

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO DE Pb e Zn NO COMPLEXO PASSO
DO IVO, SÃO GABRIEL RS. IMPLICAÇÕES PARA METALOGENIA**

BRENDA DA ROCHA GAMALHO

PORTO ALEGRE

2018

BRENDA DA ROCHA GAMALHO

CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO DE Pb e Zn NO COMPLEXO PASSO DO IVO, SÃO GABRIEL RS. IMPLICAÇÕES PARA METALOGENIA

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. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus
Prof. Dr. Norberto Dani

PORTO ALEGRE

2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Gamalho. Brenda da Rocha

Caracterização da mineralização de Pb e Zn no complexo
Passo do Ivo, São Gabriel RS. Implicações para metalogenia.. /
Brenda da Rocha Gamalho. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade
Federal do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão do Curso de
Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientador: Marcus Vinicius Dorneles Remus

Co-orientador: Norberto Dani

1. Pb e Zn. 2. Metalogenia. 3. Passo do Ivo. I. Título.

CDU 549

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências – UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO DE Pb e Zn NO COMPLEXO PASSO DO IVO, SÃO GABRIEL RS. IMPLICAÇÕES PARA METALOGENIA**", elaborado por "BRENDA DA ROCHA GAMALHO", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Wilson Wildner

Prof. Dr. Lauro Nardi

Profa. Dra. Juliana Marques

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2018.

Ao amor, educação e respeito que recebi de meus pais.

AGRADECIMENTOS

Amo a Geologia e a capacidade que ela me deu de observar e tentar entender a natureza, as pedras e a dinâmica do inanimado. Agradeço, sobretudo, aos meus pais, Cláudia e Denílson, que fomentaram em mim a dúvida, a curiosidade e o interesse na educação, e foi por meio das oportunidades que eles colocaram no meu caminho que eu encontrei e me encontrei nesse curso.

A verdade é que sou uma colcha de retalhos, como diria Cora Coralina. Minha imensa gratidão a todos aqueles que contribuíram e contribuem na minha formação profissional e, principalmente, na formação do meu caráter. Dedico a eles meu trabalho.

Cabem aqui alguns agradecimentos especiais a pessoas cuja presença foi fundamental nesses cinco anos de faculdade. Tiaguéti, Andi, Debs, Jô e Lu, parceiros de faculdade e de indiadas. Aos meus orientadores, em especial ao professor Remus, incentivador e apoiador de ideias. À galera da Nexa Resources, desde geólogos, técnicos e auxiliares, que não pouparam tempo para me ensinar e mostrar a geologia em prática; em especial, ao Rodrigo Travassos e ao Marcelo Lindenberg, por terem acreditado em mim e proporcionando-me esta grande oportunidade, que foi o estágio no *greenfield* no escudo sul-riograndense. À minha irmã Betina, peça fundamental para ajudar a manter a ordem em casa quando as épocas de prova chegavam e a casa ficava uma “zona”. E, por fim, ao Luís Henrique, que está comigo em todos os perrengues e faz brilhar meus olhos todos os dias há oito anos.

É fim de curso, mas é começo. Que apareçam muitas pedras no meu caminho para eu desvendá-las e para pagar minhas contas!

RESUMO

Este trabalho focaliza o estudo da ocorrência de minério de Pb e Zn em galena e esfalerita hospedados em rochas meta-vulcanossedimentares do Complexo Metamórfico Passo do Ivo, terreno São Gabriel, RS. As hospedeiras diretas do minério são metassedimentares siliciclásticas, consistindo de anfíbolito com textura radiada, quartzo-anfíbolito e anfíbólio gnaiss. Hospedeiras indiretas, que ocorrem no entorno da ocorrência de Pb e Zn Lajeado, acompanhando o mesmo *strike* da faixa, são unidades metassedimentares siliciclásticas (metapsamitos e metapelitos) intercaladas ritmicamente com anfíbolitos bandados a plagioclásio (metabasitos). A mineralização trata-se de minerais de minério de galena e esfalerita em paragênese com pirita+calcopirita+pirrotita, que ocorrem disseminadas nas rochas encaixantes, em vênulas localizadas e como camadas maciças *stratabound* com até 8 cm de espessura, acompanhando a orientação das rochas hospedeiras (310/77). Feições texturais entre os níveis e camadas de minério e a rocha silicatada permitem interpretar que a mineralização ocorreu antes mesmo da litificação dessas rochas, sugerindo uma origem singenética. Alteração sericítica pervasiva seletiva acompanha a mineralização ocorrendo, também, em zonas desmineralizadas. Alteração hidrotermal pervasiva a clorita pré-metamorfismo, foi interpretada a partir de anfíbolito radiado que envelope a mineralização. Turmalinização em rochas estéreis ocorre em níveis restritos e paralelos à foliação, e é atribuída a níveis exalativos/hidrotermais que se intercalam a *inputs* detriticos (quartzo-feldspáticos). Três eventos metamórficos foram superimpostos nas rochas estudadas onde M1 referente ao metamorfismo regional orogênico é marcado pela paragênese quartzo+feldspato+biotita+hornblenda+Ilmenita; M2 dado pelo metamorfismo estático de contato causado pelas intrusões graníticas aluminosas na sequência meta-vulcanossedimentar, marcado pela paragênese biotita+hornblenda+granada e M3, retrometamórfico, dado por clorita, biotita e muscovita. Um último evento é marcado por falhamentos que produzem cataclase em domínios localizados da rocha com deposição restrita de finos veios de barita e fluorita. A partir da geologia regional, onde se insere a ocorrência de Pb e Zn Lajeado, das relações texturais do minério, bem como das diversas interpretações geotectônicas para a faixa Passo do Ivo, sugere-se que a área está inserida em um contexto mineralizante singenético máfico-siliciclástico, apontando um potencial VMS tipo Besshi para a faixa.

Palavras-Chave: Pb e Zn. Metalogenia. Passo do Ivo.

ABSTRACT

This work aims at studying the occurrence of Pb and Zn ores in galena and sphalerite cores from meta volcano-sedimentary rocks of the Passo do Ivo Metamorphic Complex, São Gabriel ground, RS. Direct ore hosts are siliciclastic metasedimentary with radiated texture amphibolite, quartz amphibolite and gneiss amphibole. Indirect hosts, that occur surrounding the occurrence Pb and Zn Lajeado together with the same strike belt, are units of siliciclastic metasedimentary (metapsamites and metapelitic rocks) rhythmically interspersed with banded amphibolites (metabasites). Mining concerns galena and sphalerite ore minerals in paragenesis with pyrite+chalcopyrite+pyrrhotite disseminated in nesting rocks, located veins and in stratabound solid layers up to 8 cm thick, along with the host rock strike (310/77). Texture features between ore levels and layers, and the silicate rock indicate the occurrence of mineralization before the rock litification, suggesting a syngenetic origin. The pervasive sericitic alteration follows the mineralization and occurs in demineralized zones. Hydrothermal alteration pervasive to pre-metamorphic chlorite infers from radiated amphibolite enveloping the mineralization. Sterile rock turmalization occurs in restrict and parallel to foliation levels, attributed to hydrothermal/exhalative levels interleaved with dendritic inputs (quartz-feldspathic). Three metamorphic events superimpose in the studying rocks: M1 refers to the regional methamorfism marked by paragenesis quartz+feldspar+biotite+ hornblende +Ilmenite; M2 given by static contact methamorfism is caused by aluminous granitic intrusions of the meta volcano-sedimentary sequence; and M3 concerns retrograde methamorphism given by chlorite, biotite and muscovite. A last event is marked by failures producing cataclase in located domains of the rock with restrict deposition of barite and fluorite fine veins. The regional geology (where occurs the occurrence Pb and Zn Lajeado), the texture relations of the ore and diverse geotectonics interpretations for the Passo do Ivo belt, suggest the area is inserted into a mineralization context of the syngenetic mafic-siliciclastic-type and a strong VMS Besshi type potential.

KEY WORDS: Pb and Zn; Metallogenic; Passo do Ivo.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com ênfase ao posicionamento do Complexo Passo do Ivo, marcado pelo polígono amarelo.	18
Figura 2: Mapa Geológico do Terreno São Gabriel. O retângulo vermelho marca a área de estudo deste trabalho.....	24
Figura 3: Mapa geológico do setor central do Complexo Metamórfico Passo do Ivo, localizado na folha cartográfica Lagoa da Meia Lua. A ocorrência de Pb e Zn Lajeado, foi observada no afloramento GN-442 pela CPRM.	27
Figura 4: Sequências petroquímicas típicas dos cinco principais tipos de depósitos VMS, onde, MORB= basalto de cadeia meso-oceânica, BON= boninito, LOTI =toleíto de arco de ilha com baixo Ti, OIB =basalto de ilha oceânica, HSFE = elementos de alto potencial iônico ou de elevada relação carga/raio, FIII= suíte de rochas félsicas com baixas razões Zr/Y e La/Yb e alto conteúdo de HSFE, FI =suíte de rochas félsicas com altas razões Zr/Y and La/Yb e baixo conteúdo de HSFE,==, FIV= suíte de rochas félsicas restritas a terrenos pós-arqueanos, TOL= toleíto, IAT =toleíto de arcos oceânicos, KOM =komatiíto.....	33
Figura 5: Zonação química do minério em um monte mineralizado, com Po, Cpy marcando o núcleo do monte, Sp, Gn e Py marcando zonas intermediárias e Ba envelopando a sequência.	36
Figura 6: Sessão esquemática referente à morfologia de depósito VMS com lente de sulfeto maciço sendo seccionada por um sistema de veios stockwork (zona de stringer) com um halo de alteração associado.....	36
Figura 7: Desenho esquemático mostrando diferentes ambientes metalogenéticos para MVT, VMS e SEDEX, de acordo com as configurações tectônicas. MVT= Mississippi Valley-type, SEDEX = sedimentary exhalative, VMS = volcanogenic massive sulfide.....	42
Figura 8: Mapa de pontos visitados e descritos durante a etapa de campo, realizada entre os dias 3 a 5 de abril de 2018.	44
Figura 9: Modelo de Funcionamento do WDS-FRX.	52
Figura 10: Mapa geológico preliminar da área estudada. São apresentados domínios litológicos, a pesar da heterogeneidade dentro dos pacotes devido ao bandamento composicional rítmico das sequências meta-vulcanossedimentares. O sistema de coordenadas utilizado foi WGS ₈₄ /UTM.....	55

Figura 11: Sessão geológica esquemática da área estudada, mostrando a posição e distribuição do minério maciço, encontrado no ponto 004 em relação a suas encaixantes meta-vulcanossedimentares.56

Figura 12: Macroscopia. A) Anfibolito com textura radiada intercalado com níveis centimétricos de galena+esfalerita; B) Quartzo-anfibolito hospedando camada de minério maciço e níveis anastomosados de galena e esfalerita; C) Camada maciça stratabound de galena+ esfalerita; B) Quartzo-anfibolito hospedando camada de minério maciço e níveis anastomosados de galena e esfalerita; C) Camada maciça stratabound de galena+esfalerita englobando porções quartzo-feldspáticas; **D)** Níveis de galena e níveis de esfalerita intercalados no quartzo-anfibolito. Lentes de quartzo + carbonato (meta-chert) são pontuais; **E)** Fotografia do afloramento (ponto 004) contendo as principais rochas encaixantes da mineralização de Pb e Zn.58

Figura 13: Microscopia. A) Nível de esfalerita englobando grãos arredondados de quartzo e feldspato sericitizado; B) contato gradual e irregular entre camada de esfalerita+galena e rocha silicatada; C) inclusões de esfalerita em galena e textura vermicular, em matriz de quartzo, feldspato e anfibólio, com raras inclusões de turmalina; **D)** equilíbrio entre esfalerita e pirrotita com granulometria grosseira em anfibólio gnaisse; **E)** esfalerita e galena inclusos e englobados por anfibólio decussado; **F)** galena com hábito cúbico cortando limite de grão de anfibólio; **G)** Níveis milimétricos de sulfeto (esfalerita e galena) interdigitados nas camadas anfibolíticas radiadas.....61

Figura 14: **A)** Amostra de quartzo-anfibolito mineralizado coletada no afloramento 004; **B)** afloramento 005 de quartzo-anfibolito estéril; **C)** visão geral de lâmina delgada de quartzo anfibolito mostrando a intercalação desta rocha com níveis de esfalerita e galena; **D)** nível quartzoso do quartzo anfibolito com anfibólios decussados e sericitização pervasiva seletiva; **E)** anfibólio e granada poiquiloblásticos englobando fragmentos sericitizados; **F)** galena e esfalerita interdigitados e inclusos em anfibólio do quartzo anfibolito; ilmenita também ocorre inclusa no anfibólio, e está sendo substituída por titanita; **G)** anfibólio e granada poiquiloblásticos e em equilíbrio, englobando ilmenita, quartzo, feldspato e biotita; **Ponto 005:** **H)** camada de epidoto associada à zona sericitizada entre os níveis anfibolíticos. Legenda: anf: anfibólio, gr: granada, sph: esfalerita, gn: galena, ser: sericita, felds: feldspato; qtz: quartzo, ti: titanita.63

Figura 15: A) Anfibolito com textura radiada coletado no ponto 004; B) Sn marcada

por galena e esfalerita stratabound com contatos irregulares entre nível sulfetado e silicatos da encaixante, apresentando anfibólitos de textura decussada entre os planos de xistosidade, por vezes, substituições por clorita magnésiana; **C)** exsoluções de calcopirita em esfalerita, a qual encontra-se em equilíbrio com calcopirita e pirita; **D)** espaço intergranular sericitizado entre anfibólitos decussados; **E)** e **F)** imagens em luz refletida e luz transmitida, respectivamente, mostrando galena em equilíbrio com esfalerita com fraturas e bordas irregulares. Fragmentos angulosos de galena ocorrem inclusos em anfibólito. Legenda: sph: esfalerita; gn: galena; cpy: calcopirita; ilm: ilmenita; chl. mag: clorita magnésiana; anf: anfibólito; ser: sericita.66

Figura 16: A) Fotografia do afloramento de anfibólito gnaisse mineralizado do ponto 004; B) Anfibólito gnaisse estéril do ponto 019B com vênulas de carbonato disseminadas e alteração sericítica fraca, a intercalação entre os níveis máficos e félsicos é rítmica; **C)** Gradação granulométrica dentro das bandas quartzo-feldspáticas, e lente de granada associada a subgrãos de granada, feldspato, clorita com dobras em *kink band*, anfibólito nematoblástico e biotita com textura decussada; **D)** Anfibólito decussado deslocando bandamento composicional primário (Sn) recristalizado. Clorita substitui anfibólitos nematoblástico que marcam a Sn como também está substituindo anfibólitos decussado; **E)** Anfibólito nematoblástico poiquiloblásticos englobando grãos arredondados de quartzo e feldspato sericitizado e grãos anédricos de ilmenita. Veio irregular e descontínuo de albite secciona todo o conjunto de minerais; **F)** Clorita substituindo anfibólito nematoblástico, biotita decussada e clorita retrometamórficas substituindo biotita; **G)** Quartzo com inclusões de turmalina; **H)** Porfiroblastos de carbonato com inclusões de turmalina; **I)** Nível de turmalina associado a sericitização da matriz; **J)** Alteração sericítica. Legenda: anf: anfibólito; bt: biotita; carb: carbonato; chl: clorita; felds: feldspato; gr: granada; ilm: ilmenita; qtz: quartzo; ser: sericita; turm: turmalina.70

Figura 17: Afloramento 003. Talco-tremolita-clorita xisto, intercalado com xistos quartzo-feldspáticos e clorita xistos friáveis.73

Figura 18: Xistos quartzo-feldspáticos bastante friáveis intercalados com anfibólito. Afloramento em valeta de estrada.....74

Figura 19: Granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto. A) Fotografia da amostra de mão mostrando níveis com granada (cor rosa); B) gradação granulométrica nos níveis quartzo-feldspáticos, com biotita lepidoblástica marcando

os planos de xistosidade da rocha; **C)** Porfiroblasto de granada (M2) com inclusões em trilha de quartzo, feldspato, feldspato sericitizado e biotita. Veio tardio regular e retilíneo de barita corta a rocha; **D)** Granada (M1) poiquiloblástica crescendo sob grãos de quartzo, feldspato, sericita e biotita. **E)** Contato irregular entre nível quartzo-feldspático com alteração sericítica versus nível quartzo-feldspático não alterado, com biotita metamórfica não sericitizada marcando os planos de xistosidade; Limites retos (predominante) e limites serrilhados (mais raros) nos contatos entre grãos de quartzo e feldspato; **F)** sericitização dos feldspatos não afetando as biotitas do M2.
.....75

Figura 20: Afloramento do ponto 014 de anfibolito fino intercalado com espessas camadas de gnaiss quartzo-feldspático; o contato entre eles é nítido e brusco.....78

Figura 21: Afloramentos de gnaiss quartzo-feldspático. A) Ponto 014. Gnaiss quartzo-feldspático com dobra assimétrica e movimento destal; B) Ponto 021. Gnaiss quartzo-feldspático intercalado com associações de xistos quartzo-feldspáticos e anfibolitos em valeta de estrada.....79

Figura 22: Classificação dos anfibólios calcico-sódicos. Em geral ocorre enriquecimento na razão $Mg/Mg+Fe_2$ do centro para a borda dos minerais. Anfibólios referentes ao anfibólio gnaiss caíram no campo Fe-Hornblenda e Fe-Tschermakita. Anfibólios referentes ao anfibólio gnaiss caíram no campo Fe-Hornblenda e Fe-Tschermakita. Anfibólios referentes ao anfibolito mineralizado caíram, em geral, no campo do Mg-Hornblenda, exceto para duas amostras que caíram no campo da actinolita.....81

Figura 23: Classificação dos anfibólios calcico-sódicos, baseado em Leake, et.al (1997). As setas indicam mudanças na composição química com variações do centro do grão em direção à borda. Em geral, não há nítidos padrões de zonações.
.....81

Figura 24: Composição quantitativa de turmalinas encontradas no anfibólio gnaiss do ponto 019 (estéril), apresentada em diagrama $Ca/(Ca+Na)$ na vacância X versus $Fe/(Fe+Mg)$ na vacância Y, onde a fórmula estrutural é baseada em 31 anions (O,OH,F).....83

Figura 25: A) Diagrama ternário utilizando Al-Fe-Mg na proporção molecular baseado em Henry e Guidotti (1985). Alguns termos finais foram colocados como referência. 1: granitoides pegmatíticos e aplitos ricos em Li; 2: granitoides pegmatíticos e aplitos pobres em Li; 3: rochas a quartzo-turmalina, rico em $Fe+3$

(alteração granítica), ou granito oxidado; 4: metapelitos e metapsamitos com fase de saturação em Al; 5: metapelitos e metapsamitos com fase subsaturada em Al; 6: rochas a quartzo-turmalina, calci-silicáticas e metapelitos; 7: meta-ultramáficas com baixo Ca e metassedimentares rica em Cr-V; 8: metacarbonatos e metapiroxenitos; **B)** Campos baseados nas composições da turmalina relacionadas à mineralização do depósito de Kidd Creek, Ontário, indicando que a composição da turmalina é baseada no fluido hidrotermal, e não na rocha hospedeira.84

Figura 26: Composição das turmalinas encontrada em níveis no anfibólio gnaiss do ponto 019. Diagramas $\text{Na}_2\text{O}:\text{MgO}:\text{FeO}$ e $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{FeO}$ de turmalina em sedimentos químicos, onde os campos foram construídos baseados na composição de turmalinas já conhecidas por Henry et al., (1985) e na interpretação de turmalinas de ambiente exalativo submarina de Garde et al., (1999).86

Figura 27: A) Diagrama ternário com os pontos de granada analisados na microsonda eletrônica, com os campos propostos por Mange et al., (2007), onde discriminam rochas-fonte. Os vértices do diagrama são referentes ao cálculo de átomos por fórmula. Legenda: Tipo A: rochas de alto grau, fácies granulito, rochas metassedimentares ou charnoquitos e rochas ígneas intermediárias a félsicas; Tipo B: rochas metassedimentares (metapelitos ou metasedimentos siliciclásticos) de baixo a medio grau; Tipo Bi: rochas ígneas félsicas a intermediárias; Tipo Ci: rochas derivadas principalmente de rochas máficas de alto grau; Tipo Cii: rochas derivadas principalmente de rochas máficas de alto grau; Tipo Cii: rochas ultramáficas com alto magnésio (piroxenitos e peridotitos); Tipo D: rochas metassomáticas de baixo grau e alta temperatura, granulitos cálcio-silicáticos metamorfizados; **B)** Diagrama ternário com campos discriminantes de grau metamórfico para granadas, onde XMn: Mn em fórmula; XCa: Ca em fórmula; XMg: Mg em fórmula.88

Figura 28: Avaliação do grau de alteração das rochas meta-vulcanossedimentares coletadas durante o trabalho de campo, em relação aos conteúdos de sódio e potássio.93

Figura 29: Diagrama ACF para análise de protólito das rochas a partir dos campos discriminantes onde: Gr: grauvacas; α : granitoides; β : basaltos e andesito.94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Principais classificações de depósitos tipo VMS, baseado na geotectônica e litoestratigrafia.	34
Tabela 2: Principais características dos minerais que compõem a assembleia de minério.	59
Tabela 3: Composição e percentagem do volume modal do quartzo anfibolito. Dados obtidos por meio da contagem de pontos em petrografia das lâminas delgadas 004E e 005.	64
Tabela 4: Composição e percentagem do volume modal do anfibolito com textura radiada.	67
Tabela 5: Composição e percentagem do volume modal das lâminas referentes ao anfibólio gnaiss.	71
Tabela 6: Composição e percentagem do volume modal do granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto. Dados obtidos por meio da contagem de pontos em petrografia de lâmina delgada.	76
Tabela 7: Relação das análises realizadas nos anfibólios representativos do evento metamórfico M1 (registrado pela textura nematoblástica) e dos representativos ao evento metamórfico M2 (registrados pela textura decussada) de acordo com a classificação da nomenclatura dos anfibólios baseada no modelo de classificação de Leake et al., (1997).	80
Tabela 8: Resumo das composições químicas encontradas para os diferentes anfibólios (nematoblástico x decussado) e a zonação química durante o crescimento de cada mineral durante os eventos metamórficos M1 e M2. Fase inicial= centro de grão; Fase final= borda de grão.	80
Tabela 9: Comparação de intervalos da razão $FeO/(FeO+MgO)$ em turmalinas de origem já conhecidas, relacionando-as com seus processos genéticos.	82
Tabela 10: Tabela com os valores dos elementos em fórmula para cada mineral do grupo da granada. Cada linha corresponde a uma análise realizada na microsonda eletrônica. Células em vermelho e em verde correspondem, respectivamente, maiores e menores valores de cada linha.	87
Tabela 11: Relação dos pontos analisados na microsonda e suas fases	

metamórficas.....87

Tabela 12: Tempo relativo de formação das fases minerais da alteração hidrotermal, da mineralização do Lajeado e minerais das rochas encaixantes, com base nas associações mineralógicas, paragêneses e feições texturais observadas nas amostras de minério e nas suas encaixantes próximas.89

Tabela 13: Comparação entre as características típicas de depósitos VMS tipo Besshi, do depósito VMS tipo Besshi do Bria Rift, corpo DeGrussa, Austrália, e as rochas hospedeiras do minério da ocorrência Lajeado. 103

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	18
1.2 OBJETIVOS E METAS	19
2 ESTADO DA ARTE	20
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO	20
2.2 TERRENO SÃO GABRIEL	22
2.3 COMPLEXO METAMÓRFICO PASSO DO IVO	25
2.4 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	28
2.5 DEPÓSITOS VULCANOGÊNICOS DE SULFETO MACIÇO (VMS)	30
2.5.1 Morfologia	34
2.5.2 Alterações Hidrotermais	37
2.5.3 Rochas Hospedeiras	38
2.6 DEPÓSITOS DO TIPO SEDIMENTAR EXALATIVO (SEDEX)	39
2.7 DEPÓSITOS DO TIPO MISSISSIPI VALEY-TYPE (MVT)	41
3 METODOLOGIA	43
3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO	43
3.2 ETAPA DE CAMPO	43
3.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	46
3.3.1 Laminação	46
3.3.2 Moagem de Rocha	47
3.4 PETROGRAFIA SEMI-QUANTITATIVA E QUALITATIVA	48
3.4.1 Microscopia Óptica	48
3.4.2 Microsonda Eletrônica	48
3.5 ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	50
3.5.1 Aplicação do Método	50
3.5.2 Fluorescência de Raio-X por Dispersão de Comprimento de Onda (WDS-FRX)	50
4 RESULTADOS	53
4.1 GEOLOGIA LOCAL	53
4.1.1 Petrografia da Ocorrência de Zn e Pb Lajeado	54
4.1.2 Petrografia das Rochas Encaixantes Proximais	62
4.1.2.1 Quartzo-anfibolito (ponto 004 e 005)	62
4.1.2.2 Anfibolito com textura radiada (ponto 004)	65
4.1.2.3 Anfibólio gnaisses (ponto 004, 019)	68
4.2 PETROGRAFIA DAS ENCAIXANTES DISTAIS	72
4.2.1 Granito aluminoso	72

4.2.2 Talco-tremolita-clorita xisto (Ponto 003)	72
4.2.3 Clorita xisto (Ponto 003).....	73
4.2.4 Xistos quartzo-feldspáticos	73
4.2.5 Granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto.....	74
4.2.5 Anfibolito bandado à plagioclásio	77
4.2.6 Gnaisse Quartzo-Feldspático	78
4.3 QUÍMICA MINERAL: DADOS QUANTITATIVOS	79
4.3.1 Anfibólitos	79
4.3.2 Turmalina.....	82
4.3.3 Granada	86
4.4 ASPECTOS METAMÓRFICOS	89
4.5 GEOQUÍMICA DO MINÉRIO	91
4.6 LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES	93
4.6.1 Alteração/Metassomatismo	93
4.6.2 Protólito das Encaixantes	94
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	95
5.1 DISCUSSÕES	95
5.1.1 Singeneticidade	95
5.1.2 Condições do fluido mineralizador	96
5.1.3 Alteração hidrotermal.....	97
5.1.4 Remobilização do minério	98
5.1.5 Guias de exploração mineral	99
5.1.6 Contextualização das rochas encaixantes	99
5.1.7 Potencial metalogenético.....	101
5.2 CONCLUSÕES	104
REFERÊNCIAS.....	107
ANEXOS	112

1 INTRODUÇÃO

A busca por pedras preciosas e metais sempre estiveram presentes na construção e desenvolvimento da sociedade. O contínuo crescimento da demanda por recursos naturais desafia os geólogos a estarem sempre se aventurando a compreender a natureza, de modo a entender a origem e distribuição dos minerais e seus metais associados para que, enfim, possam dar suporte às necessidades da sociedade moderna.

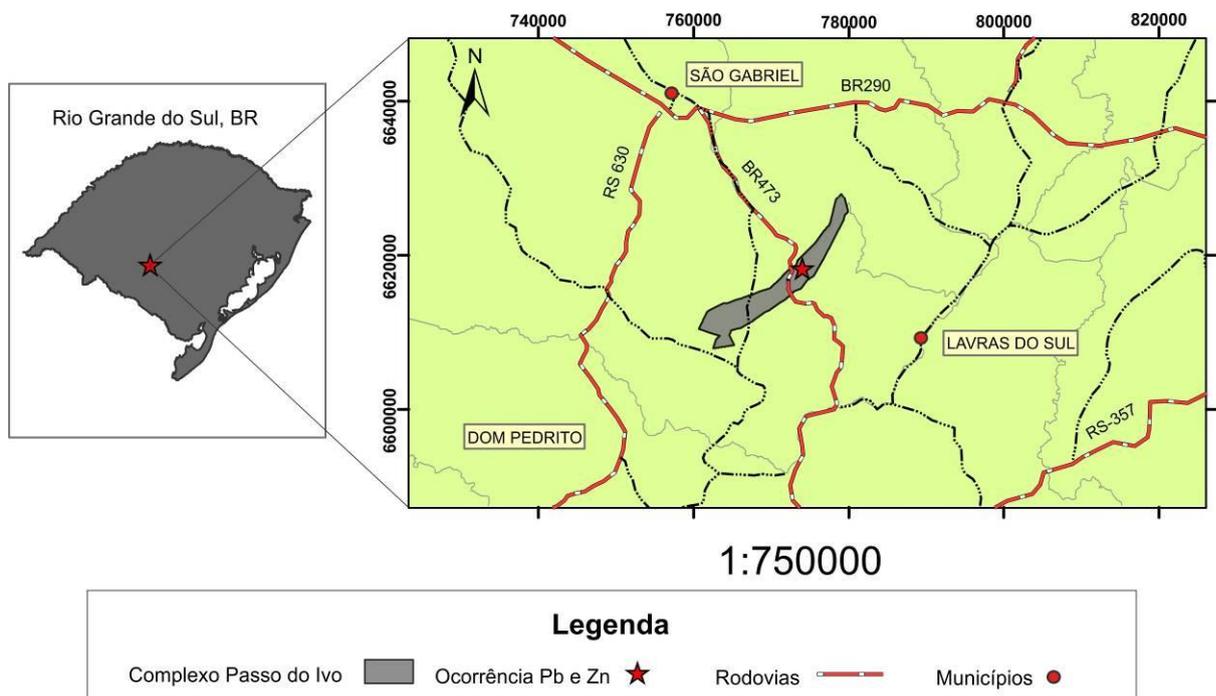
Os depósitos de sulfeto maciço encontrados em mineralizações hidrotermais suprem, em grande parte, a demanda por metais base (Cu-Pb-Zn) usados no exercício industrial. Para que se consiga identificar esses tipos de depósitos é exigido o conhecimento acerca das rochas que acomodam a mineralização bem como os padrões de alteração hidrotermal, produtores de assembleias minerais características. A identificação da associação mineral de alteração e a avaliação da natureza da sua ocorrência conduzem a proposição de modelos genéticos associados à presença de minério. O modelo de depósito auxilia-nos a inferir o potencial econômico da área e, assim, avaliar se as pesquisas minerais prosseguem ou não. Somado ao entendimento acerca da singeneticidade ou epigeneticidade da mineralização, esse conjunto de informações faz parte das primeiras etapas a serem estudadas por geólogos de exploração.

Nesse sentido, este trabalho focaliza o entendimento dos mecanismos geológicos concentradores de Pb-Zn em galena e esfalerita nas proximidades de Cabeceira do Lajeado próximo da cidade de São Gabriel, oeste do Estado do Rio Grande do Sul. Em termos geológicos, a área localiza-se no Escudo Sul Rio-Grandense, Complexo Passo do Ivo, formado por uma sequência ultramáfica (Maciço Passo do Ivo) encaixado em rochas meta-vulcanossedimentares do Vacacaí, pertencente ao Terreno São Gabriel. Nesse contexto, o presente trabalho vem a contribuir com a recente descoberta (CPRM, 2016) das mineralizações indicadas, avaliando a natureza de sua ocorrência de modo a entender sua origem e distribuição e, por conseguinte, responder ao questionamento: A mineralização seria singenética ou epigenética? Se forem identificados os fatores que levaram a concentrar os metais, será possível indicar o possível ambiente no qual o minério se formou.

1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no município de São Gabriel, centro-oeste do Estado do Rio Grande do Sul, aproximadamente 346 km de Porto Alegre (**Figura 1**). Para acesso ao local, utiliza-se a saída sul da cidade de São Gabriel, percorrendo 5,43 km pela BR-290 até o entroncamento com a BR-473. A partir desse, segue-se pela BR-473 sentido Lavras do Sul, percorrendo 24,4 km; em seguida, segue-se por estrada municipal não pavimentada por 1,2km. A área está localizada nas proximidades das Cabeceiras do Arroio Lajeado, cerca de 212m a norte da última referência da estrada. A área de localização deste trabalho está situada na folha cartográfica Lagoa da Meia Lua (2994/2).

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com ênfase ao posicionamento do Complexo Passo do Ivo, marcado pelo polígono amarelo.



Fonte: Do autor, a partir das imagens de satélite do GoogleEarth.

1.2 OBJETIVOS E METAS

Entender os mecanismos que concentraram os elementos Pb e Zn nas rochas meta-vulcanossedimentares aflorantes na região das Cabeceiras do Arroio Lageado a fim de responder o seguinte questionamento: a mineralização é singenética ou epigenética?

