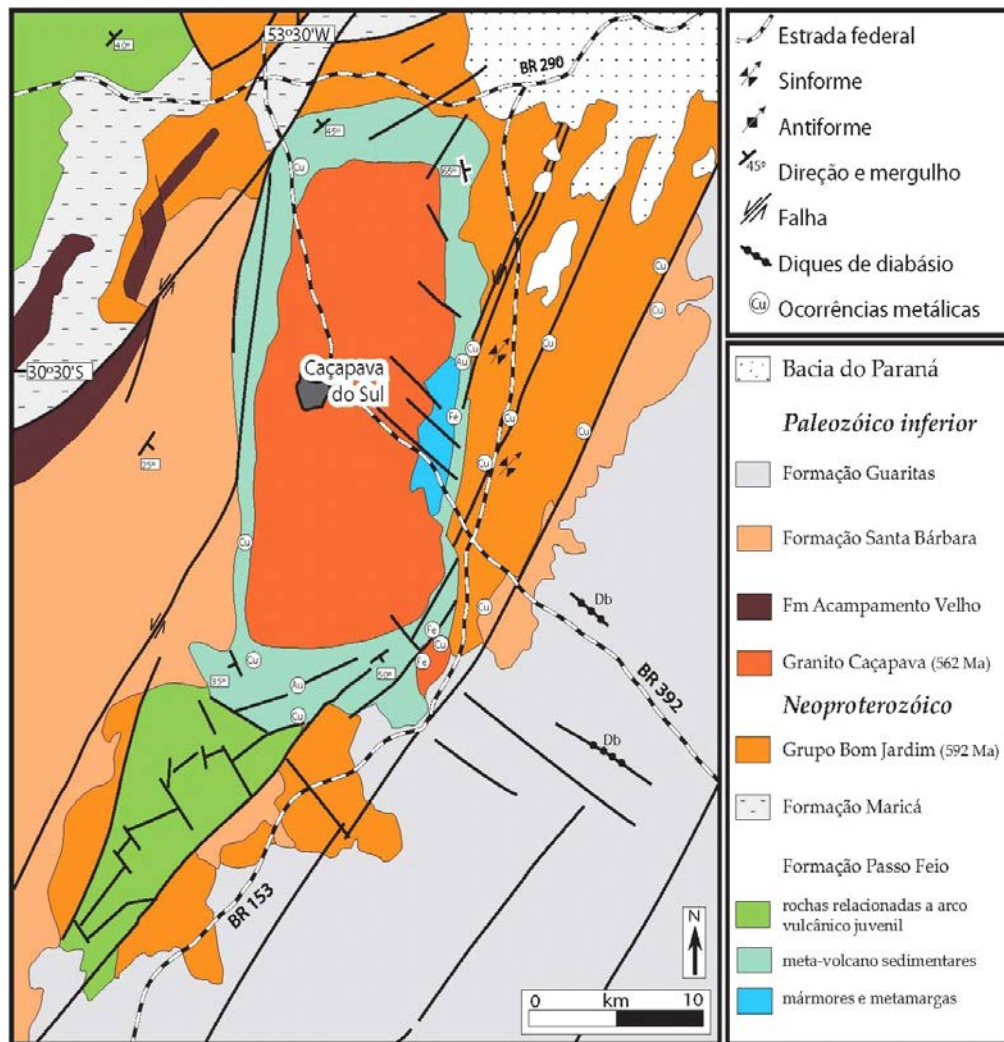


Figura 3: Mapa geológico da região do município de Caçapava do Sul. (extraído de Remus, 1999).

2.3.1. Formação Passo Feio

A Formação Passo Feio é uma sequência vulcanosedimentar que consiste em ardósia, filitos, xisto pelíticos, xisto graníticos, mármore, quartzito, metaconglomerado, rochas calcosilicatadas, anfíbolitos e metabasaltos subordinados, e xisto magnesianofornados principalmente na fácies anfíbolito inferior (Ribeiro *et al.*, 1966; Bitencourt, 1983). A idade da Formação Passo Feio é pouco conhecida, mas algumas datações K/Ar (Soliani, 1986) indicam que a sequência está entre 556 Ma (muscovitas) e 666 Ma (microdiorito rocha total). Exposições de gnaisses e anfíbolitos na borda sudeste do granito, sugerem a presença de rochas do embasamento Paleoproterozóico (Remus *et al.*, 1996) que sofreram um evento de deformação de baixo ângulo que afetou todas unidades.

A parte sedimentar da Formação Passo Feio é representada pela sequência areno-pelítica-carbonática. As ocorrências de cascalho e grânulos de quartzo e rochas cálcico-silicatadas em camadas de metaritmitos indicam que a deposição da sequência se deu através de correntes de turbidez (Remus *et al.*, 1991). A geoquímica das rochas metabásicas indicam uma derivação de rochas toleíticas e séries alcalinas, enquanto os xistos magnesianos estão ligados a uma associação komatiítica (Bitencourt and Hartmann, 1984a,b). O metamorfismo regional varia entre a zona da clorita da fácies xisto verde e da zona da estaurolita da fácies anfíbolito (Hartmann *et al.*, 1990). Os efeitos termais do Granito Caçapava das rochas da Formação Passo Feio são restritas a recristalização ao longo das apófises.

A atividade das falhas transcorrentes do Sistema de Falhas Irapuá é principalmente na direção NE, afetando a Formação Passo Feio e a Bacia do Camaquã (Ribeiro *et al.*, 1966). Esse sistema possui uma extensiva formação durante a orogenia colisional do Neoproterozóico Dom Feliciano. Muitas ocorrências de Cobre (e.g., Ciocari e Coronel Linhares Prospecções) são controladas pela direção NE do Sistema de Falhas Irapuá ou são espacialmente associadas à fraturas extensionais transversais na direção NW. No lado oeste do Granito Caçapava, a zona da falha tem uma inflexão para o norte onde os depósitos de Andradas e Santa Bárbara estão localizados.

2.3.2. Bacia do Camaquã

A geração da Bacia do Camaquã começou no final da orogenia colisional Dom Feliciano (630-600 Ma) e terminou com as fissuras de erupções basálticas do Membro Rodeio Velho (Hartmann *et al.*, 1998; Remus *et al.*, 1999b). O início da bacia se deu com a formação Maricá, que foi depositada diretamente sobre o grupo Vacacaí, e as rochas do embasamento Pré-Cambriano do Complexo Cambaí. A Formação Maricá é composta por conglomerados aluviais e arenitos na base gradando para sequências areno-pelítico marinho e ritmitos arcoseanos interpretado como sequências de mar raso (Paim *et al.*, 1995).

As sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim Inferior são compostas por fluxo andesítico e rochas piroclásticas intermediárias relacionadas com a Formação Hilário de afinidade shoshonítica (Nardi e Lima, 1985). Na parte leste, próximo as minas do Camaquã, o grupo Bom Jardim é dominado pela fração sedimentar constituído por conglomerados de leques aluviais e arenitos, seguido por

uma espessa sequência de ritmito (Paim *et al.*, 1995). A datação SHRIMP U-Pb no zircão indica idade de 594 ± 5 Ma para a fração vulcânico-plutônica do Grupo Bom Jardim (Remus *et al.*, 2000).

A unidade Santa Bárbara consiste, na sua base, de fluxos ácidos e rochas piroclásticas relacionadas com a Formação Acampamento Velho. A Formação Acampamento Velho é alcalina e poderia ser agrupada com a Suíte Saibro (Hartmann e Nardi, 1982; Nardi e Bonin, 1991; Lima e Nardi, 1998). Por outro lado, estudos de zircões por SHRIMP U-Pb do Granito São Sepé indicam idades de 550 Ma (Remus *et al.*, 1999). O granito citado é considerado contemporâneo a Formação Acampamento Velho. O preenchimento final da Bacia do Camaquã bacia é marcado pela deposição da Formação Guaritas, principalmente disposta horizontalmente sobre as unidades mais velhas. A unidade Guaritas começou com a fissura das erupções básicas a intermediária de seu Membro Rodeio Velho e possui intercalações entre depósitos eólico, lacustre e depósitos aluviais em sua base. Essa unidade foi terminada com depósitos formados de sequências deposicionais de leques aluviais e deltaicos (Ribeiro *et al.*, 1966;. Paim *et al.*, 1995).

2.3.4. Granito Caçapava

O batólito granítico Caçapava (Ribeiro *et al.*, 1966; Bitencourt, 1983; Sartori e Kawashita, 1985; Nardi e Bitencourt, 1989) possui forma assimétrica e estrutura de domo alongado na direção N-S. Sua foliação é sub-horizontal no lado leste e na porção central do plúton, porém, possui mergulhos de 40-70° para NW na parte oeste do batólito.

O Batólito Caçapava consiste principalmente de leucogranitos, monzogranitos e granodioritos, com tonalitos e quartzo-dioritos subordinados, que intrudem na sequência metamorfisada Passo Feio. Biotita é o principal mineral máfico enquanto a hornblenda é subordinada. Os principais minerais acessórios são allanita, zircão, pirita, apatita, titanita, e magnetita e subordinadamente, na fácies leucogranítica, granada, turmalina e muscovita. Pegmatitos, aplitos, e veios de quartzo com pirita e/ou hematita são comuns no lado leste do batólito, indicando alta atividade de fluido com relação ao estágio final de cristalização do granito. Estudos geoquímicos indicam que o granito é metaluminoso e possui afinidade cálcico-alcalina (Nardi e Bittencourt, 1989).

O Granito Caçapava foi derivado através de processo de fusão da crosta e é síncrono com o evento de deformação D2 da área (Bitencourt, 1983; Nardi e Bitencourt, 1989; Costa *et al.*, 1995). Na borda sudeste do Granito Caçapava ocorrem finas intrusões sub-horizontais nos mármores e dolomitos que pertencem a Formação Passo Feio. A assembléia forsterita + calcita é desenvolvida e restrita aos mármores. As principais feições estruturais que estão sobrepostas ao corpo granítico são sub-horizontais, com foliações de baixo ângulo e lineação mineral que tendem a nordeste. O baixo ângulo de foliação existente é provavelmente relacionado à zona de cisalhamento transcorrente (Costa *et al.*, 1995) que afetou o Granito Caçapava.

2.3.5. Ocorrências da área de estudo: Faxinal, Coronel Linhares, Ciocari.

A ocorrência Faxinal consiste em vários veios de quartzo métricos inclusos nas meta-margas que são as rochas encaixantes na área. Estes estão espacialmente associados com as falhas orientadas para nordeste. Na prospecção, foram identificados galena, calcopirita e pirita subordinadas. Os veios de quartzo possuem estruturas de “pente” e são reconhecidas, pelo menos, duas gerações de quartzo. (Remus *et al.*, 2000)

A ocorrência Coronel Linhares está localizada a leste do Batólito Granito Caçapava e consiste principalmente de calcopirita, pirita, marcassita e ouro invisível hospedados em rochas carbonáticas e/ou gangas cloríticas. O depósito é próximo ao contato entre as apófises graníticas e os mármores. Possui características alongadas e lineares que são controladas estruturalmente por planos mergulhantes NE e lineação sub-horizontal. Porém apresentam-se também como *stockworks* ou corpos irregulares controlados por fraturas extensionais com orientação NW. Esses depósitos são escarníticos e relacionados com a intrusão granítica durante a deformação D2 e fase metamórfica M2. O forte metassomatismo magnesiano transforma progressivamente o biotita-granodiorito em rochas cloríticas nas paredes ao longo dos contatos com o mármore dolomítico. As apófises do Granito Caçapava podem ter assimilado enxofre e magnésio das rochas encaixantes e produzido forte alteração clorítica e saturação de enxofre nos fluídos. Estes são indicativos da contemporaneidade entre mineralização, alteração e intrusão do Granito Caçapava (Remus *et al.*, 2000).

A ocorrência Ciocari, situada a 4 Km ao sul da Coronel Linhares, está hospedada em mármores dolomíticos da Formação Passo Feio. Ela consiste de uma zona mineralizada de 1,5 m de largura e 150 de comprimento constituída por finos veios de calcopirita maciça, pirita subordinada, ouro invisível, óxidos de cobre, calcita, talco, serpentina, tremolita e quartzo. Esses veios formam uma rede que corta perpendicularmente a foliação S1 dos mármores e dolomitos e é posterior ao metamorfismo regional M1. Os sulfetos substituem os minerais hospedados nas rochas encaixantes. Os minerais de minério são controlados pela zona de fraturas de mergulho subvertical de orientação NW. O ouro é irregularmente distribuído nos filões e alcançam a 23 ppm (Remus, 1999).

Como indicado pelas feições estruturais, os veios de sulfeto do depósito Ciocari, assim como calcopirita, pirita e ouro localizado no lado leste do batólito, foram mobilizados durante a intrusão do Granito Caçapava.

3. Metodologia

3.1 Relação de Técnicas Utilizadas

- A** - Aerofotogeologia
- B** - Aerogeofísica
- C** - Petrografia
- D** - Mineralogia - DRX
- E** - Mineralogia / MEV
- F** - Softwares Utilizados

As técnicas laboratoriais de microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios X são apresentadas em maior detalhe nas seções 3.1.1 e 3.1.2.

3.1.1. Microscopia Eletrônica de Varredura

Relevância e Adequação da Técnica Para Testar a Hipótese

Lâminas representativas das principais feições a serem analisadas, foram selecionadas com base na petrografia convencional para análise de microscopia eletrônica de varredura.

Procedimentos Passo a Passo

O microscópio eletrônico de varredura é uma importante ferramenta que possibilita análises petrográficas e químicas. Essa técnica foi utilizada para determinar qualitativamente a composição química, em pontos identificados a partir de texturas, das amostras mais representativas. As lâminas escolhidas para a análise no MEV necessitam ser descritas minuciosamente e as áreas de interesse delimitadas (ou pontuadas) para posterior metalização com carbono. A metalização é realizada para auxiliar a condução de elétrons pela amostra, pois a abundância de elétrons detectada pode gerar imagens desfocadas. A área ou o microvolume a ser analisado é irradiado por um feixe de elétrons focado. Como resultado da interação

do feixe de elétrons com a superfície da lâmina, uma série de radiações é emitida, tais como: elétrons secundários, elétrons retroespalhados, Raios X, elétrons Auger e fótons. Estas radiações quando captadas corretamente fornecem informações de topografia e composição da amostra.

O princípio de funcionamento do MEV (ver esquema da figura 4) consiste na emissão de um feixe de elétrons gerados na coluna de alto vácuo a partir de um filamento termiônico de tungstênio. Por aplicação de corrente, são acelerados por uma diferença de potencial entre cátodo e ânodo de 0,3kV a 30 kV. O feixe gerado passa por lentes condensadoras, que reduzem o seu diâmetro, e por uma lente objetiva que o focaliza sobre a amostra. Logo acima da lente objetiva, existem dois estágios de bobina eletromagnética, que são responsáveis pela varredura do feixe sobre a amostra. O feixe interage com a região de incidência da amostra até uma profundidade que pode variar de 1 μ m a 6 μ m. Essa região é conhecida por volume de interação, o qual gera os sinais que são detectados e utilizados para a formação da imagem e para a microanálise, onde os contrastes morfológicos e composicionais gerados referem-se ao número atômico principal de cada elemento. Desse modo, à medida que o feixe de elétrons primários vai varrendo a amostra esses sinais vão sofrendo modificações de acordo com as variações da superfície. Quando o feixe atinge a lâmina, os elétrons são arrancados dos elementos que estão nas partes mais superficiais da lâmina, gerando imagem de BSE e elétrons secundários, fornecendo dados sobre a topografia da amostra.

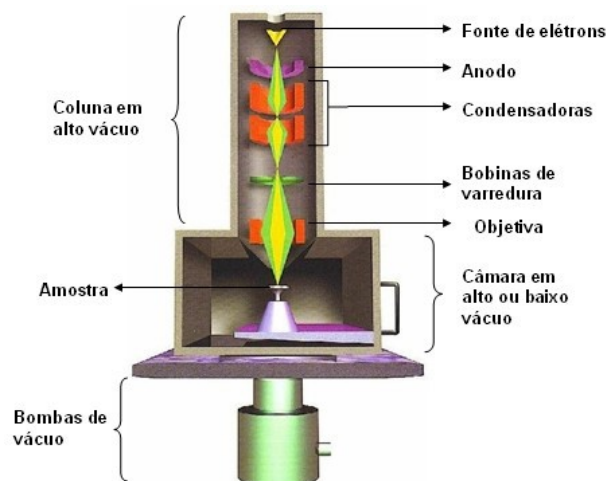


Figura 4: Desenho esquemático da coluna do MEV (extraído de USP/LFF/MEV).

Os elétrons refletidos da parte mais interna da imagem geram os elétrons retroespalhados, que fornecem imagens da variação de composição. Como os elementos mais pesados exigem uma maior energia para a atração de elétrons do que os de menor número atômico, esta técnica é usada para a identificação de contrastes de tons de cores nos quais os elementos que apresentam as diferenças composicionais na região ionizada do mineral.

As análises foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS. O modelo utilizado para as análises neste trabalho foi o Jeol 6610-LV, que possibilita analisar, amostras inorgânicas, orgânicas e poliméricas, e pode operar com resolução para imagem de ponto de até 3,5nm, voltagem de aceleração de 0,3 a 30kV, faixa de magnificação de 18x a 300000x e estágio goniométrico motorizado de cinco eixos.

Pontos Críticos dos Procedimentos e Cuidados Adotados

Cuidados adotados envolvem principalmente a orientação da lâmina e mapeamento dela para que desta forma seja possível a localização do ponto qual se quer tirar a dúvida ou caracterizar um mineral.

Vulnerabilidade da Técnica

A imprecisão de mapeamento da lâmina delgada pelo operador do microscópio está entre os principais problemas da utilização da técnica. Como a sessão MEV exige uma considerável objetividade para o imageamento, os erros de mapeamento e de localização dos constituintes alvos durante a medida podem acarretar em produtos pouco úteis com e que podem fugir das necessidades planejadas.

3.1.2. Difratomia de Raios X

A difratometria de Raios X é uma técnica que consiste em utilizar raios X que, ao atingirem um material, espalham-se sem perda de energia (elasticamente). A figura 7 representa o feixe de raio-X incidindo em um cristal e sendo espalhando pelos planos cristalinos. Segundo a Lei de Bragg, a distancia $2d\sin\theta$ precisa ser igual a um número inteiro de comprimentos de onda para que a difração ocorra. Se os átomos da amostra analisada estiverem ordenados em uma estrutura cristalina, e

a distância entre seus planos cristalinos forem próximas ao comprimento de onda da radiação incidente, a difração se tornará periódica ao longo da amostra, podendo ser observada de diversos ângulos diferentes formando um padrão de difração de raios X. Assim, é possível identificar os minerais através da medida das distâncias interplanares, juntamente com as intensidades relativas dos picos nos difratogramas.

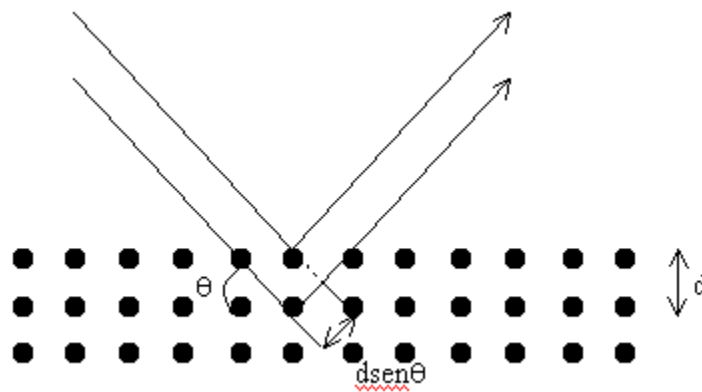


Figura 5: Ilustração gráfica da Lei de Bragg (Google Imagens).

O difratômetro utilizado para analisar as lâminas do trabalho é constituído por espectrômetros do tipo Bragg Brentano, nele se deslocam simultaneamente o tubo e o detector por um ângulo θ , eles são movimentados sobre um goniômetro de grande precisão angular. Em cada passo é determinada a intensidade do feixe difratado nesse ângulo, fazendo-se uma contagem por determinado tempo, dependendo do programa de aquisição utilizado para cada tipo de análise. Os Raios X monocromáticos utilizados para a técnica são gerados no interior de um tubo selado de quartzo ou de cerâmica, evacuado, cujo interior se encontra um filamento de tungstênio aquecido por corrente elétrica. Entre o filamento e o ânodo de cobre, aplica-se a tensão de 40-100kV e uma corrente de 25mA, que acelera os elétrons contra o alvo. A utilização de um filtro feito de Cu e Ni com a borda de absorção entre o pico $K\alpha$ e $K\beta$ do tubo, facilita a formação do feixe de Raios X monocromático a partir do espectro do tubo.

As diferentes análises foram realizadas no laboratório de difratometria de Raios X no Instituto de Geociências – UFRGS, com difratômetro da marca SIEMENS, modelo D5000 com goniômetro θ - θ (figura 6).



Figura 6: Difratorômetro de Raio-X Siemens - Laboratório de Difração de Raios-X (DRX)-IGeo/UFRGS

Relevância e Adequação da Técnica Para Testar a Hipótese

Essa técnica serve para analisar os principais constituintes das rochas associadas que forem importantes, culminando com a caracterização petrográfica dos materiais coletados.

Procedimentos Passo a Passo

Visando a melhor utilização da técnica, as amostras coletadas passaram por um processo de separação de frações que tem como objetivo isolar a fração granulométrica necessária para a análise. Usualmente, opta-se pela separação da fração menor que 200 *mesh* utilizando peneiras.

O método utilizado para desagregar as amostras foi um gral de porcelana, até a amostra atingir tamanho mencionado. Foram desagregadas amostras e colocadas em um recipiente com 5g cada uma, visto que a necessidade para utilização do método é em torno de 2 a 3g. As amostras serão analisadas apenas pelo método de difração em pó não orientada.

Pontos Críticos dos Procedimentos e Cuidados Adotados

Os principais cuidados resume-se a contaminação das amostras que podem ocorrer envolvendo essa técnica, e é claro, bom senso do geólogo para definir quais materiais serão analisados e a confecção correta das amostras orientadas em laboratório e sua correspondente identificação.

Vulnerabilidade da Técnica

A vulnerabilidade dessa técnica está no fato de o difratograma não apontar assinaturas minerais com absoluta exatidão. A identificação mineralógica final fica a cargo da interpretação por parte do geólogo através da leitura das assinaturas em gráficos digitais e sua comparação com dados tabelados. Como a mineralogia é dada pelo geólogo, erros ocasionados pela má interpretação dos difratogramas podem ocorrer.

3.1.3. Aerofotogeologia

A partir dessa técnica foi realizado o reconhecimento de grandes e pequenas estruturas da região de estudo. Os materiais utilizados são as aerofotos já citadas anteriormente, além disso, utilizou-se aerofotos em versões digitalizadas. Dessa maneira, a integração entre esses dados para gerar o produto foi facilitada e melhor executada.

3.1.4. Mapas Geofísicos

Os mapas geofísicos, já citados anteriormente, visam também identificar pequenas e grandes estruturas presentes na área de estudo de maneira que este auxilie na compreensão da área e da gênese das mineralizações, foco principal do trabalho. Os mapas utilizados no trabalho foram o de dados de magnetometria.

A integração dos dados de geofísica através dos mapas já produzidos pela CPRM com a técnica de aerofotogeologia geraram um produto em um mapa o qual foi produzido pelo software Corel Draw (versão X3) em um banco de dados que permite uma visualização mais detalhada da área onde foi realizada a pesquisa (ver ANEXO).

3.1.5. Petrografia

A caracterização das paragêneses minerais e interpretações geológicas foram realizadas também através da utilização tanto da microscopia ótica quanto da macroscopia. O microscópio e lupa utilizados foram Leica 4500 e S6d, sendo os dois possuindo a opção do modo de captura de imagens.

3.1.6. Levantamentos de Campo

O trabalho de campo foi realizado em duas etapas: O primeiro entre os dias 6 a 8 de março, e o segundo 12 a 18 de abril. Os dois campos foram realizados no ano de 2013. Os procedimentos adotados foram de pesquisa nos locais de fácil acesso focando as pedreiras de mármore com boa exposição de rochas facilitando a interpretação nestes pontos. Outro procedimento adotado foi a exploração de locais indicados por cartas metalogenéticas que indicavam pesquisas anteriores em algumas das regiões da área de estudo. Sendo assim, o foco do trabalho foi estabelecer e buscar relações estruturais entre os corpos de possíveis mineralizações na região.

4. Resultados

Esse capítulo apresenta os resultados obtidos nesse trabalho, as seções foram divididas de tal forma a proporcionar para uma melhor compreensão dos métodos aplicados. Primeiro é apresentado o levantamento de campo seguido pelas análises laboratoriais.

4.1. Campo

Nessa etapa do trabalho foram visitados locais que foram pesquisados em trabalhos anteriores, locais de ocorrência de minérios indicados por prospecção e levantamentos de recursos minerais. Dessa maneira, podemos estabelecer os controles estruturais e compreender as relações entre as ocorrências e evolução das paragêneses. Os pontos de maior facilidade de acesso estão nos mármores dolomíticos de Caçapava do Sul, porém estradas vicinais auxiliaram na visita de outros pontos onde há ocorrência de outras rochas encaixantes também pertencentes a Formação Passo Feio.

Nas pedreiras de mármores estão os pontos de maior exposição de rochas, proporcionando uma melhor compreensão de diferentes fases estruturais e associações minerais. As fases estruturais identificadas foram a dúctil (Figura 7) e rúptil (Figura 8). Na fase dúctil ocorrem dobramentos com mineralização (Figura 9) e feições do tipo *tension-gash* (Figura 10). A fase rúptil é caracterizada pela presença de fraturas e brechas associadas a uma paragênese de mais baixa temperatura. No mesmo local nota-se a presença de *sills* graníticos relacionados à intrusão do Granito Caçapava (ver Figura 11).