Para isso, será necessário: (1) verificar em campo a distribuição, morfologia, estruturas e texturas da ocorrência do minério; (2) observar a possibilidade da ocorrência de alterações hidrotermais associadas à presença de Pb-Zn; e (3) reconhecer as rochas encaixantes diretas (proximais) e indiretas (distais) do afloramento mineralizado.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO

O Complexo Passo do Ivo está localizado no Terreno São Gabriel, oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Os Complexos Cambaizinho e Palma, juntamente com o Passo do Ivo, representam faixas de direção NE compostas por rochas básicas-ultramáficas encaixadas em meta-vulcanosedimentos do Complexo Vacacaí.

A porção basal do embasamento do Escudo Sul-Rio-Grandense é representada por gnaisses de médio a alto grau do Complexo Cambaí (antiga Formação Cambaí redefinida por Jost et al., (1966), como Grupo Cambaí). A relação de contato entre o Complexo Passo do Ivo e o Complexo Cambaí é tectônica, representada por extenso falhamento NNE, possivelmente ligado a um sistema de falhas transcorrentes em condições semi-dúcteis, sub-verticalizado, que limita as duas unidades (REMUS, 1990). Em relação à estratigrafia das sequências, sobreposto ao Complexo Cambaí, está o Grupo Porongos (GOÑI et al., 1962), o qual é subdividido em duas formações: A Formação Cerro Mantiqueiras, basal ofiolítica, com idade de 2,3Ga (ISSLER et al., 1973), constituída por metamorfitos básicos e ultrabásicos, rochas ectiníticas silicatadas e rochas carbonáticas; sobreposta, está a Formação Vacacaí, que é constituída por metamorfitos de baixo grau metamórfico. Esta última, é encontrada no Complexo Passo do Ivo, encaixando as rochas básicas-ultramáficas da área.

Santos et al. (1990) e Remus (1990), mapeando a sequência meta-vulcanossedimentar do oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, reconheceram na faixa Passo do Ivo e Cambaizinho sequências metassedimentares (**a**) e sequências máfica-ultramáficas (**b**). Em **a**, são reconhecidos gnaisses e xistos quartzofeldspáticos com biotita e hornblenda subordinados ocorrendo localmente com estauroлита e granada (Cambaizinho), que estão associados com sequências máfica-ultramáficas estratificadas entre os metassedimentos, as quais Remus (1990) atribuiu como intrusões rasas ou deposições cíclicas de derrames ígneos extrusivos ultramáficos finos ao longo da superfície de sedimentação (S0), sendo **b**, representado por xistos magnesianos de afinidade komatiítica, segundo Remus et.al (1993), intercalados a maciços de serpentinitos, ocorre ainda, intercalações pouco

espessas de xistos básicos, anfibolitos, com metapelitos subordinados e corpos de metagabros, ocorrendo níveis espessos e restritos de sedimentação química representada por metacherts, formações ferríferas e rochas a turmalina e grafite (grafita-turmalina xistos). Processos de silicificação hidrotermal acompanham falhamentos em um rendilhado de veios que seccionam a sequência máfica-ultramáfica (REMUS, 1990).

Para os autores acima citados, as duas faixas (Passo do Ivo e Cambaizinho) representam uma associação vulcano-plutônica com alguma contribuição de sedimentação, sendo as duas faixas representantes do mesmo evento geológico, estando elas separadas geograficamente por coberturas Paleozóicas e Eopaleozóicas. Remus (1990) interpreta o ambiente de sedimentação dos metassedimentos do Complexo Cambaizinho como subaquoso, tendo em vista a extensão lateral e longitudinal persistente dessas rochas, bem como a forma ritmada de intercalação dos metassedimentos. De acordo com as interpretações de Remus (1990) em relação às anomalias negativas de Ce na maioria das rochas máficas-ultramáficas do Complexo Cambaizinho, estes derrames estiveram em contato com a água do mar, sofrendo alteração submarina antes do metamorfismo e deformação regionais.

Em relação ao contexto geotectônico da área, diversas proposições vêm sendo feitas. Ainda em um contexto onde predominava a teoria da geossinclinal, com a tectônica de placas ainda não formalizada, Mau (1962), estudando nas proximidades de Lavras do Sul e Jost (1970), estudando as nascentes do Rio Vacacaí em São Gabriel, foram os precursores no estudo da ocorrência desses corpos básico-ultrabásicos do oeste do Escudo Sul Rio-grandense. Eles descreveram e interpretaram os serpentinitos e rochas máficas-ultramáficas da região como oriundas a uma fase vulcânica pré-orogênica. Segundo Jost (1970), todas essas variedades de rochas faziam parte de uma mesma unidade, interpretando-a como um complexo ofiolítico resultante da manifestação de um vulcanismo orogenicamente precoce do tipo Alpino. Posteriormente, Szubert et al. (1978) também interpretam essas sequências como parte de um complexo ofiolítico. Nardi et al., (1979), em relação às rochas do oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, Fragoso-Cesar (1980) em relação às formações Vacacaí e Cerro Mantiqueiras, Garcia et al., (1981) em relação às rochas do Complexo Palma e Remus (1990), em relação às máficas-ultramáficas do Complexo Cambaizinho, colocam tais unidades

como parte um terreno do tipo *greenstone-belt*. Oliveira (1981) atribui para o maciço-ultramáfico Passo do Ivo um caráter estratiforme e o considera como parte/fragmento de *greenstone belt*. Fragoso-Cesar et al. (1984) consideram os granitóides do Complexo Cambaí e rochas metassedimentares e vulcânicas do Cinturão Metavulcano-Sedimentar do Rio Vacacaí, como associações de rocha representativas de terrenos tipo *granite-greenstone*. O trabalho de Silva Filho (1984), Silva Filho et al., (1987a) e Silva Filho et al., (1987b) relaciona as rochas máficas-ultramáficas do oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense com uma origem ligada à evolução de bacias tipo “back arc” ensiálicas durante o Ciclo Brasileiro. Já em trabalhos mais recentes, produzidos por Arena et al., (2017) e Philipp et al., (2016) a ideia de suíte ofiolítica é retomada.

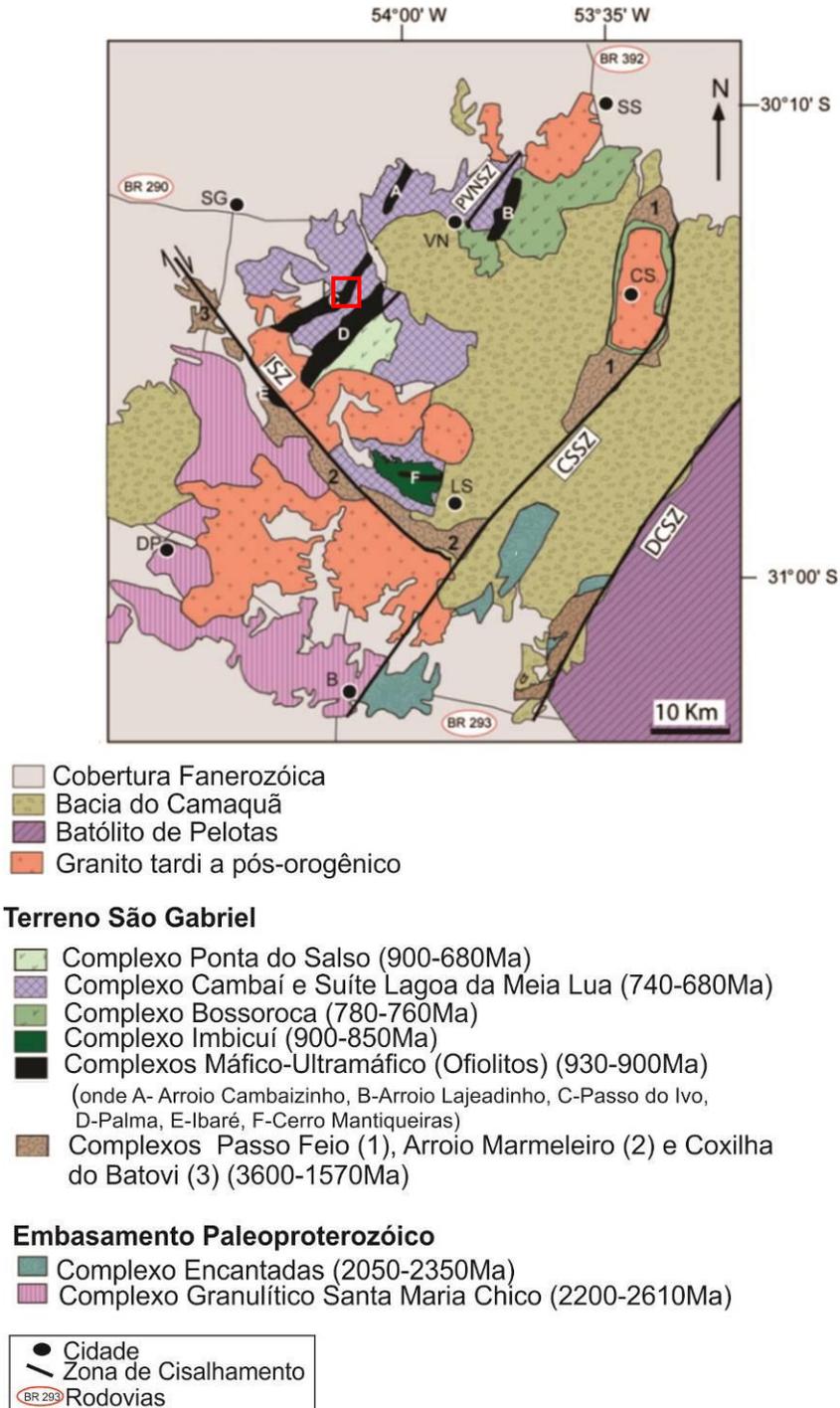
2.2 TERRENO SÃO GABRIEL

O Terreno São Gabriel (TSG) (**Figura 2**) ocorre no oeste do Escudo Sul Rio-Grandense, fazendo parte da porção oeste do Cinturão Dom Feliciano. Está delimitado ao sul pelo Lineamento de Ibaré, que o une ao Terreno Taquarembó, delimitado a leste pelo Lineamento Caçapava do Sul, fazendo fronteira com o Terreno Tijucas e, a oeste, está coberto por unidades fanerozóicas da Bacia do Paraná.

Diversas hipóteses têm sido propostas para a origem e evolução do terreno São Gabriel. Estudos de Saalman et al., (2006) indicam que esse terreno evoluiu com a geração dos seguintes segmentos geotectônicos: (1) formação do Arco de Ilha Passinho (880Ma), posteriormente subductado e acrescido na margem leste do Cráton Rio de La Plata; (2) desenvolvimento de Margem Continental ativa (850-700Ma) por meio de nova subducção na massa continental formada pelo Arco do Passinho acrescido ao Cráton Rio de La Plata; e (3) Evento São Gabriel, marcando o estágio final da evolução, por meio da colisão oblíqua entre o Cráton Rio de La Plata e a margem passiva Porongos/Encantadas. Esses eventos resultaram da amalgamação de crátons e blocos continentais durante o Brasileiro. O fechamento do Oceano Adamastor por meio da colisão do Cráton Rio de La Plata e do Cráton Kalarari culminou na formação do Arco do Passinho (arco magmático intraoceânico Neoproterozóico), e do Arco São Gabriel (arco magmático continental de margem continental ativa).

Novas propostas anunciam que esse terreno está associado à evolução do Cinturão Dom Feliciano, cuja evolução progressiva aconteceu principalmente por meio de três grandes eventos orogênicos: (1) Passinho (0,89-0,86 Ga); (2) São Gabriel (0,77-0,68 Ga); e (3) Dom Feliciano (0,65-0,54 Ga) (PHILIPP et al., 2016). Estes últimos autores indicam três principais associações petrogenéticas, que formam as diferentes unidades de rochas do TSG, são elas: Prisma Acrescionário Palma, Associações relacionadas a Arco e Associações vulcano-plutônica-sedimentar Seival. A associação Prisma Acrescionários Palma é marcada principalmente por complexos ofiolíticos, que incluiu o Complexo Passo do Ivo, alvo do estudo deste trabalho; as associações relacionadas a arco são compostas pelas rochas do Arco do Passinho e do Arco São Gabriel; e as associações vulcano-plutônica-sedimentar Seival são características dos estágios tardi a pós-orogênicos do orógeno Dom Feliciano (CHEMALE, 2000).

Figura 2: Mapa Geológico do Terreno São Gabriel. O retângulo vermelho marca a área de estudo deste trabalho.



Fonte: Modificado de Philipp et al., (2016).

2.3 COMPLEXO METAMÓRFICO PASSO DO IVO

O Complexo Metamórfico Passo do Ivo (CMPI) situa-se na porção oeste do Escudo Sul Rio Grandense, compondo parte do Terreno São Gabriel, ocorrendo ao sul da cidade de mesmo nome (**Figura 2, complexo máfico-ultramáfico C**). É considerado parte de um cinturão supracrustal polideformado (SANTOS et al., 1990), cuja disposição geométrica da unidade se dá da mesma forma que os corpos máficos ultramáficos Palma, Arroio Cambaizinho e Arroio Lajeado, assumindo orientação alongada com direção geral nordeste (**Figura 3**).

A unidade foi primeiramente descrita por Jost (1966) e por Oliveira (1981) como Maciço Passo do Ivo, ao passo que em trabalhos mais recentes os nomeiam como Complexo Ofiolítico Passo do Ivo (SANDER et al., 2015; PHILIPP et al., 2016).

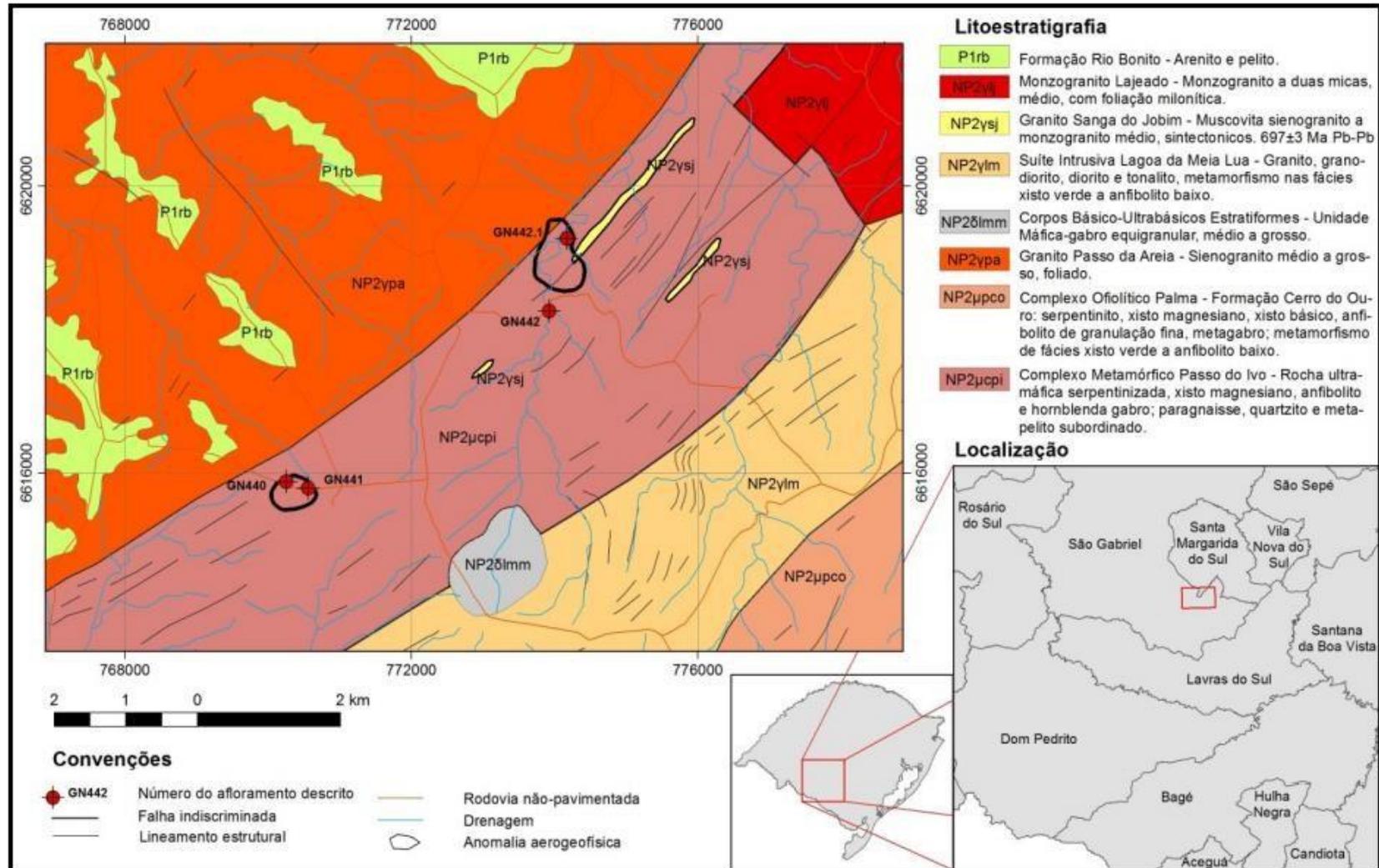
A sequência meta-máfica-ultramáfica que compõe o complexo é formada por gabros, hornblenda peridotitos, hornblenda piroxenitos, serpentinitos, xistos magnesianos, anfíbolitos de granulação fina, metagabros, metacherts e formações ferríferas, intensamente serpentinizadas e metamorfizadas na fácies xisto verde a anfíbolito, ocorrendo em camadas ou em formas de lentes intercaladas aos metassedimentos do Complexo Vacacaí. As encaixantes são descritas como actinolita xistos, anfíbolitos bandados, xistos e gnaisses quartzo-feldspáticos de granulação fina com anfíbólio, quartzitos com conteúdo traço de biotita castanho avermelhada e opacos /metacherts e níveis ricos em Fe contendo estauroлита (SANTOS et al., 1990; OLIVEIRA, 1981). Oliveira (1981), descreve leitões quartzosos e xistos verdes enriquecidos em turmalina preta, intercalados com os xistos da área. Granitos sin a pós-tectônicos intrudem as rochas da sequência e as limitam por meio de falhamentos NE. Diques e *sills* de diabásio cortam as rochas acima citadas. Alguns dos ultramafitos, como lherzolitos e metagabros, apresentam-se com textura cumulática reliquiar, evidenciando uma origem ígnea para essas rochas. Ainda, nos termos ultramáficos, observa-se um acamamento marcado pela orientação de opacos (OLIVEIRA, 1981; GARAVAGLIA et al., 1966; SANDER et al., 2015).

Garavaglia (1996) classificou os conjuntos de rochas mais preservadas do CMPI como resultante de um magmatismo magnesiano, o qual se aproximaria da

composição de magmas peridotíticos, formadores das rochas ultramáficas arqueanas. Em contrapartida, em trabalhos mais recentes, Sander et al., (2015) por meio de dados geoquímicos de lherzolitos identificaram assinatura geoquímica MORB nos termos mais preservados. Oliveira (1981) indicou que tais rochas representam um fragmento de *greenstone belt*, sugerindo trabalhos posteriores com datação para a comprovação dessa hipótese.

Ainda, corpos leucocráticos de coloração cinza rosada, granulação média a grossa e textura equigranular a porfirítica, composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e hornblenda, formando termos monzo e granodioríticos, cortam a sequência meta vulcanossedimentar na porção norte do Complexo Passo do Ivo, exibindo formas alongadas de direção NE. Esses corpos intrusivos foram primeiramente descritos por Remus (1990), sendo nomeados como Granitos Sanga do Jobim (**Figura 3**).

Figura 3: Mapa geológico do setor central do Complexo Metamórfico Passo do Ivo, localizado na folha cartográfica Lagoa da Meia Lua. A ocorrência de Pb e Zn Lajeado, foi observada no afloramento GN442 pela CPRM.



Fonte: (CPRM, 2018).

2.4 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

As alterações hidrotermais servem como guias prospectivos para depósitos de minério e a sua natureza química e distributiva indicam propriedades do fluido ao qual esteve associado o minério. Para que tenhamos um sistema hidrotermal, devemos ter, primeiramente, uma fonte de calor e uma fase fluída. Dessa forma, o agente das alterações hidrotermais são os fluídos aquecidos que circulam lateralmente e verticalmente (células convectivas que necessitam de condutos estruturais pré-existentes e/ou poros nas rochas) pela crosta terrestre em variadas condições de T e P, os quais definem a atividade hidrotermal (PIRAJNO, 2010). Essa circulação hidrotermal irá fazer com que determinados elementos das rochas encaixantes sejam lixiviados, transportados e precipitados. A precipitação de minério ocorre em resposta tanto às mudanças nas condições físicas e químicas do fluido carregado em metais quanto às mudanças que ocorrem na própria encaixante.

A circulação hidrotermal é composta por áreas de recarga e descarga de fluídos. As áreas de descarga, normalmente a níveis rasos da crosta superior, onde encontramos falhas, fraturas ou até mesmo zonas de cisalhamento, são zonas propícias à precipitação de minerais a partir dos fluídos.

Concomitante à formação do minério, os fluídos hidrotermais alteram as condições de equilíbrio físico-químico das rochas por onde percolam, e, para encontrar um reequilíbrio, forma-se uma nova assembleia mineralógica, produzindo novos minerais, os quais chamamos de minerais de alteração hidrotermal.

Existem, segundo Pirajno (2010), basicamente, duas maneiras de descrever os processos hidrotermais: 1º descrição com base na química e mineralogia da alteração (ex. alteração argílica); 2º descrição com base na mineralogia e no contexto geológico no qual a alteração aparece (ex. alteração argílica potássica em sistemas pórfiros ou alteração potássica em complexos alcalinos, fenitização).

Os veios hidrotermais podem ser considerados como uma expressão dos condutos por onde percolaram fluídos hidrotermais, e, dessa forma, são ótimos indicadores de fluxo de fluido hidrotermal (PIRAJNO, 2010). Geralmente são formados por fluídos ricos em sílica, cuja origem pode estar associada a basicamente quatro processos (PIRAJNO, 2010): (1) Intrusões ígneas; (2) convecção de fluídos meteóricos profundos; (3) desvolatilização metamórfica; (4) fluídos derivados do manto. Robb (2005) adiciona à lista de fontes de fluídos

hidrotermais a água conata, derivada dos poros de rochas sedimentares e expulsa durante a compactação, e a água do mar.

Associações de minério de alteração estão relacionadas a certos tipos de ambientes hidrotermais; sendo assim, faz-se necessário conhecer os principais tipos de alterações. Seguem abaixo, características principais das alterações hidrotermais descritas por Robb (2005):

1. ALTERAÇÃO POTÁSSICA: Marcada pela formação de minerais de K-feldspato e/ou biotita acompanhados por sericita, em menor quantidade, e por clorita e quartzo. Magnetita e hematita também podem estar presentes na assembleia de alteração potássica. Esse tipo de alteração costuma estar associado a depósitos do tipo Cu Pórfiro, nas auréolas de alteração mais proximais a intrusão, cujo fluído hidrotermal é basicamente magmático de alta temperatura.
2. ALTERAÇÃO SERICÍTICA: Essa alteração, derivada de um fluído hidrotermal ácido, é basicamente formada por minerais de sericita devido à hidrólise do feldspato, associada à clorita, quartzo e pirita em menores quantidades. Acontece em halos hidrotermais de baixa temperatura, sendo comum nos depósitos epitermais de Cu Pórfiro como também em depósitos mesotermiais e em fases iniciais de alteração nos depósitos do tipo VMS.
3. ALTERAÇÃO PROPILÍTICA: Caracterizada por minerais de clorita e epidoto, acompanhados em menores quantidades por clinzoisita, calcita, albita e zoisita ocorrendo em uma ampla zona de alteração, representando temperaturas baixas a intermediárias (200-350°C) e baixas proporções de fluído/rocha.
4. ALTERAÇÃO ARGILÍTICA: Conforme Robb (2005), podemos subdividir esse tipo de alteração em categorias intermediárias e avançadas, conforme o grau de alteração da rocha encaixante:
 - a) **A.A. intermediária:** ocorre em temperaturas inferiores a 250°C, devido a metassomatismo H^+ , normalmente relacionado às

margens de depósitos do tipo pórfiro. A quebra do plagioclásio da rocha original resulta na formação de caulinita e esmectita.

- b) **A.A avançada:** ocorre onde temos alta razão fluído/rocha, onde o fluído ácido lixivia pervasivamente a rocha encaixante, retirando-lhe seus elementos alcalinos. A assembleia de alteração é caracterizada por caulinita, pirofilita, ou dickita, associados a menores quantidades de quartzo, topázio e turmalina.

2.5 DEPÓSITOS VULCANOGÊNICOS DE SULFETO MACIÇO (VMS)

Os depósitos Vulcanogênicos de Sulfeto Maciço (VMS) são depósitos de minério polimetálico de origem magmática hidrotermal (PIRAJNO, 2010) que concentram principalmente Cu, Zn, Pb e Ag podendo apresentar fontes significativas de Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga e Ge (GALLEY et al., 2007). O termo vulcanogênico é empregado para associá-lo à gênese do minério, o qual está sempre relacionado a uma atividade vulcanogênica em ambiente extensivo subaquoso associada a uma ampla zona de alteração hidrotermal.

De modo geral, são três processos singenéticos que podem concentrar o minério:

- 1) **Por precipitação química** de um fluído hidrotermal quente e rico em metais que são expelidos por meio de fumarolas ou *black smokers* em ambiente subaquoso, cuja precipitação do minério se dá diretamente sob o assoalho oceânico por meio das fumarolas exalativas. O choque térmico entre a temperatura da água do mar (até 2°C, oxidante e pobre em cargas metálicas) *versus* temperatura do fluído vulcanogênico (até 400°C, redutor e carregado em metais) funciona como um tampão, diminuindo o grau de dispersão da fumarola, resfriando-a e a condensando e, como consequência, favorecendo a precipitação dos elementos metálicos ali dissolvidos. Dessa forma, o contraste térmico entre as fumarolas exalativas e a água do mar é o principal mecanismo controlador da deposição do minério. O minério é distribuído nas proximidades do centro exalativo, adquirindo morfologias *stratabound* em relação a suas encaixantes, as quais são oriundas de uma associação exalativa-sedimentar com a interação de sedimentos químicos e

vulcanoclásticos (SPRY, 2000), e, assim, são consideradas singenéticas à mineralização.

2) Por substituição do subassoalho oceânico, por infiltração e precipitação em espaços abertos (fraturas, porosidade inter e intragranular) bem como por substituição de materiais sólidos nas rochas vulcânicas e/ou sedimentares encaixantes. Segundo Doylea et al., (2003), o intervalo mineralizado é encontrado dentro da facies vulcânicas ou sedimentares rapidamente colocadas (lavas, fluxos de massa, fluxos piroclásticos), podendo encontrar relictos da rocha hospedeira dentro da camada mineralizada. Muitas vezes, o soterramento do minério de fundo oceânico por lavas ou fluxos sedimentares gravitacionais pode interromper o fluxo mineralizante no assoalho oceânico, resultando na formação de minério por substituição das rochas do subassoalho oceânico, que, segundo os autores acima, costumam ocorrer em níveis do subassoalho de 10 a 200m de espessura, tendo em vista que, nessas condições, as encaixantes ainda apresentam fraca consolidação e uma boa porosidade- favorecendo o processo de substituição/infiltração/precipitação.

3) Precipitação na zona de *feeder* (conduto alimentador do centro exalativo), aproveitando, também, as zonas de fraqueza da rocha.

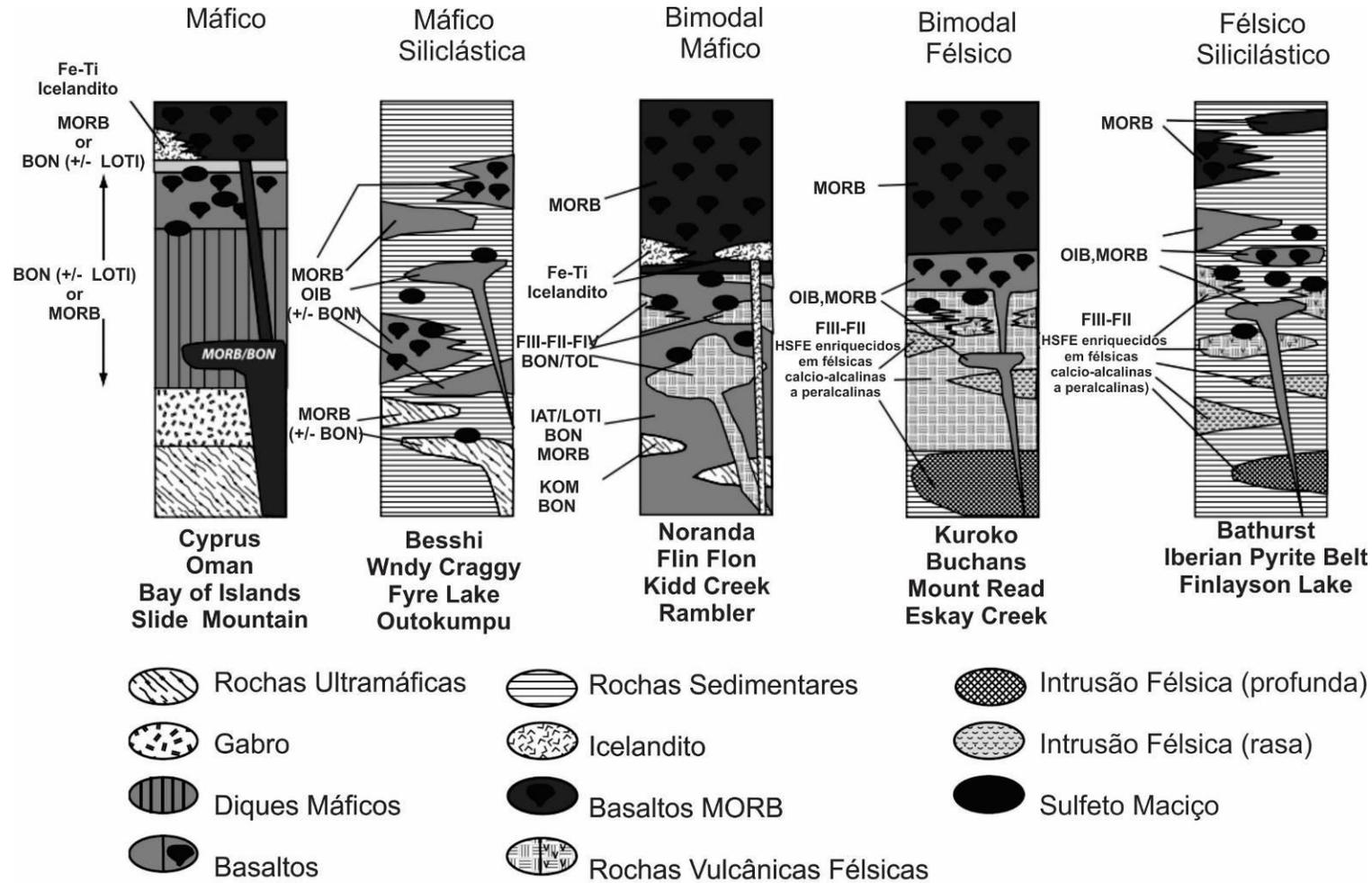
Eles são classificados de acordo com o seu conteúdo de metais base, de acordo com a litologia da sua rocha hospedeira, ou de acordo com seu ambiente lito-tectônico de formação **(Figura 4) (Tabela 1)**.

Segundo Piercey (2010), os três primeiros grupos, classificados pela litoestratigrafia, descritos na tabela 1, costumam apresentar enriquecimento em Cu-Zn, e empobrecimento em Pb. E os dois últimos, apresentando uma assembleia de minério rica em Pb-Zn-Cu, sendo dominados por ambientes evoluídos, com crosta continental ou rochas sedimentares derivadas da crosta, onde as rochas félsicas são derivadas da fusão da crosta continental.