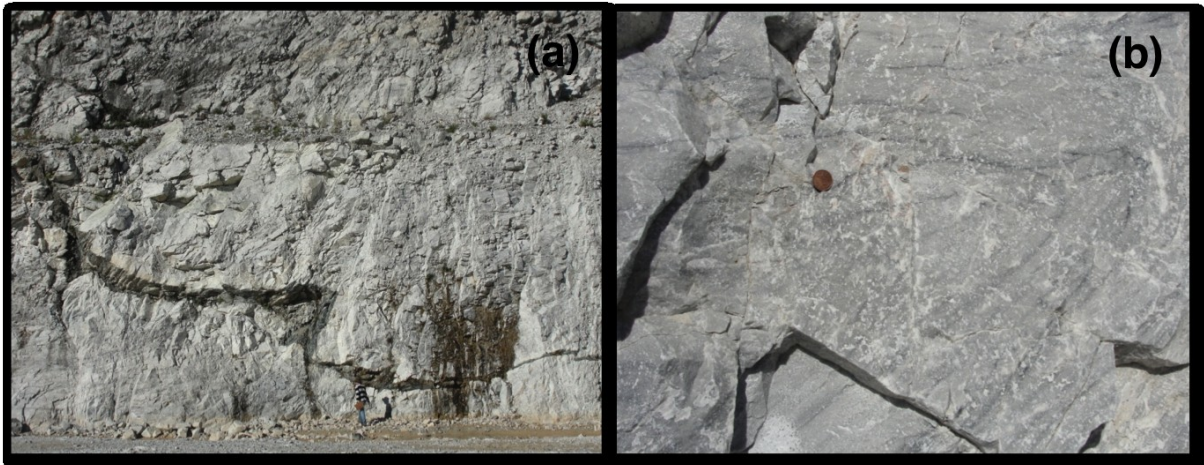


Figura 7: (a) Dobras métricas em injeções dioríticas localizada na pedreira Coronel Linhares, Fase dúctil. (b) Dobra da foliação S1, em menor escala, nos mármore dolomíticos de Caçapava do Sul.

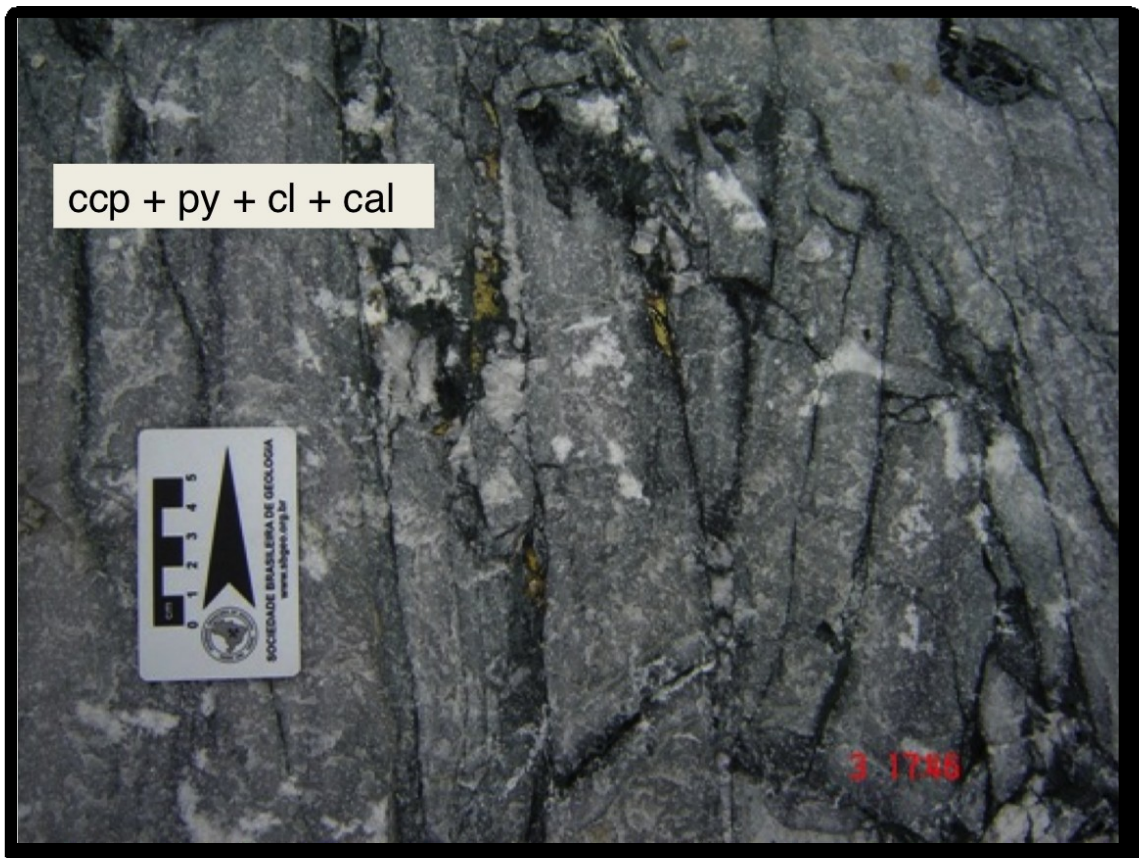


Figura 8: Fase rúptil, paragénesse de calcopirita (ccp), pirita (py), clorita (cl) e calcita em discontinuidades físicas.

A formação de escarnito no local está relacionada a essas intrusões de apófises onde, em locais restritos, podem ser verificados a formação de rocha escarnítica (ver figura 12).

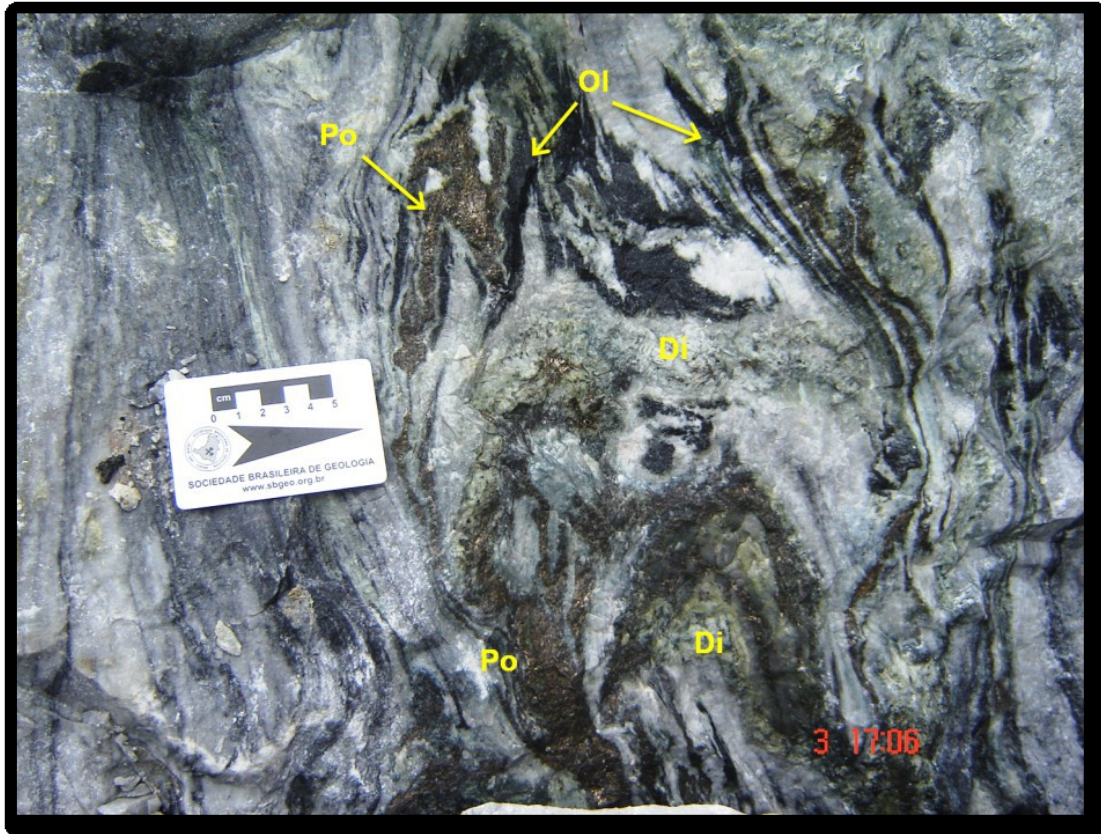


Figura 9: Dobra com presença de mineralizações sulfetadas. Como indicada na imagem, presença de olivina diopsídio e pirrotita

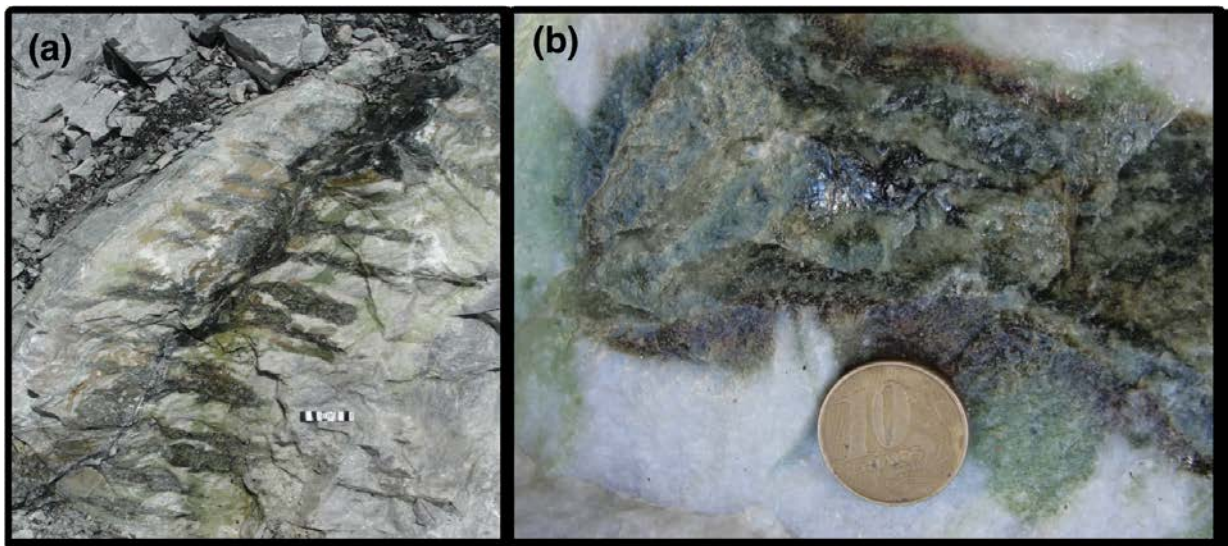


Figura 10: (a) Presença de estruturas do tipo *tension-gash* ("costura") o qual está relacionado a mineralogia de mais alta temperatura. O diopsídio de cor cinza esverdeado ocorre na parte central das estruturas. (b) ocorrência de diopsídio com molibdenita, em detalhe.

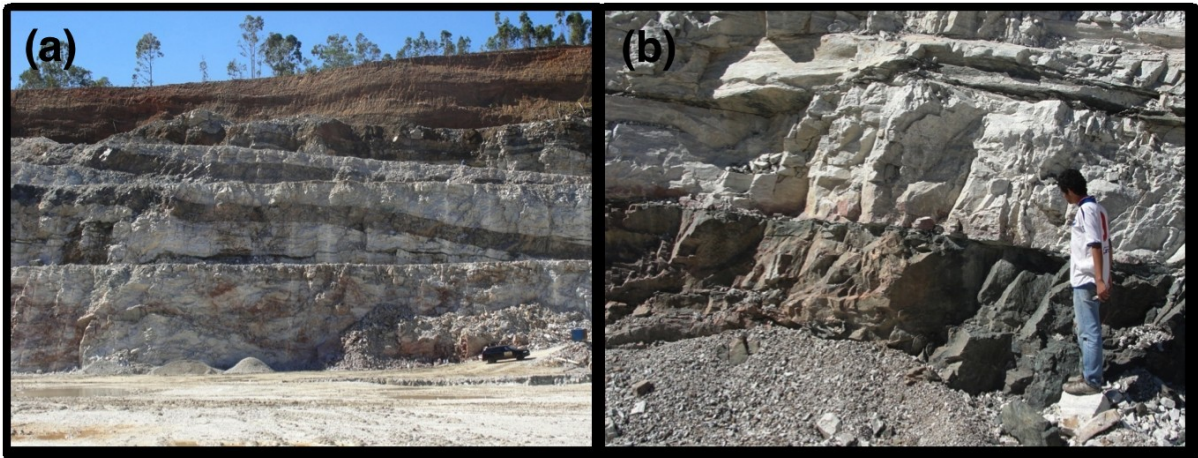


Figura 11: (a) Imagem de dentro da pedreira Coronel Linhares onde é possível verificar os sills granitóides que intrudem nas rochas carbonáticas encaixantes. (b) Imagem mais próxima em uma das bancadas da mesma pedreira. Nesta imagem é possível verificar a espessura do sill que intrude nas rochas carbonáticas encaixantes e cloritização na parte direita da foto.



Figura 7: No detalhe, a ocorrência de escarnito não mineralizado. A granulação grossa e a localização no contato do sill e a rocha encaixante demonstram a relação de interação dos fluidos graníticos com os mármorees.

As paragêneses dos silicatos e minerais de minério estão presentes nas rochas carbonáticas encaixantes, localizadas nas pedreiras próxima ao município. Suas relações mostram uma boa parte da complexidade geológica do local, porém com a visita em outros locais da área de trabalho foram observadas outras paragêneses que nos possibilitaram a compreensão sobre a evolução da

mineralogia associada e a verificação das hipóteses sugeridas na formulação desse projeto temático (figura 13).

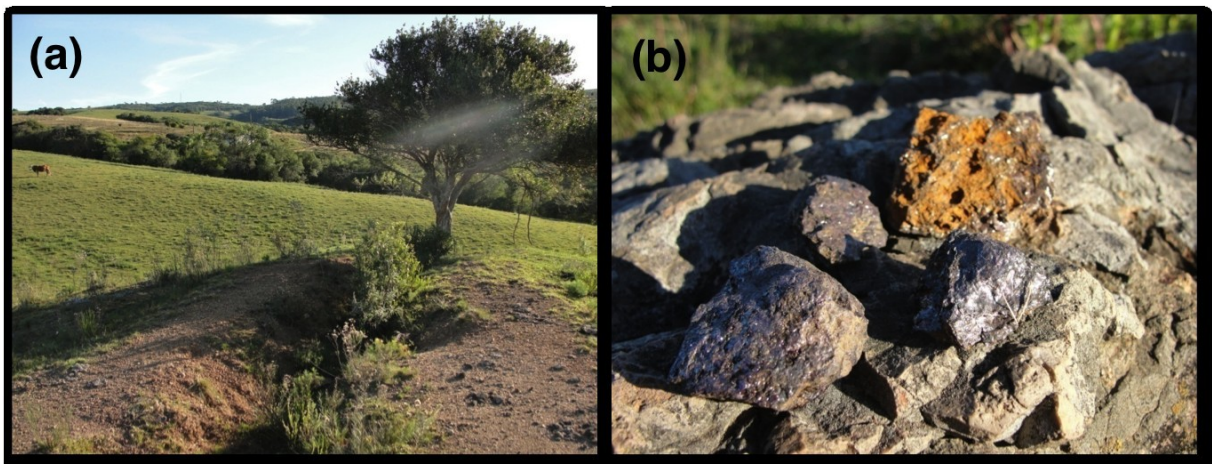


Figura 8: (a) trincheira próxima ao trevo entre as estradas BR-392 e BR-153. Neste local ocorrem presença de calcopirita, barita e hematita. (b) Em detalhe a ocorrência de óxidos e hidróxidos de ferro da trincheira no local da imagem anterior.

4.2. Petrografia

Neste tópico são apresentados os resultados obtidos a partir do estudo de lâminas petrográficas e seções polidas de amostras coletadas durante a etapa de campo no local de estudo. As imagens aqui apresentadas foram capturadas através de câmeras fotográficas digitais, acopladas ao microscópio, e lupa macroscópica, exceto aquelas capturadas por câmera fotográfica manual. As paragêneses nos sugerem boa parte das informações necessárias para a construção das conclusões finais discutidas posteriormente. As amostras que utilizamos para execução desse trabalho possuem como rochas encaixantes os mármores de composição essencialmente dolomítica de Caçapava do Sul, além de rochas cujas as encaixantes pertencem a Formação Passo Feio ou rochas ígneas oriundas do Granito Caçapava. Para caracterização petrográfica utilizamos as seguintes amostras: 2012 que inclui lâminas petrográficas A,B,C, Cel-0100, DG-01, MG-01, SN, TRCH-02, TRE-04, Cel-010 e seção polida de mesmo nome.

Amostra 2012 A.

Consiste de um mármore com textura granoblástica de tamanho de grão médio com presença de clorita, serpentina, talco, pirita e calcopirita (Quadro 2 e figuras 14 a 17). O mármore é essencialmente dolomítico e os veios preenchidos, abundantemente, por clorita e talco. A paragênese dos sulfetos com a clorita, além

da presença de veios de talco, marca uma fase de temperatura mais baixa ligada a fase rúptil estrutural como observado no campo.

Quadro 2: Minerais presentes na amostra 2012 A.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Dolomita	X				
Calcita				X	
Clorita			X		
Serpentina			X		
Talco			X		
Pirita			X		
Calcopirita		X			

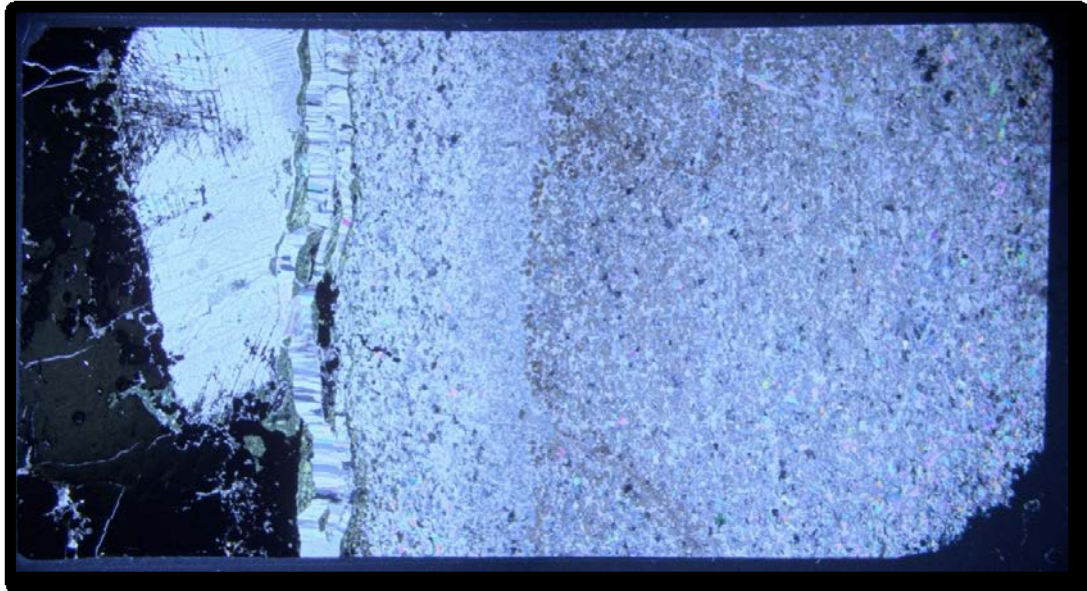


Figura 9: Lâmina 2012A mostrando textura granoblástica da matriz do mármore (parte direita da imagem) cortada por veio com sulfetos e clorita na parte esquerda da mesma.

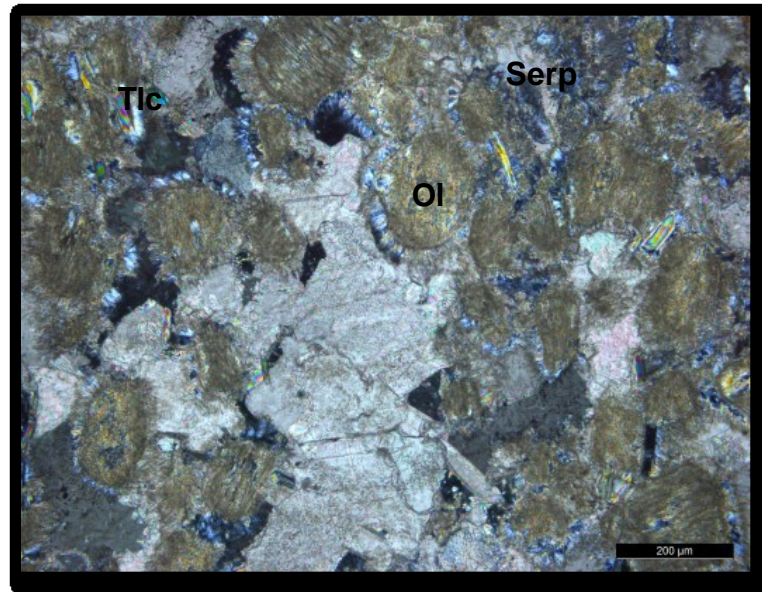


Figura 10: Imagem da matriz da rocha mostrando olivina (Ol) pseudomórfica substituída por talco (Tlc) e serpentina (Serp). Amostra 2012 A.

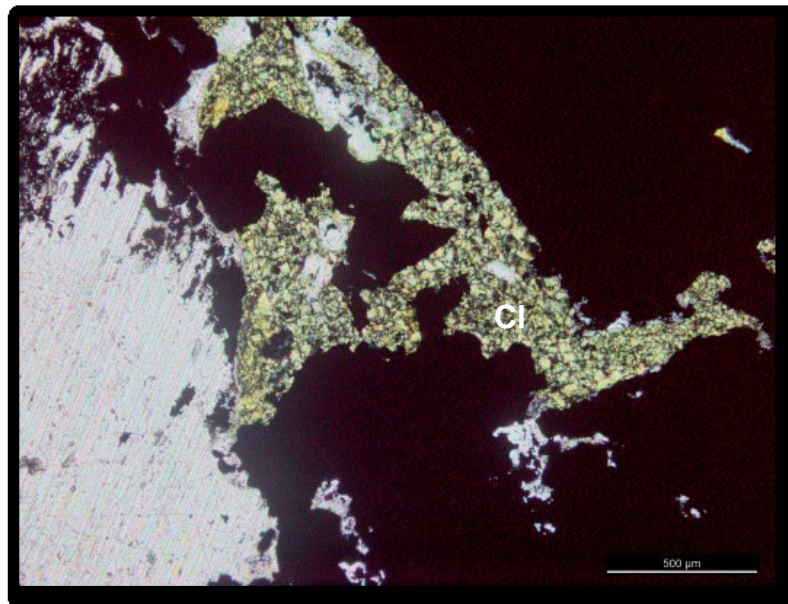


Figura 11: Imagem do veio da amostra 2012A mostrando clorita (Cl) de grão fino em paragênese com sulfetos (opacos).

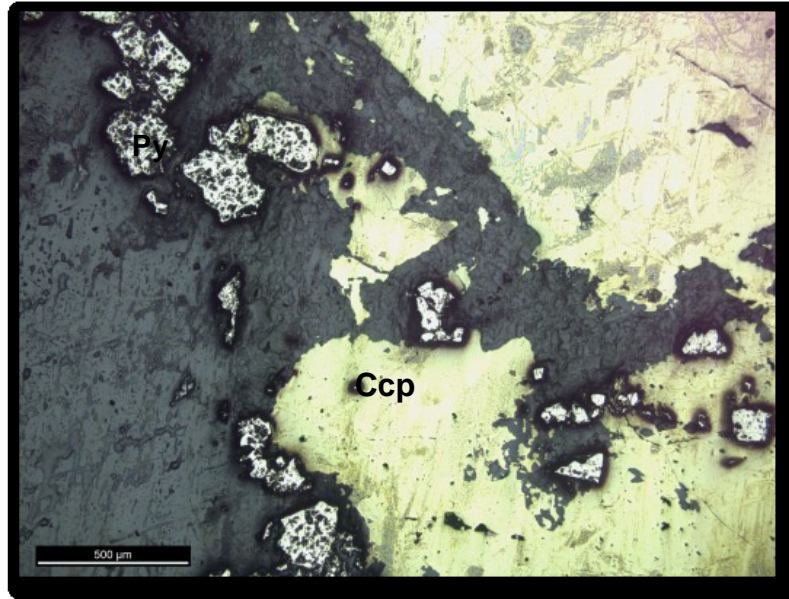


Figura 12: Imagem do veio com pirita (Py) e calcopirita (Ccp) em paragênese com clorita na Amostra 2012 A.

Amostra 2012 B.

Mármore dolomítico com presença das fases silicatadas talco, serpentina, além de calcopirita e quartzo restrito, assim como a calcita (quadro 3). O tamanho de grão varia de fino a médio. Através da entrada do fluido com presença de sílica na composição formam-se o talco e a serpentina que substituem as olivinas pseudomórficas em razão da estabilidade dos minerais em uma provável temperatura mais baixa (Figs. 18 a 21).

Quadro 3: Minerais presentes na amostra 2012B.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Dolomita	X				
Calcita				X	
Talco			X		
Serpentina			X		
Calcopirita					X

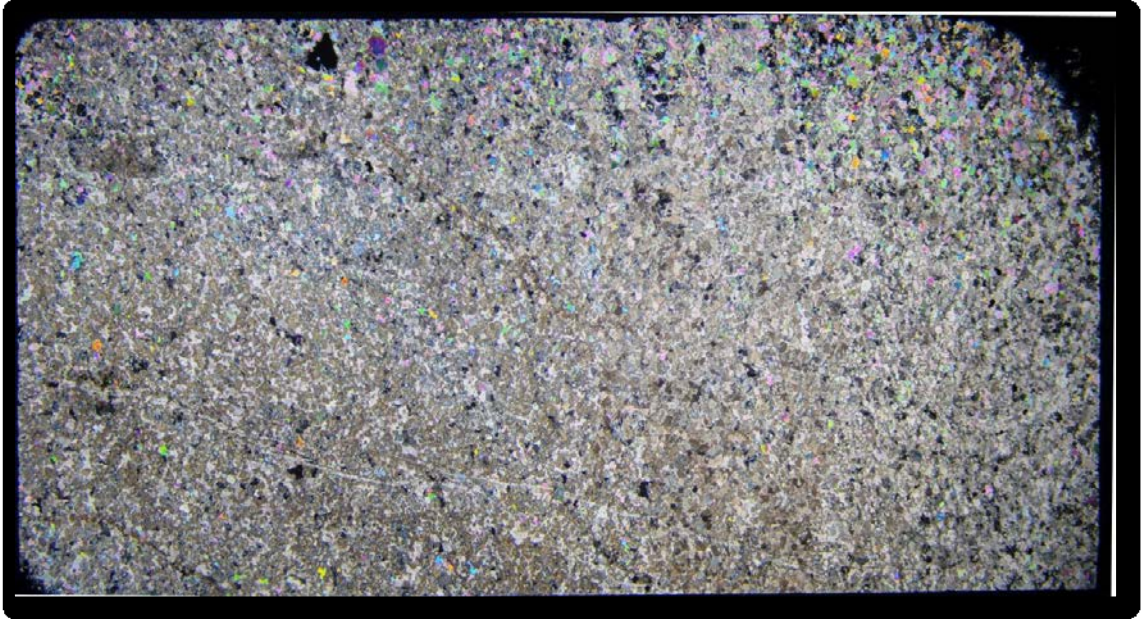


Figura 13: Lâmina 2012B mostrando a presença de silicatos na matriz carbonática. A borda da lâmina, na parte superior da imagem, mostra cor de interferência mais baixa (colorido) devido a menor espessura da lâmina.

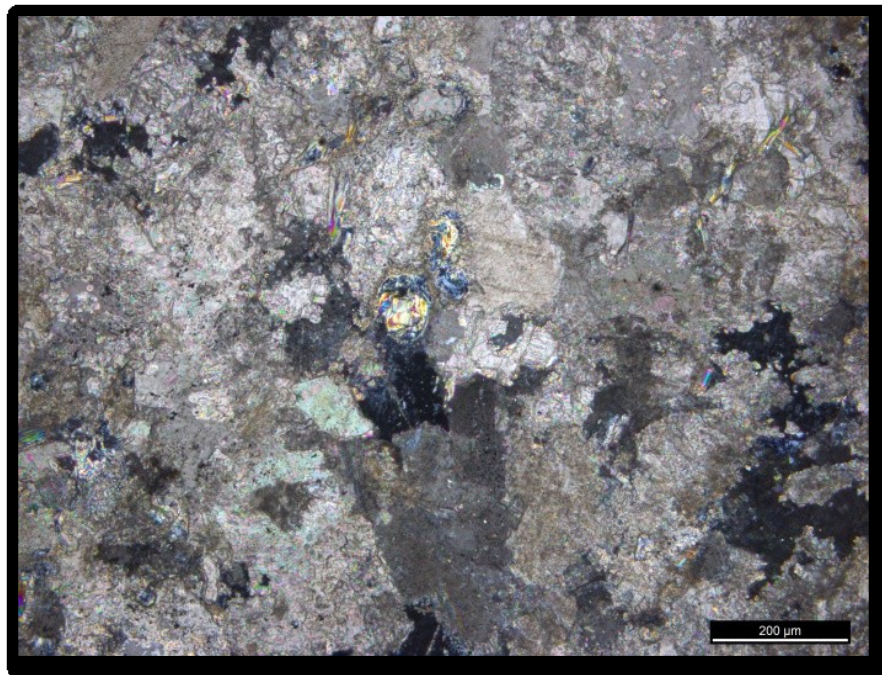


Figura 14: Matriz com presença de carbonatos e talco com olivina substituída por serpentina e talco. Amostra 2012B.

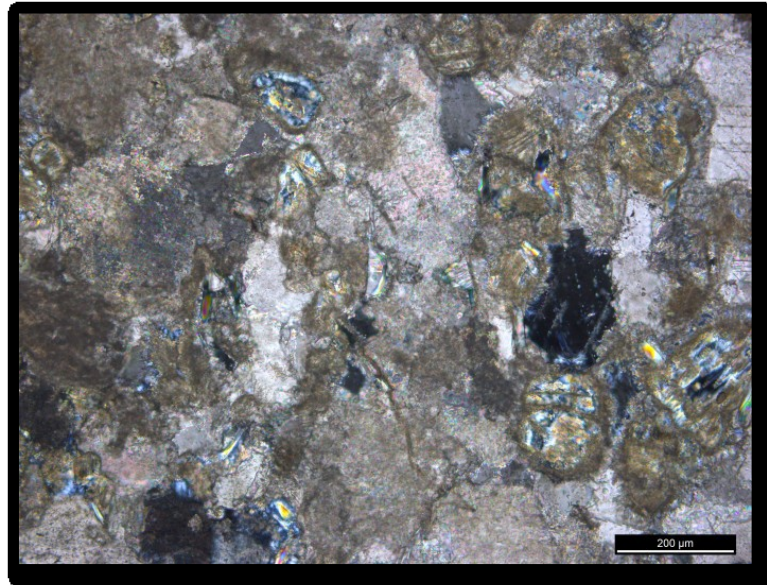


Figura 15: Matriz com presença de carbonatos e talco com olivina substituída por serpentina e talco. Amostra 2012B.

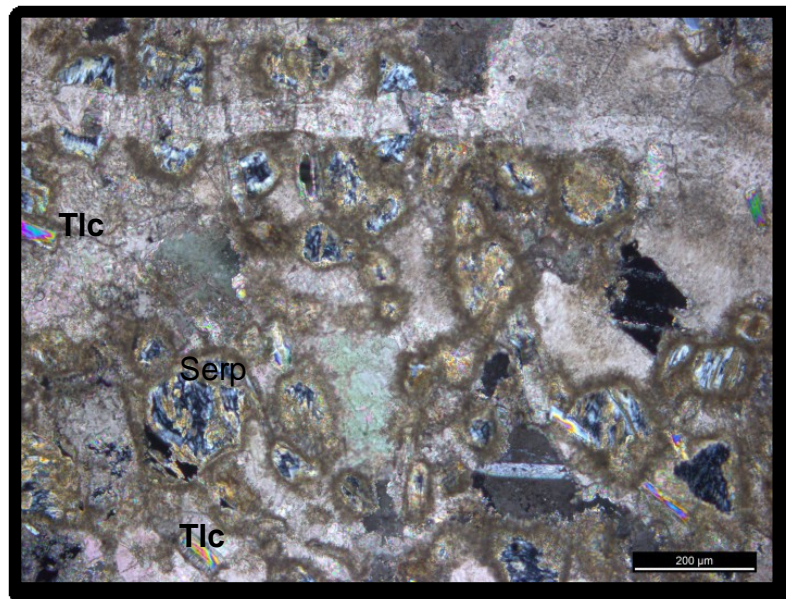


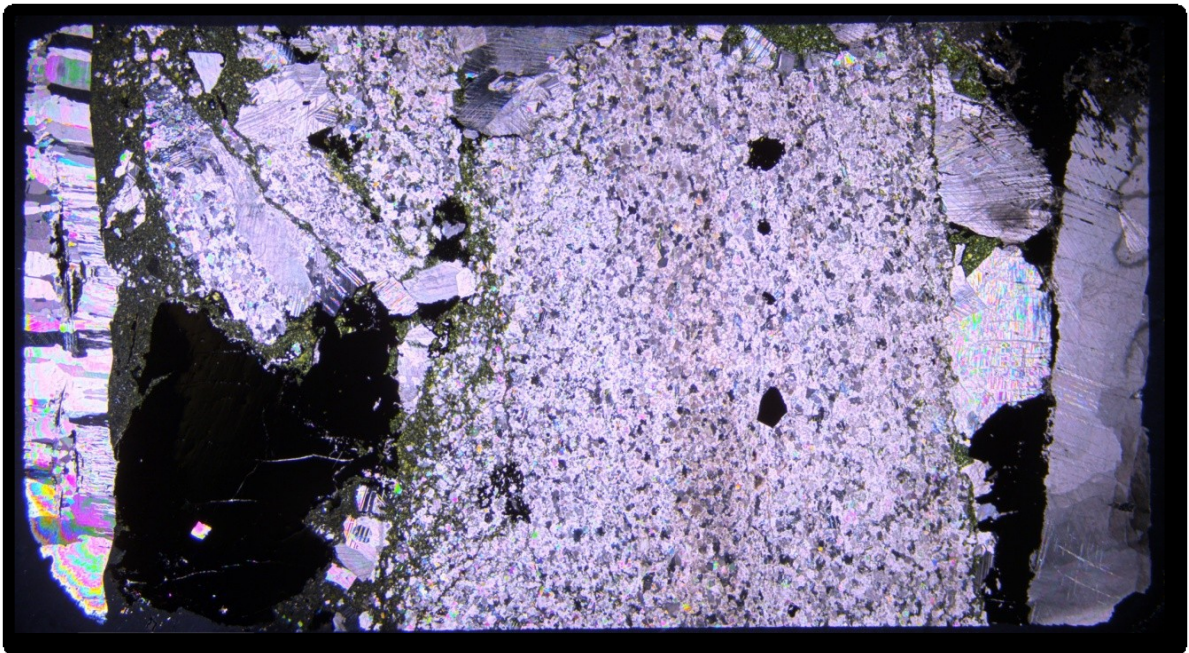
Figura 16: Presença de talco na matriz e serpentina substituindo a olivina, cortados por veios finos de calcita posteriores, relacionado às paragêneses de retrometamorfismo. Amostra 2012B.

Amostra 2012C.

Mármore apresentando a paragênese clorita-sulfeto, clorita-óxido. Ocorrem alguns veios localizados de talco além da presença de pirita também em alguns locais da amostra (quadro 4). O sulfeto e o óxido estão relacionados com a clorita na qual podemos associar a uma temperatura de 300°C, o que é considerado uma fase de baixa temperatura, já que foi visto na etapa de campo a presença desta paragênese ligada a uma fase mais rúptil da evolução deste sistema (Figs. 22 a 25).

Quadro 4: Minerais presentes na amostra 2012C.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Dolomita	X				
Calcita					X
Calcopirita		X			
Pirita				X	
Clorita		X			
Óxido				X	
Talco			X		

**Figura 17:** Lâmina 2012C. Mostrando paragênese clorita-sulfeto e veios de talco na parte oeste da lâmina.

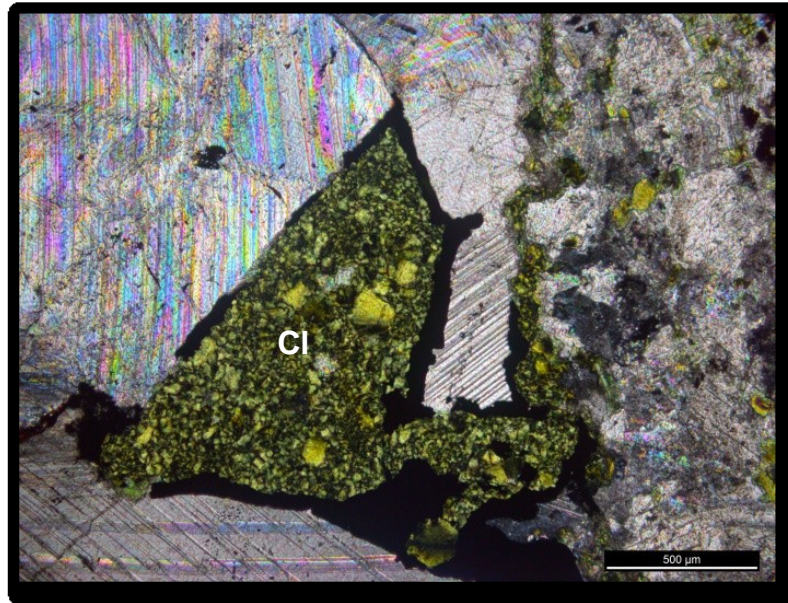


Figura 18: Clorita em paragênese com sulfeto e calcita grossa em matriz carbonática. Amostra 2012C.

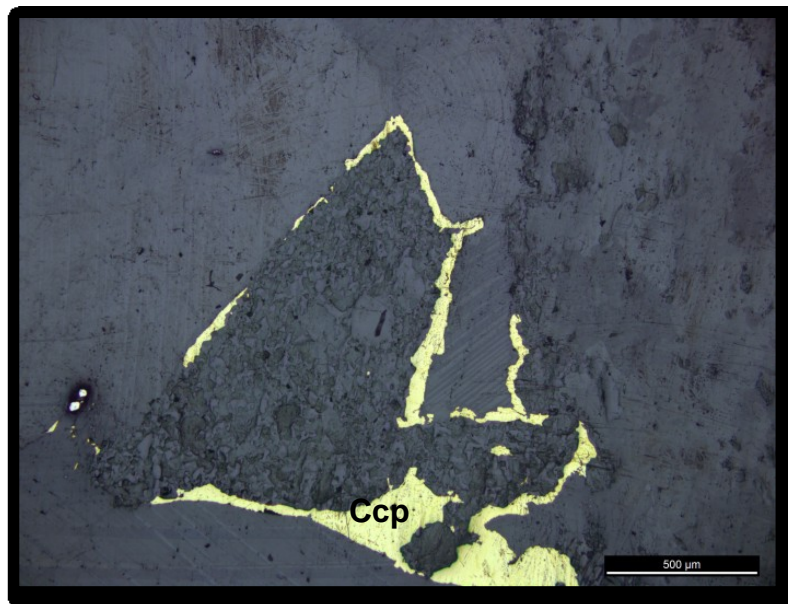


Figura 19: Sulfeto calcopirita identificado junto a clorita. Amostra 2012C.

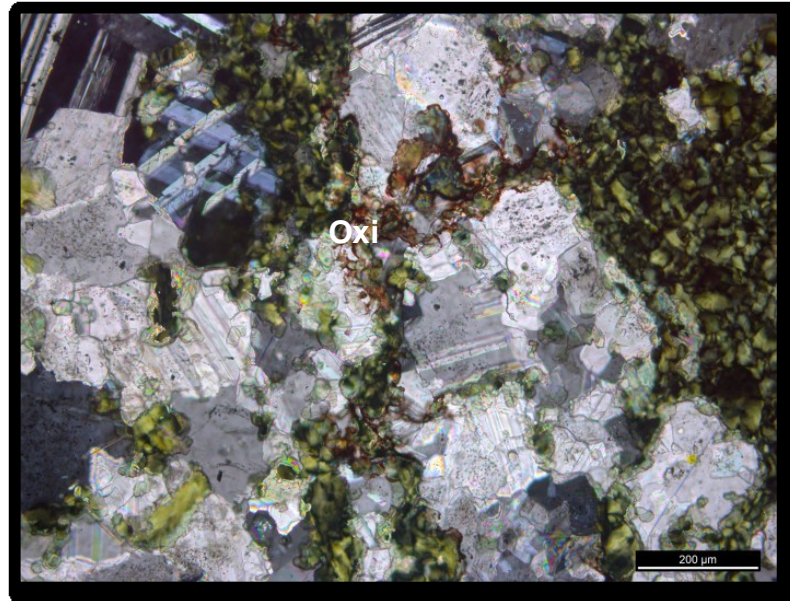


Figura 20: Clorita cortando a matriz carbonática com presença de óxido (Oxi). Lâmina 2012C.

Amostra Cel-0100.

Mármore essencialmente dolomítico com presença de calcita localmente além da presença de diopsídio, tremolita e talco (quadro 5). Tamanho de grão fino a médio. Tremolita e talco formam-se a partir de outros silicatos como no caso da figura 29 onde a tremolita forma-se a partir de diopsídio (Figs.26 a 29).

Quadro 5: Minerais presentes na amostra Cel-0100.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Dolomita	X				
Calcita				X	
Diopsídio		X			
Tremolita			X		
Talco				X	

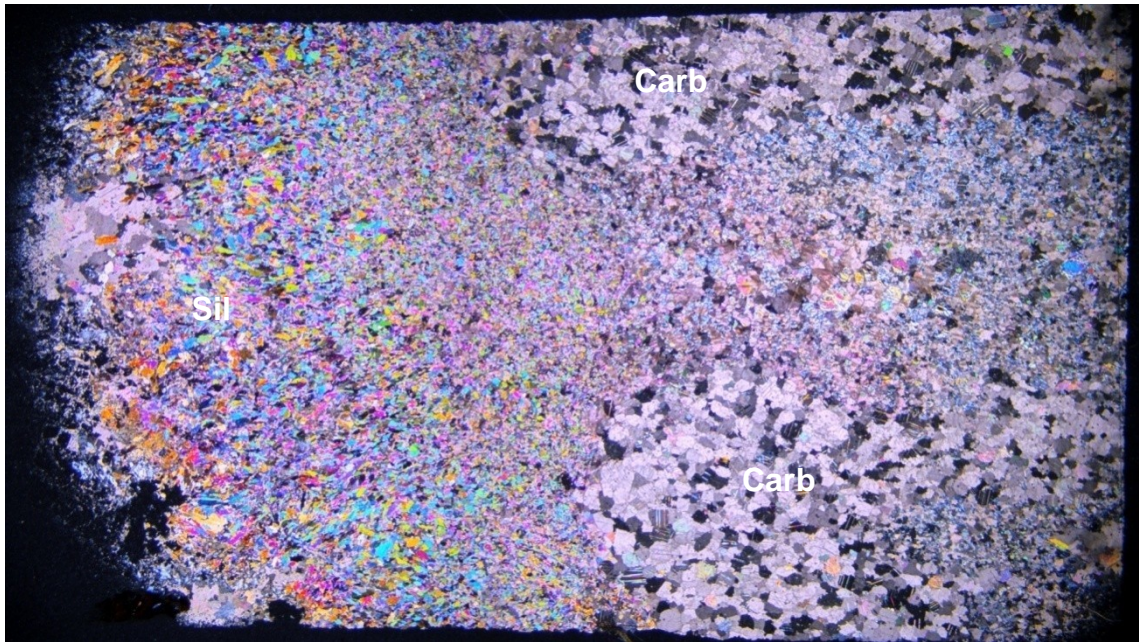


Figura 21: Lâmina Cel-0100 mostrando a presença dos silicatos (Sil) em matriz carbonática (Carb)

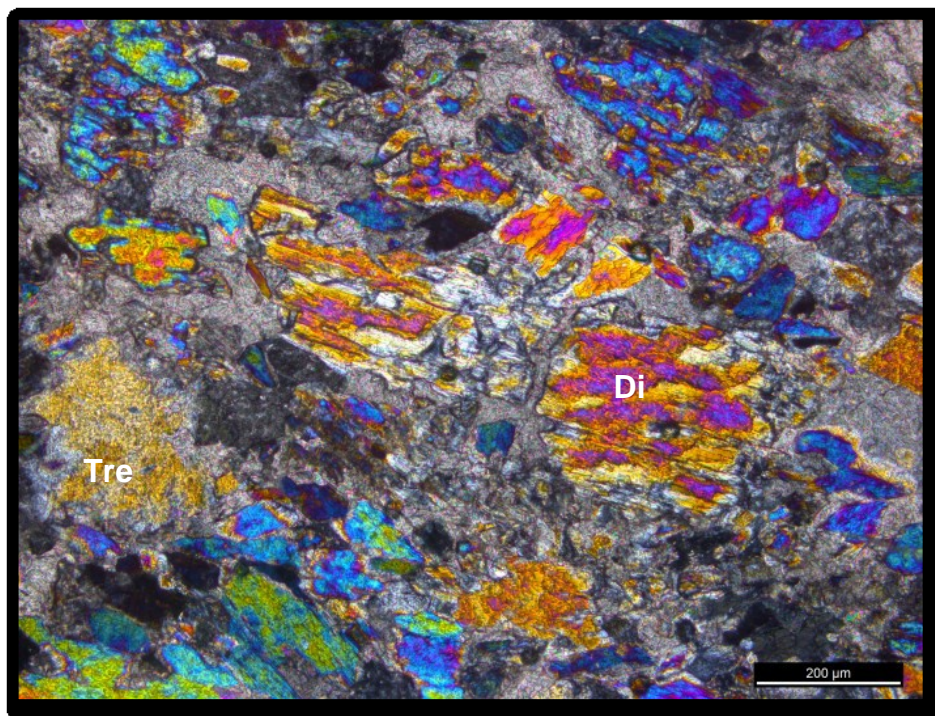


Figura 22: Presença de diopsídio (Di) e tremolita (Tre) em locais restritos em matriz carbonática. Amostra Cel-0100.

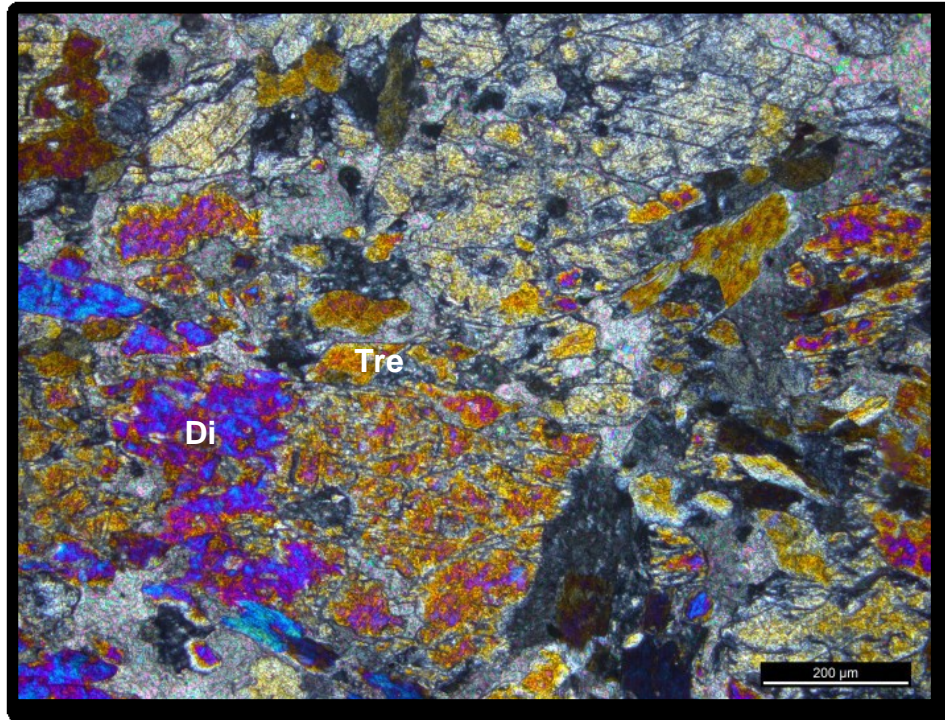


Figura 23: Tremolita formada a partir de diopsídio substituindo-o. Amostra Cel-0100.

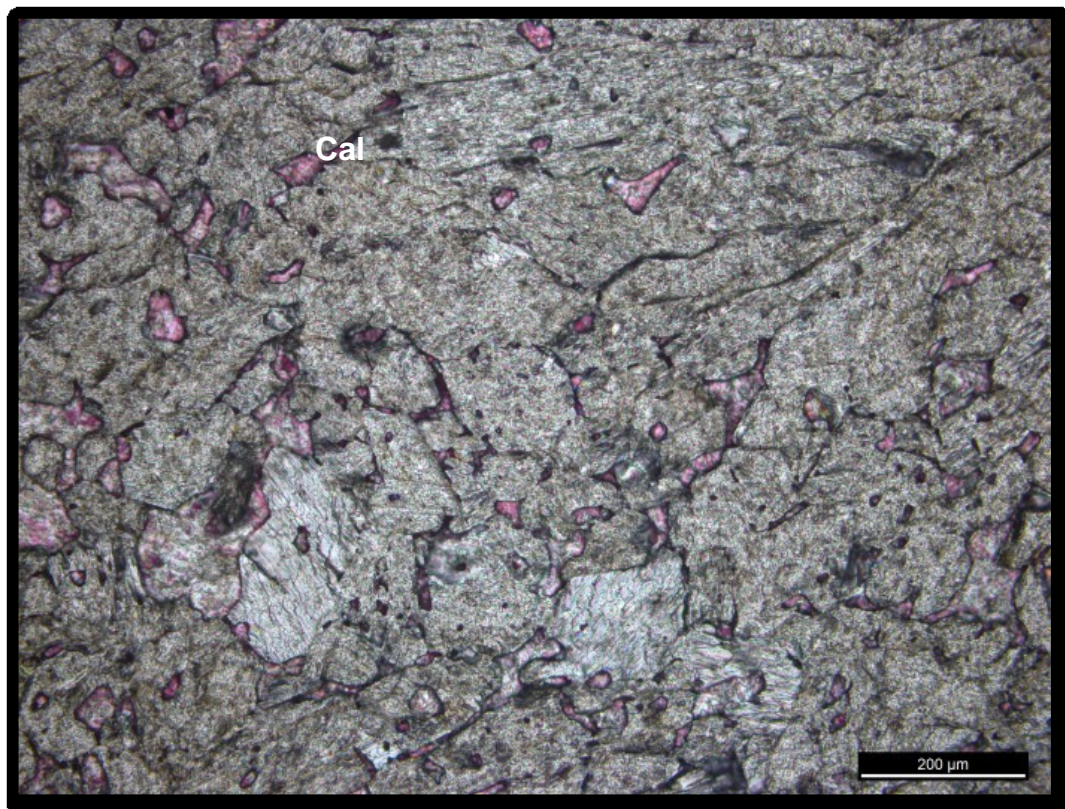


Figura 24: Presença de grãos de calcita, marcadas pela cor rosa devido ao ataque com solução de alizarina. A calcita é formada a partir do excesso do componente CaO derivado das reações de formação de silicatos. Amostra Cel-0100.