Os distritos mineiros de VMS mais significativos são encontrados em *clusters* formados em riftes ou caldeiras (GALLEY et al., 2007), os quais possuem

uma fonte de calor comum que alimenta os sistemas de convecção dos fluídos que circulam no subsoalho oceânico, fonte de calor resultante da intrusão subvulcânica, a qual pode fornecer os metais do sistema hidrotermal VMS através do processo de desvolatilização do magma. O intenso fluxo de fluídos produz alterações hidrotermais semi-concordantes que se intensificam quanto mais perto do centro exalativo.

Figura 4: Sequências petroquímicas típicas dos cinco principais tipos de depósitos VMS, onde, MORB= basalto de cadeia meso-oceânica, BON= boninito, LOTI =toleíta de arco de ilha com baixo Ti, OIB =basalto de ilha oceânica, HSFE =elementos de alto potencial iônico ou alta relação carga/raio, FIII= suíte de rochas félsicas com baixas razões Zr/Y e La/Yb e alto conteúdo de HSFE, FI =suíte de rochas félsicas com altas razões Zr/Y and La/Yb e baixo conteúdo de HSFE, FIV= suíte de rochas félsicas restritas a terrenos pós-arqueanos, TOL= toleíta, IAT =toleíta de arcos oceânicos, KOM =komatiíta.



Fonte: Piercey (2010).

Tabela 1: Principais classificações de depósitos tipo VMS, baseado na geotectônica e litoestratigrafia.

Classificação	Tipo	Característica
Sawkins (1990) Baseado na geotectônica	Kuroko	Ocorre em estágios extensionais finais de arcos de ilha nas zonas de <i>back arc</i> de ambientes de subducção.
	Cyprus	São formados nos centros de expansão do assoalho oceânico, preservados em ofiolitos.
	Besshi	São formados em centros de expansão de crosta oceânica em zonas de <i>back-arc</i> intracontinental, tendo influência direta dos sedimentos imaturos relacionadas ao arco, tendo, comumente, como rochas hospedeiras, sequências turbidíticas relacionadas aos processos iniciais de rifteamento as quais são intrudidas por sills basálticos, com a mineralização formada por processos exalativos e por substituição sin-sedimentar acompanhada por alterações hidrotermais pré-metamórficas.
Franklin et al., (2005) Baseado na litoestratigrafia	Bimodal Máfico	Marcado por uma assembleia predominantemente máfica, com até 25% de contribuição de rochas félsicas; ocorrendo em zonas de subducção de arcos oceânicos em rifts incipientes. Ex: Noranda;
	Máfico	Marcado por assembleias predominantemente máficas, típicos de sequências ofiolíticas. Ex: Cyprus;
	Pelítico-Máfica (Máfica-Siliciclástica)	Marcada por proporções semelhantes de rochas máficas e siliciclástica, podendo ocorrer rochas félsicas, em menores proporções, subordinadas. Rochas máficas ou ultramáficas intrusivas são comuns. São sequências típicas de ambiente de <i>back-arc</i> intracontinental. Ex: Besshi;
	Bimodal Félsica	Marcada por sequências bimodais, com o predomínio de rochas félsicas, intercaladas a rochas máficas, podendo ter contribuição (pouca) sedimentar. Comum em ambientes de riftes incipientes em zonas de subducção de arcos epicontinentais. Ex: Kuroko;
	Siliciclástica Félsica	Marcada por abundância de rochas siliciclásticas, associadas a rochas félsicas, com pequenas contribuições máficas (até 10%) ocorrendo em <i>back-arcs</i> epicontinentais maduros, tipificados por estratos sedimentares e vulcanoclásticos derivados do continente.

Fonte: Sawkins, (1990); Franklin et al., (2005).

2.5.1 Morfologia

Os depósitos de VMS possuem um padrão de zonalidade marcado por uma sequência paragenética (**Figura 5**) em função da variação da solubilidade dos metais em decorrência do declive de temperatura do sistema. São elas: a sequência de Fe; Fe-Cu; Cu-Pb-Zn e Pb-Zn-Ba (ROBB, 2005), desenvolvendo-se no sentido das temperaturas mais baixas. As morfologias das camadas de minério costumam aparecer em três tipos (FRANKLIN et al., 2005; GHOSH et al., 2006):

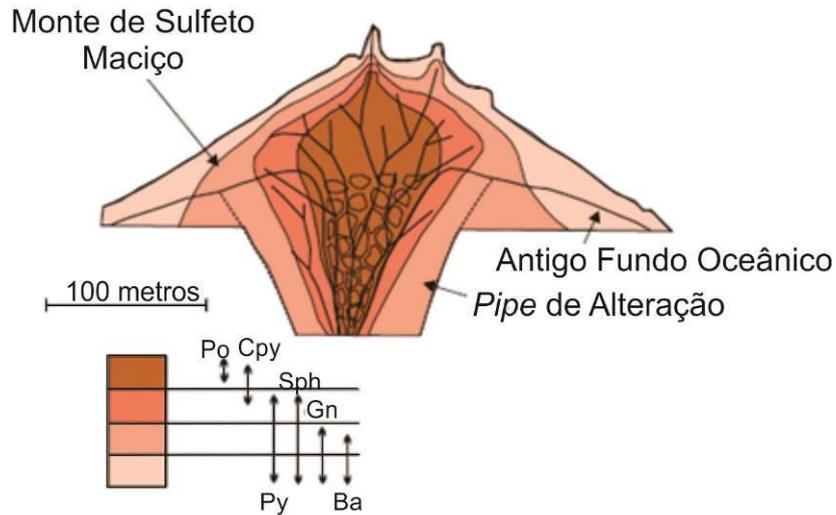
(1) *Stratabound*: um corpo concordante formado por lentes de sulfeto (>40%) maciço ou semimacício (*stratabound*) com quartzo, filossilicatos subordinados, óxidos de Fe e rocha silicatada alterada, podendo ter até cem metros de espessura, dezenas de metros de largura e até centenas de metros de comprimento ao longo do *strike* (GALLEY et al., 2007);

(2) *stringers* ou *stockworks*: rede de veios e vênulas discordantes à encaixante, localizados em zonas de *feeder* (condutos por onde passaram os fluídos hidrotermais), que são formados pela interação entre o aumento do fluído hidrotermal, da circulação da água do mar e das rochas do sub-assoalho oceânico; e

(3) minério disseminado: Os condutos por onde o fluído hidrotermal é ventilado são chamados de chaminés, onde precipitam sulfetos e silicatos. Essas estruturas tornam-se instáveis com o contínuo crescimento da chaminé, resultando em diversas fases de colapso da mesma, e, assim, formando mais uma morfologia típica desses depósitos, chamada de *mounts de brecha* (GALLEY et al., 2007). Nessas estruturas são depositados sulfetos metálicos, gerando um complexo texturado, maciço a semimacício em montes (*mounts*). A contínua circulação do fluído hidrotermal nestes *mounts* de brecha sela as estruturas com sílica, argila e/ou sulfatos tamponando a estrutura (GALLEY et al., 2007).

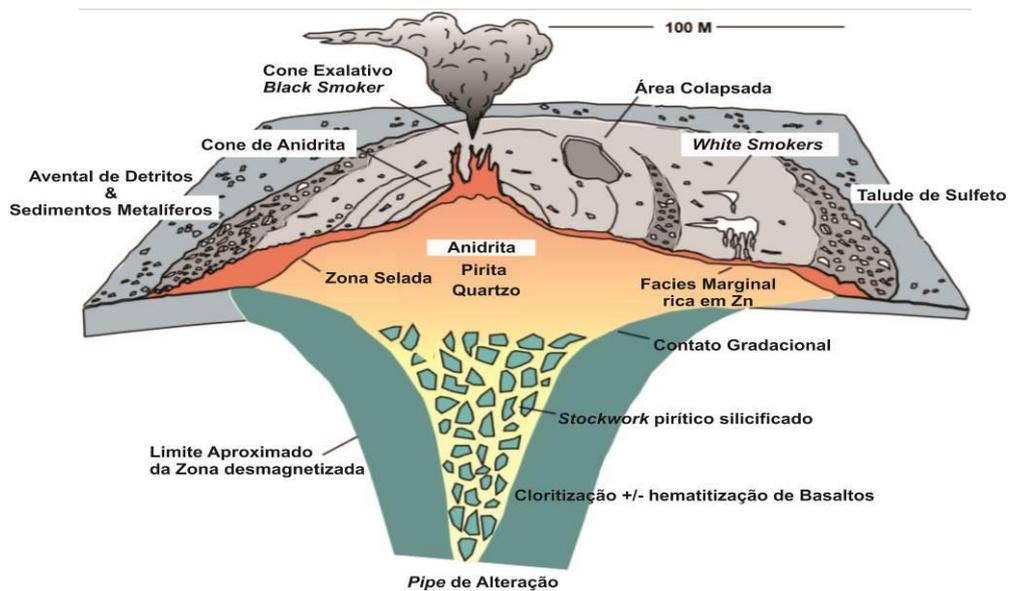
A **Figura 6** mostra sessão esquemática do ambiente formador dos depósitos VMS típicos, desenvolvidos em ambiente submarino por fumarolas exalativas, exibindo feições morfológicas e estruturais e padrões de alteração típicos.

Figura 5: Zonação química do minério em um monte mineralizado, com Po, Cpy marcando o núcleo do monte, Sp, Gn e Py marcando zonas intermediárias e Ba envolvendo a sequência.



Fonte: Galley et al., (2007).

Figura 6: Sessão esquemática referente à morfologia de depósito VMS com lente de sulfeto maciço sendo seccionada por um sistema de veios *stockwork* (zona de *stringer*) com um halo de alteração associado.



Fonte: Galley et al., (2007).

2.5.2 Alterações Hidrotermais

A assembleia de alteração hidrotermal é fruto da lixiviação das rochas por onde o fluido hidrotermal passa. As zonas de alteração hidrotermal costumam ser semiconcordantes às rochas que compõem o assoalho oceânico, e são favorecidas pelo gradiente isotérmico horizontal que ocorrem em cima das intrusões subvulcânicas alimentadoras do sistema VMS, acompanhando o comprimento do strike das rochas encaixantes de 5-50km em extensão e 1 a 3km de espessura nas zonas de caldeira – o tamanho e a morfologia das zonas de alteração hidrotermal vão depender do tipo de depósito VMS gerado (GALLEY et al., 2007).

Nos sistemas VMS, costumam ocorrer zoneamentos da alteração hidrotermal, em função da interação da água do mar *versus* proximidade ao centro exalativo. Fe-clorita-quartzo-sulfeto±sericita±talco é comumente associado ao núcleo da mineralização em *stockwork*, e, à medida em que se aproxima do contato com a lente de sulfeto maciço, a quantidade de quartzo e sulfeto na rocha vai aumentando (GALLEY et al., 2007). A zona de núcleo do sistema VMS é englobada por uma ampla zona de Fe-clorita, seguida por Mg-clorita e por alteração sericítica em torno das demais.

A distinção entre assembleia de alteração hidrotermal de baixa temperatura, associada aos depósitos de VMS, e a assembleia de metamorfismo regional ou de contato, a partir da facies xisto verde, costuma ser difícil. O mineral fortemente hidratado, originalmente hidrotermal de alteração, muda para uma assembleia de quartzo grosseiro-filossilicatos-aluminossilicatos. Galley et al., (2007) diz que “em terrenos metamórficos de facies xisto verde a anfíbolito, suítes minerais de grão grosseiro costumam definir as zonas de alteração do VMS”, com granada, estaurólita, gahnita, cloritoide, cianita, flogopita marcando algumas assembleias minerais metamórficas.

Em muitos casos, as zonas de alteração proximal apresentam seu comprimento duas vezes o diâmetro das lentes de sulfeto maciço (GALLEY et al., 2007). As alterações que costumam alterar as rochas silicatadas hospedeiras do minério, comumente são: a) clorita-sericita, onde antofilita representa o produto metamórfico da alteração clorítica; b) sericita-quartzo±carbonato (GALLEY et al., 2007). Substratos basálticos costumam apresentar alteração sericítica e/ou cloritização; substratos vulcanoclásticos félsicos, alteração K-Mg. A presença de

anfíbólio grunerita pode indicar que a assembleia hidrotermal lixiviou rochas ricas em Fe-Mg (máficas/ ultramáficas), sendo um bom indicador de qual pacote seria o *footwall*.

2.5.3 Rochas Hospedeiras

Os depósitos do tipo VMS são conhecidos por estarem relacionados a processos vulcânicos e podem estar hospedados tanto por sequências vulcânicas, de composições máficas/básicas até intermediárias a ácidas, quanto por rochas vulcanossedimentares.

Componentes clásticos no sistema VMS são muito comuns, porém costumam ocorrer subordinados a facies de sulfeto maciço. No “*hanging-wall*” do corpo do minério, por exemplo, na facies clástica, aparecem feições de mistura entre sulfeto e fragmentos de rocha (GALLEY et al., 2007). Interacamentos entre sulfetos e camadas ricas em silicatos são formados pela constante erosão e colapso de *mounts* de sulfeto, gerando assim, depósitos em arenitos e brechas. Em situações em que a pluma hidrotermal estiver em alta temperatura, associada a um ambiente de sedimentação pelágico, lentes de minério finamente acamadadas podem ocorrer intercaladas com partículas de sílica hidrotermal, talco e Mg-esmectita (GALLEY et al., 2007) e o acamamento, nesses casos, é dado pela rápida flutuação das condições de Eh-pH, conteúdo metálico, fugacidade de CO₂, S₂ e *input* detrítico. Feições similares entre a intercalação de níveis sulfetados com níveis silicatados podem ser resultantes do processo de recristalização dinâmica durante evento de deformação regional gerando, nos sulfetos, feições de mais alta recristalização e remobilização, devido a sua natureza dúctil, do que nos substratos vulcânicos e sedimentares que hospedam a mineralização (GALLEY et al., 2007).

Independentemente do tipo de sequência hospedeira, comumente, finas unidades de grande extensão de camadas de sedimentos químicos ferruginosos formados por partículas hidrotermais cuja origem está associada ao fluido exalativo, costumam ocorrer no ambiente exalativo mineralizador (GALLEY et al., 2007). Essas rochas são chamadas de exalitos.

Exalitos hospedam metais base de depósitos VMS e são utilizados como guia de exploração mineral para depósitos VMS, pois representam a zona fóssil do

paleo assoalho/subassoalho oceânico que acomodou a atividade hidrotermal a qual deu origem a mineralização. Em geral, consistem de uma combinação de material vulcanoclástico, chert e carbonatos com material tufoso rico em sulfetos, finamente acamadados, incluindo precipitados hidrotermais, tais como Fe, Si, Eu, Mn, Cd, Au, Ca, Sr, Ba, P e CO₂ e alguns metais base a temperaturas <250°C, quando a atividade hidrotermal exalativa é ainda imatura. Minerais como turmalinas, relacionadas à mineralização *stratabound*, são resultados da atividade exalativa em ambientes de riftes (PLIMER, 1987). Essas rochas são comumente afetadas por metamorfismo regional, produzindo uma variedade de litologias (GHOSH et al., 2006), como por exemplo: **formação ferrífera**, rocha rica em quartzo e granada (**cuticule**), **turmalinitos**, **rochas ricas em apatita**, **rochas ricas em quartzo e gahnita**, **rochas ricas em barita** e **meta-chert**. Os exalitos geralmente apresentam 2m de espessura ao longo do depósito de minério exalativo (SPRY et al., 2000). Nessas rochas exalativas, os elementos Fe, Mn, B, P e Zn geralmente são de fonte hidrotermal, enquanto Ti e Al possuem origem clástica/detrítica. Já a sílica pode ter as duas fontes, hidrotermal e detrítica (SPRY et al., 2000). “Turmalinitos, *cuticules* e formações ferríferas formam-se pela substituição de sedimentos aluminosos permeáveis e pelas exalações em salmouras submarinas. O acamamento em meta-exalitos é reflexo das flutuações das condições de Eh- Ph, conteúdo metálico fugacidade do enxofre e do CO₂, como também do *input* detrítico. A quantidade de *input* hidrotermal via ventilação e razão fluido/rocha, e o grau de isolamento da bacia para se ter sedimentação clástica, dita a composição química e mineralógica dos meta-exalitos (SPRY et al., 2000). ”

2.6 DEPÓSITOS DO TIPO SEDIMENTAR EXALATIVO (SEDEX)

Os depósitos conhecidos como “*Sedimentary Exhalative*”, ou SEDEX, concentram principalmente minérios de Zn e Pb e menores quantidades de Cu, Ba e Ag, sendo considerados como depósitos polimetálicos (PIRAJNO, 2010). Esse tipo de depósito está relacionado a eventos vulcanogênicos submarinos exalativos, cuja precipitação distal dos sedimentos é resultante das fumarolas exalativas (ROBB, 2005), mas não necessariamente, associado a rochas vulcanogênicas.

Os depósitos do tipo SEDEX são produtos distais de exalações hidrotermais

que ocorrem no assoalho oceânico em bacias *rifts*. Ocorrem em ambientes plataformais carbonáticos ou nas proximidades de centros exalativos do assoalho oceânico, sendo estes depósitos resultado da descarga de fluídos metalíferos bacinais de mais baixa temperatura, que são transportados por condutos estruturais em subsuperfície (PIRAJNO, 2010). A precipitação química é dominante tendo influência direta de sedimentos oriundos dos processos exalativos dos centros de expansão oceânica, com diminuto halo de alteração hidrotermal o que os difere dos depósitos do tipo MVT (Mississippi Valley Type) e VMS.

As encaixantes do minério são rochas sedimentares, podendo ocorrer tanto argilitos, arenitos e turbiditos em ambiente marinho profundo de *rifts* continentais ou fossa até rochas carbonáticas típicas de marinho raso restrito, em plataforma ou em bacias controladas por falhas.

A morfologia do minério depende do distanciamento dos centros exalativos e das relações de proximidade com a superfície do assoalho oceânico. O minério pode ocorrer sob a forma de (1) minério acamadado ou laminar, fortemente estratificados, que ocorrem na superfície do assoalho oceânico, distais dos centros exalativos, sendo eles singenéticos - sua mineralogia consiste principalmente em pirrotita e pirita; (2) minério em chaminé ou “*vent pipes*” gerando estruturas cavernosas nas proximidades do centro exalativo; e (3) minério em condutos alimentadores ou “*feeder pipe*”, ocorrendo em brechas hidráulicas nas zonas de subsuperfície nas laterais dos centros exalativos.

A zonação química desses depósitos depende principalmente da continuidade lateral. Quanto mais próximo dos centros exalativos, o minério será constituído por Cu e Pb e à medida que se distancia, o Zn é o metal predominante, devido à sua alta mobilidade. A barita (sulfeto de bário) costuma estar presente nas fácies de borda das lentes sulfetadas, sendo ela o minério mais distal que esse sistema pode formar (PIRAJNO, 2010).

2.7 DEPÓSITOS DO TIPO MISSISSIPI VALEY-TYPE (MVT)

Os depósitos do tipo Mississippi Valley-type (MVT) se formam em bordas de bacias sedimentares, geralmente tectonicamente soergidas, junto às rochas carbonáticas em ambientes intracontinentais e/ou em recifes do assoalho oceânico. A **Figura 7** correlaciona ambientes geotectônicos típicos que formam e diferenciam depósitos do tipo MVT, VMS e SEDEX.

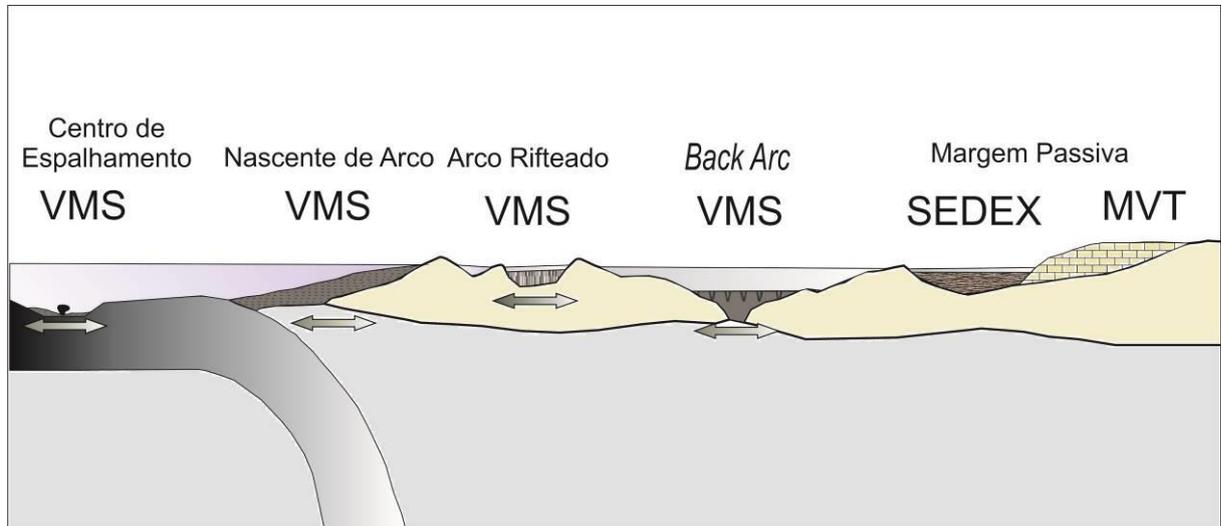
A dissolução das rochas encaixantes carbonatadas, dolomitização e precipitação de sulfetos de Pb e Zn, costumam ocorrer devido à mistura de fluídos de diferentes aquíferos da bacia, de água meteórica, de água conata e de salmouras oxidantes carregadas em metais, os quais confluem para certos ambientes restritos nas bordas das bacias perfazendo o fluxo direcionado pela topografia devido ao soergimento da bacia. Nesses locais de confluência, os fluídos misturam-se e os metais ligam-se ao enxofre, formando os diversos minerais dos minérios Mississippi Valley (BIONDI, 2003). Além da mistura de fluídos, as barreiras físicas derivadas de diferentes morfologias, texturas, estruturas litológicas, e variação lateral de fácies nas bacias, bem como a diminuição da temperatura das soluções das salmouras oxidantes carregadas em metais fazem parte dos mecanismos precipitadores de minério.

Biondi (2003) divide os depósitos MVT em quatro tipos: (1) irlandês (em assoalho oceânico) concentrando Pb e Zn; (2) cuasses, concentrando Ba e Zn em bolsões; (3) apalachiano, relacionados a cimentação e/ou substituição de minerais em brechas de colapso, concentrando Pb e Zn; e (4) missouri, formados em locais com descontinuidades físicas em meio às rochas carbonatadas, onde tem-se mudanças de fácies associadas a paleorelevos, podendo produzir depósitos estratiformes.

Os depósitos MVT são formados por processos classificados por Biondi (2003) como hidatogênicos diagenéticos, onde é exercida a influência de diferentes fluídos fontes de metais em meio aos espaços vazios de rochas carbonatadas. Em contrapartida, Robb (2005) classifica o processo formador do depósito como epigenético, tendo em vista que a deposição do minério ocorre muito tempo depois da deposição dos sedimentos carbonatados da rocha encaixante. Independente dos diferentes pontos de vista em relação às classificações, esse tipo de depósito, em suma, concentra Pb, Zn, Ag, Ba e Co a partir de soluções aquosas da própria bacia

sedimentar carbonática.

Figura 7: Desenho esquemático mostrando diferentes ambientes metalogenéticos para MVT, VMS e SEDEX, de acordo com as configurações tectônicas. MVT= Mississippi Valley-type, SEDEX = sedimentary exhalative, VMS = volcanogenic massive sulfide.



Fonte: Baseado em Nelson et al., (2002); Galley (2007).

3 METODOLOGIA

3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO

O estudo prévio da área, por meio de: (1) imagens de satélite recentes (13 de dezembro de 2015) obtidas no GoogleEarth, que permitiram a escolha das estradas com melhores condições para uso durante o campo; (2) informe técnico (CPRM, 2016), fornecedora da localização do afloramento contendo valores anômalos de Pb e Zn, amostrado e analisado geoquimicamente; e (3) mapa geofísico magnetométrico (CPRM), fornecendo a direção principal do *belt* da área, auxiliaram na determinação dos locais a serem amostrados, bem como na escolha da estrada a ser mapeada para a elaboração da sessão geológico-estrutural.

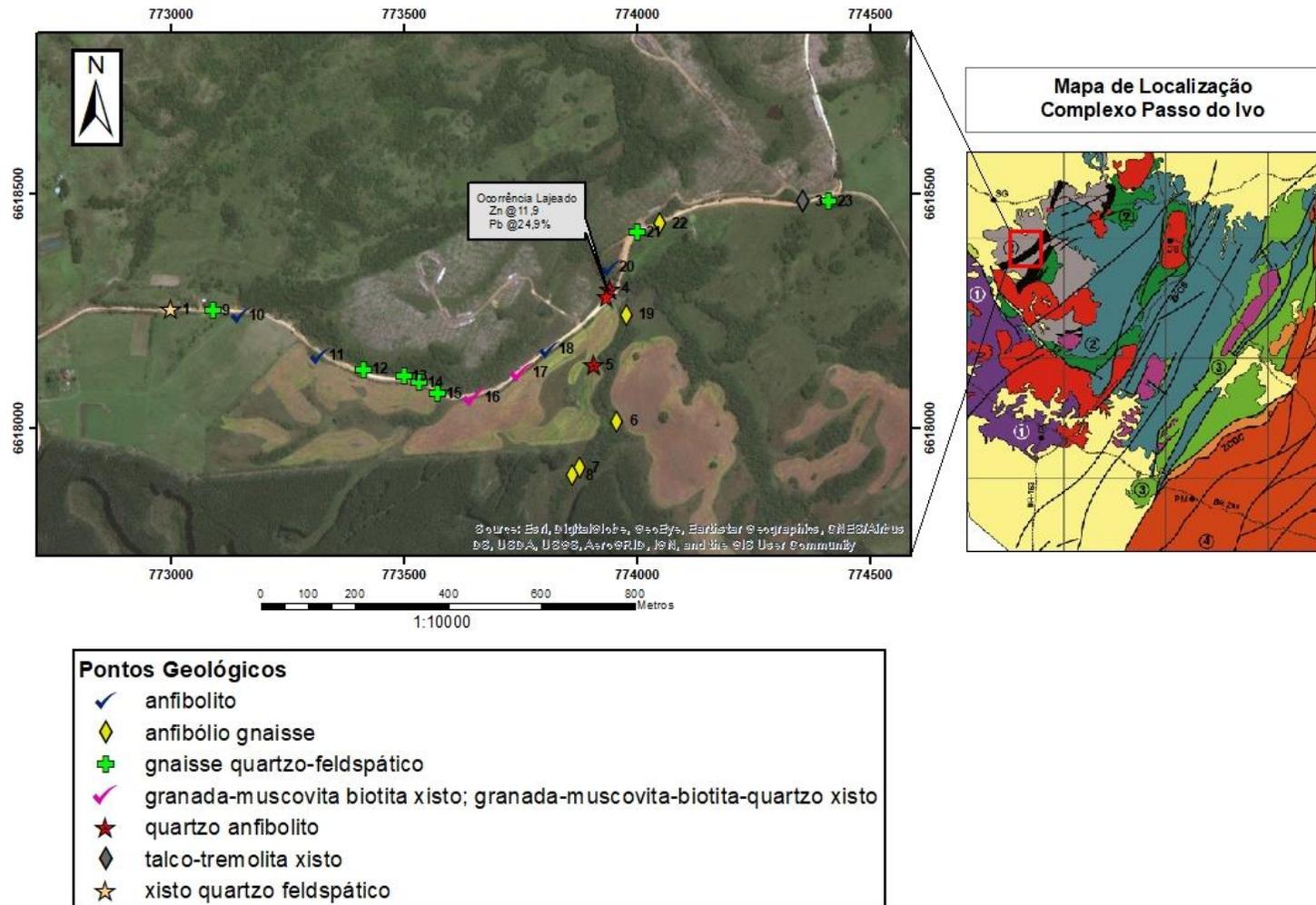
3.2 ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo foi realizada no centro do Complexo Passo do Ivo, localizada ao norte da Folha Lagoa da Meia Lua, entre as coordenadas UTM (WGS84) 772000-776000mE e 6616000-6618000mS. Durante a etapa de campo, utilizou-se o GPS Garmin e o datum de referência WGS₈₄ para georreferenciar os afloramentos visitados e amostrados.

Essa etapa consiste na obtenção de dados relacionados aos aspectos geológicos e morfológicos da zona mineralizada em Pb e Zn, no centro do Complexo Passo do Ivo, bem como na identificação e na distribuição das rochas encaixantes da camada mineralizada.

A escala de mapeamento foi de 1:10000, descrevendo afloramentos e coletando amostras representativas do corpo de minério e da sua encaixante por meio de amostragem direta, totalizando 23 pontos visitados (**Figura 8**) e 27 amostras coletadas.

Figura 8: Mapa de pontos visitados e descritos durante a etapa de campo, realizada entre os dias 3 a 5 de abril de 2018.



Fonte: Do autor.

Os principais aspectos observados foram a presença ou ausência de mineralização associada, morfologia do corpo mineralizado (quando presente), presença ou ausência de alterações hidrotermais que acompanham a rocha mineralizada e suas encaixantes, susceptibilidade magnética das rochas mapeadas e orientações das estruturas aflorantes. O campo ocorreu em duas etapas:

1º) visita à principal ocorrência de rochas mineralizadas do complexo (ponto 004), descrita pela primeira vez pela CPRM (2016) de modo a caracterizar a ocorrência em termos de composição, morfologia, distribuição e estrutura. Subindo a drenagem, na qual a ocorrência de Pb e Zn aflora, observou-se as encaixantes da zona mineralizada. Etapa, essa, realizada entre os dias 03 e 04 de abril de 2018.

2º) mapeamento das rochas encaixantes distais (indiretas) da zona mineralizada, utilizando a estrada municipal não pavimentada perpendicular à BR473, situada a 24,4km do entroncamento da BR290 com a BR473. Como subproduto dessa etapa, tem-se a elaboração de uma sessão geológico-estrutural (**Figura 11**) da área estudada. Essa etapa foi realizada no dia 05 de abril de 2018.

3.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

3.3.1 Laminação

Foram confeccionadas dez lâminas petrográficas delgadas: (1) lâmina da camada de sulfeto maciço; (4) lâminas de anfibolito mineralizado; e (5) lâminas das rochas que encaixam a zona mineralizada (gnaisse quartzo-feldspático, gr-bt-cl xisto, anfibolito bandado e anfibólio gnaisse).

A confecção das lâminas foi realizada pelo Laboratório de Laminação e Polimento do Instituto de Geociências da UFRGS. Primeiramente, a amostra é serrada para que se possa demarcar a superfície a ser laminada; após a amostra é novamente serrada obtendo um pequeno bloco cuja superfície é a área demarcada. O bloco passa pela politriz da marca Montasupal onde é polido, utilizando, em ordem, carbeto de silício 320 *mesh* e carbeto de silício 1000 *mesh*. O último polimento do bloco é realizado em uma lixa de polimento de 4000 *mesh*. A superfície fosca de vidro, onde vai ser colado o bloco serrado, deve ser polida, utilizando lixa de 320 *mesh* seguida por outra de 600 *mesh*. Após essa etapa, o bloco e o vidro são lavados com água e com álcool para a retirada dos resíduos abrasivos, estando eles prontos para serem colados. A cola utilizada é uma mistura com proporção é 1:5 de catalisador *aradur hy 951* com a resina *araldite gy 279*. O material é posto na estufa, por cerca de quatro horas. Utiliza-se a serra 04 do laboratório para separar o bloquinho da lâmina e, posteriormente, a serra diamantada 03 para fazer um desbaste de modo a restar 1 mm de lâmina de rocha colada no vidro.

O desbaste da lâmina com espessura de 1 mm para 0,5 mm é realizado no Discoplan-TS, da marca STreurs. Para alcançar a espessura ideal da lâmina delgada (0,003mm), é necessário, ainda, um último polimento da lâmina, utilizando quatro lixas de polimento de 320, 600, 1500 e 4000 *mesh*. Após essa etapa, a lâmina delgada está pronta.