Amostra DG-01.

A amostra é uma rocha ígnea de composição granodiorítica localizada na porção de profundidade mais rasa (quadro 6). Formação de óxido é evidente tanto na microscopia como na amostra macroscópica. Essa abundância é notadamente mostrada pela figura 30 a qual apresenta uma cor bem avermelhada. Ocorre principalmente nas fraturas e nos limites intergranulares dos minerais presentes (Figs. 31 e 32).

Quadro 6: Minerais presentes na amostra DG-01.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Plagioclásio		X			
K-feldspato			X		
Quartzo		X			
Sericita				X	
Óxido			X		



Figura 25: Lâmina DG-01 mostrando rocha ígnea que intrude nas rochas encaixantes dos mármore.

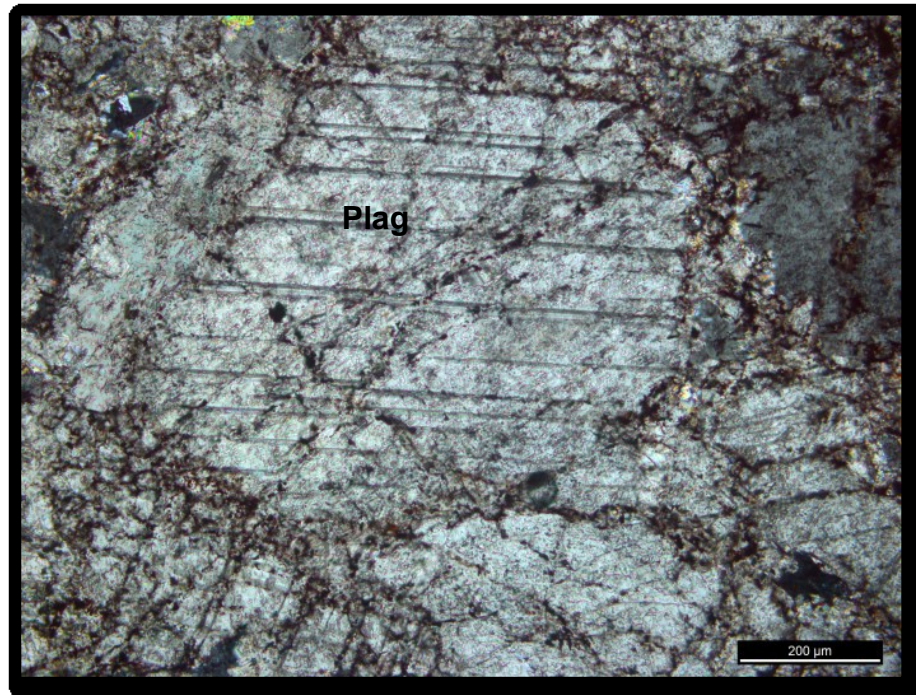


Figura 26: Plagioclásio (Plag) alterado com presença de óxido nas fraturas e limites dos grãos. Amostra DG-01.

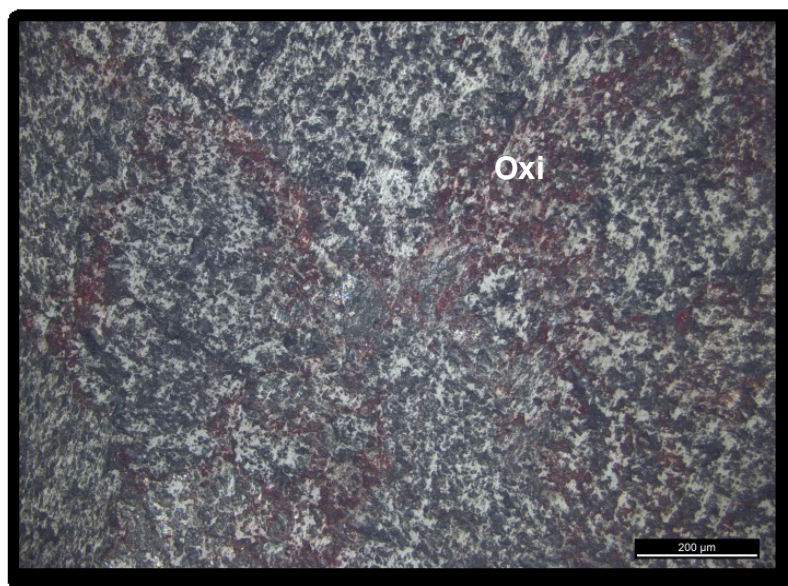


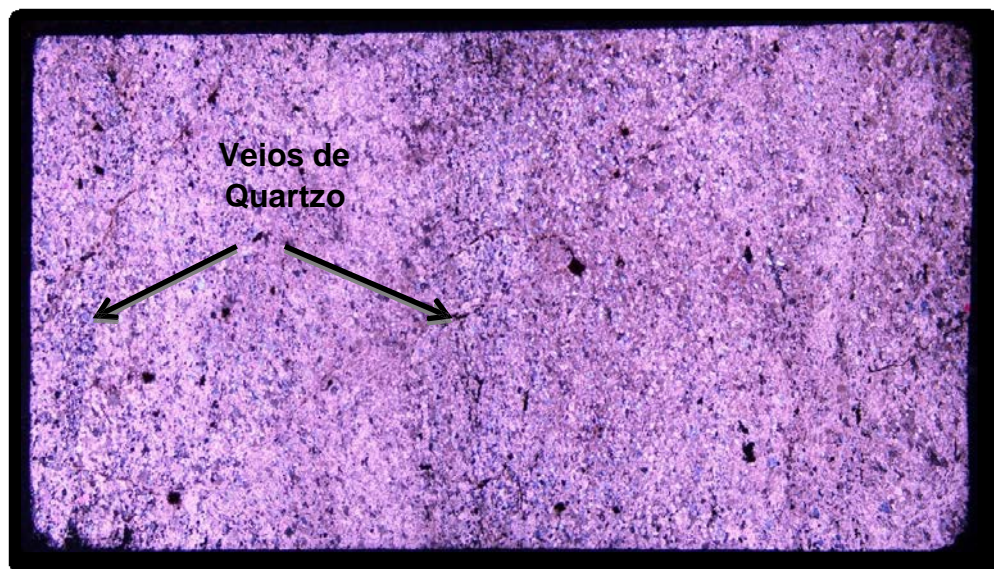
Figura 27: Hematita presente nos espaços intergranulares e fraturas da matriz granítica. Amostra DG-01.

Amostra MG-01.

A rocha encaixante é um carbonatito caracterizado pela presença de apatita em matriz carbonática com presença de quartzo (Figs. 33 e 34). Presença dos sulfetos pirita e calcopirita ocorrem em locais restritos associados com hematita em algumas situações (quadro 7 e Fig. 35). Alguns finos veios de quartzo ocorrem localmente.

Quadro 7: Minerais presentes na amostra MG-01.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Carbonato	X				
Apatita			X		
Calcopirita			X		
Pirita				X	
Hematita					X
Clorita				X	
Quartzo		X			

**Figura 28:** Lâmina MG-01. Rocha carbonatítica hospedeira de sulfetos e óxidos.

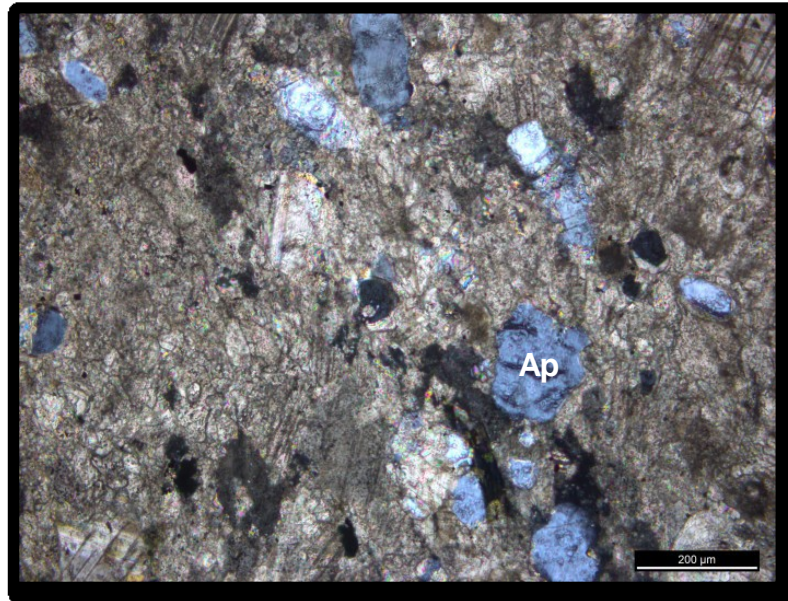


Figura 29: Matriz carbonática com presença de apatita (Ap). Amostra MG-01.

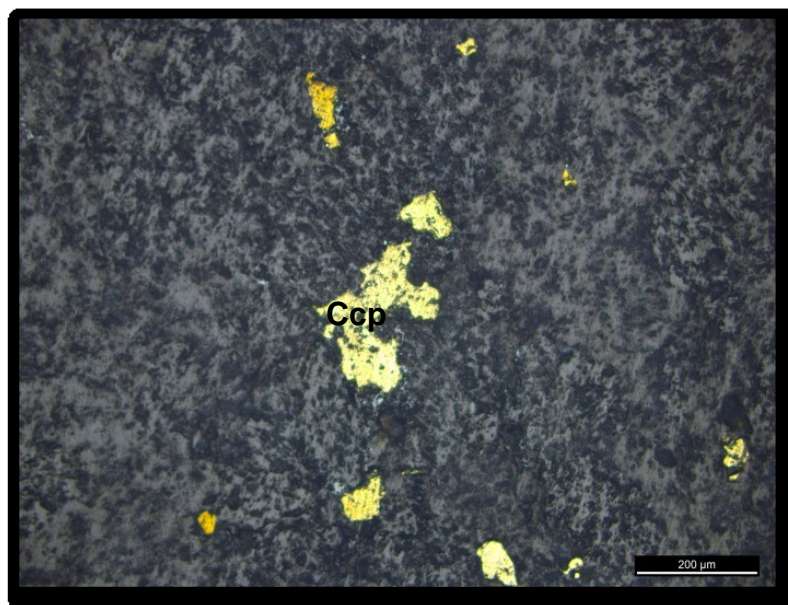


Figura 30: Presença de calcopirita dispersa na matriz da rocha carbonática. Amostra MG-01.

Amostra SN.

A amostra apresenta matriz carbonática de tamanho médio de composição essencialmente dolomítica, com presença de olivinas preservadas e também parcialmente alteradas. O diopsídio também ocorre juntamente com tremolita e talco (quadro 8). É possível relacionar a paragênese de alta temperatura e a de mais baixa temperatura dos silicatos, sendo diopsídio e olivina pertencente a uma fase de mais alta temperatura enquanto que tremolita e talco relacionado à fase de mais baixa temperatura (Figs. 36 a 39).

Quadro 8: Minerais presentes na amostra SN.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Dolomita	X				
Calcita					X
Olivina		X			
Indigsita			X		
Diopsídio				X	
Tremolita				X	

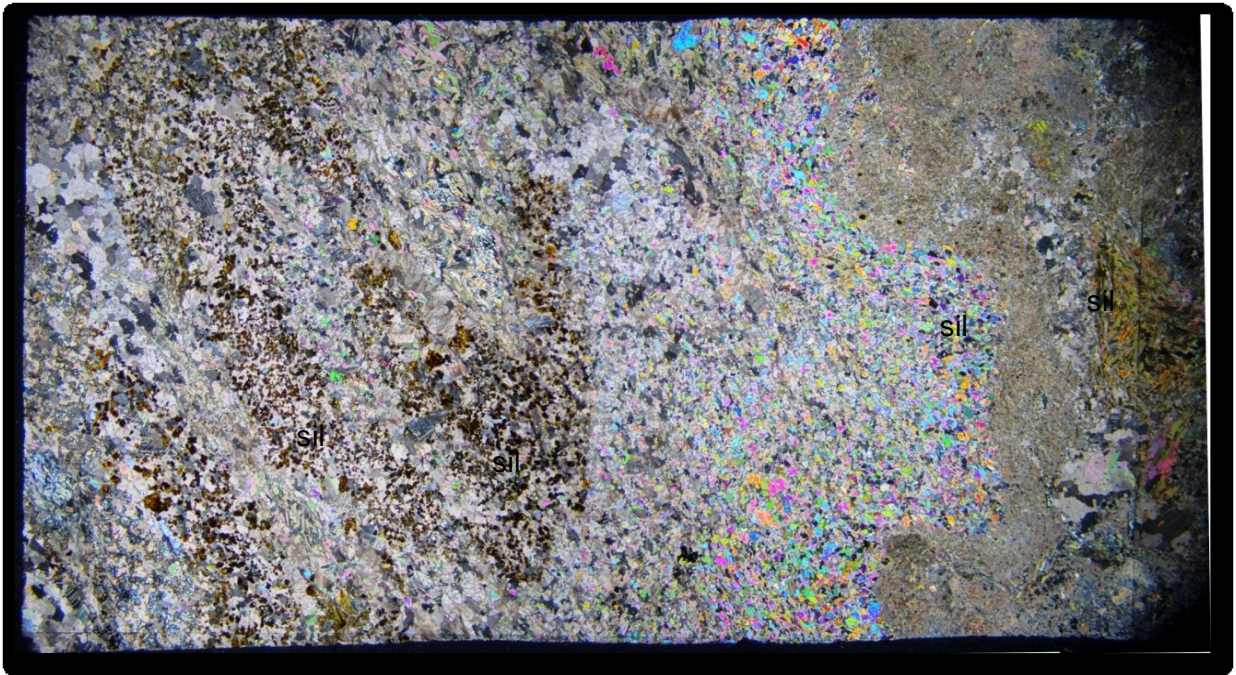


Figura 31: Lâmina SN. Mármore com bandamento composicional contendo silicatos (sil).

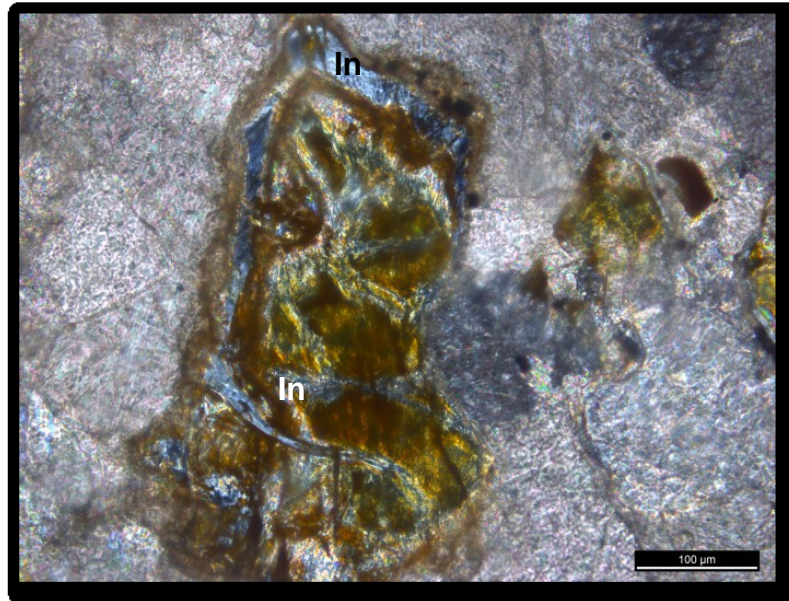


Figura 32: Olivina pseudomórfica substituída indigita (agregados de talco, serpentina e minerais escuros de baixa resolução ótica). Amostra SN.

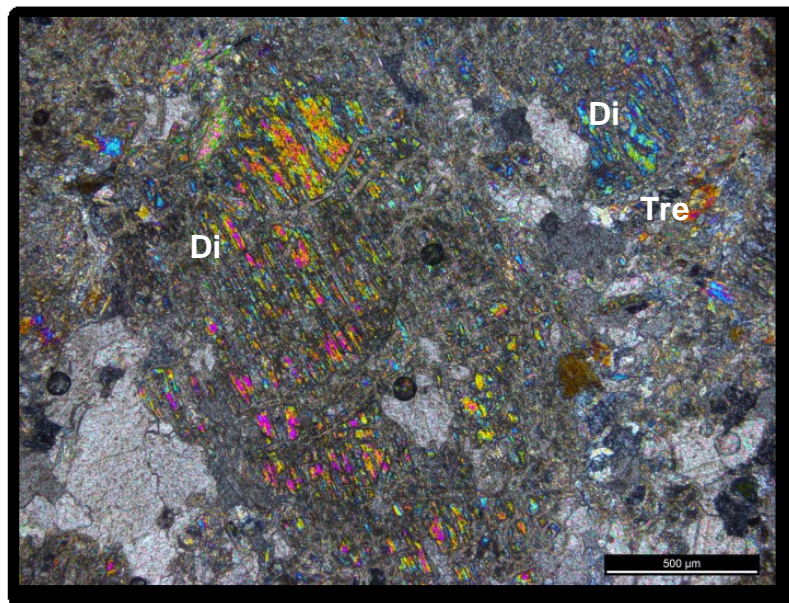


Figura 33: Diopsídio parcialmente substituído por tremolita e talco. Amostra SN.

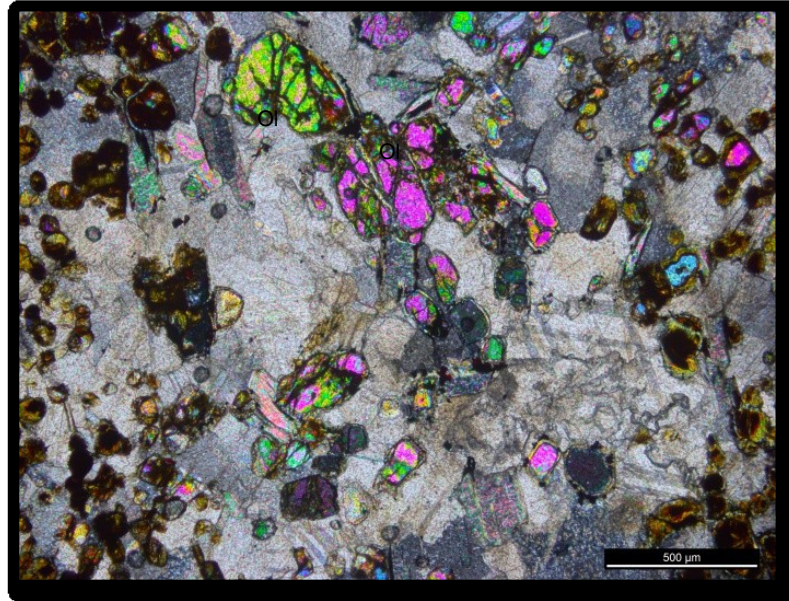


Figura 34: Olivinas parcialmente preservadas da serpentinização com presença de talco na matriz carbonática. Amostra SN.

Amostra TRCH-02.

A amostra TRCH-02 apresenta matriz carbonática (Fig. 40). com presença de apatita (Fig. 41) e algumas micas O veio que corta a amostra possui óxidos de ferro e quartzo (Fig. 42). A amostra foi submetida a uma análise da técnica de MEV para uma melhor caracterização.

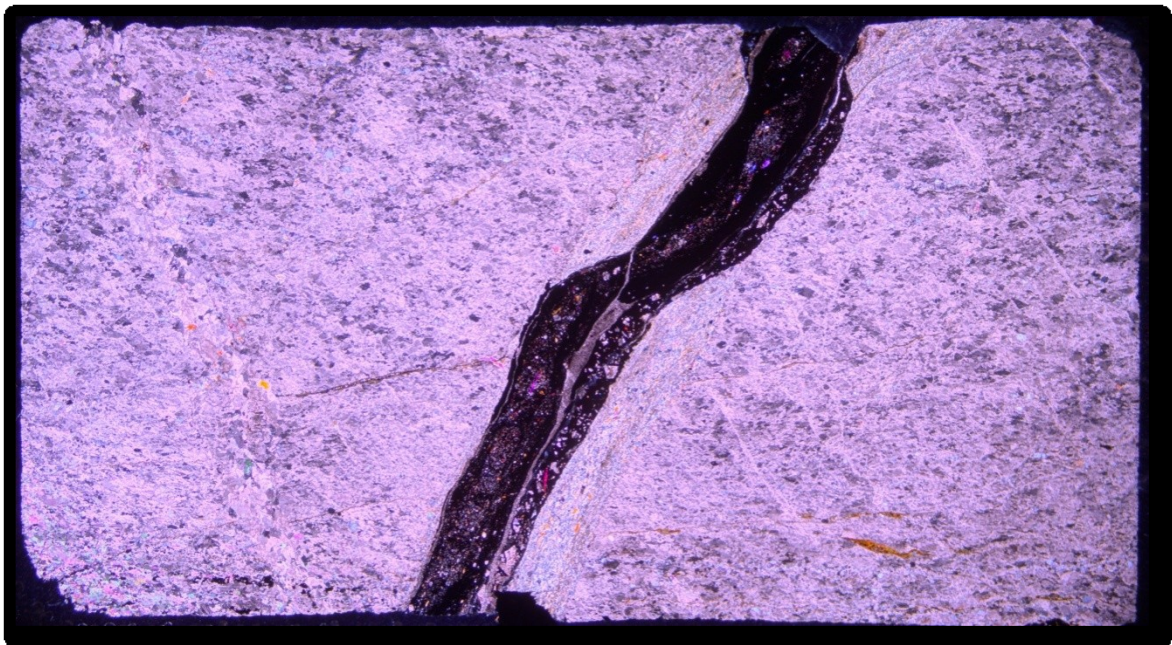


Figura 35: Lâmina TRCH-02. Rocha carbonatítica encaixante sendo cortada por veio com óxido de ferro e quartzo.

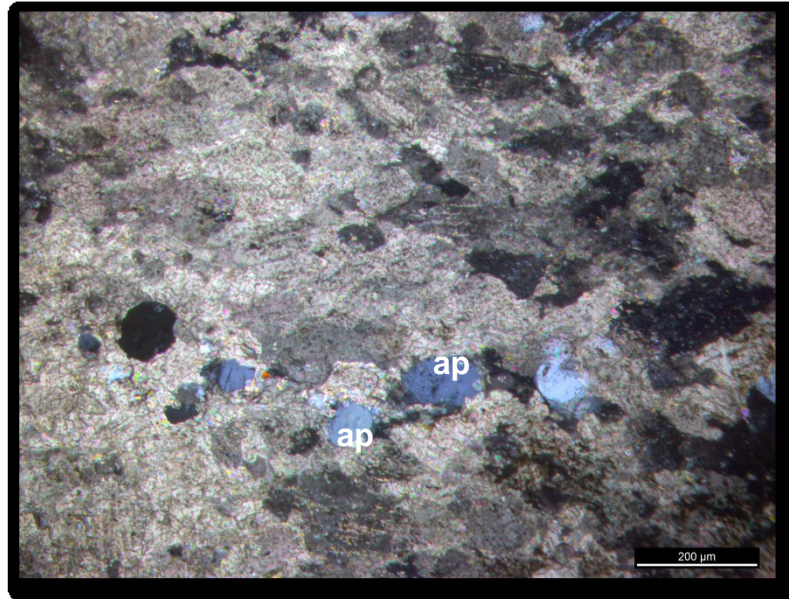


Figura 36: Presença de apatita (ap) em matriz predominantemente carbonática. Amostra TRCH-02.

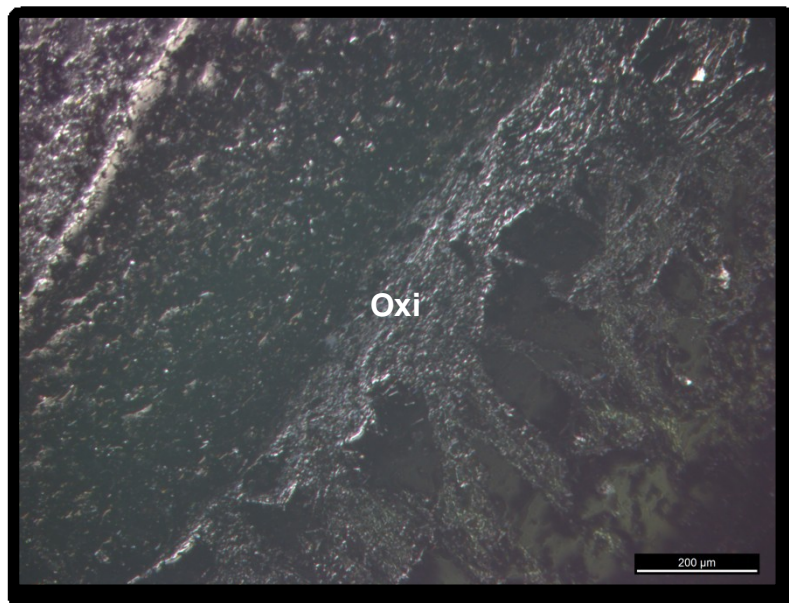


Figura 37: Veio com presença de óxidos de ferro. Amostra TRCH-02.

Amostra TRE-04.

A amostra TRE-04 apresenta quartzo em grande proporção na amostra (Figs. 43 e 44) sendo cortada por veios de óxido identificado, em amostra macroscópica, como hematita (variedade specularita) pelo seu hábito especular (Fig. 45). Esta amostra foi submetida a análise MEV também para uma melhor caracterização.

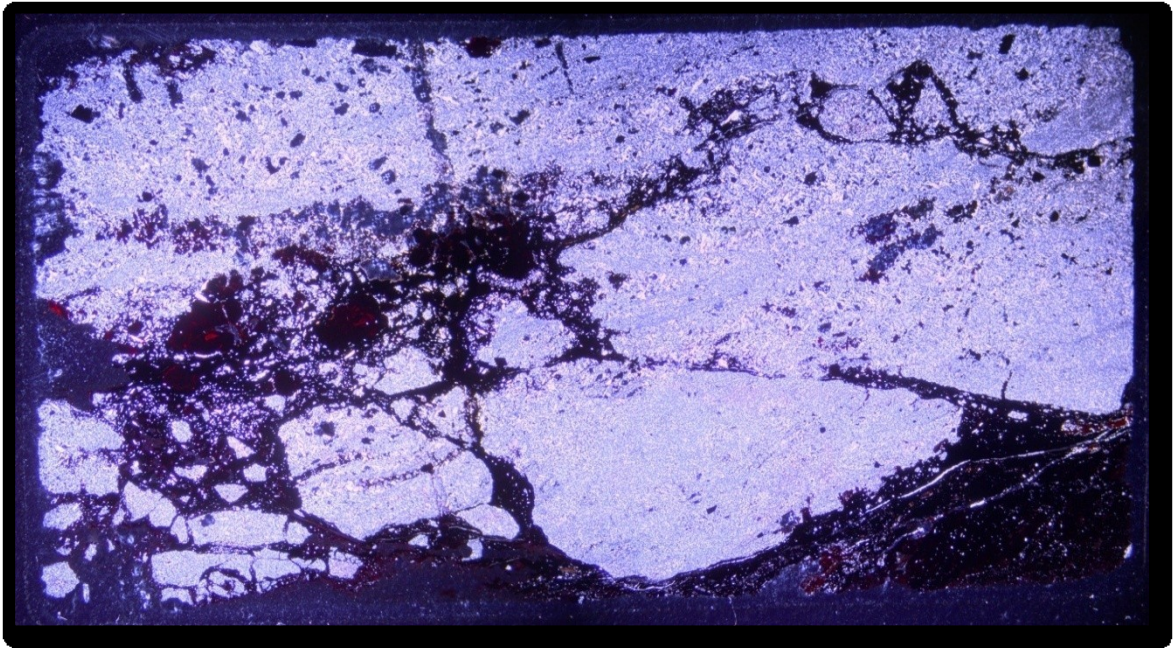


Figura 38: Lâmina amostra TRE-04. Matriz quartzosa com presença de óxido em veios.

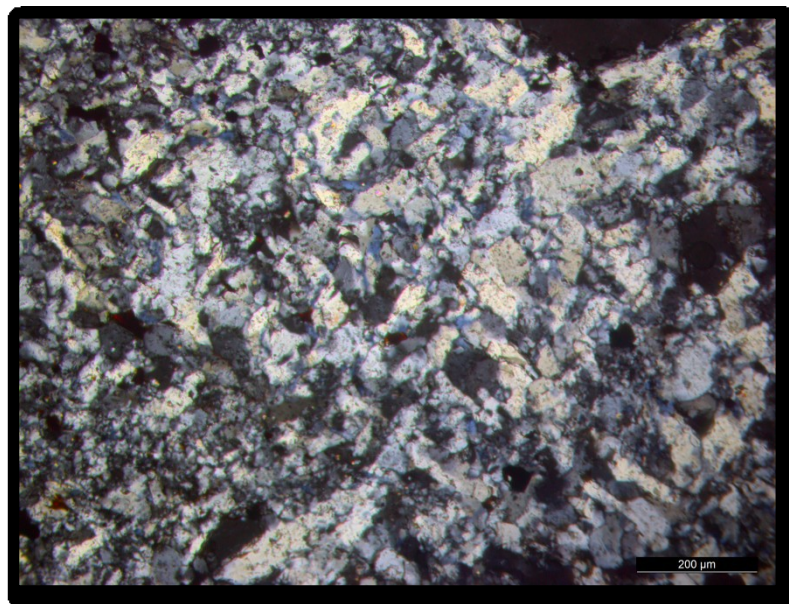


Figura 39: Matriz com presença dominante de quartzo. Amostra TRE-04.

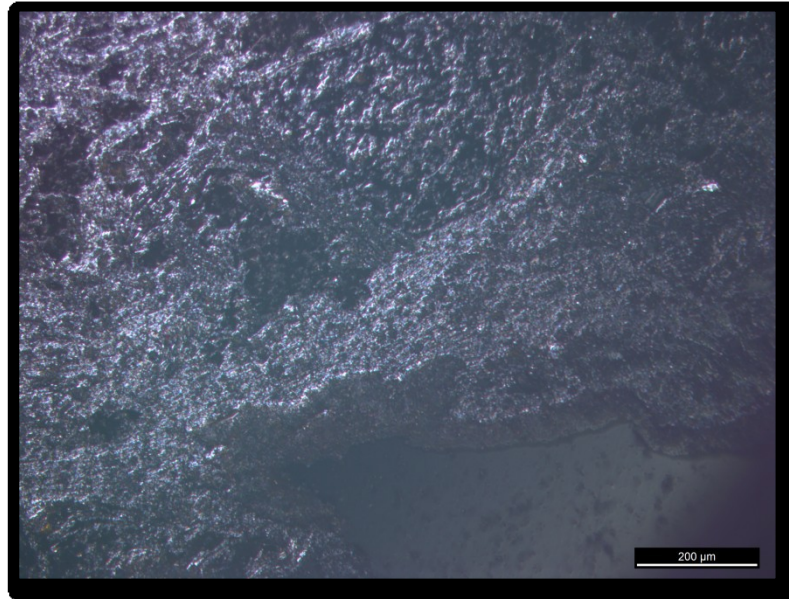


Figura 40: Veio de quartzo com presença de óxido de ferro. Amostra TRE-04.

Amostra Cel-010.

A amostra é um mármore dolomítico com textura granoblástica com presença de talco na matriz. A tremolita está associada aos domínios constituídos por sulfetos pirita e calcopirita. Tamanho modal dos grãos é fino. A paragênese de tremolita com o sulfeto apresenta a fase de mais baixa temperatura, além disso, ocorre diopsídio associado a outro opaco, provavelmente pirrotita pela ocorrência deste sulfeto em amostra macroscópica (quadro 9). Porém a seção polida desta amostra está inserida neste trabalho.

Quadro 9: Minerais presentes na amostra Cel-010.

Mineral\Presença	Elevada	Moderada	Baixa	Muito baixa	Traço
Dolomita	X				
Calcita					X
Tremolita		X			
Talco			X		
Pirita			X		
Calcopirita			X		
Diopsídio				X	

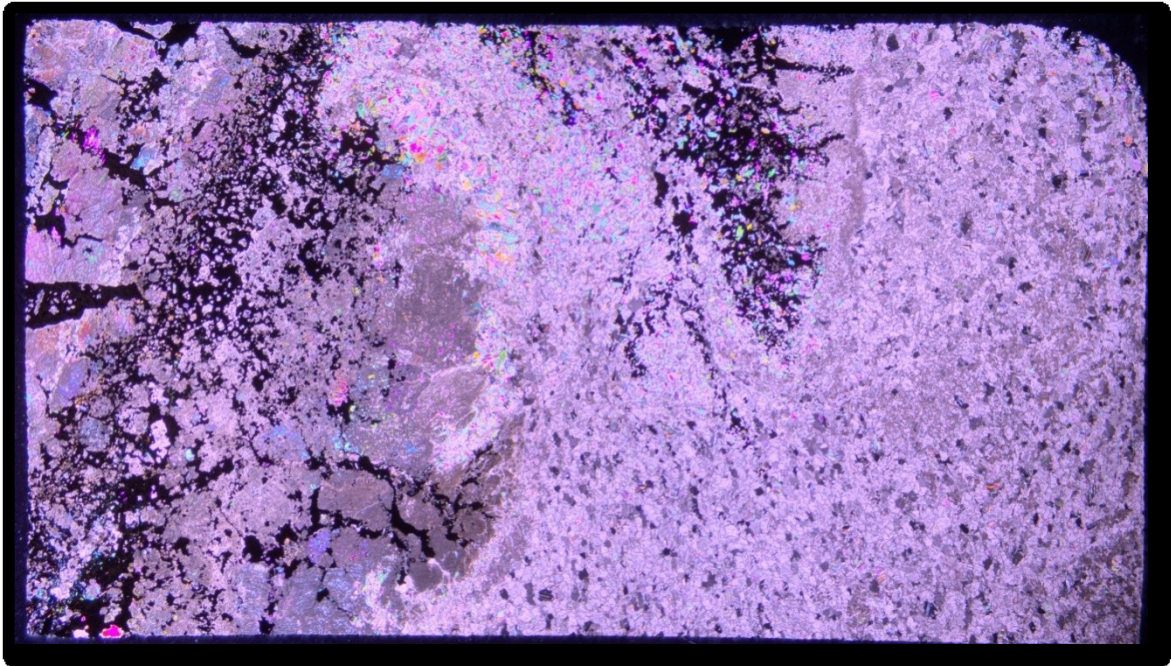


Figura 41: Lâmina Cel-010. Matriz carbonática com presença de silicatos e sulfetos.

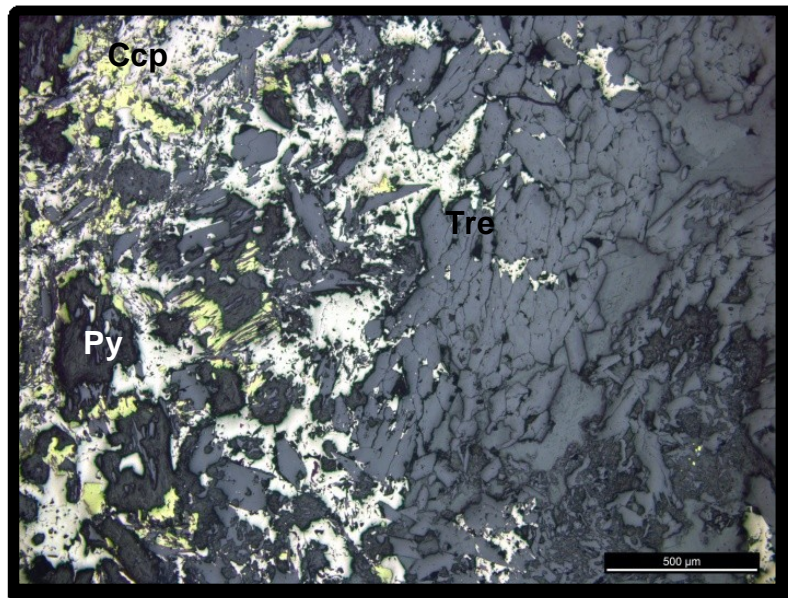


Figura 42: Pirita (Py) e calcopirita (Ccp) em paragênese com tremolita (Tre). Amostra Cel-010.

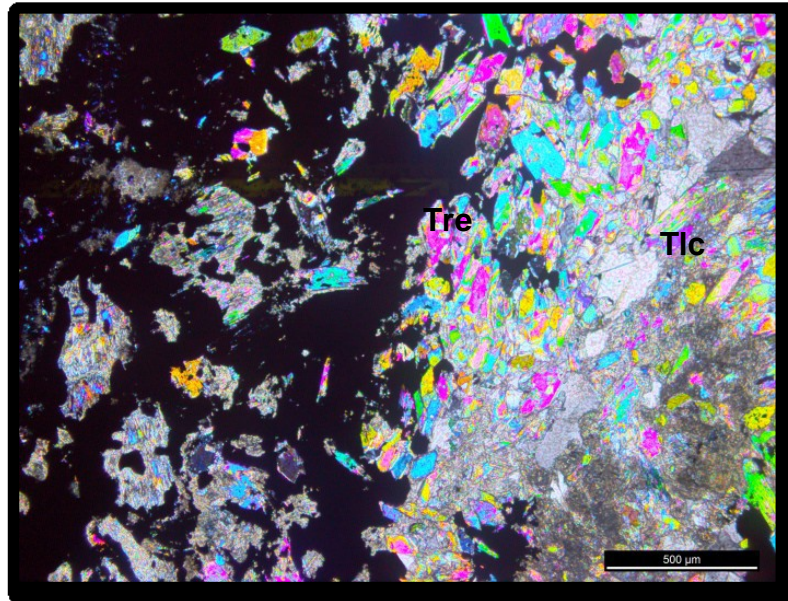


Figura 43: Pirita e calcopirita em paragênese com tremolita (Tre), presença de talco (Tlc) na matriz. Amostra Cel-010.

Amostra Cel-010: Seção Polida.

A amostra selecionada para seção polida (Fig. 49) foi coletada em local escolhido com base nas características e propriedades físicas macroscópicas que identificam a presença de pirrotita (Fig. 50). A presença deste sulfeto, relativamente abundante em certos domínios da rocha, e sua associação com a calcopirita e diopsídio indicam deposição em temperatura relativamente elevada. A tremolita e o talco associados espacialmente são atribuídos a fase hidratada de baixa temperatura (Fig. 51). Desta forma, podemos relacionar duas fases presentes nesta amostra Cel-010. A associação espacial das paragêneses de baixa temperatura com as fases de alta temperatura indicam superposição de eventos com hidratação nas fases finais, compatível com um sistema em resfriamento.

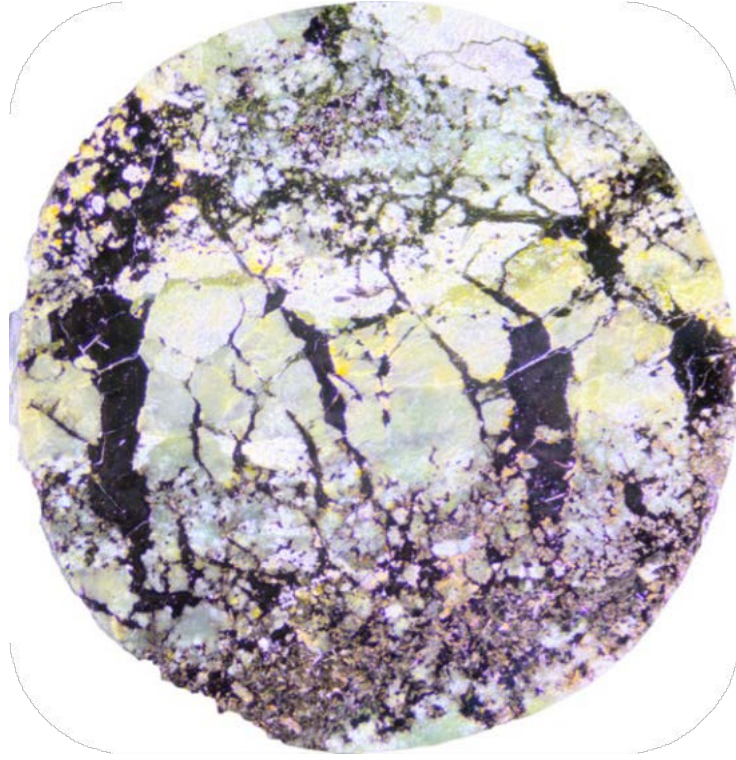


Figura 44: Seção polida da amostra Cel-010 mostrando a presença de sulfetos.

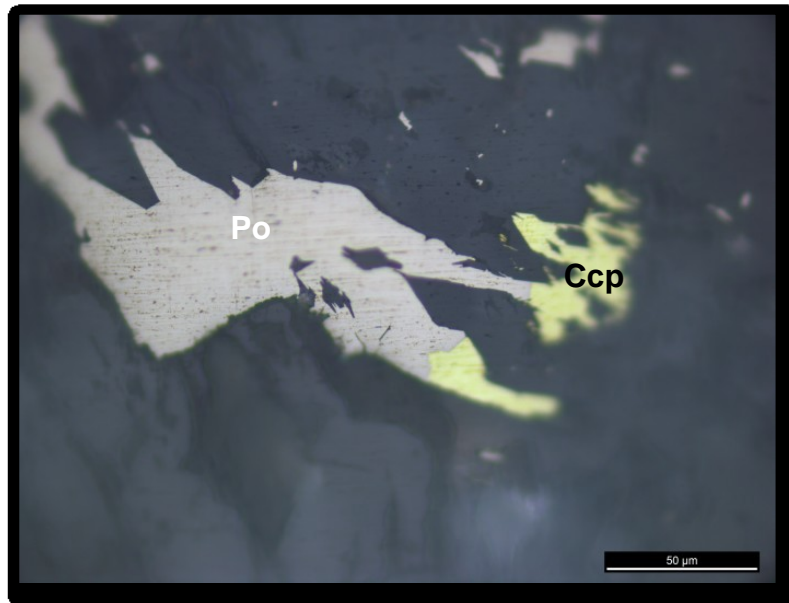


Figura 45: Associação pirrotita (Po) e calcopirita (Ccp) em veios que cortam a matriz do mármore. Seção polida Cel-010

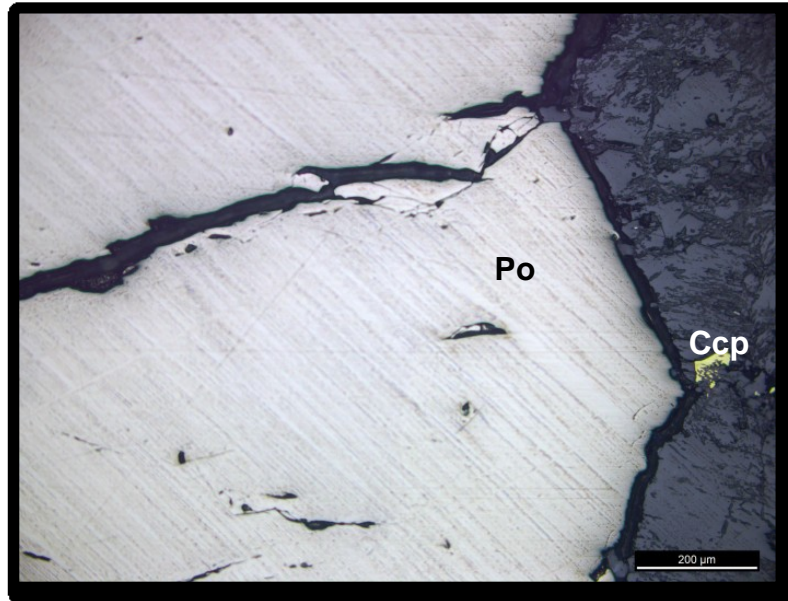


Figura 46: Pirrotita (Po) em contato com a calcopirita (Ccp) cortada por finos veios de clorita. Seção polida Cel-010.

4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Nesse tópico são apresentados os resultados das amostras escolhidas para utilização desta técnica que permitiram uma melhor compreensão da mineralogia não determinada através da técnica de microscopia ótica. Os resultados obtidos através do MEV proporcionaram interpretações que estão inseridas no tópico discussões deste trabalho. 2012A, TRCH-02 e TRE-04 foram amostras escolhidas para execução desta técnica.

Amostra 2012A.

As análises na amostra 2012A (Figs. 52 a 57) indicam a presença de sulfetos pirita e calcopirita em paragênese com os minerais silicáticos clorita e talco, além da presença de calcita e dolomita. Serpentina e talco ocorrem substituindo olivinas pseudomórficas assim como diopsídio sendo substituído por talco e ocorrência de biotita cloritizada localmente.

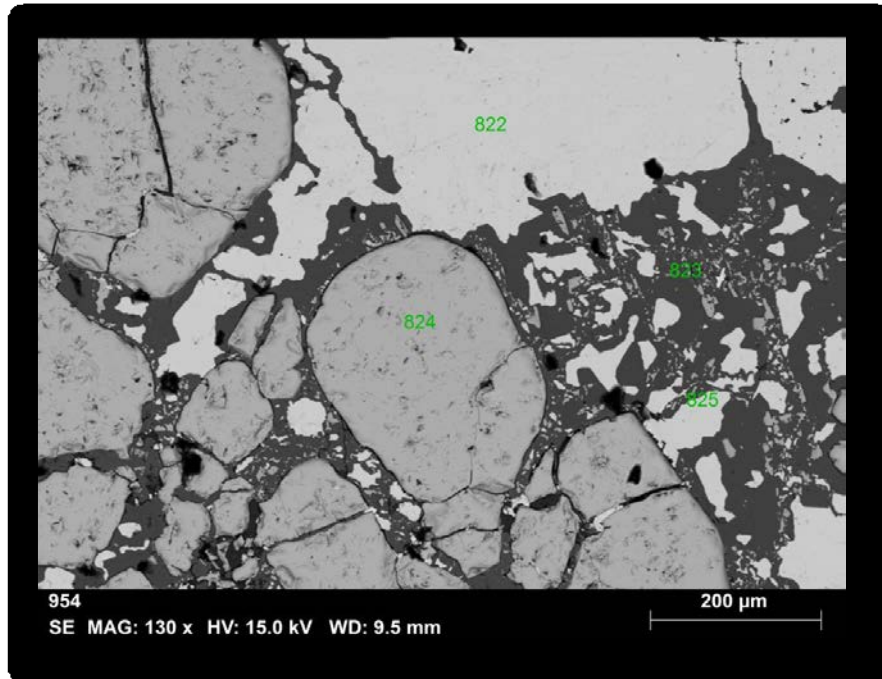


Figura 47: 822-Calcopirita / 823-Calcita / 824-Pirita / 825-Calcopirita. Amostra 2012 A.

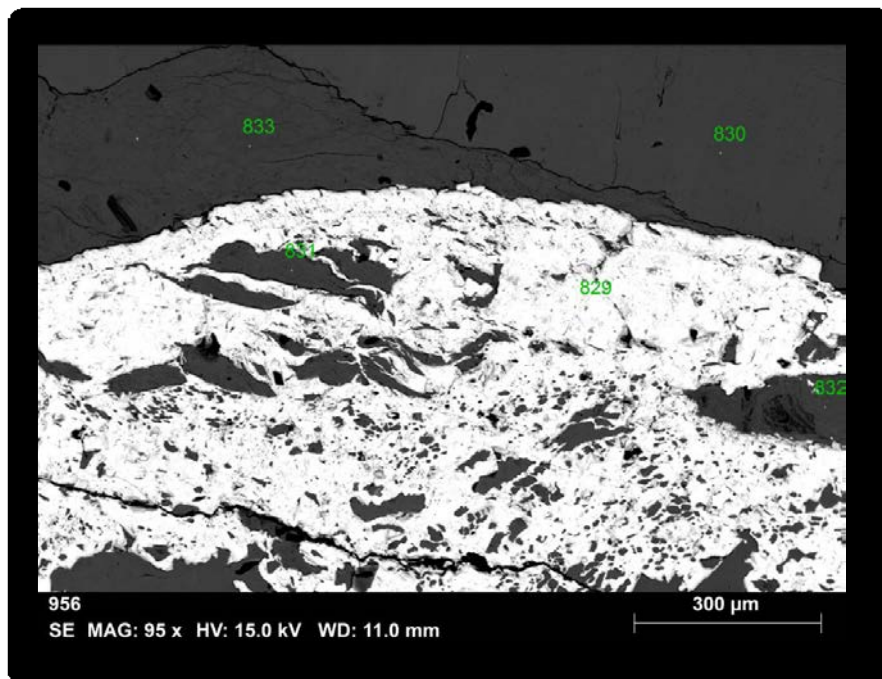


Figura 48: 829-Pirita / 830-Dolomita / 831-Clorita / 832-Clorita / 833-Clorita. Amostra 2012 A.

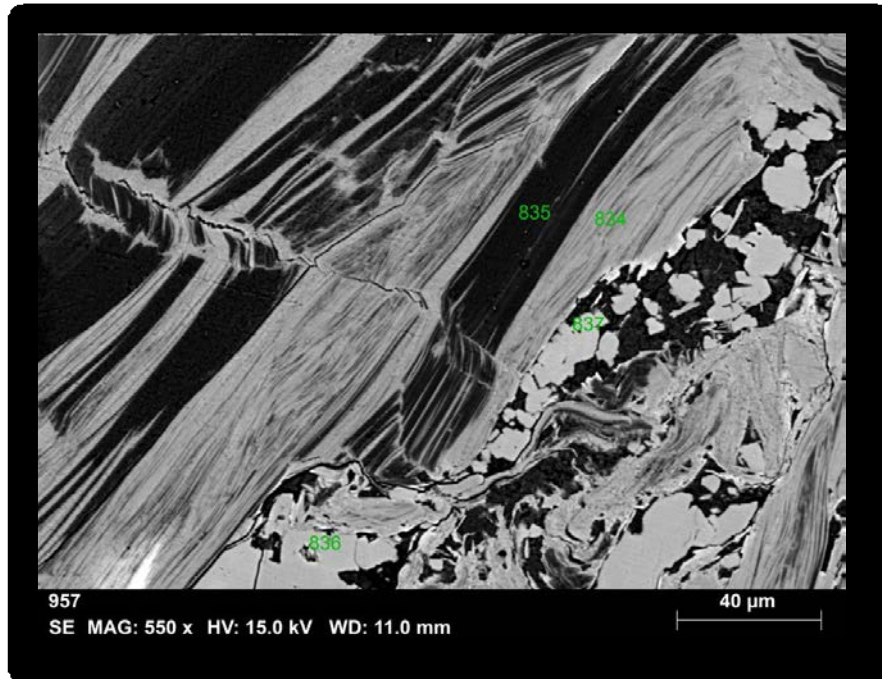


Figura 49: 834- Talco / 835- Clorita / 836- Calcita / 837- Calcita. Amostra 2012 A.