3.3.2 Moagem de Rocha

Foram selecionadas 17 amostras para estudos geoquímicos de rocha total, utilizando a técnica de Fluorescência de Raios-X (FRX). Para isso, a preparação das amostras exige a sua cominuição em 200 mesh, quarteando a amostra e selecionando apenas 10g a serem utilizadas nas análises laboratoriais. O procedimento foi realizado no Laboratório de preparação de amostras - LGI – UFRGS, e conta com quatro etapas:

1) Obtenção de Fragmentos tamanho Seixo: a amostra foi partida utilizando marreta com a ponta protegida por uma flanela. Posteriormente, os fragmentos obtidos nessa etapa foram lavados com água em abundância e secos, por cerca de seis horas, na estufa a 40°C.

2) Cominuição dos Fragmentos para o tamanho Grânulo: utilizou-se gaia e pilão de porcelana para a sua realização. Nessa etapa, todos os fragmentos alterados, marcados com caneta ou com alguma heterogeneidade não representativa da amostra foram descartados.

3) Cominuição para o tamanho Areia Muito Grossa: utilizou-se o moinho de discos de porcelana de alumina, da marca Braun Direct Daiven modelo Pulverizer UD32, onde cada amostra passou, em média, três vezes pelo equipamento. Nessa etapa, tomou-se o cuidado com a limpeza do equipamento em cada troca de amostra, realizando, em ordem: limpeza do equipamento e da mesa de apoio utilizando aspirador de pó; limpeza do moinho utilizando ar comprimido; limpeza do equipamento utilizando esponja com água; e, por fim, limpeza dos discos de porcelana de alumina utilizando álcool, encerrando com a secagem do equipamento com ar comprimido.

4) Cominuição para 200 *mesh*: utilizou-se o pulverizador da marca Fritsch, modelo pulverisette 5. Essa etapa conta com 11 pequenas bolas de ágata que são colocadas dentro de um recipiente de ágata, nele é posto a amostra tamanho areia muito grossa. O equipamento faz com que os recipientes contendo a amostra girem em alta frequência, fazendo com que as bolas de ágata assumam a função de moer e pulverizar os fragmentos ali contidos.

3.4 PETROGRAFIA SEMIQUANTITATIVA E QUALITATIVA

3.4.1 Microscopia Óptica

A identificação e a análise modal quantitativa dos diferentes constituintes minerais das rochas, utilizando lâmina delgada, são realizadas por meio da movimentação, a cada 0,30 mm, do *charriot* de passo, fixado na platina do microscópio. Movimenta-se a lâmina ao longo do sistema de coordenadas X, Y da platina e realiza-se uma contagem de pontos a cada 0,30 mm percorrido na lâmina. Para esse trabalho, consideramos suficiente a contagem de 600 pontos em lâmina delgada, que serão representativos da mineralogia geral e de seu volume modal.

3.4.2 Microsonda Eletrônica

As análises obtidas neste estudo foram realizadas pelo Laboratório de Microsonda Eletrônica do CPGq – IGEO – UFRGS, utilizando a microsonda CAMECA SX-Five, equipada com um espectrômetro tipo EDS (*Energy-Dispersive Spectrometry*), para uma rápida averiguação qualitativa/semiquantitativa dos constituintes da amostra, e cinco espectrômetros tipo WDS (*Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*) para a medição simultânea de múltiplos elementos, fornecendo as análises quantitativas das fases selecionadas.

O princípio dessa técnica consiste na irradiação de um feixe eletrônico em uma área pré-selecionada de uma lâmina petrográfica delgada (espessura entre 30-40 μ) ou seção polida, provocando a emissão de raios X pela amostra. Conforme Gomes et al., (1984), as linhas do espectro característico de raios X emanados serão detectadas e analisadas conforme seu comprimento de onda, caracterizando a natureza dos elementos constituintes (análise qualitativa) e a intensidade de radiação gerada comparada àquela de uma substância química tomada como padrão (análise quantitativa). A técnica ainda conta com um sistema óptico, possibilitando a visualização da amostra, sob luz transmitida e refletida, e seu manuseio a fim de selecionar os pontos de interesse analítico.

As análises foram realizadas em lâminas petrográficas, e a preparação das mesmas envolve limpeza e polimento da superfície, a fim de torná-la destituída de relevo, eliminando ranhuras e sulcos sofridos durante a elaboração da lâmina,

possíveis marcas de caneta, pó e outros materiais que podem aderir à superfície da lâmina evitando imprecisões analíticas decorridas da absorção excessiva dos raios X. A metalização por material condutor elétrico é realizada pelo laboratório de microsonda, utilizando a metalizadora Jeol JEE 4B, que adiciona 20 nm de espessura de carbono na superfície da lâmina, tendo em vista que muitos minerais possuem baixa condutividade elétrica.

Dentro das considerações de Gomes et al., (1984), as vantagens da técnica resumem-se à alta precisão na determinação quantitativa da composição química de partículas com diâmetro de influência na ordem de poucos microns ($<1\mu$), ao caráter não destrutivo, não implicando em destruição ou modificação na composição química da amostra, e a rapidez em que são obtidos os dados químicos qualitativos e quantitativos.

Gomes et al., (1984) enfatizam que erros operacionais, como flutuações na corrente do feixe em função da instabilidade no revólver eletrônico, variações na forma do filamento, irregularidades superficiais e contaminação da amostra, para casos gerais, o erro estimado é de 1% das concentrações. Em relação aos erros quanto aos padrões utilizados no laboratório, como emprego de curvas de calibração e aplicação dos fatores de correção, estima-se que, para os casos mais desfavoráveis, o erro da análise é em torno de 5%. O Limite de detecção para essa técnica é de até 100 ppm (quando a concentração do elemento exceder até 3x o valor do desvio padrão do background do elemento dado como padrão).

3.5 ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

3.5.1 Aplicação do Método

A análise química de rocha total, obtida por meio da fluorescência de raios-X, auxiliará na identificação dos elementos maiores e traços que acompanham as camadas de minério maciço e na determinação do protólito das rochas encaixantes do corpo mineralizado. Neste trabalho, serão analisadas 16 amostras da rocha encaixante, descritas como gnaiss quartzo-feldspático, anfibólio gnaiss, quartzo-anfibolito, gr-bt-cl xisto e anfibolito bandado a plagioclásio e uma amostra de minério maciço.

3.5.2 Fluorescência de Raio-X por Dispersão de Comprimento de Onda (WDS-FRX)

As análises obtidas neste estudo foram realizadas no Laboratório de análise química de Rochas do Instituto de Geociências da UFRGS, utilizando o Espectrômetro De fluorescência de Raios X, modelo RIX 2000 da Rigaku.

Essa técnica permite fazer análises qualitativas e quantitativas dos elementos químicos de uma amostra de rocha ou de mineral de maneira não destrutiva, analisando, em geral, os elementos com número atômico maior que 12. Neste estudo, as análises por fluorescência de raios-X serão utilizadas para verificar as concentrações dos elementos maiores em forma de seus óxidos (em concentrações significativas), sendo eles: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e elementos menores (elementos traço), sendo eles: Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, As, Pb.

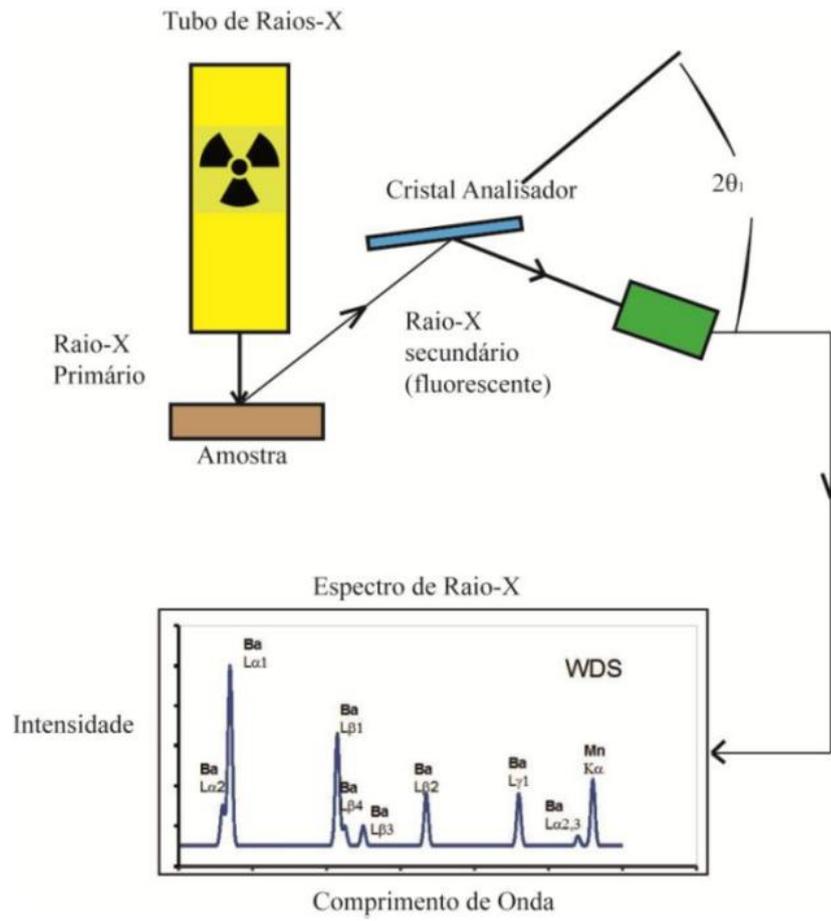
A WD-FRX baseia-se no princípio de que os elementos de uma amostra, submetida à irradiação, são excitados e emitem luz na faixa do espectro eletromagnético, cujo comprimento de onda é característico para cada elemento. Dessa forma, cada constituinte da amostra possui comportamento previsível, sendo possível identificar quais elementos e quais as suas concentrações existentes na amostra a partir da intensidade do pico (número de raios X detectados por unidade de tempo). Segundo Nascimento Filho (1999), a técnica é constituída por três

passos: (1) excitação dos elementos que estão presentes na amostra; (2) dispersão dos raios X fluorescentes característicos, emitidos pela excitação da amostra; e (3) detecção dos raios X emitidos.

A excitação dos elementos químicos está associada à irradiação da amostra por um feixe de raios X, o qual provém de um tubo de raios X do tipo Coolidge. À medida que a amostra é irradiada e excitada, os seus constituintes irão emitir uma radiação secundária (fluorescência) característica. A emissão irá ser captada por um colimador, o qual irá seleccionar a radiação transformando-a em feixes de raios paralelos, os direcionando para um cristal analisador, cuja finalidade é difratar os raios X de acordo com seus comprimentos de onda. Os raios difratados pelo cristal analisador passarão pelo detector. A função do detector é converter a energia dos fótons de raio X absorvidos em pulsos elétricos, os quais são enviados a um medidor de taxa de contagem, acoplado a um registrador gráfico ou microcomputadores que irão automaticamente medir a altura dos picos de intensidade de cada elemento e as áreas sob os picos, calculando as concentrações de cada elemento da amostra, resultando em um gráfico de intensidade dos picos dos elementos X energia do fluxo de elétrons que é diretamente proporcional ao comprimento de onda de cada constituinte químico (**Figura 9**).

Como resultado desta técnica analítica, obtemos a porcentagem em óxido de cada elemento químico, sendo ele considerado aceitável apenas se o resultado percentual fechar em 100% +- 2% de variação, contando com uma precisão da técnica de 5%. Assume-se com vantagem da técnica, conforme Dutra et al., (1984): “comportamento previsível dos elementos, exatidão alta, reprodutibilidade boa, limite de sensibilidade baixo (da ordem de partes por bilhão), ampla capacidade de detecção (cobrindo um número considerável de elementos em concentrações variando de algumas partes por milhão a 100%), grande versatilidade analítica (amostras na forma líquida, sólida ou sob forma de pó) e caráter não destrutivo, ” além da rapidez da análise.

Figura 9: Modelo de Funcionamento do WDS-FRX.



Fonte: Compilado por Anzolin (2016).

4 RESULTADOS

4.1 GEOLOGIA LOCAL

A ocorrência mineralizada em Pb e Zn é encontrada no afloramento situado nas coordenadas UTM (21 J) 773942.00mE/ 6618297.00mS, que se estende desde estrada secundária até perfil em drenagem no Arroio Lageado. A mineralização está encaixada em rochas meta-vulcanossedimentares, cuja sequência estende-se até 15m de comprimento por 1,5m de espessura.

Os caminhamentos geológicos realizados no entorno do afloramento, alcançam comprimento de cerca de 2km, utilizando a escala 1:10000, os quais permitiram a identificação das seguintes rochas encaixantes: **(1) xisto quartzo-feldspático; (2) talco-tremolita-clorita xisto; (3) clorita xisto (4) granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto; (5) quartzo anfibolito; (6) anfibolito com textura radiada; (7) anfibolito bandado; (8) anfibólio gnaisse (9) gnaisse quartzo-feldspático e (10) granito peraluminoso intrusivo.** A associação de rochas descritas neste trabalho compõe a sequência meta-vulcanossedimentar que hospeda os sulfetos de minério. Neste trabalho, as rochas encaixantes serão descritas de acordo com a proximidade em relação ao afloramento mineralizado (ponto 004), sendo assim, entende-se como encaixantes proximais, aquelas rochas que acomodam o minério no afloramento ou próximo a ele (raio de 500m) e rochas encaixantes distais, para aquelas onde não foi identificado a presença de minério.

A intercalação entre essas rochas ocorre em escala milimétrica, decimétrica e métrica, mostrando uma intensa variação composicional entre os termos, apresentando, por vezes, gradação granulométrica de fina a média nos termos quartzo-feldspáticos.

Xistos e gnaisses quartzo-feldspáticos afloram principalmente em valetas de estrada, com exposições em estado avançado de alteração. Talco-tremolita xisto e clorita xisto (xistos magnesianos) possuem sua ocorrência restrita, e são atribuídos ao metamorfismo da sequência vulcanogênica; finas camadas centimétricas de meta-chert foram encontradas junto à ocorrência destas rochas. Anfibolito bandado à plagioclásio com textura fina ocorre intercalado com todas as litologias acima citadas, apresentando camadas ora centimétricas, ora métricas. Quartzo anfibolito, anfibolito com textura radiada e anfibólio gnaisses apresentam suas melhores

exposições restritas a drenagem do arroio Lajeado, encontrados no ponto 004, hospedando a mineralização de Pb e Zn.

A geologia estrutural da sequência revela uma intensa foliação S_n , marcada pelo bandamento metamórfico composicional, que se mostra paralelo ao bandamento sedimentar das rochas originais (S_0). A S_{n+1} é restrita e incipiente, sendo marcada pela lineação de crenulação da clorita. Afloramentos localizados, mostram um retrabalhamento da S_1 , com dobras apertadas com plano axial marcado pelas fraturas (F_1) nos termos anfibolíticos.

Por meio das observações de campo, descritas nos parágrafos anteriores, e da compilação bibliográfica do mapa geológico da CPRM, foi possível elaborar um mapa preliminar da área de estudo (**Figura 10**). Nele, são colocados domínios litológicos, a pesar dos pacotes apresentarem grande heterogeneidade devido ao bandamento composicional.

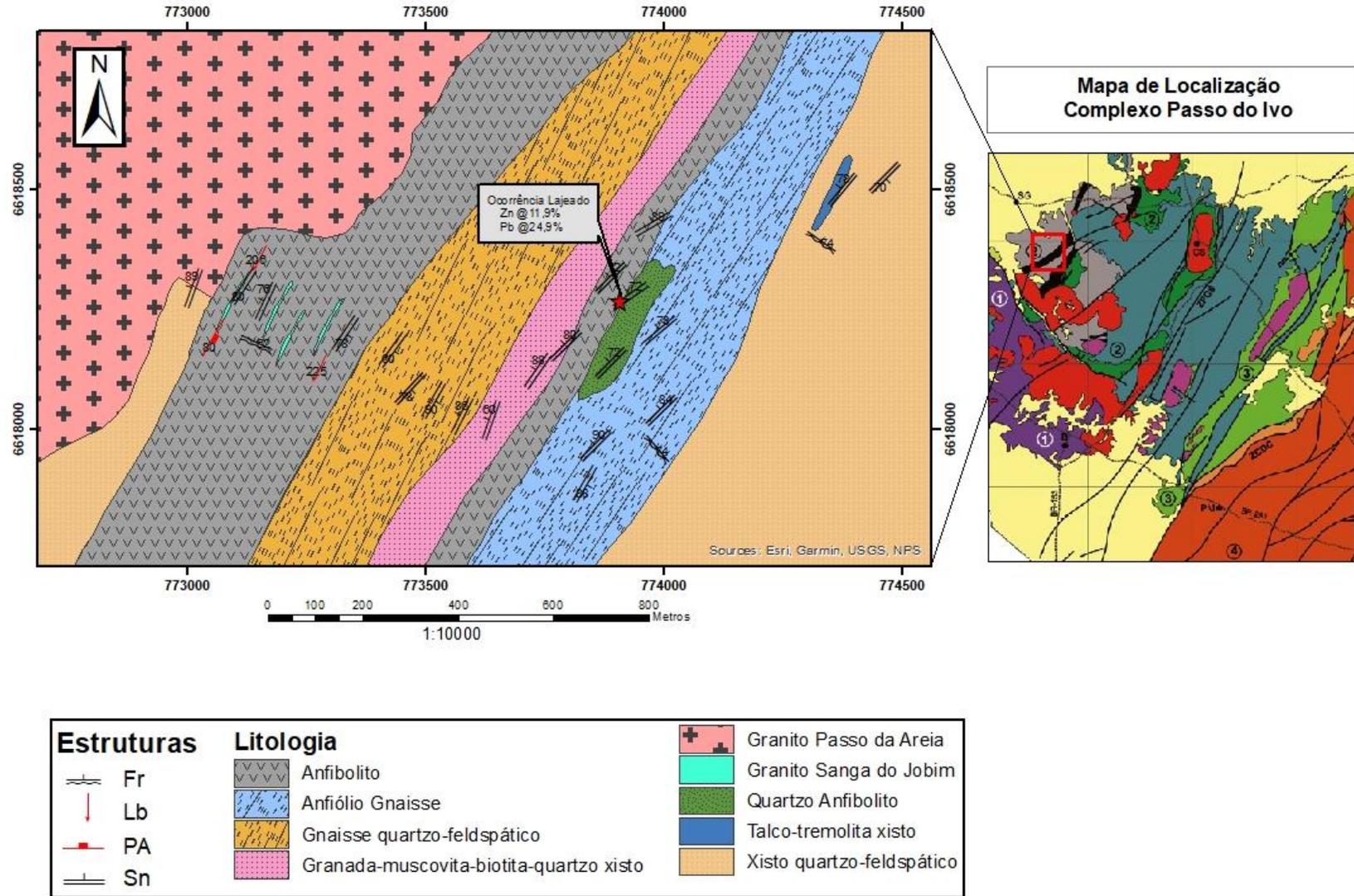
A seção geológica esquemática W-E (**Figura 11**) foi elaborada a partir do caminhamento W-E realizado nas atividades de campo. As medidas estruturais (**anexo 7**) bem como dobras assimétricas de movimento dextral (ponto 14) (não foi possível obter medidas dessas atitudes) vistas em campo, corroboram em uma deformação complexa para a área.

4.1.1 Petrografia da Ocorrência de Zn e Pb Lajeado

As principais características da zona mineralizada foram obtidas por meio das observações das relações de campo e descrição macro e microscópica das amostras de rocha referentes ao afloramento 004 cuja ênfase dada na descrição foi baseada no modo de ocorrência da mineralização, mineralogia e assembleia de alteração hidrotermal. Dessa forma, constatou-se que a mineralização está encaixada, localmente, em anfibólio gnaisses, quartzo anfibolito e anfibolito com textura radiada (rochas encaixantes proximais, **Figura 12E**). A mineralização sulfetada mostra os seguintes modos de ocorrência:

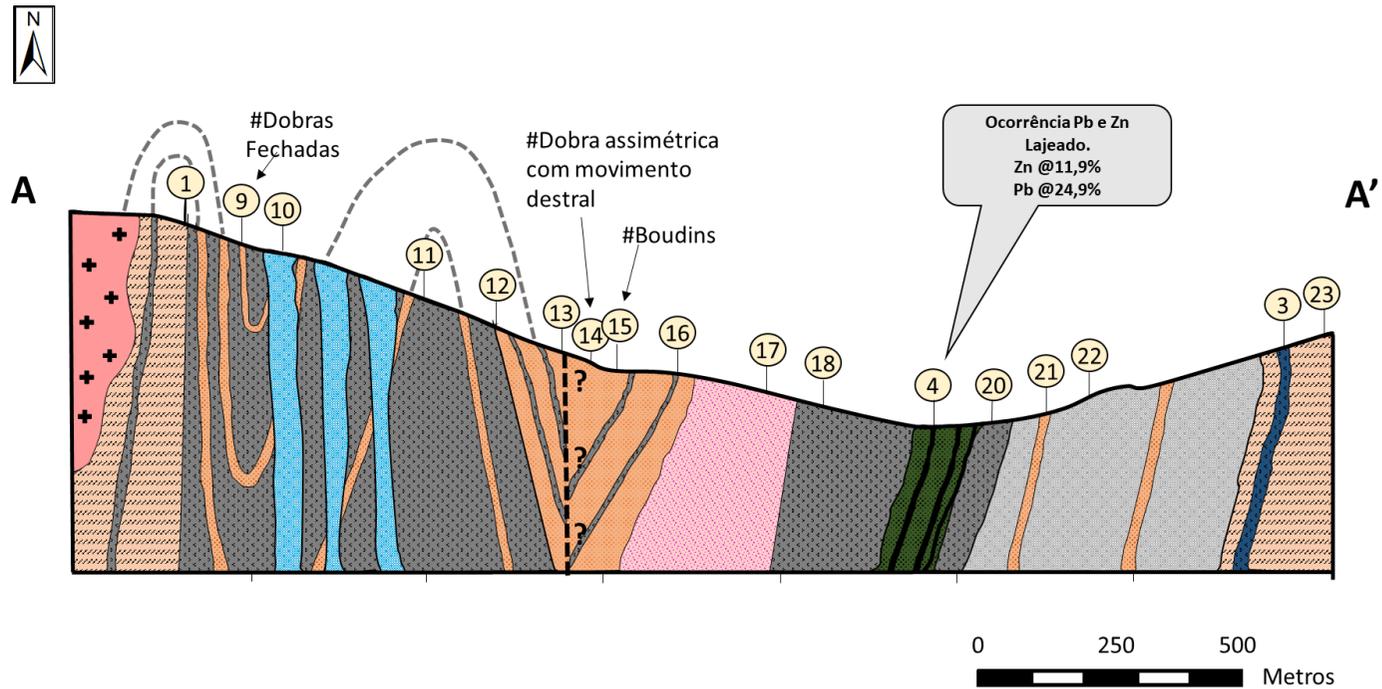
Stratabound: Sequência contínua de extensão métrica de sulfeto maciço (>60% em volume de sulfetos) a semimacício, com até 8cm de espessura por vezes em níveis centimétricos de sulfeto maciço anastomosados que acompanham o *strike* das rochas encaixantes. As figuras **12A**, **12B**, **12C** e **12D**, mostram os diferentes modos de ocorrência *stratabound* aqui citados.

Figura 10: Mapa geológico preliminar da área estudada. São apresentados domínios litológicos, a pesar da heterogeneidade dentro dos pacotes devido ao bandamento composicional rítmico das sequências meta-vulcanossedimentares. O sistema de coordenadas utilizado foi WGS₈₄/UTM.



Fonte: Do autor.

Figura 11: Sessão geológica esquemática da área estudada, mostrando a posição e distribuição do minério maciço, encontrado no ponto 004 em relação a suas encaixantes meta-vulcanossedimentares.

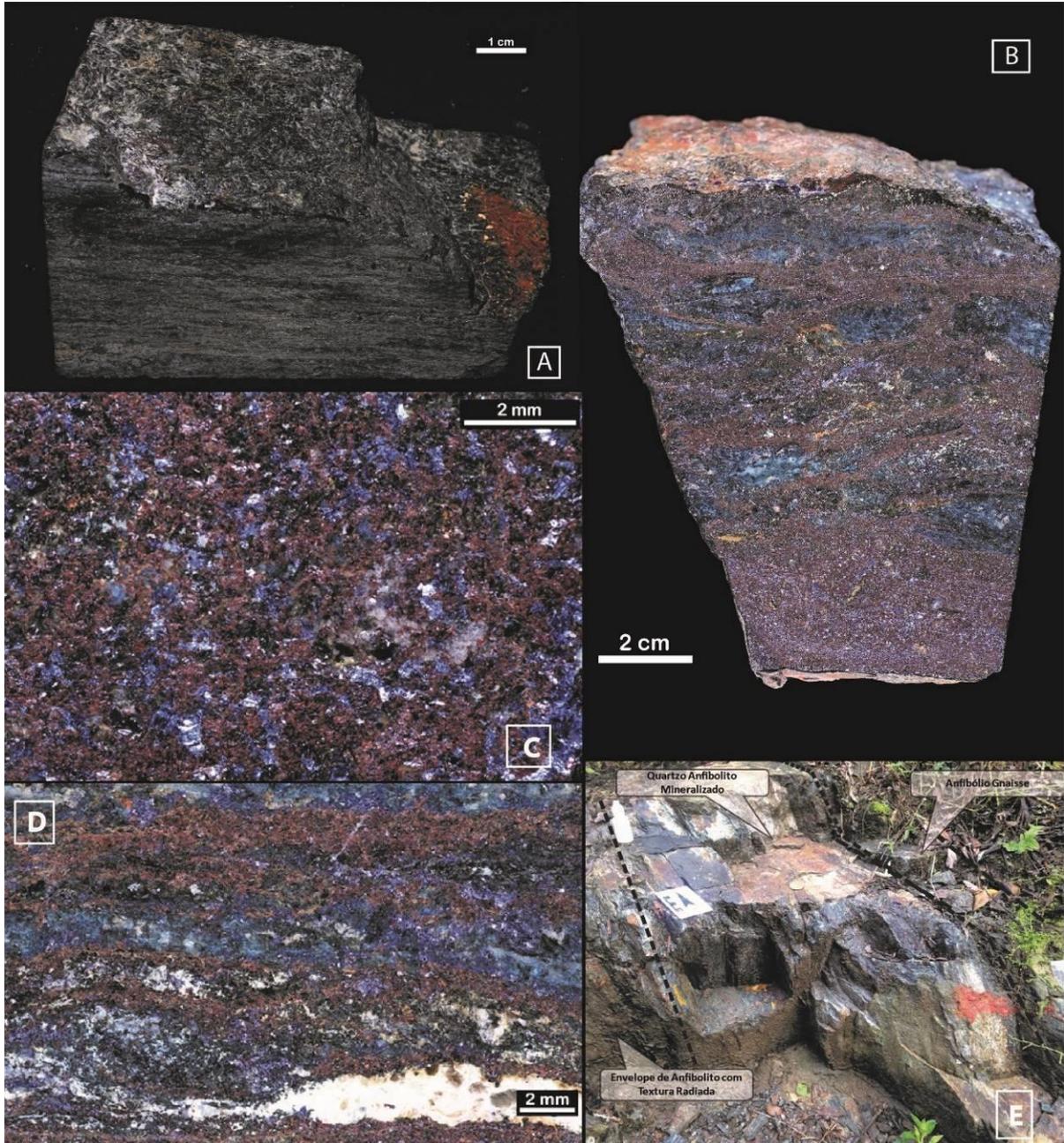


Fonte: Do autor.

A camada de sulfeto maciço é composta, predominantemente, por esfalerita marrom avermelhada com fortes reflexões internas vermelhas sob luz transmitida, indicando conteúdos moderado de Fe, associada à galena (**Figura 12B, 12C e 12D**). Esses dois minerais de minério compõem a mineralogia principal da ocorrência, e as relações de contato entre si, são de equilíbrio, evidenciado pelos limites retos e serrilhado entre os dois. É comum, também, observar contatos irregulares entre os mesmos, marcados por limites *embayed* (**Figura 13C**). Inclusões de galena em esfalerita e de esfalerita em galena são comuns (**Figura 13C**). Localmente, ocorrem níveis de galena e níveis de esfalerita intercalados a camadas de quartzo-anfibolito.

Em relação às características comuns da assembleia de minério (**Tabela 2**), em ordem de abundância, ocorrem concentrações menores de pirita, calcopirita (livre e como calcopirita *disease*) e pirrotita, sendo a última sempre associada à esfalerita. Essa mineralogia sulfetada secundária ocorre também como inclusões irregulares ou aleatórias em esfalerita e galena. A esfalerita comumente é homogênea, mas, localmente, apresenta zoneamento caracterizado por zonas irregulares de cor vermelha bordejadas por esfalerita de cor laranja/amarelo (**Figura 13D**).

Figura 12: Macroscopia. A) Anfibolito com textura radiada intercalado com níveis centimétricos de galena+esfalerita; B) Quartzo-anfibolito hospedando camada de minério maciço e níveis anastomosados de galena e esfalerita; C) Camada maciça stratabound de galena+ esfalerita; B) Quartzo-anfibolito hospedando camada de minério maciço e níveis anastomosados de galena e esfalerita; C) Camada maciça stratabound de galena+esfalerita englobando porções quartzo-feldspáticas; **D)** Níveis de galena e níveis de esfalerita intercalados no quartzo-anfibolito. Lentes de quartzo + carbonato (meta-chert) são pontuais; **E)** Fotografia do afloramento (ponto 004) contendo as principais rochas encaixantes da mineralização de Pb e Zn.



Fonte: Do autor.

Tabela 2: Principais características dos minerais que compõem a assembleia de minério.

Mineral	Granulometria	Ocorrência	Outras Observações
Esfalerita	Média a Grossa	Abundante, ocorre em níveis concentrados ou associados à galena.	De cor marrom-avermelhada e brilho vítreo. A sua abundância está relacionada à facie máfica, ora em anfibolitos ora em quartzo-anfibolitos.
Galena	Média a Grossa	Abundante, ocorre em níveis concentrados ou associados à esfalerita.	Brilho metálico prateado. Raramente é bem formada, apresentando hábito cubo perfeito quando recristalizada durante metamorfismo. A sua abundância está relacionada à facie máfica, ora em anfibolitos ora em quartzo-anfibolitos.
Pirita	Fina	Livre ou como inclusões em galena.	Torna-se mais presente à medida em que se aproxima da facie félsica siliciclástica.
Calcopirita	Fina	Livre e como exsoluções em pirita, galena e esfalerita.	Torna-se mais presente à medida em que se aproxima da facie félsica siliciclástica.
Pirrotita	Média a Fina	Livre ou como inclusões/exsoluções(?) em esfalerita, pirita e calcopirita.	Aumenta a granulometria em direção a facies félsica siliciclástica (anfíbólio gnaisses)

Fonte: Do autor.

Quando associada a quartzo-anfibolitos (**Figura 12B, 12C e 12D**), as camadas mineralizadas são mais espessas, adquirindo espessuras de até 8cm. Camadas de minério paralelas à foliação dos quartzo-anfibolitos, bem como níveis mineralizados anastomosados (**Figura 12B**) de galena e esfalerita são comuns. Esses minerais de minério ocorrem como agregados irregulares, apresentando contato gradual irregular com a rocha hospedeira silicatada (**Figura 13B**). Localmente, agregados arredondados de esfalerita e galena apresentam texturas de desequilíbrio em relação aos silicatos da rocha, atestado pelos contatos *embayed* entre sph+gn com feldspatos sericitizado e quartzo (**Figura 13C**). As camadas de minério comumente envolvem silicatos de quartzo, feldspato sericitizado e anfíbólio, estando eles nos sítios intergranulares dos sulfetos ou em agregados arredondados entre os mesmos (**Figura 13A e 13B**). Lentes grosseiras de carbonato mais quartzo (meta-chert?) são pontuais (**Figura 12D**). Localmente, há níveis onde predomina ora esfalerita, ora galena, mas de modo geral, os dois minerais de minério ocorrem em proporções semelhantes. Finas vênulas de esfalerita e galena cortando anfíbólios e texturas vermiculares (“espirro”) (**Figura 13C**) da galena indicam remobilização da fase sulfetada.