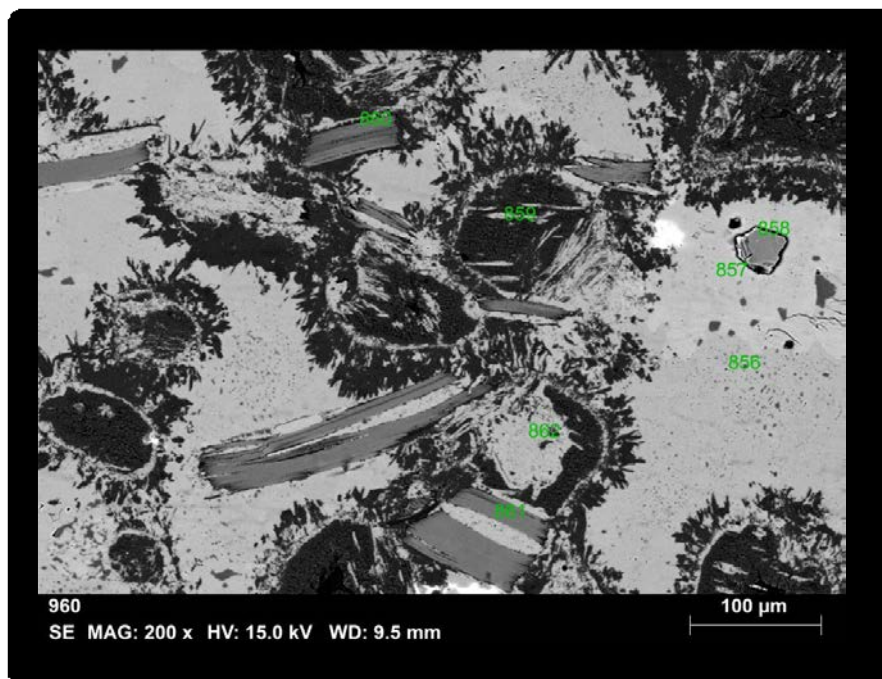


Figura 50: 856- Dolomita / 857- Dolomita / 858- Biotita cloritizada / 859- Antigorita / 860- Clorita / 861- Dolomita / 862- Calcita. Amostra 2012 A.

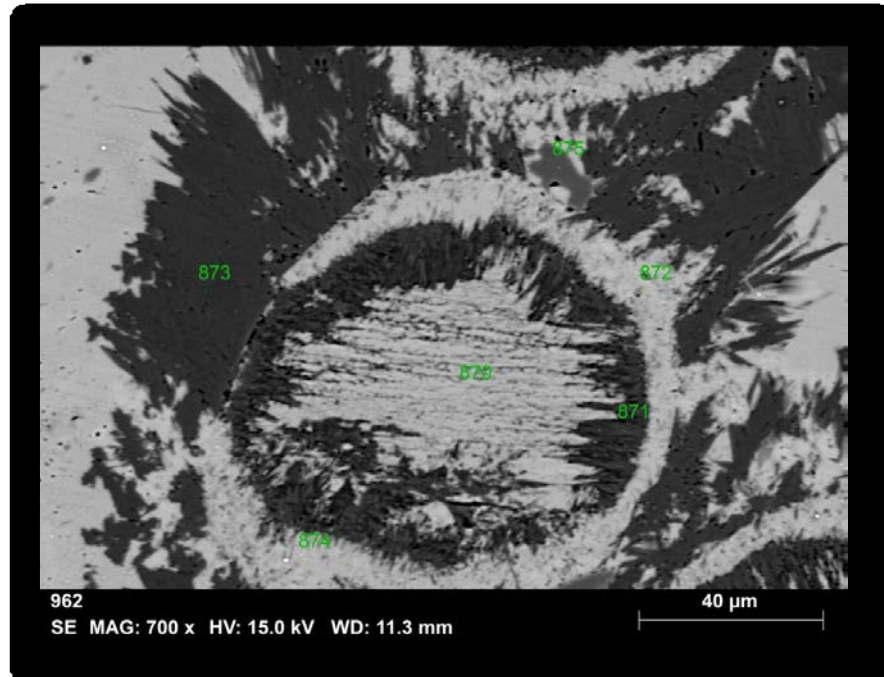


Figura 51: 870- Dolomita / 871- Antigorita / 872- Dolomita / 873- Talco / 874- Dolomita / 875- Dolomita. Amostra 2012A.

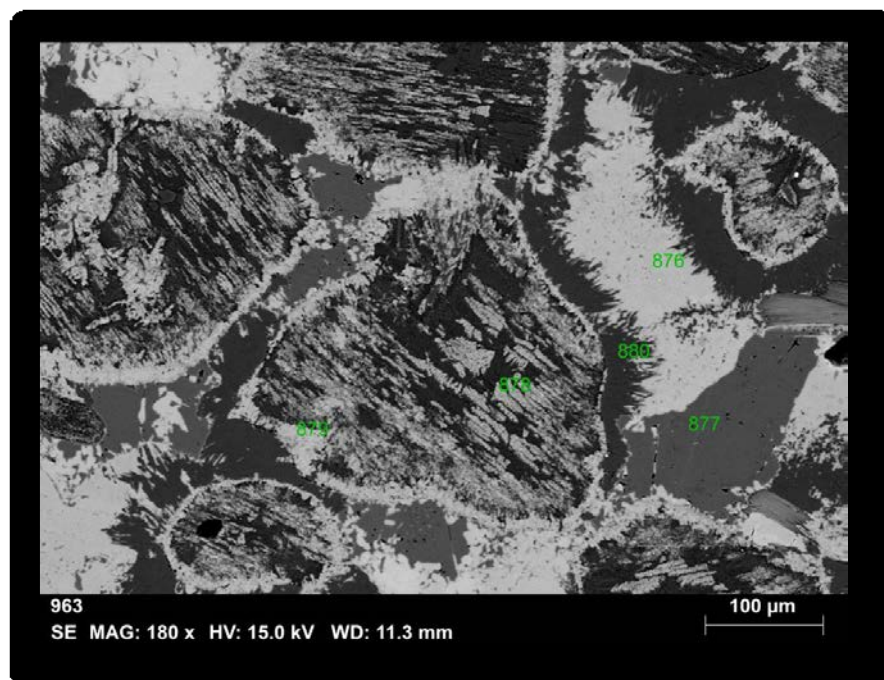


Figura 52: 876-Dolomita / 877-Dolomita / 878-Diopsídio / 879-Dolomita / 880-Serpentina. Amostra 2012A.

Amostra TRCH-02.

Na amostra TRCH-02 (Figs. 58 a 61), a paragênese quartzo, hematita e barita ocorre no veio que corta a matriz de uma rocha identificada macroscopicamente

como carbonatito. A presença de apatita na matriz da amostra contribui para esta classificação.

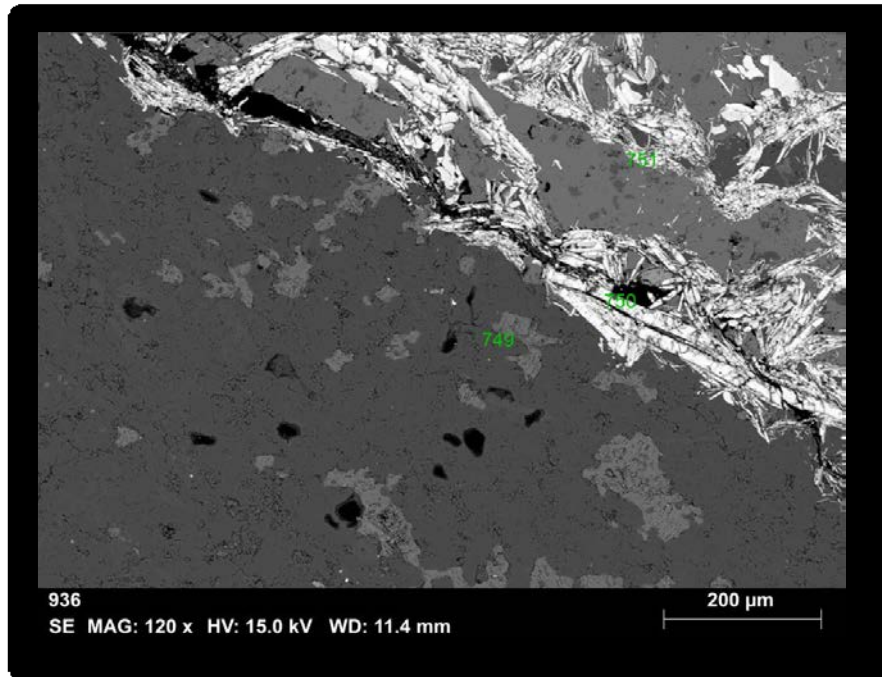


Figura 53: 749-Quartzo / 750-Hematita / 751-Calcita. Amostra TRCH-02.

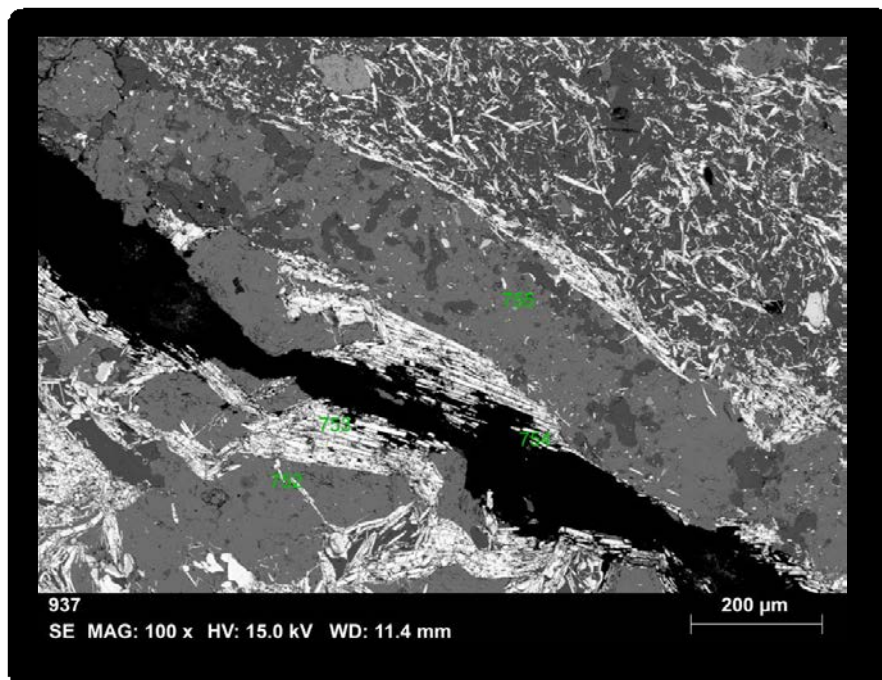


Figura 54: 752-Calcita / 753-Hematita / 754-Quartzo / 755-Calcita. Amostra TRCH-02.

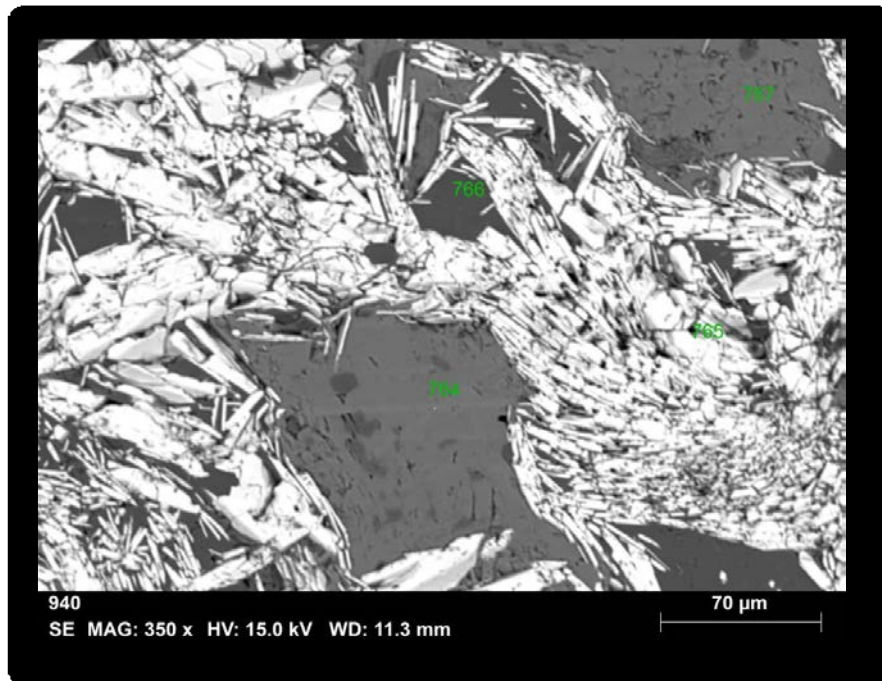


Figura 55: 764- Calcita / 765- Hematita / 766- Quartzo / 767- Calcita. Amostra TRCH-02.

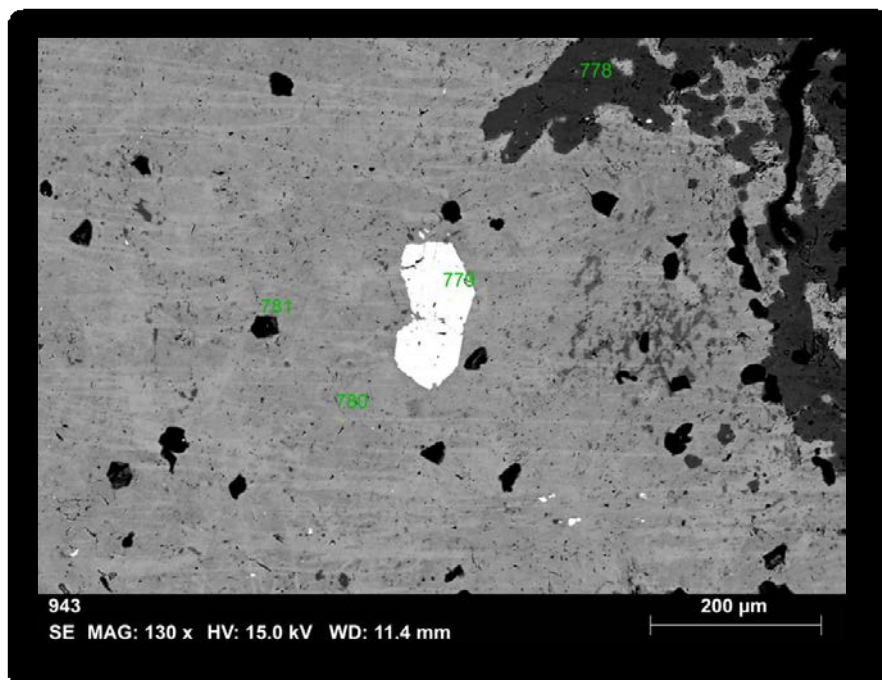


Figura 56: 778-Quartzo / 779-Apatita / 780-Calcita / 781-Calcita. Amostra TRCH-02.

Amostra TRE-04.

A amostra TRE-04 mostra a ocorrência novamente de quartzo, hematita e barita (Figs. 62 a 67). A textura da hematita tanto nessa análise quanto na amostra

anterior demonstra um hábito distinto que é o especular, também identificado em amostra macroscópica.

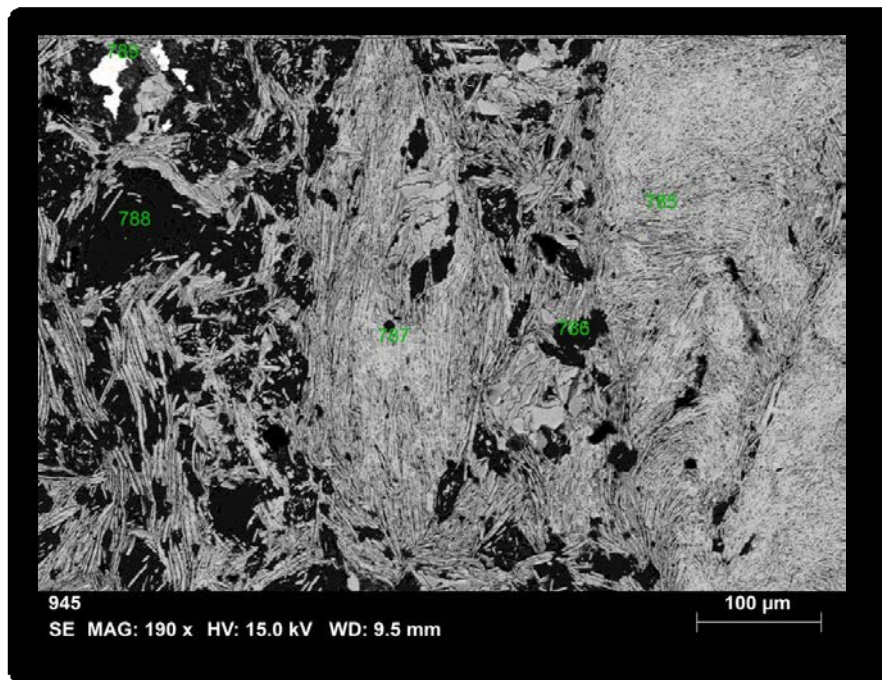


Figura 57: 785-Hematita / 786-Quartzo / 787-Hematita / 788-Quartzo / 789-Barita. Amostra TRE-04.

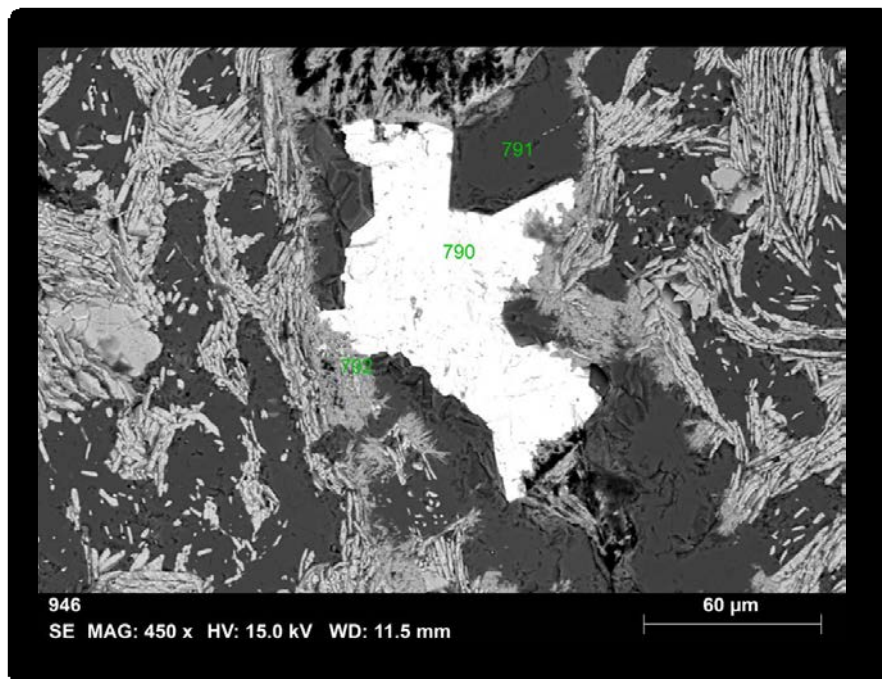


Figura 58: 790-Barita / 791-Quartzo / 792-Hematita. Amostra TRE-04.

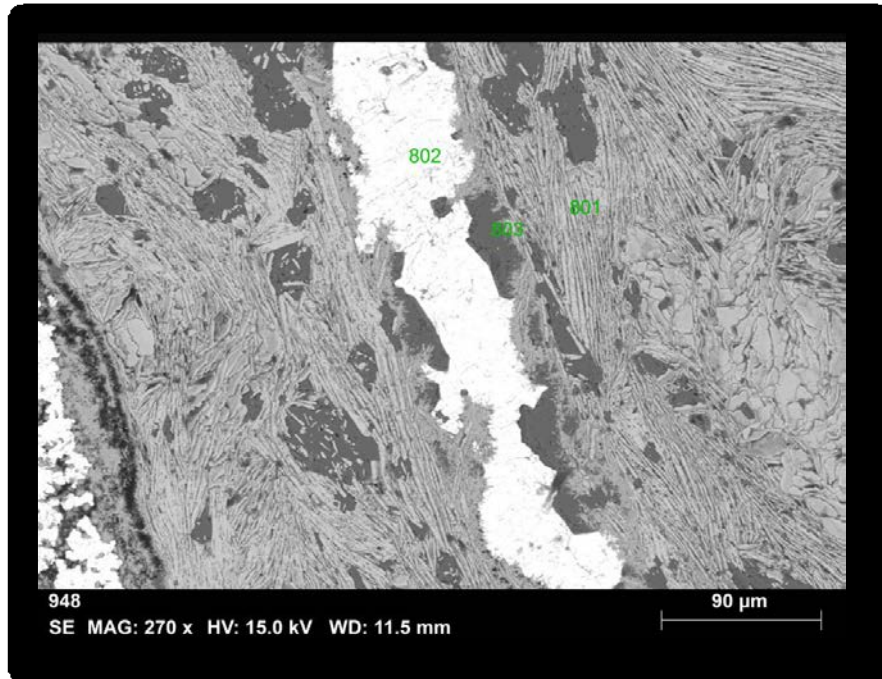


Figura 59: 801-Hematita / 802-Barita / 803-Quartzo. Amostra TRE-04.

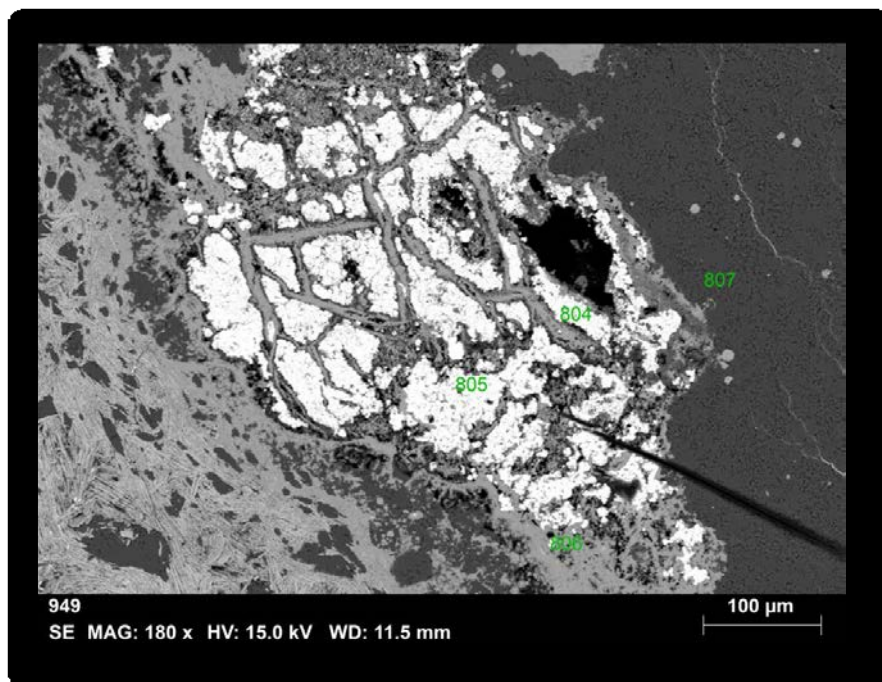


Figura 60: 804-Hematita / 805-Barita / 806-Hematita / 807-Quartzo. Amostra TRE-04.

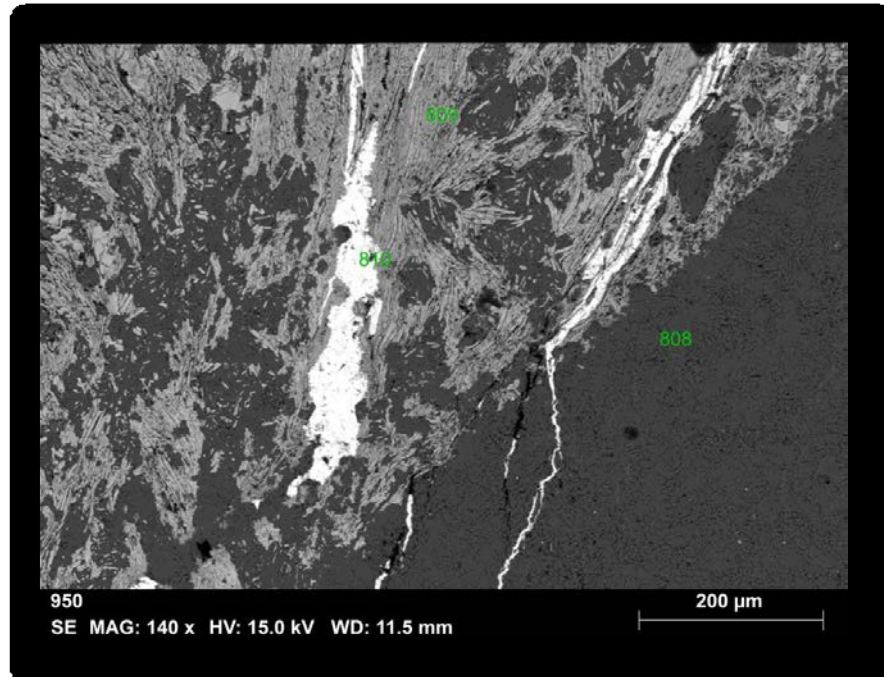


Figura 61: 808-Quartzo / 809-Hematita / 810-Barita. Amostra TRE-04.

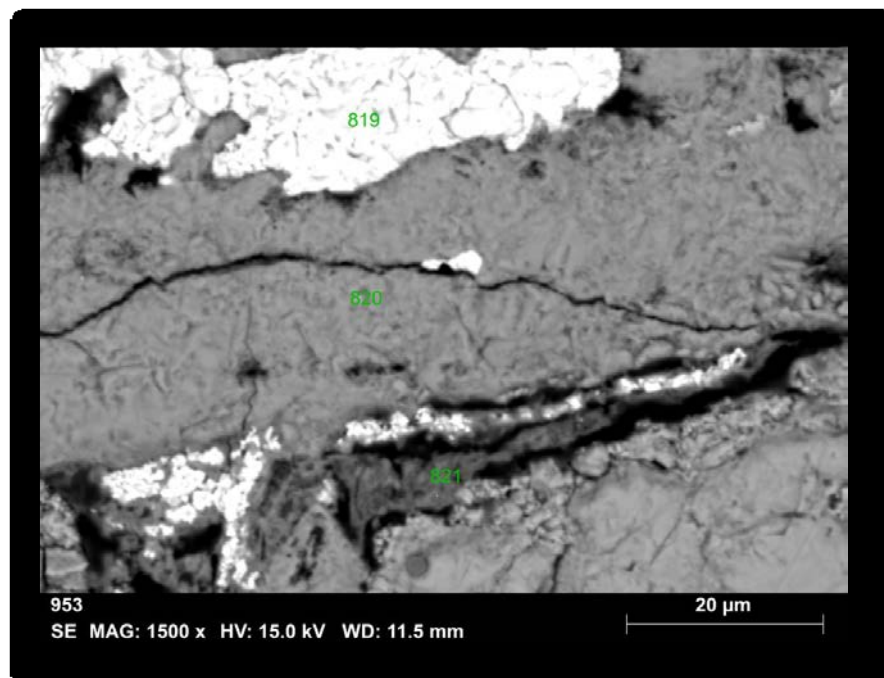


Figura 62: 819-Barita / 820-Hematita / 821-Hematita. Amostra TRE-04.

4.4. Difração de Raios X.

A técnica foi utilizada como auxílio para mineralogia não identificada através das outras técnicas já referidas anteriormente no texto. As amostras escolhidas para realização da identificação das fases minerais presentes foram: DG-01, TRCH-01,

MG-02. Os resultados obtidos podem ser verificados através de difratogramas expostos na sequência deste trabalho.

Os picos identificados no difratograma da amostra DG-01 (Fig. 68) remetem a uma mineralogia de composição granítica (quartzo e feldspatos) e o óxido presente é identificado como hematita. Este óxido foi também identificado na lâmina delgada, examinada ao microscópio, (isto nos indica a presença de uma alteração posterior nesta rocha onde um fluido aquoso em condições oxidantes teve interação com esta).

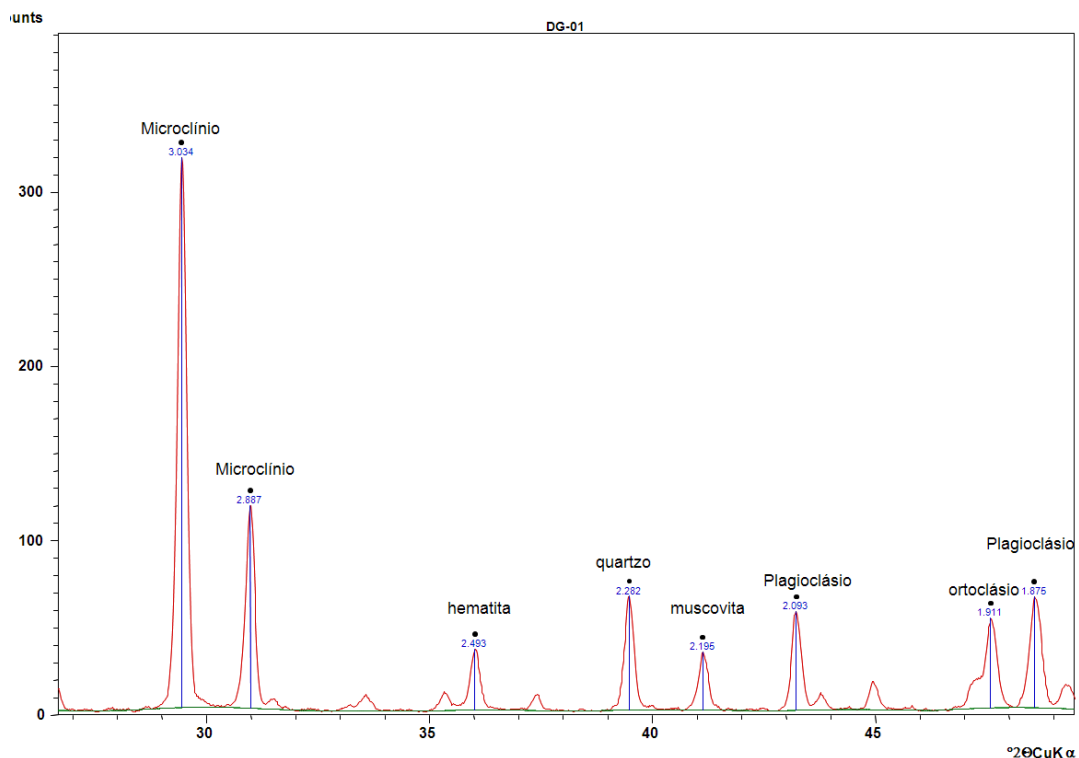


Figura 63: Difratograma de rocha total da amostra DG-01.

Os picos identificados de quartzo, calcita e biotita na amostra MG-02 (Fig. 69) remetem a uma matriz de rocha que possui aspectos de rocha ígnea em amostra macroscópica. Macroscopicamente também havia sido sugerida a hipótese de que esta poderia ser considerada como um carbonatito. A presença de hematita já havia sido associada a macroscopia também, porém a presença de barita e calcopirita evidenciam a presença de três fases distintas: sulfeto, sulfato e óxido, alvo deste trabalho.

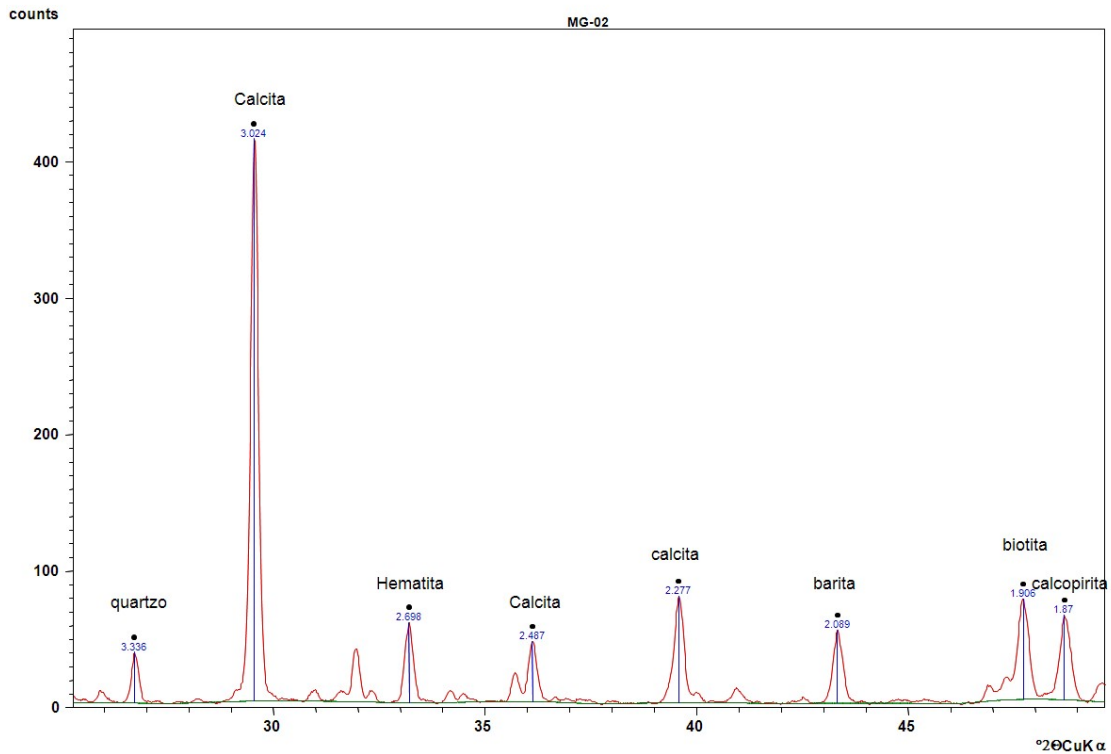


Figura 64: Difractograma da rocha total da amostra MG-02.

Os picos identificados de calcita e biotita na amostra TRCH-01 (Fig. 70) estão ligados a matriz da rocha. Assim como na amostra anterior, a rocha é considerada carbonatítica, pois macroscopicamente remetem a um aspecto de rocha ígnea. Novamente, os picos de hematita, barita e calcopirita ocorrem na amostra.

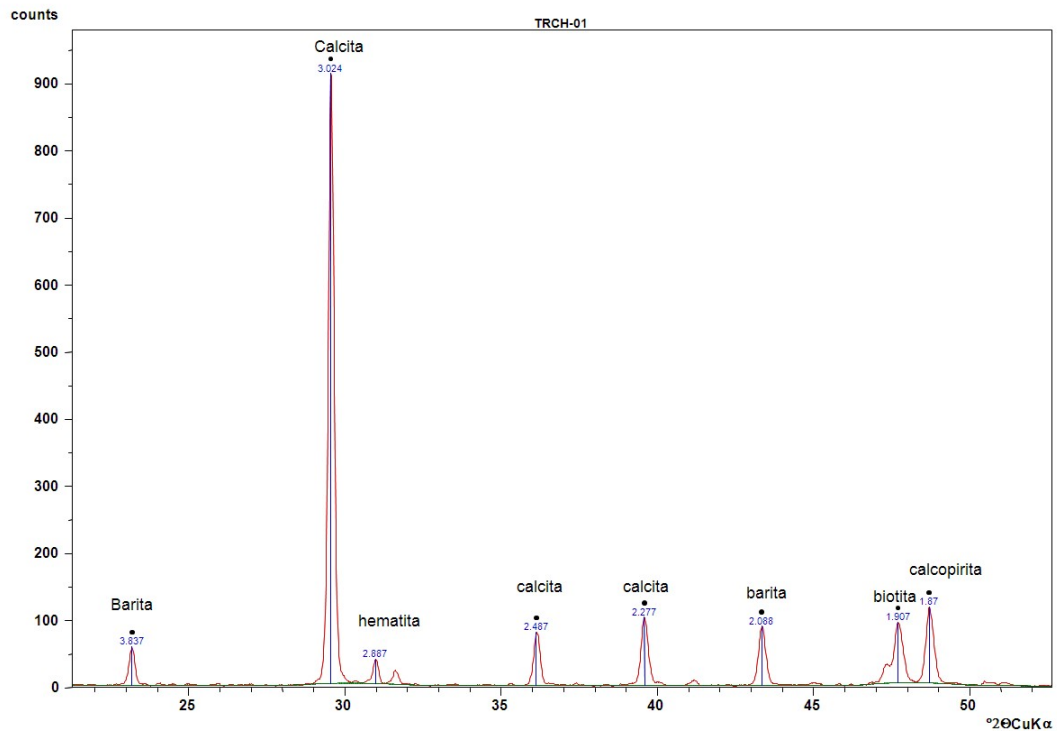


Figura 65: Difratoograma da amostra TRCH-01.

A paragênese dos minerais: calcopirita, hematita e barita não são encontradas em nenhuma lâmina ou amostra macroscópica. Embora a presença de hematita e barita em paragênese ocorra em outras amostras em veios, a calcopirita nunca é encontrada nesta mesma situação.

A ocorrência das rochas carbonatíticas ainda não são bem compreendidas na região, tendo em vista que foi encontrada em locais ainda não visitados em prospecções anteriores. De forma que esta rocha hospedeira ainda merece uma avaliação mais elaborada sendo ênfase de outro estudo.

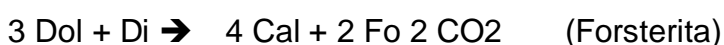
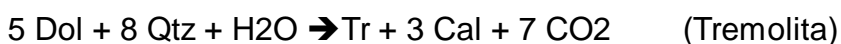
5. Discussões

A partir das técnicas de campo e laboratoriais realizadas neste trabalho identificam-se distintas paragêneses nas amostras analisadas. A ocorrência de sulfetos, óxidos e sulfato estão indicadas no mapa presente no tópico Anexo deste trabalho, assim como o estudo de dados estruturais de fraturas exposto em estereogramas gerados. As paragêneses encontradas a partir de análises laboratoriais (microscopia ótica, microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios-X) indicam que a clorita é o principal silicato associado a pirita, calcopirita e calcita nos veios. A calcita da matriz é formada a partir de sobra de componentes das reações metamórficas. O talco e a serpentina frequentemente substituem as olivinas. Entretanto, alguns domínios da rocha preservam a olivina dos processo de alteração. As observações de campo indicam que o diopsídio está predominantemente associada à molibdenita ou pirrotita, Observações microscópicas indicam a substituição de diopsídio por tremolita.

As fases oxidadas (hematita e barita) estão associadas com o quartzo ou calcita em veios preenchendo fraturas. A hematita, com ou sem quartzo e calcita, pode ocorrer também em disseminações substituído a matriz dos mármores ou dos granitos nas proximidades de fraturas.

A representação gráfica das ocorrências dos silicatos estudados, relacionado a evolução do fluido e seus voláteis principais pode ser observado na figura (71). Considerando que os mármores da região do município de Caçapava do Sul possuem composição essencialmente dolomítica selecionou-se o sistema SiO₂-MgO-CaO incluindo H₂O e CO₂ da fase fluida para interpretação das paragêneses e evolução da fase fluida.

Reações de formação dos minerais:



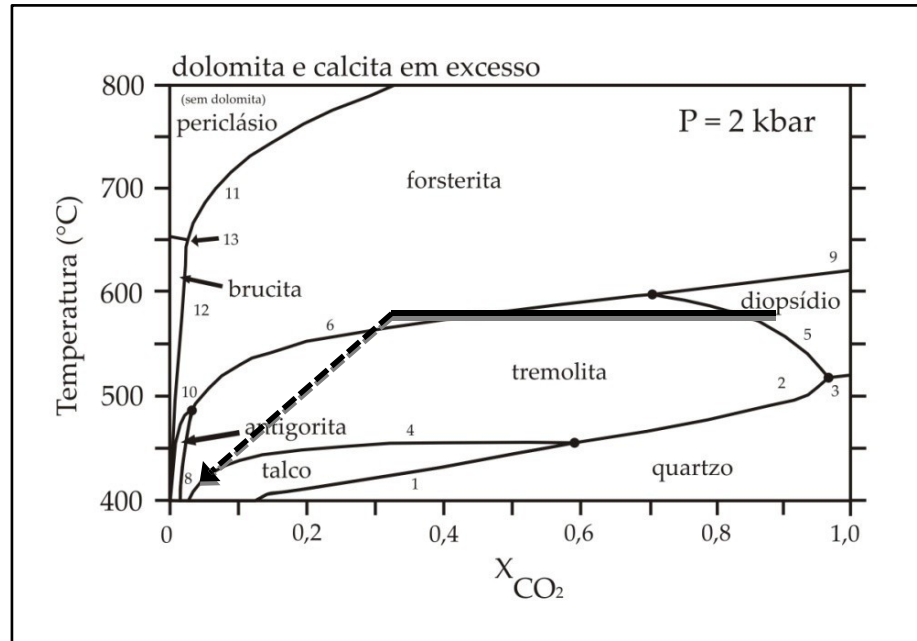


Figura 66: Diagrama de fases para os mármore dolomíticos de Caçapava. A seta indica a evolução da fase fluida. A seta sólida indica condições de temperatura alta (diopsídio-tremolita-forsterita) e a tracejada, o resfriamento do sistema e enriquecimento em água (talco e antigorita). (Extraído de Bucher and Frey, 2002).

As reações indicam a formação dos minerais estudados considerando as condições termodinâmicas apropriadas para sua ocorrência. As diferentes temperaturas estão ligadas também as ocorrências dos minerais de minério que estão em paragênese com os silicatos indicados. A formação da clorita está ligada ao metassomatismo ocorrente, oriundo da interação das apófises do granito Caçapava com os fluidos magmático-hidrotermais e sua interação com os mármore. A origem da formação das cloritas está ligada provavelmente a transformação das biotitas presentes no corpo ígneo que a partir da interação com as rochas encaixantes obteve sua formação.

Na área de estudo onde estão localizadas as rochas carbonáticas, hospedeiras das mineralizações, foram verificadas através de trabalho de campo feições estruturais que indicam como estão relacionadas às ocorrências principalmente de sulfeto e óxido e os tipos de estruturas que remetem a interpretação das mesmas. Duas fases são identificadas, a fase dúctil onde estão as deformações no estado plástico e a fase rúptil onde são verificadas fraturas e brechas. Outra relação importante é a da temperatura envolvida no processo de formação da paragênese dos minerais com as feições estruturais. A fase dúctil está relacionada à temperatura mais alta (acima de ~500°C) onde estão localizadas,

dentre outros minerais, principalmente os sulfetos pirrotita, molibdenita e pirita e estruturas do tipo dobras, boudins e tension gashes entre outras feições estruturais. A fase rúptil (abaixo de $\sim 300^{\circ}\text{C}$) concentra a paragênese com os sulfetos pirita, calcopirita e bornita e a hematita tardia. A formação das feições estruturais das fases dúctil e rúptil e suas relações com as associações mineralógicas envolve também a questão da profundidade na qual ocorreu o processo, onde se pode associar a fase plástica com uma maior profundidade do que a fase rúptil.

Fase dúctil:

As dobras em escalas de afloramento ou mesoescala, observadas em campo, possuem importante papel no que se refere ao controle da mineralização. As ocorrências de pirrotita, molibdenita principalmente e pirita e calcopirita minoritariamente, podem estar localizadas nas charneiras dos dobramentos. Estes sulfetos estão frequentemente associadas à paragêneses silicáticas de temperatura mais elevada, consistindo de olivina e diopsídio que, por vezes, estão substituídos por talco e/ou serpentina, acompanhados de clorita. As dobras do tipo isoclinais e fechadas são as mais representativas da área sendo estas geralmente recumbentes com caimento suave e plano axial suavemente inclinado. *Tension gashes* hospedam paragênese similares além de demonstrar que a entrada de fluídos no sistema ocorreu durante o episódio sin-deformacional e portanto sin-tectônico.

O processo de boudinage (Fig. 72) observado em campo apresenta as feições de *pinch-and-swell* com segmentação de camadas competentes e adelgaçamento de camadas menos competentes. As zonas que possuem foliação mais pronunciada, constituídas por minerais menos competentes do tipo talco, micas e tremolita estão concentrados localmente em bandas na coluna de zonação metassomática gerada pela interação de fluídos (H_2O e CO_2) com os mármores hospedeiros. O principal mineral concentrado em bandas da coluna metassomática que apresenta maior competência é o diopsídio (Fig. 72).

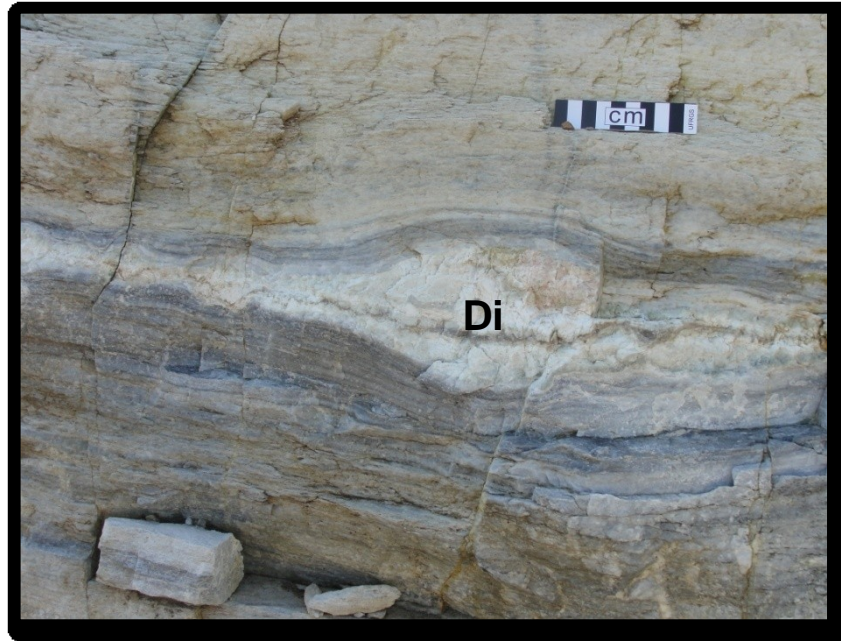


Figura 67: Estrutura dúctil (*boundin*) presente nos mármorees.

Fase rúptil:

Essa fase está associada a uma profundidade mais rasa e as feições principais que indicam a sua presença são as fraturas que ocorrem dispersas em toda área de estudo e as brechas hidráulicas que ocorrem localmente. O minério de cobre principal (calcopirita) está controlado especialmente por fraturas, relacionadas ao estágio de mais baixa temperatura e associado com clorita e outros silicatos hidratados.

A ocorrência de brechas na fase rúptil está ligada, ao processo de fraturamento hidráulico. Ao menos em parte, estas estruturas relacionam-se ao mecanismo de “*crack-seal*”(Ramsay e Huber, 1983) onde o produto deste processo, as brechas, são o resultado de acumulação de tensões elásticas que formam pequenas fendas na rocha inicialmente e que são preenchidas posteriormente por fluídos. Por consequência disso, um novo material cristalino é formado o qual pode ser totalmente distinto, similar ou do tipo misto com a rocha encaixante. Este processo pode ter continuidade onde a sequência de ciclos pode atingir a parede do primeiro veio devido à resistência que o novo material cristalino sofre para sua formação. Desta forma uma nova fenda é aberta perpendicularmente a primeira fenda onde esta é preenchida também por um material cristalino. A sequência deste processo induz novas fissuras que de forma cíclica ocorre até que a condição de

tensões elásticas oriundas da pressão de voláteis seja inferior à resistência das paredes da rocha encaixante (Figura 73).

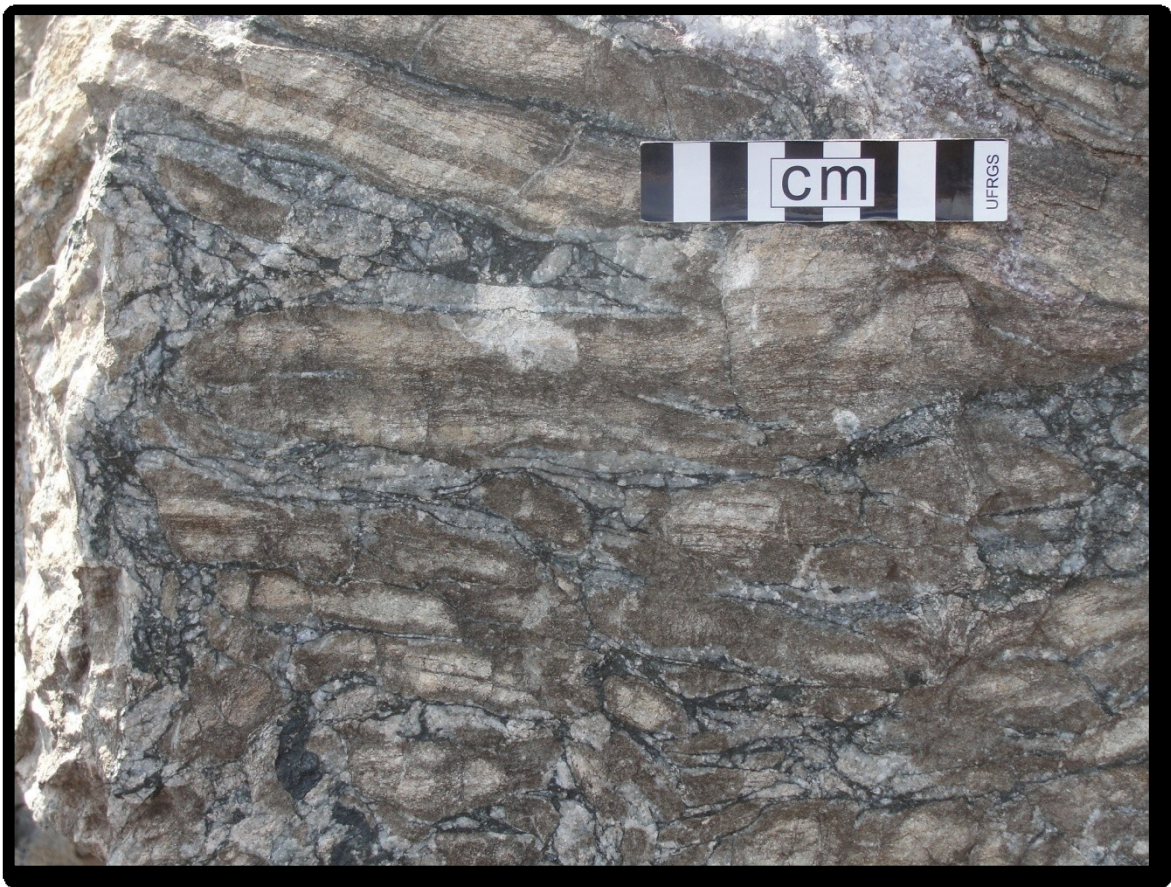


Figura 68: Brechas hidráulica formada atribuída ao processo de “*crack-seal*”.