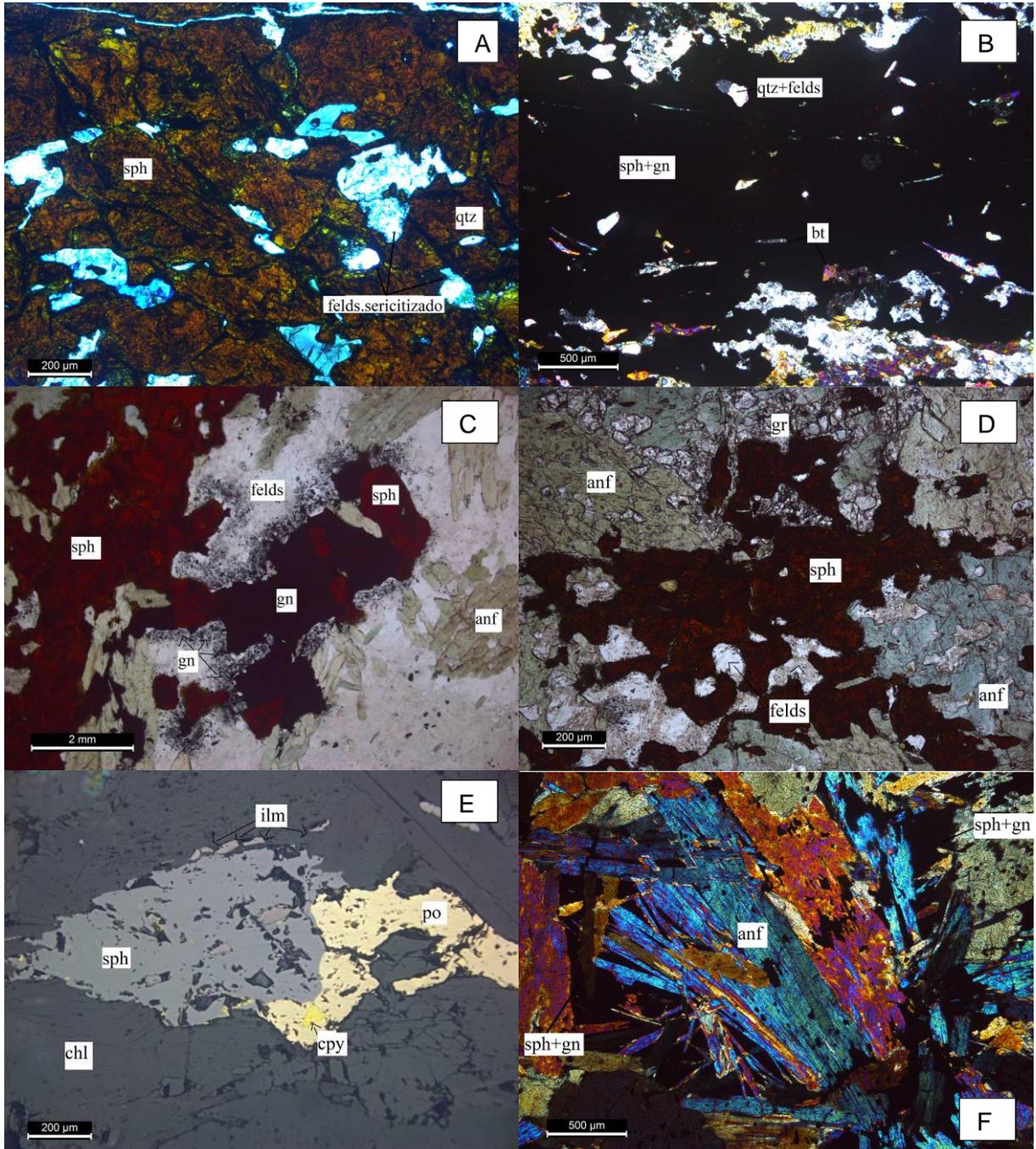
A mineralização ocorre em níveis milimétricos a centimétricos em anfibolitos radiados (**Figura 12A**), onde os sulfetos ocorrem como inclusões (pontuais), interdigitados ou englobados por anfibólios (**Figura 13F e 13H**), revelando possível cronologia relativa entre sulfetos e silicatos. Exsoluções de calcopirita em galena e em esfalerita são muito comuns, por vezes, ocorrendo em trilhas orientadas segundo a foliação principal. Localmente, galena cúbica (**Figura 13G**) bem formada corta limites de anfibólios decussados e fragmentos angulosos a subarredondados de minério ocorrem inclusos no anfibólio tanto no anfibólio decussado, quando no nematoblástico (**Figura 13F**).

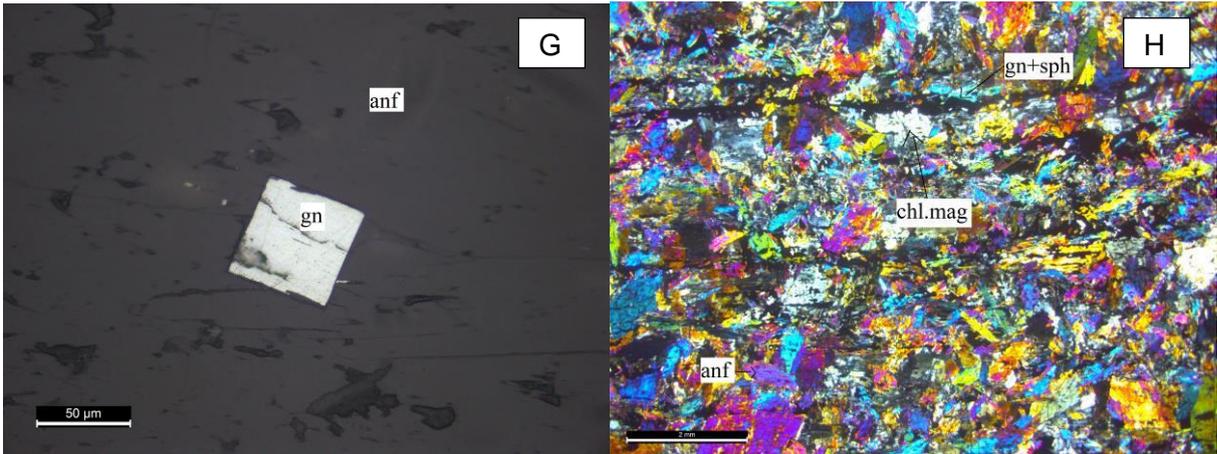
Particularmente, onde a mineralização está associada a anfibólio gnaisse gradando para gnaisse quartzo-feldspático, as camadas de minério vão diminuindo sua espessura, tornando-se cada vez mais pontuais e finas. A pirrotita ocorre intercrescida à esfalerita, tornando-se mais abundante e mais grosseira (**Figura 13E**).

Sericitização é pervasiva seletiva, afetando todas as rochas do afloramento, adquirindo distribuição restrita a porções feldspáticas, em níveis paralelos ao *strike* da mineralização. A ocorrência da mineralização *stratabound* está envelopada por uma sequência anfibolítica de textura decussada, o qual também hospeda níveis centimétricos mineralizados, como descrito anteriormente (**Figura 12A**).

Disseminada: Disseminações de sulfeto na forma de pequenos grãos subarredondados a sub-angulosos de até 0,05mm de galena (textura da galena “em espirros”) circundam cristais maiores e mais bem formados de galena. Estes cristais são envolvidos, por vezes, por uma matriz quartzo-feldspática sericitizada de granulometria fina. Galena e esfalerita também ocorrem preenchendo fraturas milimétricas, cuja origem pode estar relacionada à remobilização do minério durante o metamorfismo de contato causado pela intrusão do Granito Sanga do Jobim.

Figura 13: Microscopia. **A)** Nível de esfalerita englobando grãos arredondados de quartzo e feldspato sericitizado; **B)** contato gradual e irregular entre camada de esfalerita+galena e rocha silicatada; **C)** inclusões de esfalerita em galena e textura vermicular, em matriz de quartzo, feldspato e anfibólio, com raras inclusões de turmalina; **D)** equilíbrio entre esfalerita e pirrotita com granulometria grosseira em anfibólio gnaise; **E)** esfalerita e galena inclusos e englobados por anfibólio decussado; **F)** galena com hábito cúbico cortando limite de grão de anfibólio; **G)** Níveis milimétricos de sulfeto (esfalerita e galena) interdigitados nas camadas anfibolíticas radiadas.





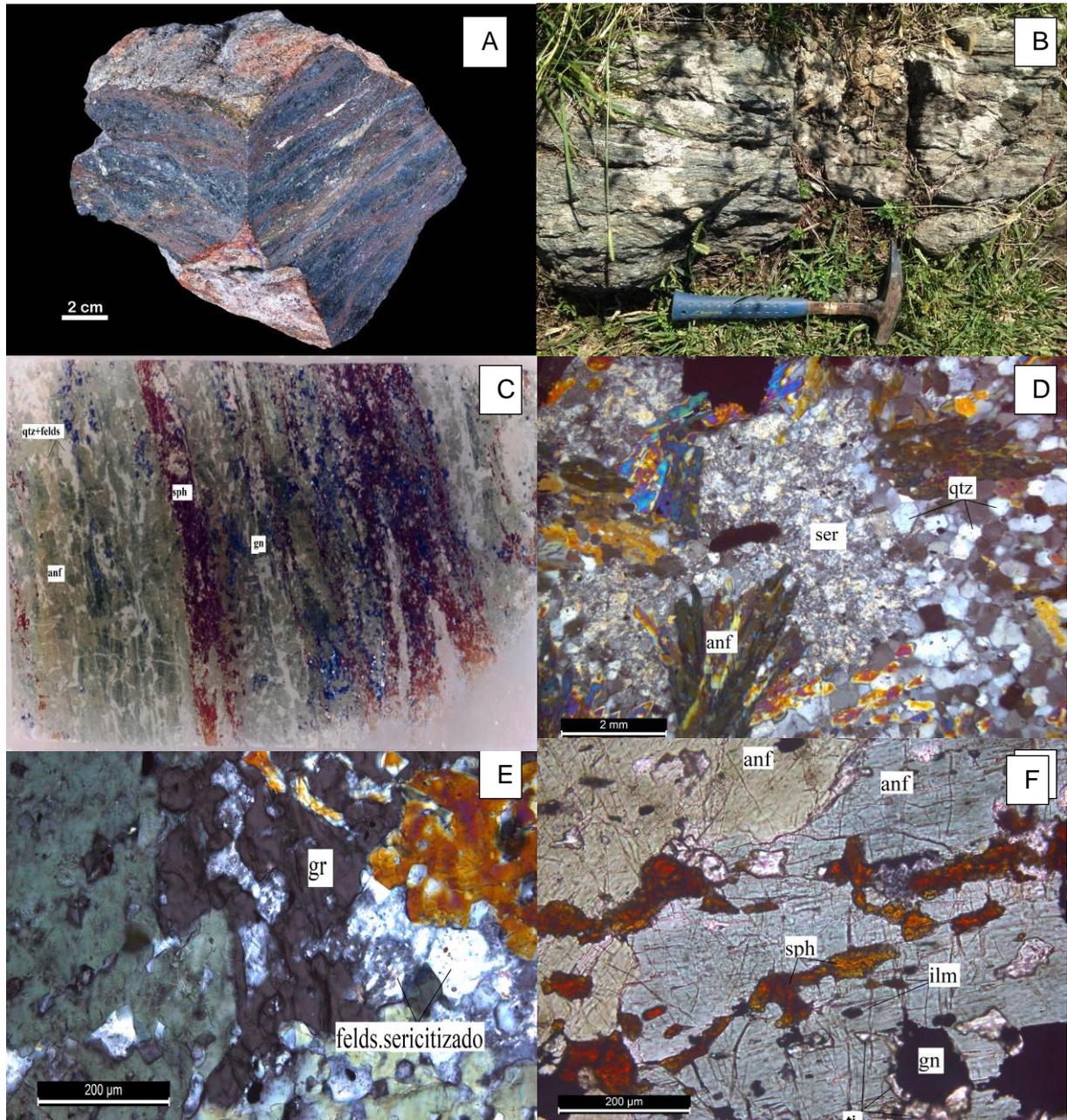
Fonte: Do autor.

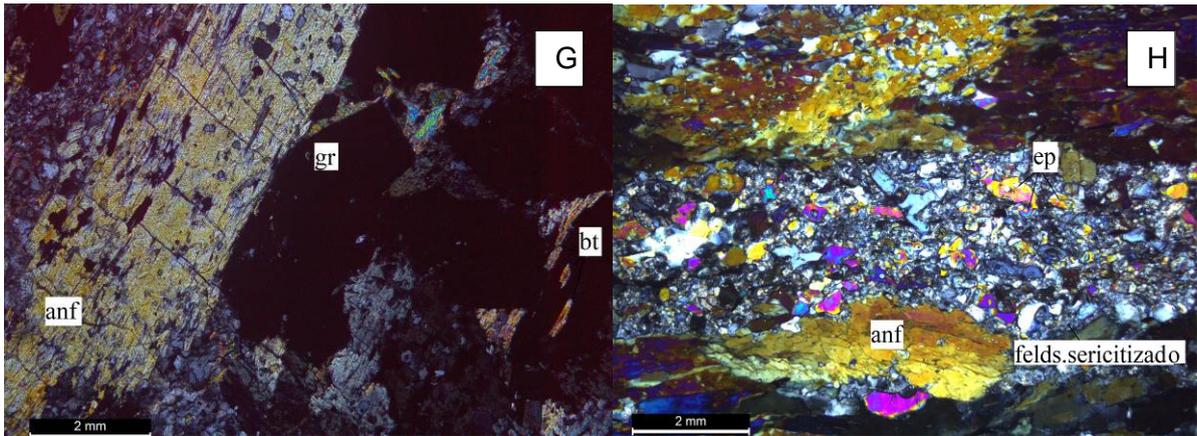
4.1.2 Petrografia das Rochas Encaixantes Proximais

4.1.2.1 Quartzo-anfibolito (ponto 004 e 005)

Ocorrem no afloramento mineralizado acomodando níveis e camadas de sulfeto maciço (**Figura 14A**) e nas suas proximidades, estando estéril (**Figura 14B**). Apresentam estrutura bandada e coloração verde acinzentada e, quando alteradas, são verde escuros. Apresentam bandamento composicional recristalizado, marcado por bandas regulares e contínuas de composição essencialmente anfíbolítica (anfíbólio nematoblástico e decussado subordinado, variando entre 51-60%), e, por vezes, com conteúdo biotítico (10-15%), intercalados a bandas irregulares e descontínuas félsicas quartzo-feldspáticas com textura granoblástica, com conteúdo de quartzo variando entre 0,7-1,2% e plagioclásio entre 7-30,2%. Epidoto e granada ocorrem como mineral acessório (<1%), bem como ilmenita detrítica (?) (1%), sendo a última somente associada às bandas félsicas. A porcentagem modal da mineralogia que compõem essas rochas é representada na **Tabela 3**, por meio da descrição e contagens de pontos das lâminas delgadas 004E e 005.

Figura 14: **A)** Amostra de quartzo-anfibolito mineralizado coletada no afloramento 004; **B)** afloramento 005 de quartzo-anfibolito estéril; **C)** visão geral de lâmina delgada de quartzo anfibolito mostrando a intercalação desta rocha com níveis de esfalerita e galena; **D)** nível quartzoso do quartzo anfibolito com anfibólios decussados e sericitização pervasiva seletiva; **E)** anfibólio e granada poiquiloblásticos englobando fragmentos sericitizados; **F)** galena e esfalerita interdigitados e inclusos em anfibólio do quartzo anfibolito; ilmenita também ocorre inclusa no anfibólio, e está sendo substituída por titanita; **G)** anfibólio e granada poiquiloblásticos e em equilíbrio, englobando ilmenita, quartzo, feldspato e biotita; **Ponto 005: H)** camada de epidoto associada a zona sericitizada entre os níveis anfibolíticos. Legenda: anf: anfibólio, gr: granada, sph: esfalerita, gn: galena, ser: sericita, felds: feldspato; qtz: quartzo, ti: titanita.





Fonte: Do autor.

Tabela 3: Composição e percentagem do volume modal do quartzo anfíbolito. Dados obtidos por meio da contagem de pontos em petrografia das lâminas delgadas 004E e 005.

Quartzo-anfíbolito (004E)		Quartzo-anfíbolito (005)	
Mineralogia	Volume Modal (%)	Mineralogia	Volume Modal (%)
ANFIBÓLIO	51,7	ANFIBÓLIO	53,7
SERICITA	6,8	QUARTZO	1,2
PLAGIOCLÁSIO	7,0	PLAGIOCLÁSIO	30,2
GALENA	10,5	TURMALINA	0,3
ESFALERITA	17,0	SERICITA	5,8
GRANADA	3,3	EPIDOTO	2,7
TITANITA	1,8	ILMENITA	0,7
ILMENITA	1,0	RUTILO	0,3
ZIRCÃO	0,2	TITANITA	5,2
QUARTZO	0,7		

Fonte: Do autor

Granada (ponto 004), quartzo e feldspato apresentam textura granoblástica, biotita textura lepidoblástica, e anfíbólios ocorrem sob duas texturas: nematoblástica (principal) e decussada subordinada. Ainda, no ponto 004, granada e anfibólio apresentam textura poiquiloblástica (**Figura 14E e 14G**), incluindo galena e esfalerita (**Figura 14D**), calcopirita, ilmenita, quartzo e feldspato. Localmente, ocorrem lentes descontínuas de quartzo granoblástico grosseiro associado, raramente, a carbonato. No ponto 004E, observa-se pirita e pirrotita em finos agregados e esfalerita e galena em níveis anastomosados (**Figura 14C**) acompanhando a direção da foliação, bem como camadas do minério maciço com espessura de até 8cm. Galena e esfalerita, na lâmina 004E, ocorrem interdigitados e inclusos em anfibólio do quartzo anfíbolito

e ilmenita também ocorre inclusa no anfibólio, e está sendo substituída por titanita (**Figura 14F**).

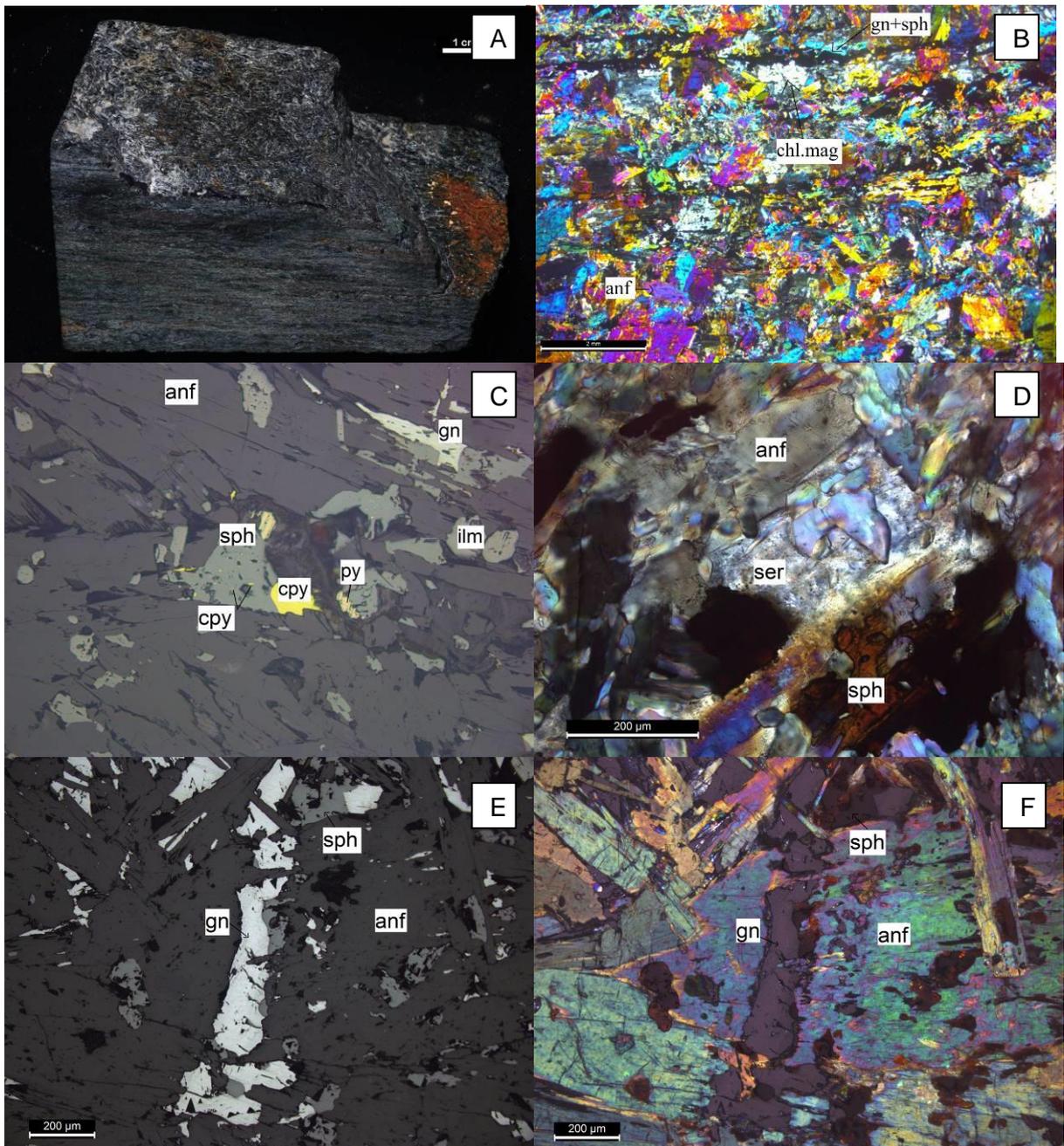
Ainda, turmalina fina (ponto 005) ocorre esparsa e orientada associada aos níveis de ilmenita, quartzo e feldspato, que são intercalados com bandas compostas essencialmente por anfibólio, ocorrendo também em zonas de alteração sericítica de até 6mm de espessura. Nessas rochas, feldspatos são alterados para sericita, biotitas são substituídas por clorita e anfibólios são substituídos por titanita. Epidoto é um mineral traço e ocorre com hábitos granulares finos em níveis feldspáticos e em zonas com alteração sericítica. Localmente, observou-se nível milimétrico de epidoto (**Figura 14H**). Titanita também ocorre com hábitos granulares finos, com grãos crescendo por cima de zonas de sericitização, cristais de anfibólio e níveis feldspáticos.

Alteração sericítica pervasiva é comum e ocorre em alguns dos níveis quartzo-feldspáticos (**Figura 14D**), compondo cerca de 6% do volume modal da rocha. Ilmenita ocorre em todas as rochas desse grupo, e costuma ser nucleada por subgrãos de titanita em suas bordas.

4.1.2.2 Anfibolito com textura radiada (ponto 004)

Sua ocorrência está restrita ao afloramento 004. Apresenta estrutura maciça à foliada (ponto 004). Macroscopicamente (**Figura 15A**), apresentam composição exclusivamente marcada por anfibólio decussado, com raros domínios sericitizados (**Figura 15D**) aparecendo nos interstícios dos cristais de anfibólio com traços de granada, ilmenita e clorita magnesianas. A xistosidade da rocha é bem definida pelo crescimento dos anfibólios e os planos de xistosidade apresentam pequeno espaçamento entre si, cerca de 5 mm. A textura principal dos anfibólios é decussada poiquiloblástica, ocorrendo anfibólios nematoblástico e cloritas magnesianas lepidoblásticas subordinados. As relações de contato entre os anfibolitos com textura radiada, quartzo-anfibolito e anfibólio gnaiss, é nítida e brusca. No ponto 004, acomodam níveis milimétricos de esfalerita, galena e pirrotita que acompanham o plano de xistosidade (S_n) da rocha. Localmente, cloritas magnesianas retrometamórficas (?) substituem os anfibólios da rocha, apresentando dobras em *kink band*, as quais marcam a S_{n+1} incipiente da rocha.

Figura 15: A) Anfibolito com textura radiada coletado no ponto 004; B) Sn marcada por galena e esfalerita stratabound com contatos irregulares entre nível sulfetado e silicatos da encaixante, apresentando anfíbólios de textura decussada entre os planos de xistosidade, por vezes, substituições por clorita magnésiana; **C)** exsoluções de calcopirita em esfalerita, a qual encontra-se em equilíbrio com calcopirita e pirita; **D)** espaço intergranular sericitizado entre anfíbólios decussados; **E)** e **F)** imagens em luz refletida e luz transmitida, respectivamente, mostrando galena em equilíbrio com esfalerita com fraturas e bordas irregulares. Fragmentos angulosos de galena ocorrem inclusos em anfíbólio. Legenda: sph: esfalerita; gn: galena; cpy: calcopirita; ilm: ilmenita; chl. mag: clorita magnésiana; anf: anfíbólio; ser: sericita.



Fonte: Do autor.

A porcentagem modal da mineralogia que compõem essas rochas é representada na **Tabela 4**, por meio da descrição e contagens de pontos da lâmina delgada ALG-C.

Tabela 4: Composição e percentagem do volume modal do anfibolito com textura radiada.

LÂMINA ALG-C	
MINERALOGIA	Volume Modal (%)
MG-HORNBLENDA	76,0
ESFALERITA	6,0
GALENA	3,3
CLORITA MG	11,8
ILMENITA	2,0
CALCOPIRITA	0,2
TITANITA	0,2
GRANADA	0,1
SERICITA	0,5

Fonte: Do autor.

Na microscopia óptica, observa-se planos de xistosidade Sn marcados por traços de ilmenita com alongamento paralelo a Sn, anfibólio nematoblástico subordinado ao decussado, e por esfalerita e galena *stratabound* (**Figura 15B**). Há dois anfibólios na rocha, o primeiro, trata-se de Mg-hornblenda de granulometria predominantemente média a grossa (varia entre 0,8 mm a 6 mm) em uma trama principal nematoblástica e, o segundo, Mg-hornblenda com crescimento desorientado (textura decussada predominante na rocha). Granada (mineral traço) ocorre nos níveis com clorita magnésiana, e ocorre englobando ilmenita orientada segundo a Sn, anfibólio nematoblástico e esfalerita. Esfalerita e galena, quando observadas no plano perpendicular à foliação da rocha, ocorrem orientadas segundo a Sn, marcando os planos de xistosidade da rocha (**Figura 15B**).

O contato entre sulfetos *stratabound* e os minerais da rocha hospedeira é irregular. Quando observados paralelamente ao plano de xistosidade, esses sulfetos ocorrem em formas de cunhas entre os interstícios dos anfibólios decussados (**Figura 13F**). A ocorrência de galena e esfalerita marca a S0//Sn, esses minerais de minério ocorrem em agregados em equilíbrio com calcopirita, pirita (minerais traço no sistema), os quais costumam ocorrer juntos e com limites de grão curvos, serrilhados e retos entre si e em limite de grãos de minério com anfibólios. Galena e

esfalerita ocorrem sob três aspectos principais: a) marcando Sn, com formas de grãos irregulares, por vezes arredondados com limites de grãos *embayed*, e ultrapassando limites dos grãos de anfibólio, quando as observações são vistas no plano perpendicular à foliação (**Figura 15B**); b) intergranulares, com formas de cunhas nos interstícios entre anfibólios (feição predominante, visto na **Figura 13F**), com calcopirita associada (em exsoluções e em equilíbrio vistas na **Figura 15C**). Nesse plano, ainda são observados, galena em cubos cristalizada cortando limites de anfibólios decussados (**Figura 13G**), fraturas associadas e fragmentos angulosos do minério inclusos no anfibólio (feição comum a rara, vistos nas **Figuras 15E e 15F**) e inclusões sub-arredondadas de minério (comum); e c) remobilizadas, preenchendo fraturas que cortam grãos de ilmenita e anfibólio.

Titanita é um mineral traço, e ocorre associada ao desequilíbrio dos anfibólios nematoblásticos e decussados, ocorrendo como subgrãos nas bordas desses minerais e nas bordas de ilmenita. A ocorrência de sericita em alguns espaços intersticiais de anfibólios é restrita e pouco comum. Clorita magnésiana ocorre substituindo (?) os anfibólios nematoblásticos, apresentando dobras em *kink band*, com clivagem de plano axial (Sn_{+1}). O processo de sericitização da rocha não afeta clorita. Importante notar que, o aparecimento de clorita magnésiana está vinculado somente a essas rochas que não possuem conteúdo quartzo-feldspático. Ilmenita ocorre em prismas alongados na direção da Sn, junto aos anfibólios netamatoblásticos, por vezes, apresenta fraturas preenchidas por galena remobilizada e, por vezes, ocorre como inclusões em galena.

4.1.2.3 Anfibólio Gnaisse (ponto 004, 019)

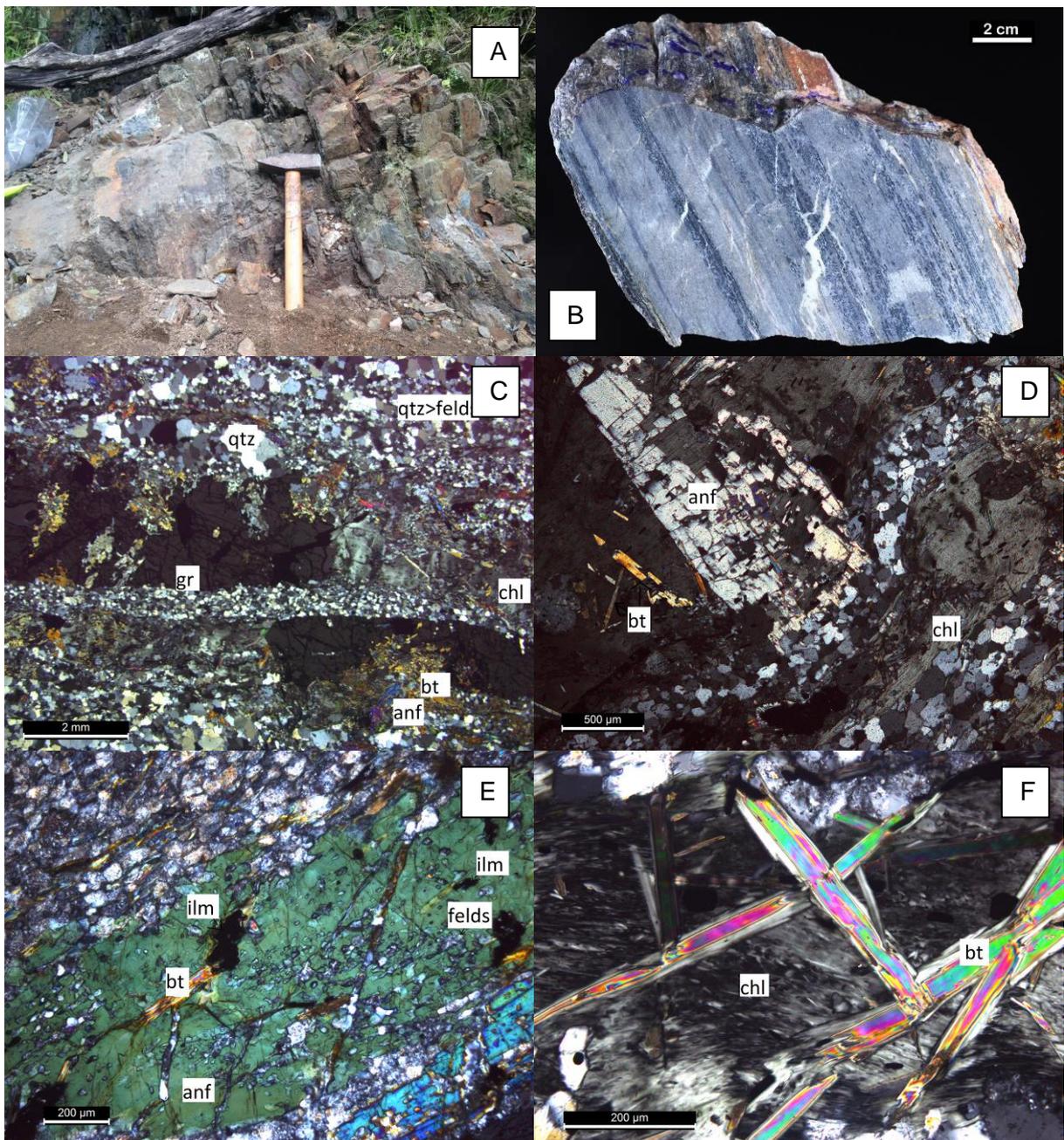
Essas rochas apresentam coloração acinzentada e ocorrem intercaladas com anfibolitos. São observadas no perfil de estrada próximas ao afloramento 004 (Figura 13A), com boas exposições restritas aos lajedos encontrados no arroio Lajeado (a sul da ocorrência de Pb e Zn). No ponto 004, são hospedeiras da mineralização, acomodando níveis centimétricos *stratabound* de esfalerita, galena, pirita, calcopirita e pirrotita; nos demais afloramentos visitados, essas rochas são estéreis, apresentando somente pirita pontual.

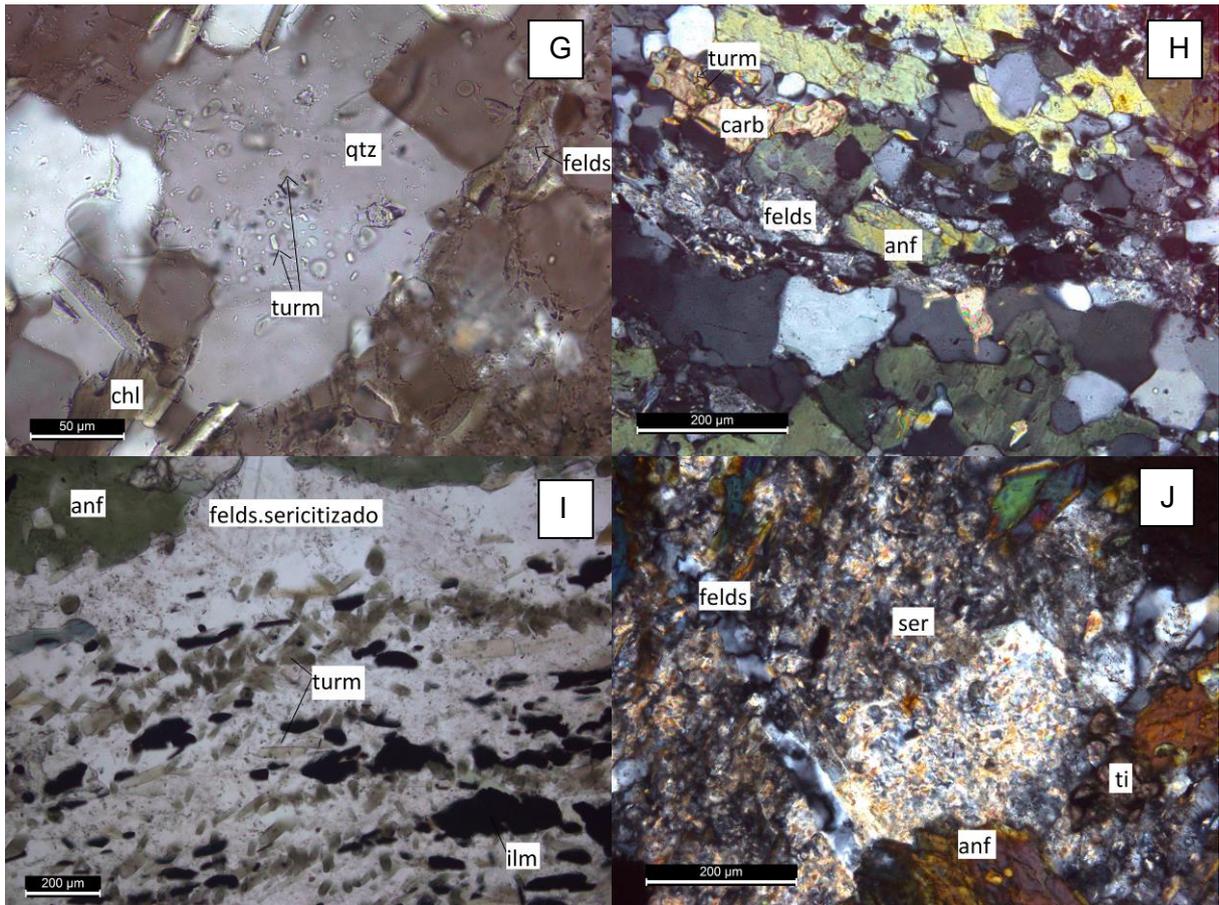
Em geral, são rochas gnáissicas quartzo-feldspáticas fortemente acamadadas e ricas em anfibólio. Apresentam bandamento composicional contínuo e regular marcado por bandas ricas em quartzo e feldspato associado à biotita lepidoblástica e anfibólio nematoblástico disseminados, intercaladas ritmicamente com bandas finas de anfibólio nematoblástico, com uma componente decussada subordinada, clorita e biotita lepidoblástica. As bandas quartzo-feldspáticas atingem espessuras centimétricas (3-8cm) a métricas (até 2m de espessura), e as bandas/níveis máficos são finos centimétricos (0,5mm - 3cm). O volume modal dos minerais que compõem a rocha é fortemente variável, com quartzo entre 35-50%, feldspatos entre 30-40%, anfibólio 10-20% e biotita entre 3-5%. Pirita é um mineral acessório (1%) e ocorre disseminada nas bandas quartzo-feldspáticas e como lentes piríticas maciças milimétricas, irregulares e descontínuas. Granada e turmalina também são minerais acessórios, e distribuem-se em níveis concentrados específicos. Níveis/lentes milimétricas a centimétricas ricas em quartzo (meta *chert?*) costumam estar intercaladas com bandas quartzo-feldspáticas. A porcentagem modal da mineralogia que compõem essas rochas é representada na **Tabela 5**, por meio da descrição e contagens de pontos das lâminas delgadas 004F, 004J e 019B.

Internamente, as bandas félsicas apresentam gradação granulométrica bem marcada pelos minerais de quartzo e feldspato, com formas arredondadas assumindo granulometria entre 50-100 μ m (**Figura 16C**). Os feldspatos estão comumente alterados para sericita (**Figura 16I e 16J**). O contato entre esses minerais é essencialmente granoblástico, ora apresentando contatos interlobados ora serrilhados.

Há dois tipos de anfibólios: nematoblástico, registro do evento metamórfico M1, cuja orientação define a foliação principal da rocha (Sn) e decussado, registro do evento metamórfico M2, no qual os prismas de anfibólio crescem transversalmente a Sn (lâmina 004F); ambos foram classificados como Fe-hornblenda a Fe-tschermakita, e estão cloritizados (**Figura 16D e 16F**). São poiquiloblásticos, englobando grãos arredondados de quartzo e feldspato sericitizado (**Figura 16E**). Biotita decussada ocorre em paragênese com anfibólio decussado, sendo substituída, por vezes, por clorita (**Figura 16F**). Titanita ocorre em equilíbrio com anfibólio, quartzo e feldspato (lâmina 019B) e ocorre substituindo as duas fases de anfibólio e cloritas. Localmente (ponto 019), raros porfiroblastos de carbonato ocorrem em níveis anfibolíticos (**Figura 16H**).

Figura 16: A) Fotografia do afloramento de anfibólio gnaisse mineralizado do ponto 004; B) Anfibólio gnaisse estéril do ponto 019B com vênulas de carbonato disseminadas e alteração sericítica fraca, a intercalação entre os níveis máficos e félsicos é rítmica; **C)** Gradação granulométrica dentro das bandas quartzo-feldspáticas, e lente de granada associada a subgrãos de granada, feldspato, clorita com dobras em *kink band*, anfibólio nematoblástico e biotita com textura decussada; **D)** Anfibólio decussado deslocando bandamento composicional primário (Sn) recristalizado. Clorita substitui anfibólios nematoblástico que marcam a Sn como também está substituindo anfibólios decussado; **E)** Anfibólio nematoblástico poiquiloblásticos englobando grãos arredondados de quartzo e feldspato sericitzado e grãos anédricos de ilmenita. Veio irregular e descontínuo de albita secciona todo o conjunto de minerais; **F)** Clorita substituindo anfibólio nematoblástico, biotita decussada e clorita retrometamórficas substituindo biotita; **G)** Quartzo com inclusões de turmalina; **H)** Porfiroblastos de carbonato com inclusões de turmalina; **I)** Nível de turmalina associado a sericitização da matriz; **J)** Alteração sericítica. Legenda: anf: anfibólio; bt: biotita; carb: carbonato; chl: clorita; felds: feldspato; gr: granada; ilm: ilmenita; qtz: quartzo; ser: sericita; turm: turmalina.





Fonte: Do autor.

Tabela 5: Composição e percentagem do volume modal das lâminas referentes ao anfibólio gnaíse.

LÂMINA 004F		LÂMINA 004J		LÂMINA 019B	
MINERALOGIA	Volume Modal (%)	MINERALOGIA	Volume Modal (%)	MINERALOGIA	Volume Modal (%)
QUARTZO	47,0	FELDSPATO	26,3	QUARTZO	33,7
FELDSPATO	17,7	ANFIBÓLIO	26,3	FELDSPATO	28,8
CLORITA	11,2	BIOTITA	18,5	CLORITA	12,8
ANFIBÓLIO	7,7	SERICITA	10,8	ACTINOLITA	10,8
BIOTITA	6,3	QUARTZO	7,0	SERICITA	5,8
GRANADA	4,3	CLORITA Fe	6,0	BIOTITA	4,3
SERICITA	2,5	TITANITA	2,5	PIRITA	1,0
PIRITA	1,3	ILMENITA	1,8	GRANADA	1,0
ESFALERITA	0,8	ESFALERITA	0,5	ESFALERITA	0,7
CALCOPIRITA	0,7	EPIDOTO	0,2	ILMENITA	0,7
ILMENITA	0,5			MUSCOVITA	0,3

Fonte: Do autor.

Lentes ricas em granada (**Figura 16C**) em equilíbrio com clorita, com inclusões de anfibólio decussado (que inclui, localmente, esfalerita), ilmenita, pirita e calcopirita costumam ocorrer nestas rochas. Quando associadas à ocorrência de Pb e Zn, esfalerita, pirita, calcopirita e pirrotita ocorrem em equilíbrio em finos níveis de agregados grosseiros.

A sericitização é pervasiva seletiva (**Figura 16J**) ocorrendo em quase todas as bandas quartzo-feldspáticas e atacando apenas os feldspatos. As regiões sericitizadas, por vezes, mostram feições de corrosão em relação aos silicatos do entorno. Localmente (lâmina 019B), raros porfiroblastos de quartzo anédricos e com contatos curvos *embayed* acompanham a Sn da rocha. Esses minerais, bem como porfiroblastos de carbonato nas lâminas 004F e 019B, apresentam inclusões de finas turmalinas prismáticas e euédricas (**Figura 16H**). Níveis de até 2mm de espessura com turmalina (com até 600µm de comprimento) associada a quartzo, feldspato sericitizado e ilmenita ocorrem intercalados com níveis quartzo-feldspáticos (lâmina 019B, **Figura 16I**), correndo também como inclusões em quartzo anédrico (**Figura 16G**). Localmente (lâmina 019B), ocorre veios e vênulas tardios de carbonato discordantes à foliação da rocha (**Figura 16B**).

4.2 PETROGRAFIA DAS ENCAIXANTES DISTAIS

4.2.1 Granito aluminoso

Ocorrem como corpos intrusivos, predominantemente tabulares, em toda sequência meta-vulcanossedimentar. Possuem largura de metros e comprimento de dezena de metros, ocorrendo principalmente entre os pontos 010 e 011. A rocha é um muscovita sienogranito a monzogranito médio com textura equigranular grossa. São frequentes corpos com textura pegmatóide com muscovita *in books* dispersas na rocha, possivelmente representantes do granito Sanga do Jobim. Rocha isotrópica com contato reto em relação à encaixante.

4.2.2 Talco-tremolita-clorita xisto (Ponto 003)

A ocorrência dessa unidade, identificada no perfil de campo, está localizada no ponto 003 (**Figura 17**), bastante alterada e friável, adquirindo coloração verde esbranquiçada e estrutura foliada (NE), paralela à Sn do xisto quartzo feldspático. A

rocha aparece intercalada milimetricamente com a clorita xisto, anfibolito e o xisto quartzo-feldspático. As camadas de talco-tremolita-clorita xisto variam de espessura entre 0,7 m a 1,0 m.

Figura 17: Afloramento 003. Talco-tremolita-clorita xisto, intercalado com xistos quartzo-feldspáticos e clorita xistos friáveis.



Fonte: Do autor.

4.2.3 Clorita xisto (Ponto 003)

A ocorrência dessa unidade, localizada no ponto 003, está bastante alterada e friável. Apresenta coloração verde acinzentada com brilho sedoso e estrutura foliada, paralela à Sn do xisto quartzo feldspático. A rocha aparece intercalada milimetricamente com talco-tremolita-clorita xisto, anfibolito e xisto quartzo-feldspático.

4.2.4 Xistos quartzo-feldspáticos

São encontrados, mais comumente, perto dos bordos do complexo, e intercalam-se ritmicamente com anfibolitos a plagioclásio, quartzo anfibolitos, talco-tremolita xisto e clorita xisto. Podem ser encontrados nos pontos 1 e 23 (ocorrendo intercalado a gnaiss quartzo-feldspático). São rochas, encontradas no perfil de estrada, com suas melhores exposições em valetas, bastante alteradas, por vezes, friáveis adquirindo coloração amarelo-alaranjada (**Figura 18**). Possuem foliação intensa NE, com fraturamento pervasivo perpendicular à foliação. Na sua maioria,

são representados por camadas centimétricas a métricas (até 1m de espessura) formadas por feldspatos (41%) e quartzo (21%) de granulometria média com textura granoblástica e biotita lepidoblástica (até 18%), marcando os planos de xistosidade da rocha. Quartzo granoblástico aparece, por vezes, em lentes. Alguns níveis quartzo-feldspáticos apresentam grau mediano de sericitização (alteração sericítica pervasiva seletiva dos feldspatos).

A relação de contato entre essas rochas com anfibolitos bandados a plagioclásio é sempre nítida e brusca.

Figura 18: Xistos quartzo-feldspáticos bastante friáveis intercalados com anfibolito. Afloramento em valeta de estrada.

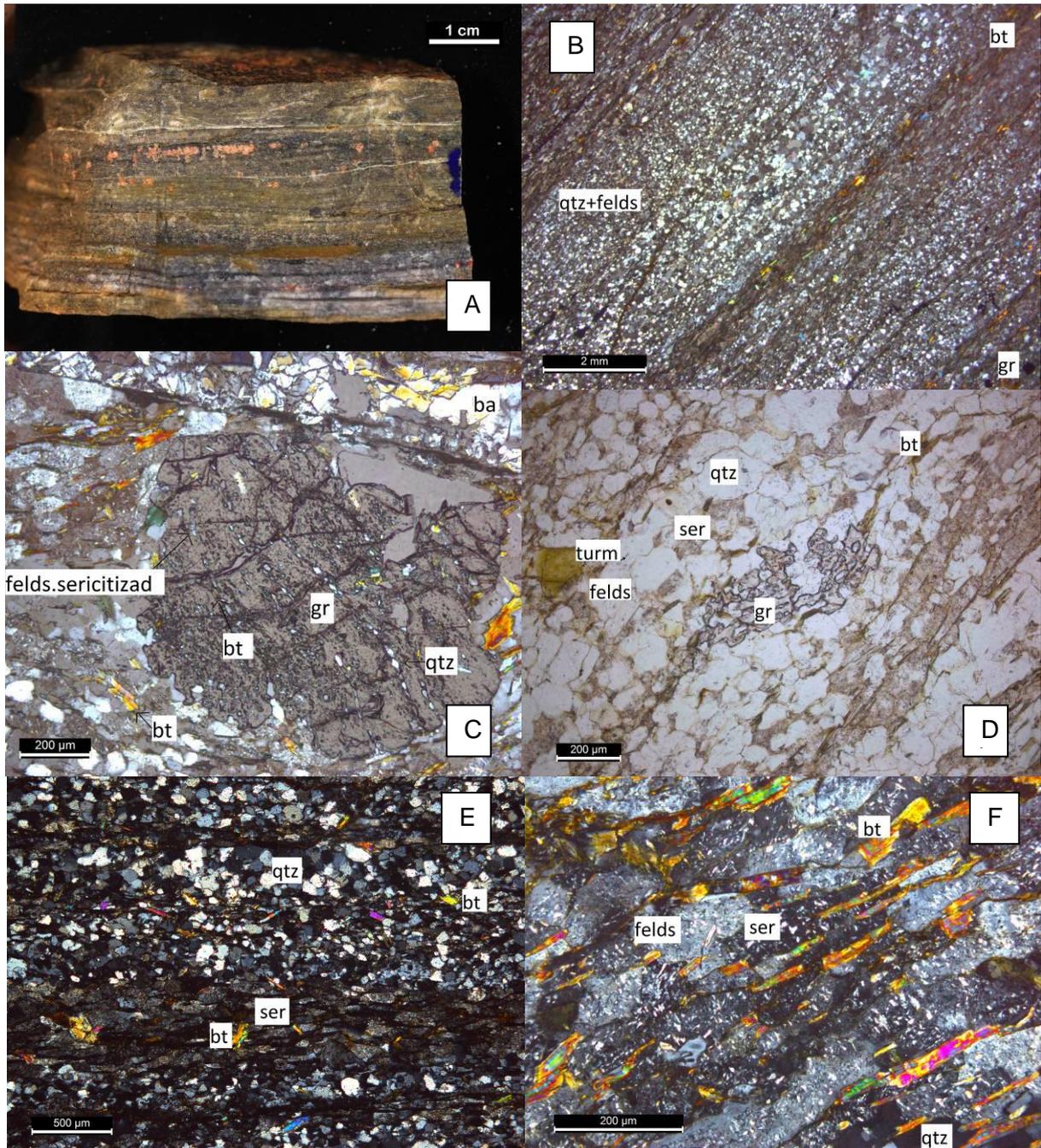


Fonte: Do autor.

4.2.5 Granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto

São rochas pouco encontradas no perfil de estrada e não possuem relação direta com a ocorrência do minério maciço de Pb e Zn, porém, contêm traços de esfalerita na sua composição. São encontradas nos pontos 016 e 017. Essas rochas fazem parte da sequência vulcano-sedimentar e apresentam composição essencialmente quartzo-feldspática de granulometria fina com biotita marcando os planos de xistosidade e agregados de granada (**Figura 19A**). A intercalação entre os níveis quartzo-feldspáticos e biotíticos é fina (0,1mm- 1cm), regular e contínua. Ocorre gradação granulométrica, dentro dos níveis quartzo-feldspáticos, com raras lentes, de até 15mm de comprimento, de quartzo granoblástico.

Figura 19: Granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto. **A)** Fotografia da amostra de mão mostrando níveis com granada (cor rosa); **B)** gradação granulométrica nos níveis quartzo-feldspáticos, com biotita lepidoblástica marcando os planos de xistosidade da rocha; **C)** Porfiroblasto de granada (M2) com inclusões em trilha de quartzo, feldspato, feldspato sericitizado e biotita. Veio tardio regular e retilíneo de barita corta a rocha; **D)** Granada (M1) poiquiloblástica crescendo sob grãos de quartzo, feldspato, sericita e biotita. **E)** Contato irregular entre nível quartzo-feldspático com alteração sericítica versus nível quartzo-feldspático não alterado, com biotita metamórfica não sericitizada marcando os planos de xistosidade; Limites retos (predominante) e limites serrilhados (mais raros) nos contatos entre grãos de quartzo e feldspato; **F)** sericitização dos feldspatos não afetando as biotitas do M2.



Fonte: Do autor.

A porcentagem modal da mineralogia que compõe essas rochas é representada na **Tabela 6**, por meio da descrição e contagens de pontos da lâmina delgada 017. Em geral, no afloramento a composição da rocha é dada por cerca de 20% de muscovita+biotita, 32-40% de feldspatos e 20-48% de quartzo. Os minerais acessórios ocorrem disseminados na rocha, são eles: clorita (2,2%), granada (1,5-2%) e, localmente (ponto 017), muscovita com textura decussada (1,3%), turmalina verde (0,2%) e sericita (13,5%), sendo os dois últimos encontrados apenas nos níveis quartzo-feldspáticos. Esfalerita e pirita ocorrem como mineral traço nestas rochas (<0,1%), sendo a última também encontrada em raras lentes piríticas maciças irregulares e descontínuas.

Tabela 6: Composição e porcentagem do volume modal do granada-muscovita-biotita-quartzo-feldspato xisto. Dados obtidos por meio da contagem de pontos em petrografia de lâmina delgada.

MINERALOGIA	Volume Modal (%)
FELDSPATO	41,0
QUARTZO	20,7
BIOTITA	18,3
SERICITA	13,5
CLORITA	2,2
GRANADA	1,5
MUSCOVITA	1,3
BARITA	1,0
TURMALINA	0,2
PIRITA	0,3

Fonte: Do autor.

Veios sinuosos e descontínuos de albita ocorrem cortando os níveis da rocha, apresentando até 7mm de comprimento e 0,5mm de espessura com suas terminações visíveis; já veio de barita (ponto 017) corta a rocha de forma retilínea. Essas rochas apresentam alta resistência à batida do martelo, devido ao alto conteúdo de sílica, suspeita-se de processos de silicificação atuante. Veio de barita também é tardio, possuindo as duas terminações visíveis em lâmina delgada (**Figura 19C**).

A xistosidade é marcada por uma forte intercalação entre níveis milimétricos (<0,01mm) de biotita lepidoblástica e níveis quartzo-feldspáticos com biotita e granada disseminadas (1mm-4mm). A relação de contato entre os grãos de quartzo

e feldspato quase sempre apresentam limites retilíneos, ocorrendo, por vezes, contatos serrilhados subordinados. A trama principal desses minerais é granoblástica, com biotita lepidoblástica em níveis e disseminada na rocha. Biotita, feldspato e quartzo ocorrem em equilíbrio. Os níveis quartzo-feldspáticos apresentam gradação granulométrica (**Figura 19B**), aparecendo alteração sericítica pervasiva seletiva afetando apenas feldspatos em alguns desses níveis (**Figura 19E**). A alteração sericítica ocorre no interior de feldspatos, bem como no contato entre feldspatos e quartzo ocorrendo em agregados de diminutas palhetas. Biotitas não são afetadas pela sericitização (**Figura 19E**). É comum a presença de porfiroblastos poiquiloblásticos de granada disseminados na rocha, ocorrendo de duas maneiras: a primeira, tipo sigma incluindo trilhas de quartzo, feldspatos, feldspatos sericitizados e biotita, fazendo ângulo de cerca de 40° com a Sn e formando sombras de pressão de quartzo e feldspato (**Figura 19C**); e, a segunda, englobando toda a assembleia mineral da rocha sem formar trilhas de minerais (**Figura 19D**). A presença de muscovita é rara, ocorrendo disseminada na rocha apresentando textura decussada. Clorita ocorre substituindo biotitas e muscovitas. Minerais traços, como pirita e turmalina ocorrem disseminados na rocha, sendo a última encontrada em equilíbrio com quartzo e feldspato, como inclusões. A rocha é estéril.

4.2.5 Anfibolito bandado

A ocorrência dessas rochas é ampla, sendo encontradas ao longo de todo o perfil de estrada, com moderado grau de alteração supergênica. A rocha apresenta coloração verde acinzentado, com estrutura bandada e foliada. A composição é dada por anfibólios e plagioclásios, onde a feição mais comum é definida por bandamento centimétrico marcado ora por anfibólio ora por plagioclásio. A granulometria da rocha é fina, e a xistosidade da rocha é bem definida pelo crescimento alongado dos anfibólios, apresentando pequeno espaçamento nos planos de xistosidade, cerca de 5 mm. O anfibolito encontra-se, muitas vezes, cloritizado. Localmente (ponto 003), notam-se níveis milimétricos de hidróxido de Fe (goethita e/ou hematita?) ao longo do bandamento do anfibolito. A intercalação com xistos quartzo-feldspáticos e gnaisses quartzo-feldspático é centimétrica, contínua e

regular, ocorrendo sempre contatos nítidos e bruscos em relação a essas litologias (**Figura 20**).

Figura 20: Afloramento do ponto 014 de anfibolito fino intercalado com espessas camadas de gnaiss quartzo-feldspático; o contato entre eles é nítido e brusco.

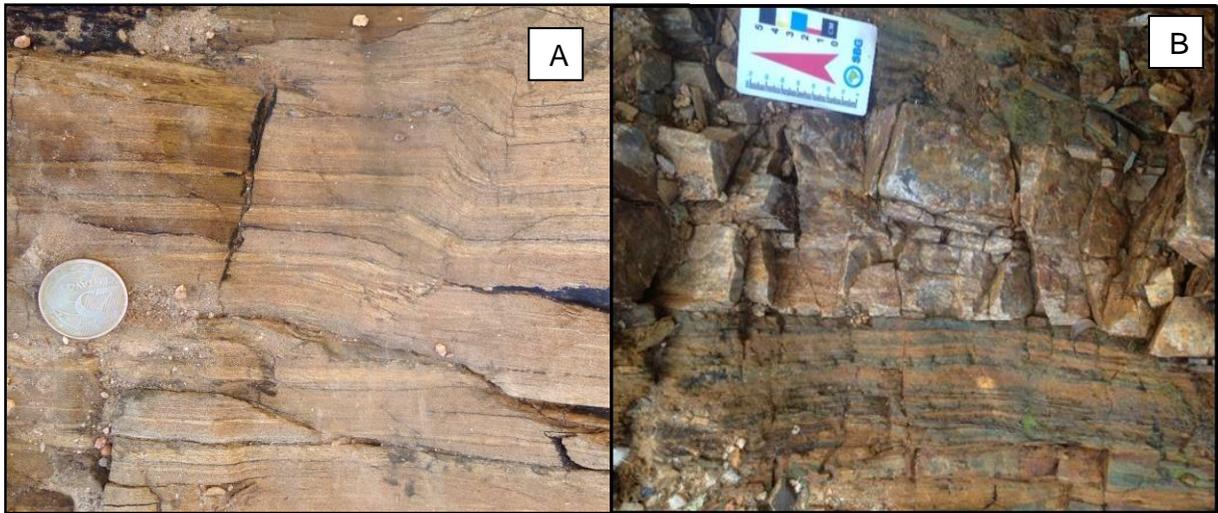


Fonte: Do autor.

4.2.6 Gnaiss Quartzo-Feldspático

Costuma estar alterado e friável, com coloração amarelo acastanhada, sendo observados em valas de estrada, e comumente estão intercalados com níveis e camadas centimétricas a métricas de anfibolito bandado e xistos quartzo-feldspáticos. A estrutura é marcada por bandamento centimétrico a métrico. Apresenta granulometria fina a média, composto por cerca de 50% de quartzo, 29% de feldspatos, 20% de micas e 1% de granada. A composição é semelhante aos xistos quartzo-feldspáticos. Apresenta bandamento composicional recristalizado definindo a foliação (S_n) bem marcada e apresentando, localmente, falhamento dúctil (ponto com cinemática dextral (ponto 014) e dobras fechadas (ponto 009). A rocha costuma estar intercalada centimétrica a metricamente com níveis de anfibolito fino cujo contatos são invariavelmente planos (**Figura 21**).

Figura 21: Afloramentos de gnaiss quartzo-feldspático. A) Ponto 014. Gnaiss quartzo-feldspático com dobra assimétrica e movimento destal; B) Ponto 021. Gnaiss quartzo-feldspático intercalado com associações de xistos quartzo-feldspáticos e anfibólitos em valeta de estrada.



Fonte: Do autor.

4.3 QUÍMICA MINERAL: DADOS QUANTITATIVOS

4.3.1 Anfibólitos

Foram identificadas duas texturas principais de anfibólitos; nematoblástica para aqueles que marcam o primeiro metamorfismo (regional orogênico) e decussado, marcando crescimento estático, pós-cinemático. Os resultados químicos obtidos pela técnica da Microsonda Eletrônica foram colocados nos **Anexos 3,4,5 e 6**.

Anfibólitos do anfibólito mineralizado, de textura radiada (decussada), associado à ocorrência de Pb e Zn (ponto 004) e anfibólitos do anfibólito gnaiss do ponto 019 foram analisados na microsonda eletrônica. Assim, verificou-se a composição de anfibólitos nematoblásticos e decussados que ocorrem como associação mineral em ambas as rochas. A partir do diagrama de classificação de Leake (1997) (**Figuras 22 e 23**), pode-se concluir que, somente para os anfibólitos da rocha anfibólito gnaiss estéril (ponto 019), há pequena variação química entre os anfibólitos representativos do evento M1 (nematoblásticos) e M2 (decussados) (observar **Tabelas 7 e 8**).

1) **Anfibólito mineralizado com textura radiada (ponto 004, amostra ALG-C):** Anfibólitos nematoblásticos (representantes do M1) e anfibólitos decussados

(representantes do M2) foram classificados como Mg-Hornblenda. Não há zonação química significativa para ambos. Apenas dois anfibólios de textura nematoblástica foram classificados como actinolita.

2) **Anfibólio Gnaiss (ponto 019, amostra 019B):** Anfibólios de textura decussada foram classificados como Fe-tschermakita. Foi detectado, para um par “borda x centro” (análise 3 e análise 4) zonação química, onde o centro do grão nematoblástico foi classificado como Ferro Tschermakita e a borda como Ferro Hornblenda, evidenciando aumento no conteúdo de sílica no sistema durante o M2.

Tabela 7: Relação das análises realizadas nos anfibólios representativos do evento metamórfico M1 (registrado pela textura nematoblástica) e dos representativos ao evento metamórfico M2 (registrados pela textura decussada) de acordo com a classificação da nomenclatura dos anfibólios baseada no modelo de classificação de Leake et al., (1997).

Lâmina	Análises	Local Analisado	ANFIBÓLIO
ALG-C Ponto 004	21,27,25,4,18,35,20,15,6,11	Centro decussado	Magnésio Hornblenda
	19,34,16,17,26,5,3	Borda decussado	Magnésio Hornblenda
	12,7	Borda nematoblástico	Magnésio Hornblenda
	30,29	Centro nematoblástico	Actinolita
	28,32,31,13,33,10,8	Centro nematoblástico	Magnésio Hornblenda
019B	33,36,37	Centro decussado	Ferro Tschermakita
	34,35	Centro decussado	Ferro Hornblenda
	2	Centro nematoblástico	Ferro Hornblenda
	4	Centro nematoblástico	Ferro Tschermakita
	1,3,38,6,39	Borda nematoblástico	Ferro Hornblenda
	5	Borda nematoblástico	Ferro Tschermakita

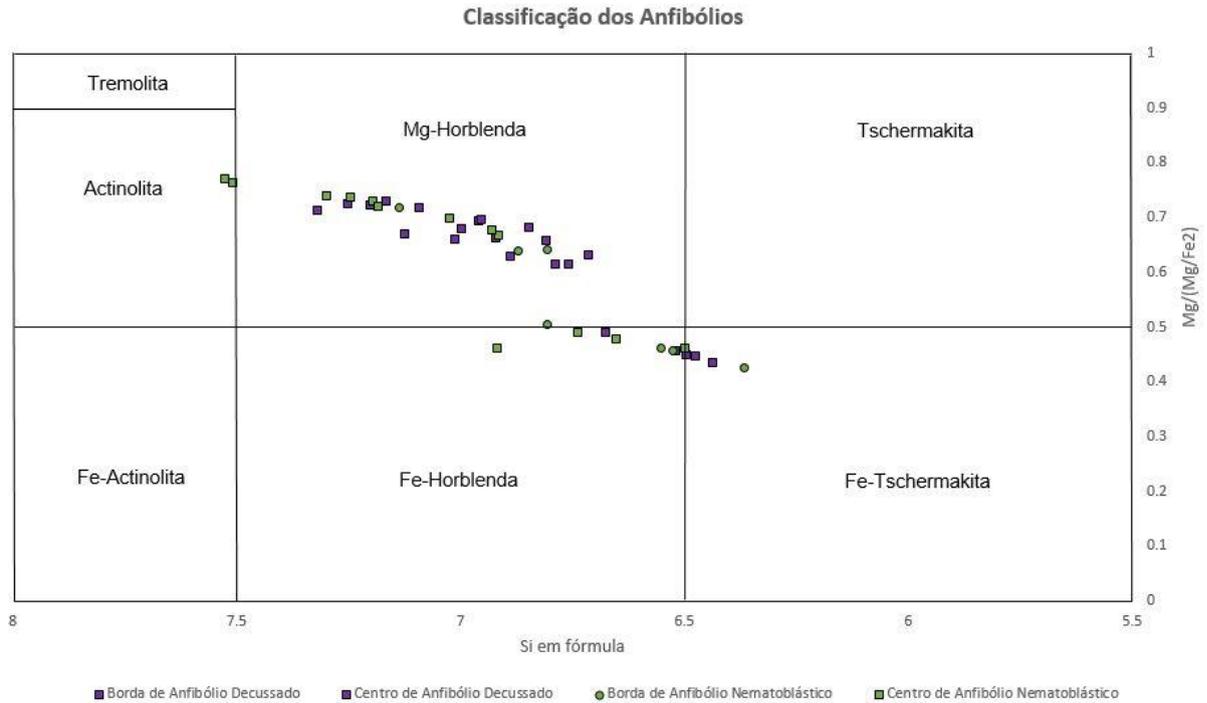
Fonte: Do autor.