As paragêneses identificadas neste trabalho e em estudos anteriores, permitem inferir que o processo de cristalização do sistema sulfeto-óxido-sulfato iniciou a partir da formação de sulfetos em razão da relativamente elevada concentração de enxofre no fluido, oriundo das soluções magmático-hidrotermais e das rochas metamórficas do Complexo Passo Feio. Dentre as possibilidades para explicar a cronologia de deposição sulfeto-óxido-sulfato e associações silicáticas está a evolução de um fluido que inicia depositando sulfeto de forma a fracionar o S da solução tornando-se mais rico em oxigênio a medida que o processo de deposição avança e desta forma cristaliza óxido e sulfato no resíduo final. Outra possibilidade para o fluido, após a cristalização de sulfetos, adquirir uma composição mais oxidante é o encontro com a água meteórica presente nas discontinuidades físicas e desse modo formar uma “mistura” de fluidos de modo a atender as condições termodinâmicas para formar óxido e sulfato respectivamente. Uma terceira possibilidade, descartada neste trabalho, seria a mistura de dois fluidos

magmáticos, sendo um de origem do Granito Caçapava e outro oriundo de outro corpo ígneo desconhecido com composição mais oxidante e que pudesse modificar o estado de oxidação do fluido principal localmente.

Agregando as interpretações de laboratório e campo, através deste trabalho é sugerida a hipótese de que a evolução da paragênese está ligada a interação do fluido magmático oriundo do corpo ígneo, o Granito Caçapava, com a água meteórica presente em descontinuidades físicas. Assim, as paragêneses de mais alta temperatura do estágio dúctil são compatíveis com fluidos contendo elevadas concentrações de CO₂ e S para formação de diopsídio e olivina e minério sulfetado, enquanto que as paragêneses de mais baixa temperatura são consistentes com um fluido que se enriquece em H₂O e oxida-se progressivamente. Nestas condições, de menor profundidade e temperatura com predomínio de deformação rúptil, o fluido residual possibilita a deposição de calcopirita-clorita-calcita. Em condições progressivamente mais oxidantes a formação de hematita e barita. A direção principal de fratura é NE-SW como pode ser visto nos estereogramas na seção ANEXO deste trabalho. Porém as descontinuidades físicas mineralizadas não representam uma direção preferencial, logo há de ser considerada que algumas medidas, apesar de não serem representativas em quantidade como exibida nos estereogramas, podem estar relacionada as mineralizações e um estudo mais detalhado sobre estes indicativos deve ser realizado.

6. Conclusões

- 1) Um dos fatores que controlam as mineralizações que ocorrem na área de estudo está ligado ao estilo estrutural. Duas fases distintas (dúctil e rúptil) estão ligadas as ocorrências das diferentes associações mineralógicas.
- 2) A fase estrutural dúctil está ligada as paragêneses de mais alta temperatura com a presença dos sulfetos molibdenita e pirrotita majoritariamente, com ocorrências restritas de pirita e calcopirita. Estes principais sulfetos estão presentes em estruturas tais como: dobras, *boudins* e *tension-gash*.
- 3) A fase estrutural rúptil está ligada as paragêneses de mais baixa temperatura ($\pm 300^{\circ}\text{C}$) com a presença de pirita, calcopirita, hematita e localmente bornita em fraturas e outras descontinuidades físicas nos escarnitos e veios de barita e quartzo.
- 4) Os silicatos magnesianos acompanham as paragêneses de sulfetos conforme as condições termodinâmicas e evolução dos fluídos (CO_2 , H_2O). Olivina, diopsídio e tremolita estão ligados à temperatura relativamente elevada, enquanto talco, serpentina, clorita associados a baixa temperatura.
- 5) Os sulfetos ocorrem de forma abundante nos escarnitos, hospedados nos mármores da Formação Passo Feio.
- 6) Hematita e barita estão hospedados nas rochas de composição carbonatítica em veios que preenchem descontinuidades físicas ou presentes de forma abundante em veios de quartzo em rochas da Formação Passo Feio.
- 7) A presença de alteração posterior na amostra granítica (DG-01) indica existência de um fluído aquoso em condições oxidantes. Essa interação é outro fator que indica que os fluídos iniciais estavam em condições redutoras e na sua evolução tornou-se oxidante nos estágios finais do processo.
- 8) A superposição de eventos ligada a hidratação nas fases finais do processo é evidenciada em ocorrências de paragêneses de alta temperatura, pela substituição de minerais anidros por fases hidratadas (amostra Cel-010). Esse fato é atribuído ao resfriamento do sistema.

7. REFERÊNCIAS

- Anovitz, L.M. and Essene, E.J., 1990, Thermobarometry and pressure-temperature paths in the Greenville Province of Ontario: *Journal of petrology*, v.31, p. 197-241.
- Barrell J., 1907. *Geology of the Marysville mining district, Montana: United States Geological Survey, Professional Paper 57*, p. 178.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439-442.
- Barton, M.D., Staude, J.M., Snow, E.A. and Johnson, D.A, 1991. Aureole systematics in Kerrick, D.M., ed., *Contact Metamorphism: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v.26, p.723-847.
- Bitencourt, M.F., 1983. *Geologia, Petrologia e Estrutura dos Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS. Unpublished M.Sc. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.*
- Bitencourt, M.F., Hartmann, L.A., 1984a. Reconhecimento geoquímico dos xistos magnesianos da região do Passo Feio, Caçapava do Sul, RS. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia (Rio de Janeiro, Brasil)* 6, 2607-2614.
- Bitencourt, M.F., Hartmann, L.A., 1984b. Geoquímica das rochas anfibolíticas da região de Caçapava do Sul, RS. Parte I: Caracterização geológica e petrográfica, elementos maiores e menores. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia (Rio de Janeiro, Brasil)* 9, 4253-4265.
- Blackwell, D.D., Steele, J.L., Frohme, C.F., Murphey C.F., Priest, G.R. and Black, G.L., 1990, Heat flow in the Oregon Cascade Range and its correlation with regional gravity, Curie Point depths, and geology: *Journal of Geophysical Research*, v. 95-B12, p. 19475- 19493.
- Bowers, J.R, Kerrick, D.M and Furlong, K.P., 1990, Conduction Model for thermal condition of the Cuspsuptic aureole, Maine: *American Journal of Science*, v.290, p. 644-665.
- Brown, P.E., Bowman, J.R. and Kelly, W.C, 1985, Petrology and stable isotope constraints on the source and evolution skarns forming fluids at Pine Creek, California. *Economic Geology*, v.80, p.72-95.
- Bucher and Frey, 2002, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 7^o ED., Chapter 6.
- Burt D.M, 1982, Skarns Deposits, Historical bibliography through 1970: *Economic Geology*, v.77, p.755-763.
- Cavarretta, G., Gianelli, G. and Puxeddu, M., 1982, Formation of authigenic minerals and their use as indicators of physiochemical parameters of the fluid in the Lardello-Travale geothermal field: *Economic Geology*, V.77, p. 1071-1084.
- Cavarreta, G and Puxeddu, M., 1990, Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hidrothermal magmatical fluids during early evolution of the Lardello geothermal field, Italy: *Economic Geology*, v.85, p. 1236-1251.

- Chemale Jr., Babinski, M.F., Hartmann, L.A. & Schmus, W.R. 1994a. Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camburiú. Boletim de Resumos Expandidos. Camburiú, SBG, v.1, p. 626-627.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & da Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in Southern Brazil. In: McNiall M. Ed. Proceedings Volume on Proterozoic Crust and Metallogenic Evolution, p. 151-166. Communications Geological Society of Namibia (10).
- Costa, A.F.U., Fernandes, L.A.D., Shukowsky, W., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 1995. Teste dos modelos tectônicos e de posicionamento do Complexo Granulítico de Caçapava do Sul, através de estudos de modelagem gravimétrica 3-D. Revista Brasileira de Geofísica 13 (2), 91-101.
- Dick, L.A. and Hodgson, C.J., 1982, The MacTung W-Cu (Zn) contact metassomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera: Economic Geology, v.77, p. 845-867.
- Einaudi, M.t., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 317-391.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. Journal of South American Earth Sciences, 5 (1): 77-96.
- Gemmell, J.B., Zantop, H. and Meinert, L.D., 1992, Genesis of the Aguilar zinc-lead-silver deposit, Argentina: Contact metassomatic versus sedimentary exhalative: Economic Geology, v.97, p. 2085-2112.
- Goldschmidt, V.M., 1911, Die kontakmetamorphose im Kristianiagebiet: Oslo Vidensk. Skr., I., Mat, Natur, v.K1, no.1, 483p.
- Gilbert, John M. & Charles F. Park Jr., The Geology of Ore Deposits, W.H. Freeman and Company, New York, 1986.
- Hames, W.E., Tracy, R.J and Bodnar, R.J., 1989, Postmetamorphic unroofing history deduced from petrology, fluid inclusions, thermochronometry, and thermal modeling; an example from southwestern New England with Suppl. Data 89-13: Geology, v. 17, p. 727-730.
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., 1982. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS: Geologia, petrografia e geoquímica de elementos maiores com interpretação geotectônica. Acta Geológica Leopoldensia 12, 153-178.
- Hartmann, L.A., Tindle, A., Bitencourt, M.F., 1990. O metamorfismo de fácies anfibolito no Complexo Passo Feio, RS com base em química dos minerais. Pesquisas 17 (12), 62-71.
- Helgeson, H.C., ed., Chemical transport in metasomatic processes: Department Geology and Geophysics, University of California, Berkeley, NATO Advanced Study Institutes Series C; Mathematical and Physical Sciences 218, p. 547-575.
- Hodgson, C.J., 1975. The geology and geological development of the Broken Hill lode in the New Broken Hill Consolidated mine, Australia; Part II, Mineralogy: Geological Society of Australia, Journal, v.22, p. 33-50.
- Johnson, C.A, Rye, D.M. and Skinner, B.J., 1990, Petrology and stable isotope geochemistry of the metamorphosed zinc-iron-manganese deposit at Sterling Hill, New Jersey: Economic Geology, v. 85, p. 1133-1161.
- Jost, H., Hartmann, L.A., 1984. Província Mantiqueira - Setor meridional. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds.), O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blücher, São Paulo, Brasil, pp.345-367.
- Knopf, A., 1918, Geology and ore deposits of the Yerington District, NV: United States Geological Survey, Professional Paper 114, p.68.

Korzhinskii, D.S., 1948, Petrology of the Tur'insk skarn deposits of copper: Academy Nauk SSSR, Institute of Geology Nauk Trudy, vvp. 68, Ser. Rudnykh Mestorozhdenii, No. 10, p.147.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr, F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40, 688-705.

Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã : estado do Rio Grande do Sul-Brasil. In: Atas do II Congresso Uruguayo de Geologia (Punta Del Este, Uruguay), pp. 263-268.

Lindgren, W., 1902, The character and genesis of certain contact deposit: American Institute of Mining Engineers, Transactions, v. 31, p. 226-244.

McDowell, S.D. and Elders, W.A., 1980, Authigenic layer silicate minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, Califórnia, USA.: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 293-310.

Meinert, L.D., 1992, Skarns and Skarns Deposits, *Geoscience Canada*, v. 19 (4), p. 145-161.

Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências* 19 (2), 153-169.

Nardi, L.V.S., Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline associations: The Saibro Intrusive Suite, southern Brazil: A case study. *Chemical Geology* 92, 192-212.

Norton, D., 1982. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments, southeastern Arizona: in Titley, S.R., ed., *Advances in Geology of Prphyry Copper Deposits: Southwestern North America*: University of Arizona Press, Tucson, p. 59-72.

Paim, P.S.G., Lopes, R.C., Chemale Jr, F., 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano inferior. In: *Boletim de Resumos Expandidos do VI Simpósio Sul Brasileiro de Geologia (Porto Alegre, Brasil)*, pp. 39-50.

Ramsay, J.G. & Huber, M.I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Cap. 13, Academic Express Inc.

Reischl, J.L., Dorneles, N.T., 1999a. The Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) Mines of Rio Grande do Sul, southern Brazil- Is their mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? In: Silva, M.G., Misi, A. (Eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*. MME-CPRM-DNPM, Brasil, pp. 54- 63.

Reischl, J.L., Kolling, S.L., Feldmann, E., 1982. Ocorrências de Ouro em Formações Ferríferas Pré-cambrianas, Caçapava do Sul, RS. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Ba*, v.3, pp 912-921.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 1997. Caracterização do minério do Depósito Santa Bárbara-Rosso, Caçapava do Sul-RS. In: *Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros, Resumos Expandidos, DNPM/DIREX, PADCT/ GTM, Ministério das Minas e Energia, Brasília, Brasil*. pp. 91-98.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Groves, D.I., 1996. SHRIMP U/Pb zircon dating at 2448 Ma of the oldest igneous rock in Southern Brazil: Identification of the westernmost border of the Dom Feliciano Belt. In: *Symposium on Archaean Terranes of the South American Plataform (Brasília-DF): Extended Abstracts*, pp. 67-70.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I. & Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of the southernmost Brazil:

Isotopic constraints on time and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (4/5): 349-366.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999b. SHRIMP U±Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: *Boletim de Resumos do I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados (Gramado, Brasil)*, p. 89.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M., 1999c. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: Isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences* 12 (4/5), 349-366.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I. & Fletcher, I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 191-216.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L., 2000. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil, *Gondwana Research* 3(2), 155-174.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Filho, P.M., Tessari, R.I., 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DPM-DNPM* 127, 1-232.

Ribeiro, M., Carraro, C.C., 1971. Geotectonic Map of the Caçapava do Sul region-RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

Salemink, J. and Schuiling, R.D., 1987, A two-stage, transient heat and mass transfer model for the granodiorite intrusion at Seriphos, Greece, and the associated formation of contact metasomatic skarn and Fe-ore deposits.

Soliani, E. Jr., 1986. Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e Suas Implicações de Ordem Geotectônica. Unpublished Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, p.239.

Silva filho, B. C. da & Matsdorf, M 1987. Análise estrutural dos metamórfitos da borda oeste do Granito Caçapava. Caçapava do Sul: implicações geológicas locais e regionais. *Anais, III Simpósio Brasileiro de Geologia*. SBG, 1: 197-222.

Taylor, B.E. 1976, Origin and significance of C-O-H fluids in the formation of Ca-Fe-Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt County, Nevada: unpublished Ph.D. thesis, Stanford University, 149 p.

Umpleby, B., 1913, Geology and ore deposits of Lemhi County, Idaho: United States Geological Survey, Bulletin 528, p.182.

Vidale, R., 1969, Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands: *American Journal of Science*, v. 267, p. 857-874.

Wallmach, T. and Hatton, C.J., 1989. Extreme facies of contact metamorphism developed in calc-silicate xenoliths in the eastern Bushveld complex: *The Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 509-523.

Zarayskiy, G.P., Zharikov, V.A., Stoyanovskaya, F.M. and Balashov, V.N., 1987, The experimental study of bimetasomatic skarn formation: *International Geology Review*, v.29, p. 761-858.

Zharikov, V.A., 1970, Skarns: *International Geology Review*, v. 12, p. 541-559, 619-647, 760-775.

8 ANEXOS

8.1 Mapa Geológico

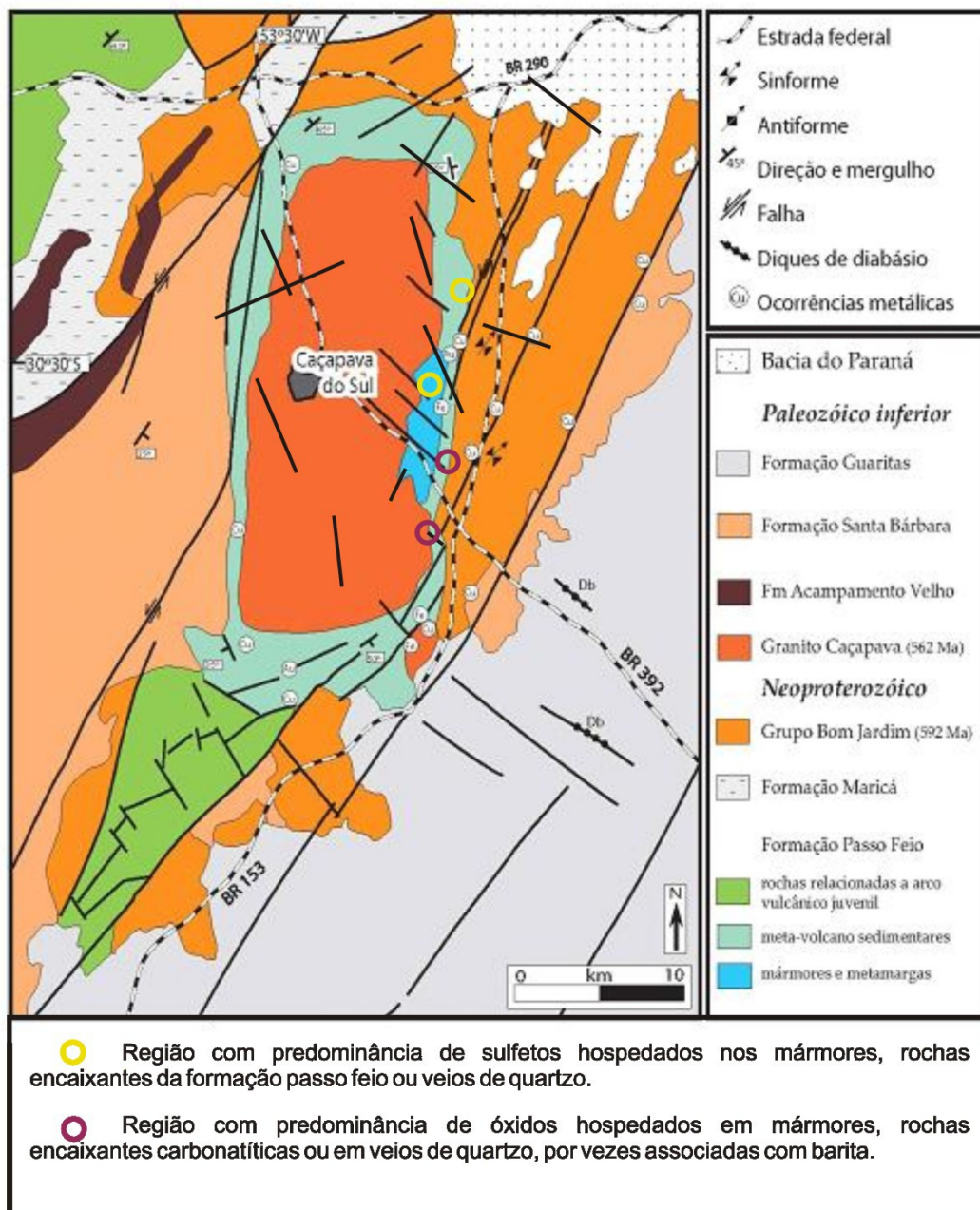


Figura 69: Mapa modificado Remus, 1999 e Mapeamento UFRGS, 2000.

8.2 Estereogramas

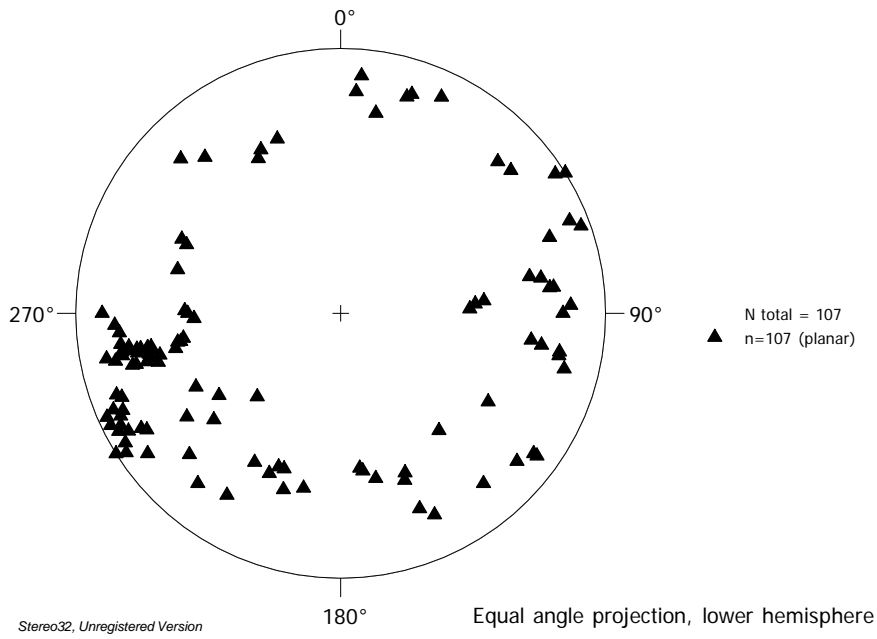


Figura 70: Estereograma de pólos de planos de fraturas.

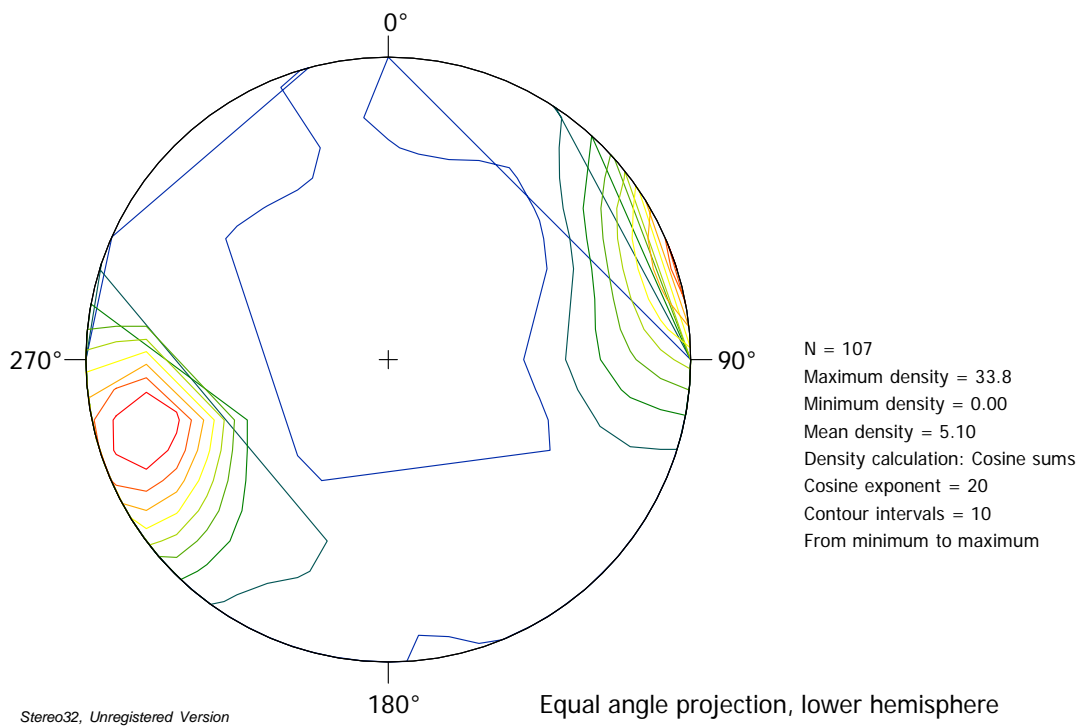


Figura 71: Estereograma de densidade de planos de fraturas.

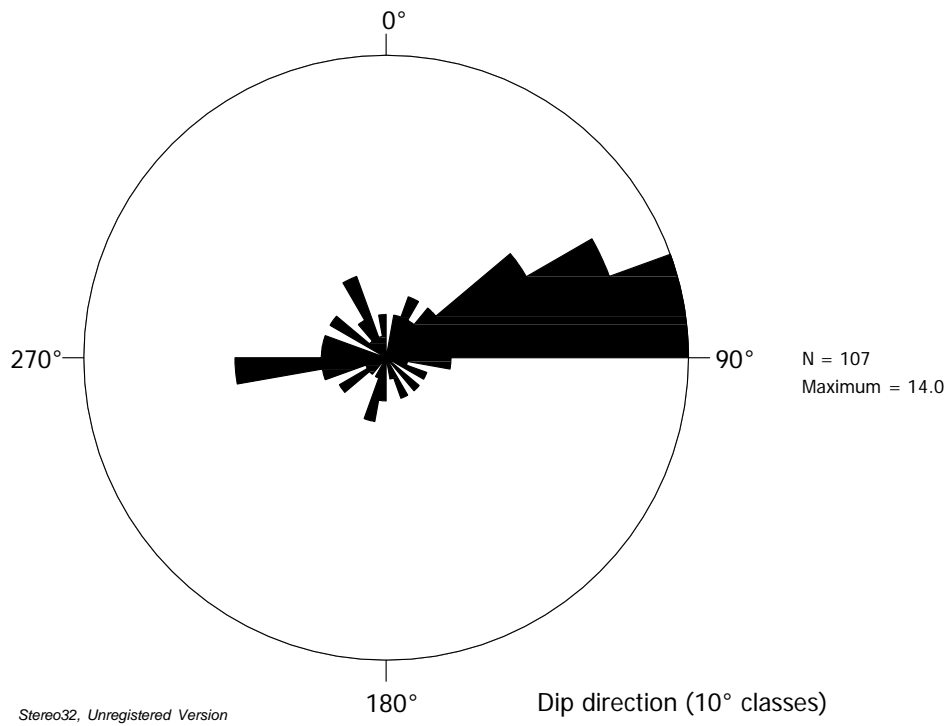


Figura 72: Estereograma de roseta de planos de fraturas.

As atitudes dos planos de fraturas presentes nos estereogramas foram medidas nos mármorees que pertencem a pedra Cel. Linhares.

Através dos estereogramas de pólos de planos, densidade e de roseta é possível inferir que a principal família de fraturas possui direção NE-SW e possui mergulho subvertical. Lembrando que, as mineralizações associadas a baixa temperatura é controlada por estruturas rúpteis.