Tabela 8: Resumo das composições químicas encontradas para os diferentes anfibólios (nematoblástico x decussado) e a zonação química durante o crescimento de cada mineral durante os eventos metamórficos M1 e M2. Fase inicial= centro de grão; Fase final= borda de grão.

Lâmina	Evento Metamórfico	Fase Inicial (centro)	Fase Final (borda)
ALG-C	M1 (nematoblástico)	Actinolita	Magnésio Hornblenda
	M2 (decussado)	Magnésio Hornblenda	Magnésio Hornblenda
019B	M1 (nematoblástico)	Ferro-Hornblenda a Ferro Tschermakita	Ferro-Hornblenda a Ferro Tschermakita
	M2 (decussado)	Ferro-Hornblenda a Ferro Tschermakita	?

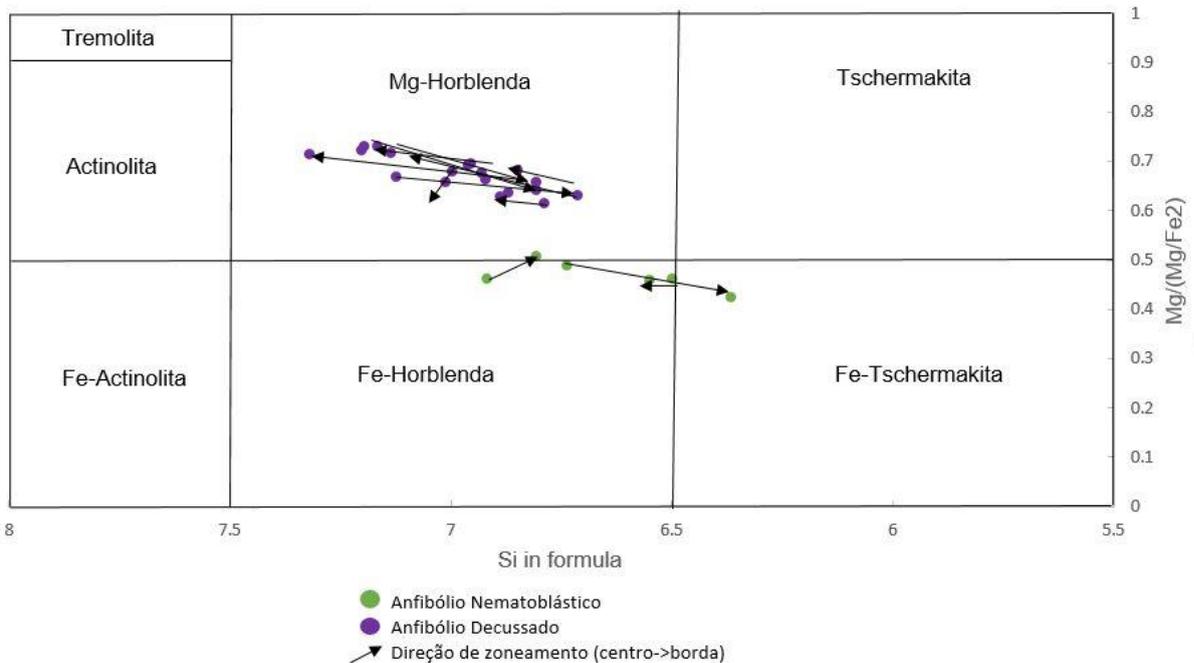
Fonte: Do autor.

Figura 22: Classificação dos anfibólios calcico-sódicos. Em geral ocorre enriquecimento na razão $Mg/(Mg+Fe_2)$ do centro para a borda dos minerais. Anfibólios referentes ao anfibólio gnaiss caíram no campo Fe-Hornblenda e Fe-Tschermakita. Anfibólios referentes ao anfibólito mineralizado caíram, em geral, no campo do Mg-Hornblenda, exceto para duas amostras que caíram no campo da actinolita.



Fonte: Baseado em Leake et al., (1997).

Figura 23: Classificação dos anfibólios calcico-sódicos, baseado em Leake, et.al (1997). As setas indicam mudanças na composição química com variações do centro do grão em direção à borda. Em geral, não há nítidos padrões de zonações.



Fonte: Baseado em Leake et al., (1997).

4.3.2 Turmalina

Com o auxílio da microsonda eletrônica, foram analisados 11 pontos (análises 10,11,12,13,14,16,22,25,26,27,29 dos **Anexos 3 e 4**) de turmalinas encontradas em níveis sericitizados de até 2mm de espessura em anfibólio gnaisse do ponto 019. Estas são finas e pequenas, chegando até 600µm de comprimento.

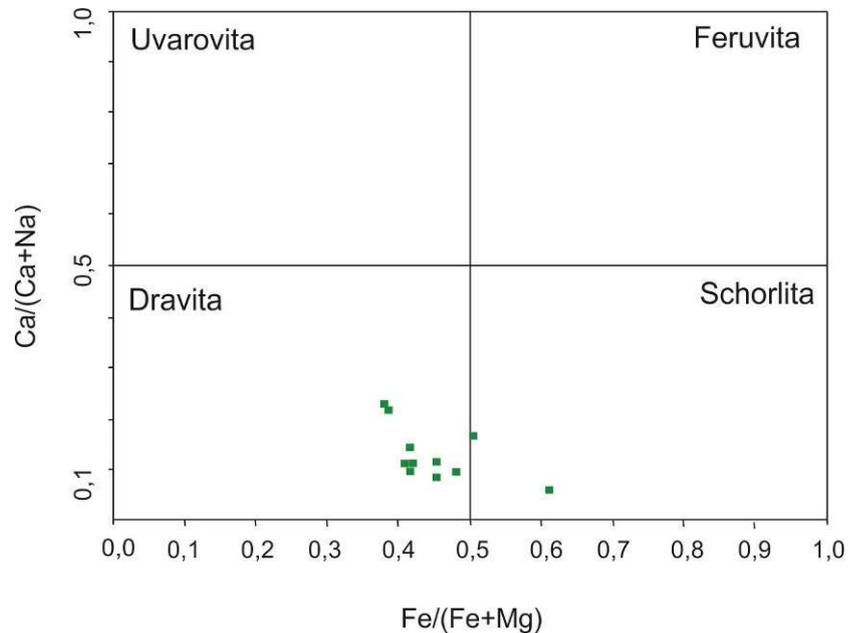
Utilizando o diagrama de Henry et al., (1985) (**Figura 24**), os pontos analisados estão contidos no campo da solução sólida entre dravita e schorlita, sendo a dravita a fase predominante. Essa série é característica de turmalinas de rochas metassedimentares associadas com depósitos de sulfetos maciços metamorfisados, conforme **Tabela 9**. A variação composicional entre dravita e schorlita também pode ser comparada com as variações composicionais da turmalina do depósito VMS de Kidd Creek, cujo range composicional é justificado pela mistura entre o fluido hidrotermal rico em Fe e a água do mar rica em Mg.

Tabela 9: Comparação de intervalos da razão FeO/(FeO+MgO) em turmalinas de origem já conhecidas, relacionando-as com seus processos genéticos.

Razão FeO/(FeO+MgO)	Tipo de Turmalina	Referência
0,88	Turmalina relacionada a depósitos de minério associado a granitoides. Com composições variando de shorlita a dravita.	Etheir & Campbell, 1977; Taylor & Slack, 1984; Slack and Trumbull, 2011.
0,25	Turmalinas relacionadas a depósitos de sulfeto maciço	Etheir & Campbell, 1977; Taylor & Slack, 1984
0.41-0.67	Turmalinas de rochas metassedimentares associadas a sulfetos maciços de origem exalativa. Com predomínio de dravita.	Abraham et al., 1972; Etheir & Campbell 1977; Taylor & Slack, 1984. Slack and Trumbull, 2011.

Fonte: Abraham et al., (1972); Etheir et al., (1977); Taylor et al., (1984); Slack et al., (2011).

Figura 24: Composição quantitativa de turmalinas encontradas no anfibólio gnaiss do ponto 019 (estéril), apresentada em diagrama $Ca/(Ca+Na)$ na vacância X versus $Fe/(Fe+Mg)$ na vacância Y, onde a fórmula estrutural é baseada em 31 anions (O,OH,F).

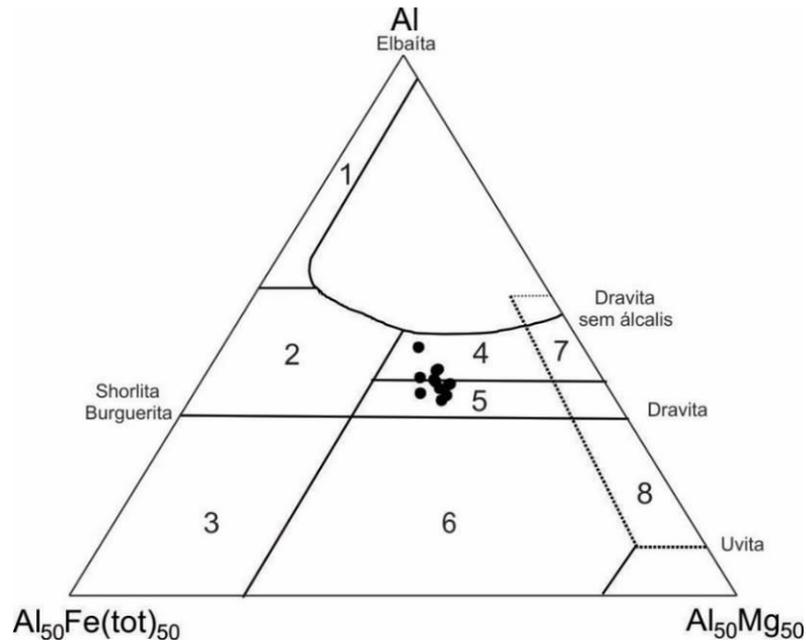


Fonte: Modificada de Henry et al., (1985).

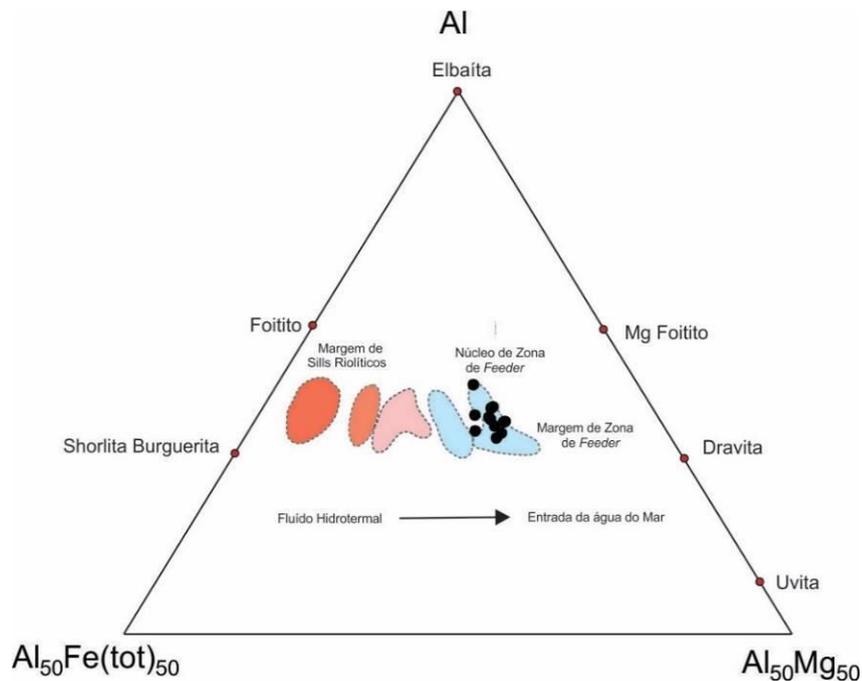
O diagrama ternário baseado em Henry et.al (1985) (**Figura 25A**), utiliza Al-Fe-Mg em proporção molecular e discrimina a origem da turmalina relacionando-a com a rocha encaixante. Assim, verificou-se que as turmalinas presentes nas rochas estudadas têm suas origens relacionadas a metapelitos e metapsamitos com fase saturada (campo 4) e subsaturada em Al (campo 5). No entanto, o diagrama ternário Al-Fe-Mg em proporção molecular (**Figura 25B**), modificado de Slack et al., (2011), relaciona a composição da turmalina com a variação da composição do fluido hidrotermal, discriminando campos onde a turmalina estaria próxima às zonas de *feeder* dos depósitos VMS de Kidd Creek, e campos onde ela estaria relacionada com as margens de *sills* riolíticos. Dessa forma, as análises realizadas neste estudo caem no campo de associação com zonas de *feeder*, embora na associação de campo não tenha sido observado feições morfológicas de condutos alimentadores.

Figura 25: A) Diagrama ternário utilizando Al-Fe-Mg na proporção molecular baseado em Henry et.al (1985). Alguns termos finais foram colocados como referência. 1: granitoides pegmatíticos e aplitos ricos em Li; 2: granitoides pegmatíticos e aplitos pobres em Li; 3: rochas a quartzo-turmalina, rico em Fe+3 (alteração granítica), ou granito oxidado; 4: metapelitos e metapsamitos com fase de saturação em Al; 5: metapelitos e metapsamitos com fase subsaturada em Al; 6: rochas a quartzo-turmalina, calci-silicáticas e metapelitos; 7: meta-ultramáficas com baixo Ca e metassedimentares rica em Cr-V; 8: metacarbonatos e metapiroxenitos; **B)** Campos baseados nas composições da turmalina relacionadas a mineralização do depósito de Kidd Creek, Ontário, indicando que a composição da turmalina é baseada no fluido hidrotermal, e não na rocha hospedeira.

A)



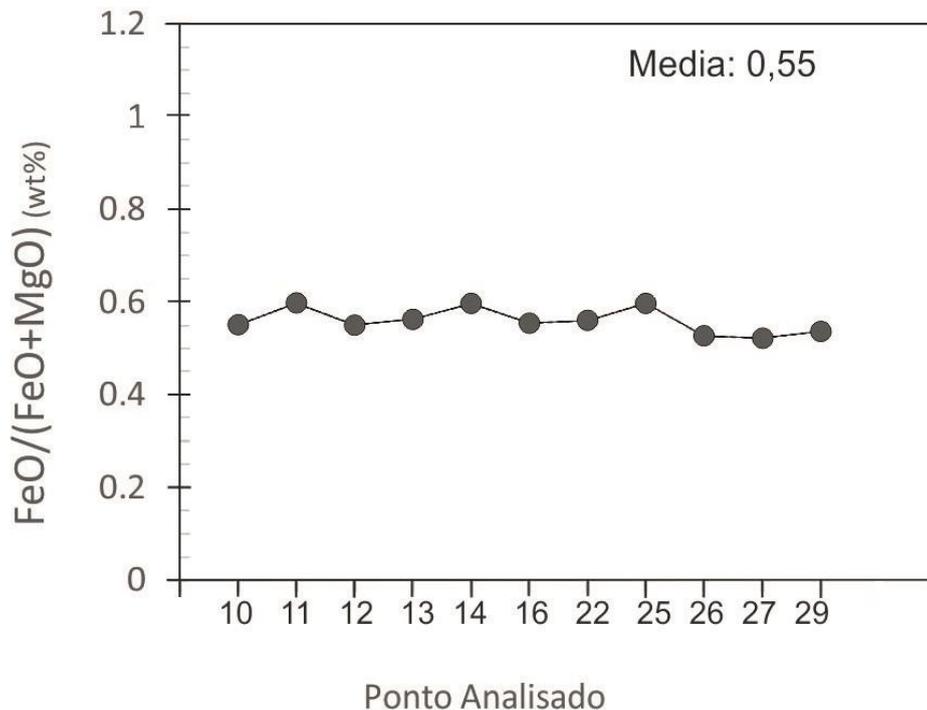
B)



Fonte: A) Henry et.al (1985); B) Modificado de Slack et al., (2011).

Utilizando os pesos em porcentagem (wt %) dos elementos que constituem a razão FeO/FeO+MgO, o **Gráfico 1** representa o valor da razão *versus* o número da análise. Dessa forma, constatou-se que, em geral, a razão FeO/FeO+MgO nas turmalinas está na média de 0,55. Essas razões, quando comparadas às razões de turmalinas de gênese já conhecida por meio da **Tabela 9**, remete-nos a turmalinas encontradas em rochas metassedimentares relacionadas a sulfetos maciços de origem exalativa.

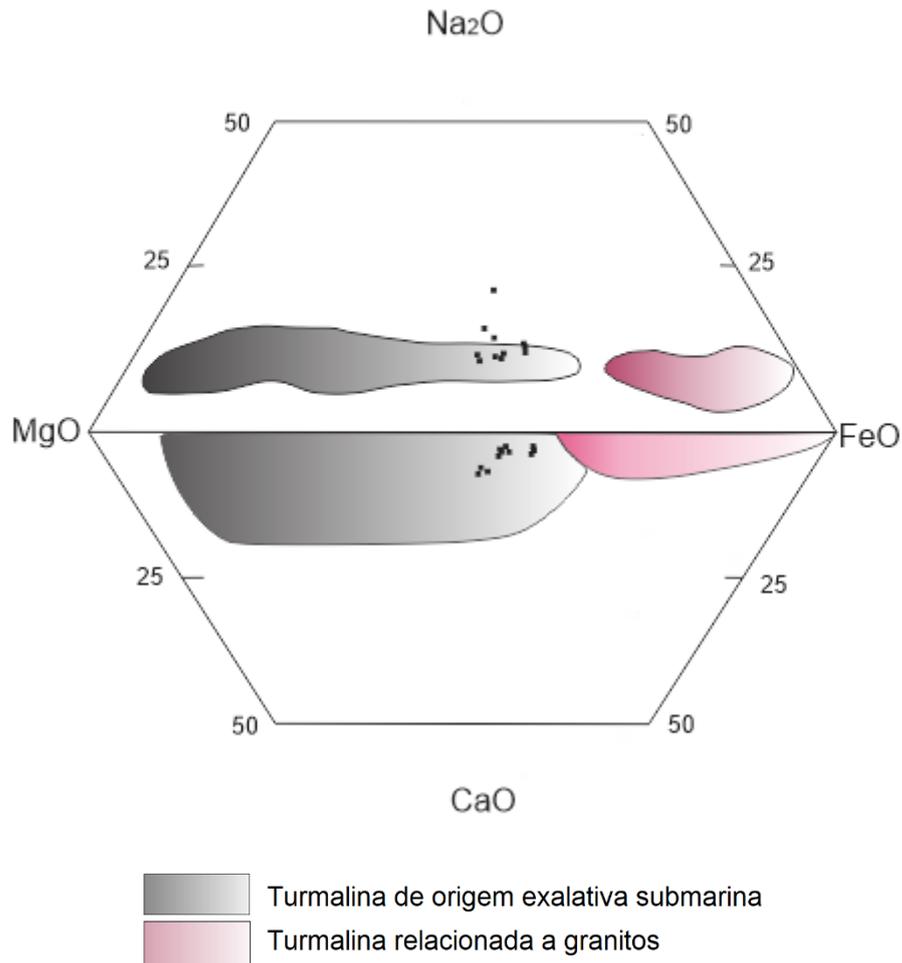
Gráfico 1: Razão FeO/FeO+MgO calculada a partir da porcentagem em peso (wt%) dos óxidos, *versus* o número da análise realizada na microsonda eletrônica, afim de observar a média das razões para as turmalinas deste estudo.



Fonte: Do autor.

Já o diagrama dado por Garde et al., (1999) e Henry et al., 1985 (**Figura 26**), mostra que a maior parte das análises caíram no, ou perto do campo de turmalinas de origem sedimentar química, típica de ambientes exalativos submarinos.

Figura 26: Composição das turmalinas encontrada em níveis no anfibólio gnaisse do ponto 019. Diagramas Na₂O:MgO: FeO e CaO:MgO:FeO de turmalina em sedimentos químicos, onde os campos foram construídos baseados na composição de turmalinas já conhecidas por Henry et al., (1985) e na interpretação de turmalinas de ambiente exalativo submarina de Garde et al., (1999).



Fonte: Henry et al., (1985); Garde et.al., (1999).

4.3.3 Granada

Foram identificados dois tipos de granadas que ocorrem nas associações de rochas estudadas nesse trabalho. São elas: granada intergranular, correspondente ao evento M1, e granada poiquiloblástica gerada no evento M2. A composição destas pode ser identificada utilizando os valores de Mn, Ca, Fe, Cr e Mg em fórmula dos minerais: Almandina, Andratita, Grossulária Piropo, Espessartita e Uvarovita (**Tabela 10**). A técnica utilizada foi pela microsonda eletrônica, onde foram analisadas granadas do anfibolito com textura radiada do ponto 004 (lâmina ALG-C)

(Anexo 5 e 6). A Tabela 11 mostra a relação dos pontos analisados na microsonda e as fases metamórficas da granada que cada um representa.

Tabela 10: Tabela com os valores dos elementos em fórmula para cada mineral do grupo da granada. Cada linha corresponde a uma análise realizada na microsonda eletrônica. Células em vermelho e em verde correspondem, respectivamente, maiores e menores valores de cada linha.

Análise	Local	Mineral	Almandina (XFe)	Andradita (XCa)	Grossulária (XCa)	Piropo (XMg)	Espessartita (XMn)	Uvarovita (XCr)
1 / 1.	centro	Granada (M2)	42,79	1,72	12,55	11,79	31,05	0,09
2 / 1.	borda	Granada (M2)	44,38	1,37	11,86	13,12	29,02	0,25
14 / 1.	borda	Granada (M2)	44,29	2,10	11,41	13,64	28,38	0,19
22 / 1.	borda	Granada (M1)	36,36	2,00	16,09	8,55	35,99	1,01
24 / 1.	centro	Granada (M1)	32,71	2,03	24,09	8,41	32,35	0,41

Fonte: Do Autor.

Tabela 11: Relação dos pontos analisados na microsonda e suas fases metamórficas.

Ponto de Análise	Fase Metamórfica	Local Analisado
1	M2	Centro de grão
2	M2	Borda de grão
14	M2	Borda de grão
22	M1	Borda de grão
24	M1	Centro de grão

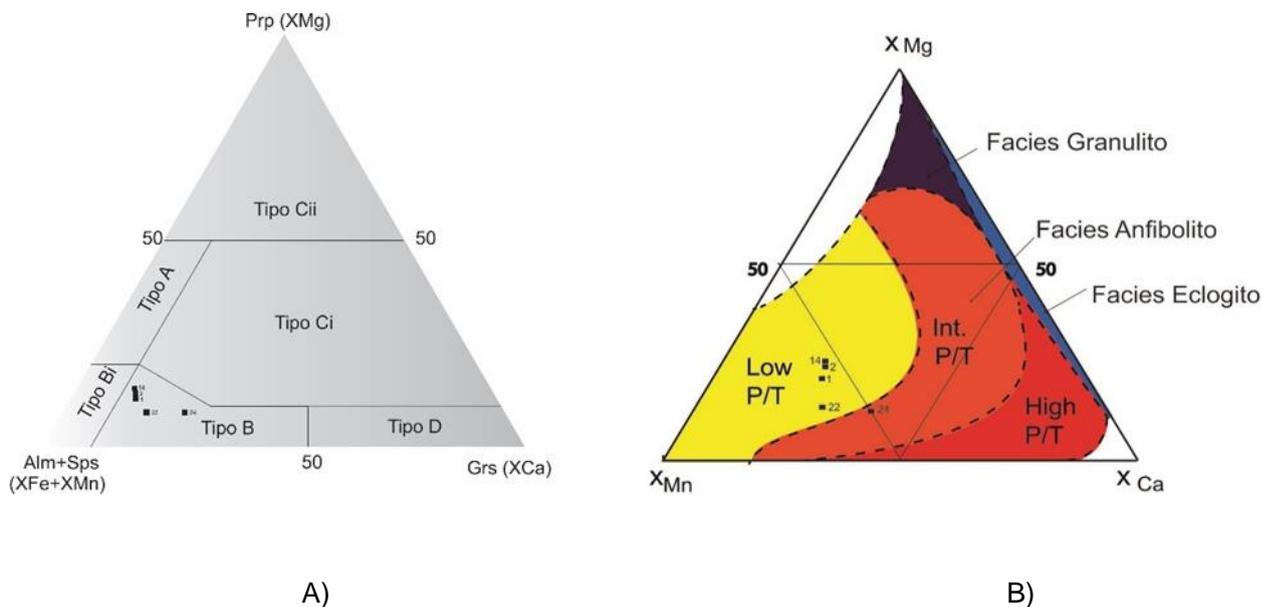
Fonte: Do autor.

Conforme tabela acima, as granadas do M2 podem ser identificadas como do tipo Almandina, devido ao maior conteúdo de Fe em fórmula. As relações de centro e borda indicam, discretamente, uma diminuição do conteúdo de Mn e aumento do conteúdo de Fe da fase inicial (centro) em direção à fase final (borda). Granadas do M1 apresentam composição entre Almandina e Espessartita, devido ao conteúdo semelhante de Fe e Mn em fórmula, e em termos de zonação química, embora muito discreta, observa-se um centro (fase inicial) mais enriquecido em Mn e Fe em relação às bordas (fase final).

Por meio da utilização do diagrama de Mange et al., (2007), as cinco análises químicas quantitativas nas granadas da amostra ALG-C, referente ao anfíbolito com textura radiada do ponto 004, associado a mineralização *stratabound* de Pb e Zn, foram enquadradas no campo Tipo B, conforme a **Figura 27A**, e dessa forma, indicam que a proveniência envolve principalmente rochas metassedimentares de fácies anfíbolito.

Utilizando os mesmos dados obtidos das análises das granadas acima, utilizou-se a **Figura 27B** (TERAOKA et al., 1997; TERAOKA et al., 1998), que discrimina os graus metamórficos de acordo com com o conteúdo de Mn, Mg e Ca em fórmula da granada. As análises 1,2,14 referentes ao evento M2 e a análise 22, referente ao evento M1, caem no campo de baixo PT. Somente a análise 24, referente à fase inicial (centro de grão) do evento M1 está no campo de média PT.

Figura 27: A) Diagrama ternário com os pontos de granada analisados na microsonda eletrônica, com os campos propostos por Mange et al., (2007), onde discriminam rochas-fonte. Os vértices do diagrama são referentes ao cálculo de átomos por fórmula. Legenda: Tipo A: rochas de alto grau, fácies granulito, rochas metassedimentares ou charnoquitos e rochas ígneas intermediárias a félsicas; Tipo B: rochas metassedimentares (metapelitos ou metasedimentos siliciclásticos) de baixo a medio grau; Tipo Bi: rochas ígneas félsicas a intermediárias; Tipo Ci: rochas derivadas principalmente de rochas máficas de alto grau; Tipo Cii: rochas derivadas principalmente de rochas máficas de alto grau; Tipo Cii: rochas ultramáficas com alto magnésio (piroxenitos e peridotitos); Tipo D: rochas metassomáticas de baixo grau e alta temperatura, granulitos cálcio-silicáticos metamorizados; **B)** Diagrama ternário com campos discriminantes de grau metamórfico para granadas, onde XMn: Mn em fórmula; XCa: Ca em fórmula; XMg: Mg em fórmula.

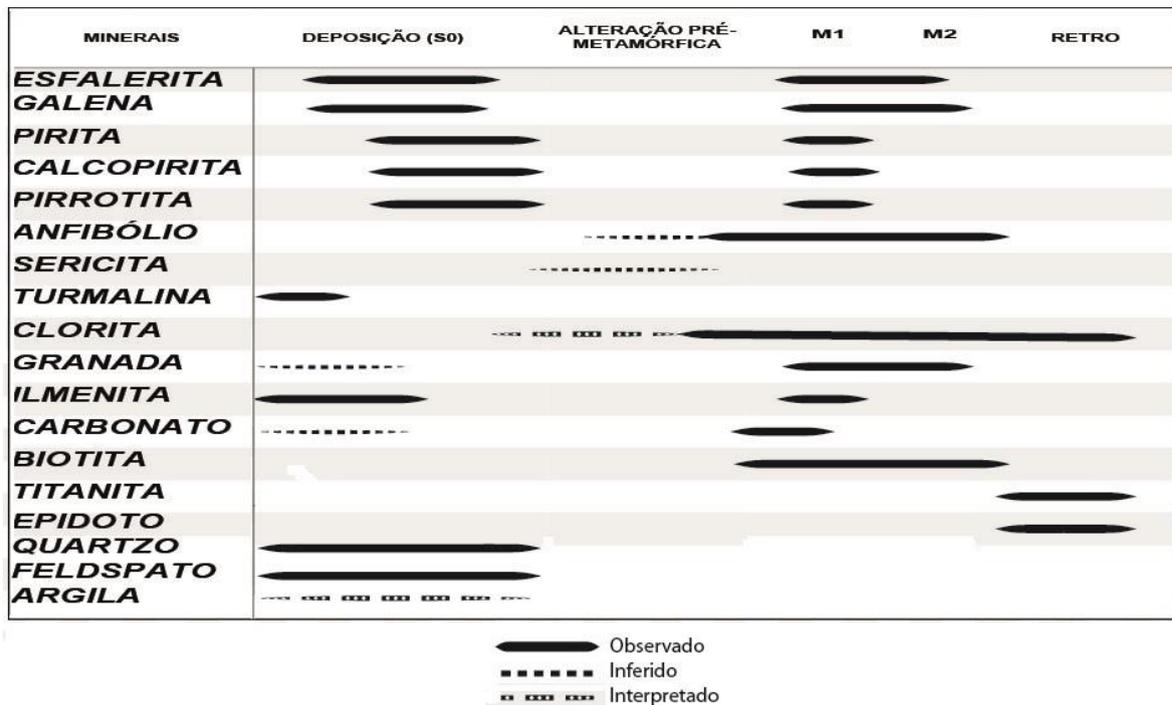


Fonte: A) Modificado de Mange et al., (2007); B) Modificado de Teraoka et al., (1997); TERAOKA et al., 1998).

4.4 ASPECTOS METAMÓRFICOS

Neste item, são apresentados a cronologia de deposição, hidrotermalismo (alteração pré-metamórfica) e cristalização metamórfica baseada na observação de relações texturais das amostras estudadas em lâmina delgada. A assembleia mineral formada por quartzo, feldspato, ilmenita, turmalina, esfalerita, galena, pirita, pirrotita, calcopirita tem a sua origem interpretada como pré-metamórfica. Sericita é inferida como sendo originada por processos hidrotermais pré-metamórficos, bem como clorita, onde parte dela é interpretada como produto de uma alteração clorítica já apagada no registro geológico por meio dos processos metamórficos (observar **Tabela 12**, mais detalhes no capítulo 5.1).

Tabela 12: Tempo relativo de formação das fases minerais da alteração hidrotermal, da mineralização do Lajeado e minerais das rochas encaixantes, com base nas associações mineralógicas, paragêneses e feições texturais observadas nas amostras de minério e nas suas encaixantes próximas.



Fonte: Do autor.

As diferentes assembleias minerais discutidas acima permitem identificar três eventos metamórficos superimpostos. O primeiro trata-se de um metamorfismo

regional orogênico (M1) o segundo, metamorfismo estático (M2) e o último, retrometamorfismo.

A primeira fase metamórfica é registrada em todas as rochas da sequência meta-vulcanossedimentar, cujo metamorfismo regional com pressão orientada (regime compressional) é constatado por meio da forte foliação regional da área, de direção NE, marcada pela xistosidade subparalela ao bandamento composicional. Esta fase atinge a fácies xisto verde superior com condições P/T intermediárias no início do evento, transicionando para baixo grau com no decorrer da evolução metamórfica do M, o que é evidenciado pela análise 24, referente à fase inicial (centro de grão) do evento M1, caindo no campo de grau metamórfico intermediário e pela análise 22, referente à fase final (borda de grão) do mesmo evento, a qual cai no campo de baixa P/T (**Figura 27B**). A paragênese mineral é dada por feldspato + quartzo com textura granoblástica, biotita com textura lepidoblástica e anfibólio textura nematoblástica. De acordo com a Leake et al., (1997) (**Figura 22**) observa-se que no anfibolito com textura radiada (rocha que ocorre em torno da mineralização de Pb e Zn no ponto 004, interpretada como envelope anfibolítico) por meio da identificação de resquícios de anfibólios nematoblásticos, que estes iniciam essa fase metamórfica (M1) como actinolita e transicionam para Mg-hornblenda, com o decorrer do evento; já em anfibólio gnaisse, os anfibólios nematoblásticos transicionam sua composição entre Fe-tschermakita e Fe-hornblenda. Granada poiquiloblástica com trilhas rotacionadas de quartzo, feldspato e anfibólio é atribuída a fase tardia do metamorfismo regional, desenvolvida por meio da rotação durante a compressão atuante. Ainda, essa fase é responsável pela recristalização e orientação de ilmenita, tornando-a prismática e euédrica, recristalização de quartzo e feldspato, como também responsável pela remobilização de galena e esfalerita em finas vênulas bem como sua recristalização dada por contatos *embayed* e pelos processos de exsolução de calcopirita, pirita e pirrotita em esfaleritas.

A segunda fase é atribuída ao metamorfismo estático desenvolvido sob condições de baixas P/T, que atingem a fácies xisto verde superior, sem pressão dirigida. Essa fase é registrada por anfibólios, muscovita e biotita com textura decussada, presentes em quase todas as rochas da área, bem como anfibólio e granada com “textura em peneira”, poiquiloblástica. Segundo a classificação de Leake et al., (1997) (**Figura 22**), esses anfibólios foram classificados como Mg-hornblenda (em anfibolito radiado) e como Fe-hornblenda à Fe-tschermakita (em

anfibólio gnaisse). Atribui-se a essa fase o metamorfismo de contato gerado pelas intrusões graníticas aluminosas que ocorrem no perfil estudado. O grau metamórfico foi registrado pelo estudo das granadas, a partir dos diagramas de classificação de (TERAOKA et al., 1997; TERAOKA et al., 1998) (**Figura 27B**), onde o grau metamórfico para esta fase é dado como baixo, com fácies atingindo xisto verde superior. Evidências de campo, mostram relações dúcteis de contato entre as plutônicas intrusivas e os metamorfitos da área. Ainda, essa fase é responsável pela remobilização e recristalização dos minerais de minério, gerando texturas vermiformes em galena e esfalerita (textura “em espirro”), bem como agregados de intercrescimento de anfibólios decussados finos e galena no anfibolito radiado.

A terceira fase é retrometamórfica de fácies xisto verde inferior, representada pela presença de clorita magnesianas e clorita Fe-Mg lepidoblástica, titanita e epidoto que se desenvolveram sob anfibólios, feldspatos e sericita.

4.5 GEOQUÍMICA DO MINÉRIO

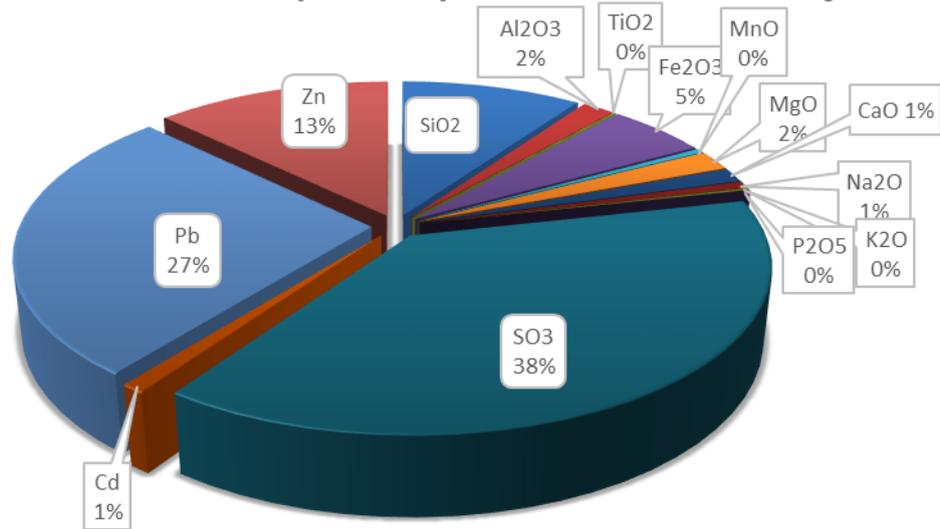
Análises de geoquímica de rocha total, a partir de uma das amostras de minério maciço, foram obtidas por meio de Fluorescência de Raio-X. Os resultados foram dados em porcentagem em peso (wt%) para os elementos maiores e em partes por milhão (ppm) para os elementos traços (**Anexo 2**).

Os resultados (**Gráfico 2A**) mostram que Pb, Zn e Cd, em ordem de abundância, são os elementos metálicos maiores, associados a menores quantidades de óxidos, que compõem a ganga do minério (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_5 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , CaO , MgO , MnO e TiO_2). Dentre os elementos traços (**Gráfico 2B**), quantidades relativamente altas de Ga são identificadas (156,7 ppm), associado Zr, Cr e Co subordinados. Cu é baixo no sistema, apresentando somente 1,4ppm.

Gráfico 2: a) Gráfico tipo pizza com a porcentagem relativa arredondada dos elementos maiores da amostra de minério maciço [não foi contabilizado o valor de perda ao fogo (LOI)]. Valores entre 0,004 até 0,3 foram computados como 0%; **b)** Gráfico em barras representando os elementos traços (ppm) referente a amostra de minério maciço, sendo Ga o elemento traço principal.

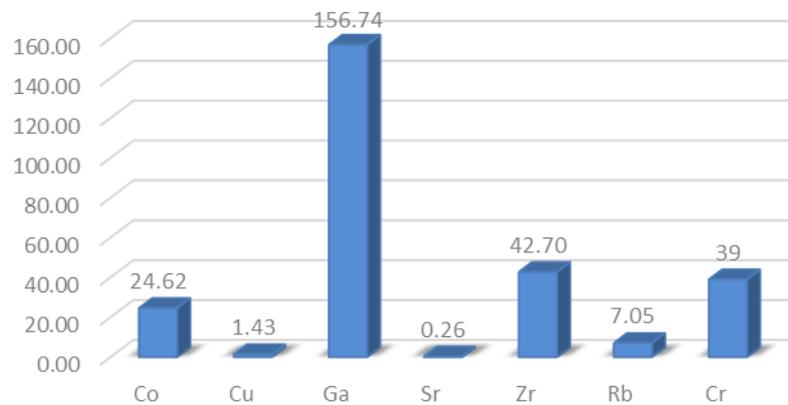
A)

Elementos Maiores que compõem o Minério Maciço



B)

Elementos Traços (ppm)



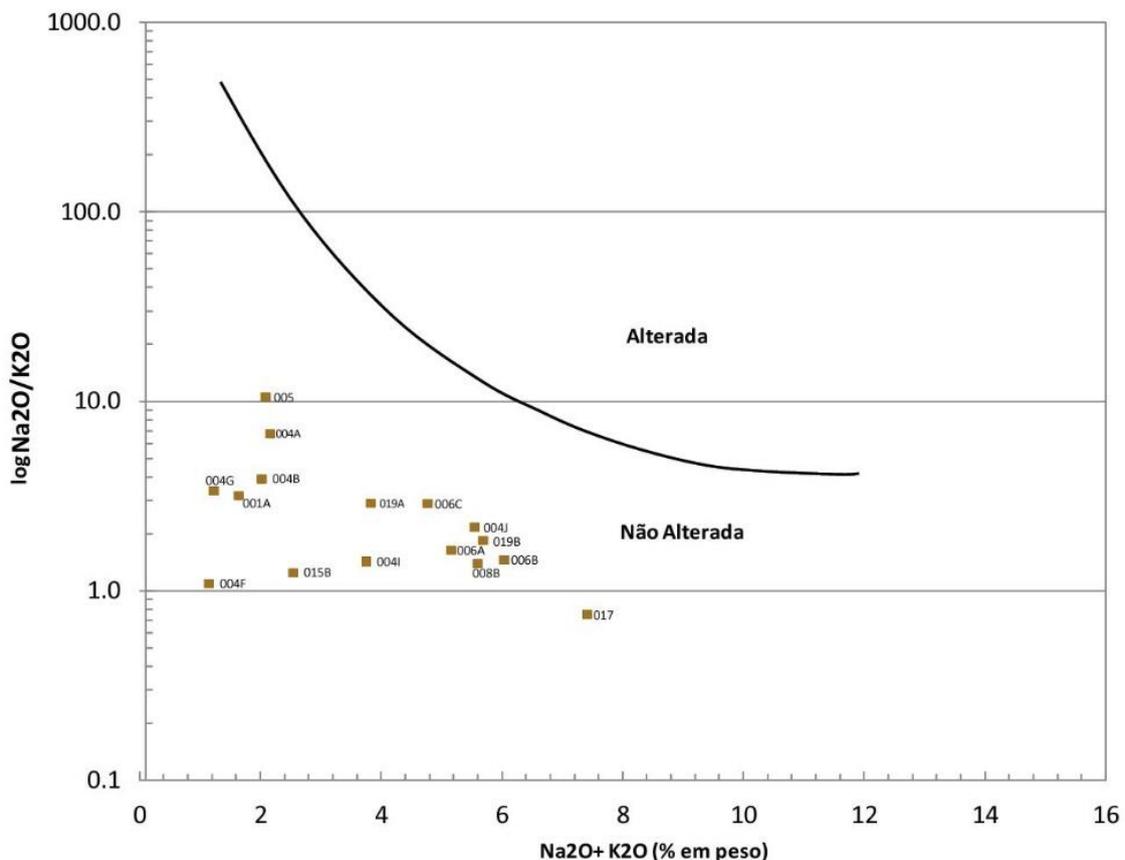
Fonte: Do autor.

4.6 LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

4.6.1 Alteração/Metassomatismo

A avaliação do grau de alteração das rochas pode ser realizada através de diversos procedimentos escolhendo-se os mais adequados para cada caso (protólitos de rochas ígneas ou sequências metassedimentares). Para as rochas metassedimentares estudadas utilizou-se os elementos Na₂O e K₂O, conforme diagrama abaixo (**Figura 28**) (MIYASHIRO, 1975). Pode-se inferir, dentro das limitações do método, que após a formação das rochas estudadas neste trabalho não houve inserção ou lixiviação de elementos, e assim, preservando-se inalteradas durante seus processos metamórficos e intempéricos.

Figura 28: Avaliação do grau de alteração das rochas meta-vulcanossedimentares coletadas durante o trabalho de campo, em relação aos conteúdos de sódio e potássio.

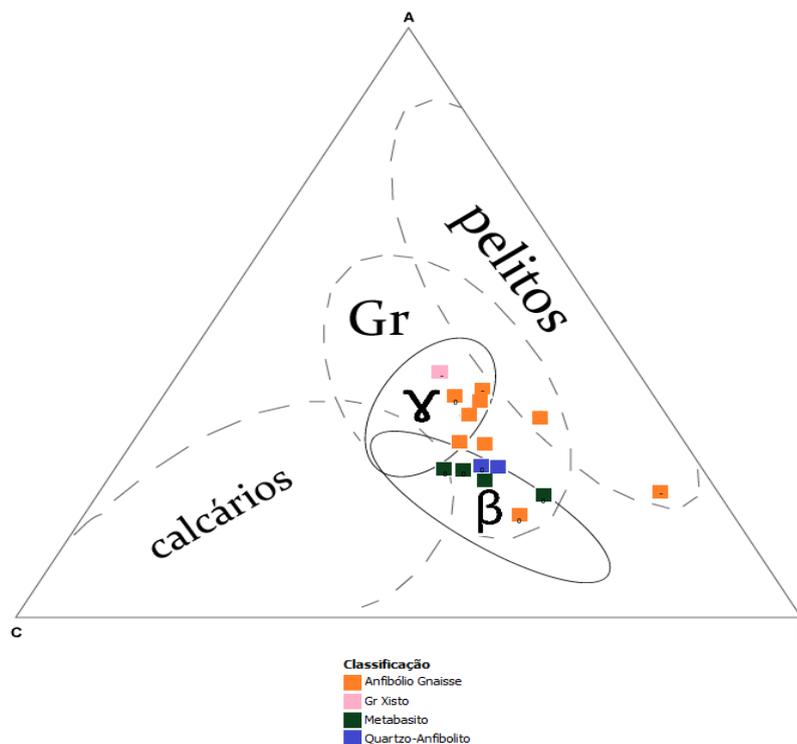


Fonte: Miyashiro (1975).

4.6.2 Protólito das Encaixantes

A **Figura 29**, baseada nos estudos de Winkler (1967), mostra domínios composicionais de diferentes rochas sedimentares e ígneas, a partir da classificação ACF. Apesar da sobreposição dos campos em setores localizados, causando ambiguidade na interpretação, o diagrama pode ser utilizado como guia de identificação do protólito das rochas estudadas. Dessa forma, constata-se que a intercalação das rochas estudadas pertence a uma associação meta-vulcanossedimentar, onde, anfibólio gnaisse pertencente a classe de rochas encaixantes distais e proximais, e granada xisto (rocha encaixante distal), em geral, caem no campo das grauvacas (exceto para uma amostra, que cai no campo dos pelitos), e metabasitos (anfibolitos bandados pertencente a classe das rochas encaixantes distais e proximais) caem no campo dos basaltos/andesitos. Quartzo-anfibolitos, pertencentes às classes encaixantes proximais e distais, estão na sobreposição dos campos basaltos/andesitos e grauvacas.

Figura 29: Diagrama ACF para análise de protólito das rochas a partir dos campos discriminantes onde: Gr: grauvacas; γ : granitoides; β : basaltos e andesito.



Fonte: Baseado em Winkler (1967).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 DISCUSSÕES

Neste capítulo, são abordadas sugestões de possíveis interpretações acerca das implicações metalogenéticas do *input* de Pb e Zn na região estudada. Cabe ressaltar que tais discussões são embasadas em dados petrológicos, geoquímicos e em relações de campo de um único afloramento mineralizado em relação aos afloramentos de suas encaixantes proximais e distais ao longo de um perfil de aproximadamente 2km em torno do mesmo. Sendo assim, estudos futuros que concentrem esforços em mapeamento de detalhe na área, sondagem no afloramento mineralizado, bem como estudos de isótopos de S e Pb, para avaliar a origem do fluido mineralizador e da proveniência do Pb, respectivamente, se fazem necessários para validar ou refutar as interpretações geradas neste trabalho.

5.1.1 Singeneticidade

A relação dos níveis maciços de minério com a rocha silicatada hospedeira sempre é gradual e irregular, não havendo limites nítidos e bruscos entre si. No contato, os minerais de minério ocorrem interlobados com silicatos, e dentro dos níveis de minério maciço e semimacioso, é comum a presença de grãos de quartzo e feldspato. Observa-se essas relações em anfibolitos com textura radiada, quartzo anfibolitos e em anfibólio gnaisses.

Os fragmentos angulosos pontuais de minério, inclusos em anfibólios e esfalerita com crescimento que ultrapassa os limites de grão dos anfibólios do anfibolito radiado, são relacionados aos processos de crescimento destes anfibólios (metamórfico) que quebram minério, fraturam galena e crescem englobando fragmentos angulosos do minério. Ainda no anfibolito radiado, destaca-se a presença de inclusões de ilmenita em galena.

Tendo em vista o contato gradual e irregular entre minério e a encaixante, levantam-se duas hipóteses principais: (1) o fluido mineralizador possuía temperatura de precipitação semelhante ao da rocha encaixante, indicando possível simultaneidade na deposição entre minério, ilmenita, quartzo e feldspato (minério

singenético a formação das rochas siliciclástica); (2) o contato do minério com a sequência siliciclástica é gradual devido a remobilização do minério nas fases metamórficas/deformacionais subsequentes à sua formação. Neste trabalho, a primeira opção torna-se a mais relevante, tendo em vista a presença pontual de inclusões de minério em anfibólios nematoblásticos (M1) e decussados (M2), em anfibolito com textura radiada, indicando que o minério é pré-metamórfico, e inclusões de ilmenita em galena, podendo ser indicativas de co-precipitação entre esses dois minerais.

Tendo em vista o exposto acima, interpreta-se que o evento mineralizador ocorreu ainda quando as rochas siliciclásticas encaixantes ainda não estavam completamente litificadas. Assim, os pulsos mineralizantes, encaixaram-se na porosidade e dissolveram grande parte da rocha hospedeira, sendo ele um fluido singenético.

5.1.2 Condições do fluido mineralizador

Galena e esfalerita ocorrem quase sempre associadas espacialmente, com limites de contato reto, por vezes serrilhados, e mais comumente *embayed*. Os limites serrilhados podem registrar a textura original de precipitação do minério, indicando temperaturas razoavelmente elevadas de formação. Por sua vez, contatos *embayed* registram as fases de remobilização do minério, que devido a sua alta ductibilidade são facilmente maleáveis durante as fases de deformação do metamorfismo que agiram subsequente a formação destes grãos de minério (SANDECKI, 1983).

Inclusões de galena em esfalerita e de esfalerita em galena são indicativas de co-precipitação. A presença de inclusões de calcopirita (cpy) em esfalerita (calcopirita disease) pode indicar processos de exsolução, onde a cpy estaria substituindo a esfalerita, textura bastante frequente em depósitos de metais base do tipo Kuroko, o qual relaciona-se com a reação de Fe contido na esfalerita com fluido hidrotermais de alta temperatura rico em Cu^+ (BARTON et al., 1987; ELDRIDGE et al., 1988). Níveis mais espessos de minério são encontradas em quartzo-anfibolitos, diminuindo o volume de minério e aumentando a presença e granulometria de grãos de pirrotita, pirita e calcopirita em direção à fácies siliciclástica.

5.1.3 Alteração hidrotermal

Níveis alternados de sericitização pervasiva nos termos quartzo-feldspáticos de anfibólitos gnaisse e sericitização pontual em anfibolito com textura radiada foram observadas tanto nas rochas encaixantes do minério (proximais) quanto em rochas encaixantes distais. Dessa forma, constata-se que este evento afetou todas as rochas da sequência meta-vulcanossedimentar próximas e na ocorrência Lajeado.

Granadas poiquiloblásticas do evento M2, em anfibólio gnaisse, foram encontradas com inclusões de quartzo e feldspato sericitizado em trilhas, indicando que esta sericitização foi pelo menos pré-M2. Ainda, as observações em microscopia óptica permitiram a identificação de equilíbrio metaestável entre a sericita, biotita lepidoblástica (M1), anfibólio nematoblástico (M1), anfibólio decussado (M2) e clorita de ambas as fases metamórficas, o que pode indicar a possibilidade da sericitização ser pré-metamórfica, visto que não afetou nenhum destes minerais posteriores à formação do minério.

Ainda, anfibólitos prismáticos, alongados com textura decussada ocorrem isolados e em agregados fibro-radiados envolvendo sulfetos no anfibolito com textura radiada (lâmina ALG-A). Essa rocha é composta por quase 100% de anfibólio, com traços de ilmenita inclusa em anfibólitos, sericita, granada e clorita magnésiana pontual. Supõe-se que estas ilmenitas sejam as mesmas encontradas nas rochas siliciclásticas, e que esses anfibólitos sejam de origem para-metamórfica, atestado, também, pela composição das granadas desta rocha (**Figura 27A**) enquadrada como Tipo B, que indica proveniência metassedimentar na fácies anfibolito para estes minerais. Essa relação textural e composicional pode indicar que a formação desses anfibólitos está relacionada a uma alteração de mais alta temperatura, provavelmente posterior ou concomitante à mineralização dos sulfetos, ou como fruto do metamorfismo sobre uma alteração clorítica que envelopou a mineralização, onde a clorita transformou-se em anfibólio durante os eventos metamórficos subsequentes, adquirindo textura decussada durante o evento M2. Essa feição é semelhante ao que ocorre no depósito polimetálico de Aripuanã, onde a rocha é classificada como um hidrotermalito e a textura radiada nos anfibólitos é resultado do metamorfismo de contato causado por intrusões graníticas, envelopando o corpo mineralizado em Zn, Pb, Ag, Cu-Au.

Suspeita-se que anfibólios em quartzo-anfibolitos possam ter sua origem relacionada a uma alteração clorítica pré-metamórfica de mais baixa temperatura. A reação da clorita com carbonato durante a evolução metamórfica, transformou os domínios cloritizados em anfibólio.

Dessa forma, a alteração sericítica e clorítica foram relacionadas às alterações que acompanham o evento mineralizante, sendo a primeira identificada e a segunda, interpretada, pois não foram observados relictos de clorita em anfibólios metamórficos.

5.1.4 Remobilização do minério

A remobilização do minério causou deformação nos limites de grão (contatos *embayed*), fluidez das camadas maciças, com minério se alojando em pequenas vênulas que cortam anfibólios do M1 e M2.

Os minerais de minério secundários (pirita, calcopirita e pirrotita) sugere-se ser produto de eventos metamórficos que agiram sobre o minério deixando-os em condições de instabilidade que resultaram nas exsoluções destes minerais de minério secundários em galena e esfalerita. Localmente, esfalerita com bordas de cor laranja/amarelo também se interpreta como resultado desses processos de instabilidade mineral, com a perda de Fe em direção às bordas. No entanto, as feições de zonação e exsolução de Fe na esfalerita podem ser tanto expressões de remobilização do minério, quanto relativas às condições primárias de deposição do minério.

Exsoluções de calcopirita ocorrendo em trilhas orientadas segundo a Sn em esfalerita indicam que esses processos de instabilidade do minério foram formados durante fases deformacionais/metamórficas com pressão dirigida, provavelmente durante o evento M1.

Já a recristalização estática por metamorfismo de contato ou *annealing* por recuperação dos grãos pós-deformados resultando no arredondamento dos grãos de minério, formando os contatos *embayed* e contatos retos, bem como texturas vermiculares (em “espirro”) ao redor de galena e esfalerita são atribuídas ao evento metamórfico M2, onde a pressão dirigida era nula e o incremento de temperatura no sistema foi capaz de recristalizar e fazer crescer os grãos. Processo que também

pode ter resultado no intercrescimento de Mg-hornblenda, esfalerita e galena em uma textura desorientada de granulação fina em anfibolitos radiados.

5.1.5 Guias de exploração mineral

A partir das feições morfológicas, litoestratigráficas e composicionais identificadas na ocorrência Lajeado e em seus arredores, nota-se que o controle da mineralização é lito-estratigráfico. A mineralização ocorre na interface entre níveis siliciclásticos quartzo-feldspáticos e níveis máficos (anfíbólito radiado, anfíbólito bandado e quartzo-anfíbólito). Os níveis mais espessos de minério estão hospedados em quartzo-anfíbólitos, diminuindo o volume de minério em direção à facie félsica siliciclástica.

Níveis de turmalina exalativa encontrados a cerca de 500m da ocorrência Lajeado são estéreis e representam a superfície do assoalho oceânico onde ocorria os processos exalativos. O fato dessas rochas apresentarem esterilidade somado ao fato do maior volume de minério estar na fácies mais máfica do sistema (quartzo-anfíbólito), pode indicar que os processos de mineralização ocorrem no subssoalho oceânico por precipitação em espaços porosos e por substituição de grão e não na superfície do assoalho, onde precipitam as rochas com maior *input* de precipitados hidrotermal.

Suspeita-se que o anfíbólito com textura radiada, representando antigas zonas de forte alteração clorítica (?) seja um possível “trape” de minério (?).

5.1.6 Contextualização das rochas encaixantes

Metabasitos e ultramafitos estratificados do Complexo Cambaizinho foram atribuídos como deposições cíclicas de derrames ígneos extrusivos básico /ultrabásicos finos ao longo da superfície de sedimentação (S0), possuindo anomalias negativas de Ce, o que significa que esses derrames estiveram em contato com a água do mar, sofrendo alteração submarina antes do metamorfismo e deformação regional (REMUS, 1990). Tendo em vista que, para alguns autores, o Complexo Passo do Ivo estaria, no passado, ligado ao Complexo Cambaizinho, estando eles hoje separados por coberturas Paleozoicas, interpreta-se que os

anfíbolitos bandados da área de estudo são correlatos aos metabasitos do Complexo Cambaizinho.

Dessa forma, temos na área de estudo uma sequência meta-vulcanossedimentar ritmicamente intercalada, onde os termos vulcânicos básicos registrados pelas finas camadas de anfíbolitos e, em parte, anfíbolitos bandados, estabelecem contatos nítidos e bruscos com as fácies siliciclásticas, representadas por xistos e gnaisses quartzo-feldspáticos e anfíbólio gnaisses. Localmente, talco-tremolita-clorita xisto e clorita xisto no ponto 003 são interpretados como produto metamórfico de antigos ultramafitos. A mineralização da ocorrência Lajeado está encaixada nesta sequência meta-vulcanossedimentar, onde as hospedeiras diretas do minério são rochas metassedimentares (siliciclásticas) intercaladas com metabasitos subordinados.

As rochas siliciclásticas que encaixam a mineralização registram texturas primárias de deposição, como gradação granulométrica nos termos quartzo-feldspáticos e intercalação rítmica entre níveis psamíticos e pelíticos. O acamamento com variações granulométricas e ritmicidade composicional entre os planos de acamamento, observados em anfíbólio gnaisses, podem ter sido originados por: a) diferentes taxas de acomodação das partículas ou mesmo por ordenação mecânica, em outras palavras, originadas pela separação mecânica das fases durante a deposição subaquática; e b) por sedimentação turbidítica de mar profundo, que representaria um *input* detrítico no sistema associado a pulsos de *input* hidrotermal, registrado pelos níveis de turmalina exalativa (**Figura 26**). Contudo, necessita-se de maiores investigações para validar estas hipóteses.

Em relação às finas lentes quartzíticas, por vezes associada a carbonato pontual, intercaladas a camadas de quartzo+feldspato+anfíbólio+biotita+granada e finos níveis sulfetados, em anfíbólio gnaisses, interpreta-se tais lentes como níveis de metachert. Estes podem representar situações em que a pluma hidrotermal esteve em alta temperatura associada a um ambiente de sedimentação pelágico, onde as lentes de minério finamente acamadadas podem ocorrer intercaladas com partículas de sílica hidrotermal, talco e Mg-esmectita (GALLEY et al., 2007) e o acamamento, nestes casos, é dado pela rápida flutuação das condições de Eh-pH, conteúdo metálico, fugacidade de CO₂, S₂ e *input* detrítico.

Associada às rochas siliciclásticas, os níveis de turmalina exalativa funcionam como vetor do ambiente em que essas rochas se formaram. Apesar dos

níveis de turmalina exalativa associados a níveis de intensa sericitização não terem sido encontrados junto ao afloramento da ocorrência Lajeado, quartzo com inclusão de turmalina em quartzo-anfibolito, hospedeiro de níveis maciços de galena + esfalerita no ponto 004, é interpretado como fruto do mesmo processo de precipitação exalativa, onde a origem deste quartzo + turmalina estariam ligados a processos de *input* hidrotermal. Nestas rochas (quartzo-anfibolito e anfibólio gnaisses) estão presentes lentes grosseiras de quartzo + carbonato (meta-chert?) pontuais, que também podem ser registro do *input* hidrotermal.

Dessa forma, trata-se de fortes *inputs* detríticos/clásticos, registrados pelos níveis quartzo-feldspáticos com gradação granulométrica com contribuição de *inputs* hidrotermais exalativos simultâneo e *inputs* pelíticos intercalados. Níveis pelíticos intercalados ritmicamente a essas rochas representam momentos de precipitação química, e finos níveis anfibolíticos podem ser interpretados como metabasitos gerados por deposições cíclicas de derrames ígneos extrusivos ultramáficos finos ao longo da superfície de sedimentação (S0).

5.1.7 Potencial metalogenético

A presença de níveis vulcânicos máfico-ultramáficos, dados pelos metabasitos registrados em anfibolito bandado, correlatos (?) aos metabasitos de ambiente subaquoso do Complexo Cambaizinho, são ritmicamente intercalados a espessas unidades siliciclásticas nos perfis estudados. Essas últimas, seriam dadas por *inputs* detríticos, definidos por quartzo, feldspato e ilmenita, finalmente intercaladas à *inputs* hidrotermais, atestados pelas turmalinas exalativas (diagrama 5) e por quartzo hidrotermal com inclusão de turmalina, encontrados em níveis siliciclásticos dessa sequência.

As informações acima acerca das rochas encaixantes, somadas aos modelos geotectônicos aplicadas na área de estudo, encontrados na literatura, bem como ao tipo de mineralização da ocorrência Lajeado, podem ser atribuídas, ainda como um estudo preliminar com carência de mais investigações, a depósitos do tipo VMS, principalmente àqueles relacionados ao tipo Besshi (sulfetos maciços em rochas máfico-siliciclásticas). Ainda, nesse contexto, há dois cenários passíveis de instalação da mineralização:

1) CENÁRIO 1: Fumarolas oceânicas metalíferas condensadas: onde os minerais de minério (galena, esfalerita, pirita, pirrotita e calcopirita), seriam resultado da precipitação química destas fumarolas, e dessa forma por precipitação *stratabound* diretamente sob o assoalho oceânico;

2) CENÁRIO 2: Substituição no subsoalho oceânico: onde as encaixantes areníticas quartzo-feldspática, ainda não litificadas, de origem detrítica intercalada a *sills* e *níveis* carbonatados/pelíticos de origem química e níveis exalativos, resultado da precipitação em ambiente intraoceânico, estariam sendo percoladas pelo fluido ácido rico em Pb e Zn associado às fumarolas oceânicas. O fluido não consegue dissolver quartzo (para dissolver precisaria de pH 3, extremamente baixo), porém dissolve os níveis carbonatados e deposita minério. Adicionalmente, o fluido deposita minério nas porções porosas. O minério, então, é depositado *stratabound* entre as camadas quartzo-feldspáticas, sendo o controle da mineralização litológico e estrutural. O carbonato dissolvido reage com a clorita e produz o crescimento dos anfibólios do sistema.

A **Tabela 13** mostra comparações com a ocorrência Lajeado, com o modelo sugerido.

Tabela 13: Comparação entre as características típicas de depósitos VMS tipo Besshi, do depósito VMS tipo Besshi do Bria Rift, corpo DeGrussa, Austrália, e as rochas hospedeiras do minério da ocorrência Lajeado.

VMS tipo Besshi	DeGrussa VMS (tipo Besshi- máfica-siliciclástica)	Ocorrência Pb e Zn Lajeado
Cu é o metal principal; Zn e Pb são subordinados.	Cu e Au são os metais principais com Zn subordinado.	Pb e Zn são os metais principais, com Cd subordinado. Ga, Co e Cu são traços.
Sequência hospedeira é máfico-siliciclástica.	Sequência hospedeira máfico-siliciclástica.	Sequência hospedeira máfico-siliciclástica.
Fácies siliciclástica predomina sob a fácies máfica vulcânica.	Distribuição similar entre rochas siliciclásticas e vulcânicas máficas.	Predomínio da fácies siliciclástica.
Minério hospedado entre rochas vulcânicas máficas submarinas, associadas a sedimentos marinhos, principalmente na fácies de água profunda, incluindo metagrauvas, metapelitos e quartzitos.	Minério intercalado com acamamentos de folhelhos, arenitos e conglomerados depositados por correntes turbidíticas.	Minério intercalado a metassedimentos (metapsamitos e metapelitos) ritmicamente bandados com gradação granulométrica (meta-turbiditos?). Regionalmente, há metabasitos classificados como antigos basaltos submarinos, compondo a sequência meta-vulcanossedimentar.
Peperitos podem estar presentes.	Peperitos entre arenitos e <i>sills</i> basálticos (intrusão de <i>sills</i> em sedimentos ainda não litificados).	Não identificado ou ausente.
Brechas autoclásticas e epiclásticas podem estar presentes.	Brechas contendo clastos de sulfetos, restos de fragmentos da chaminé e sedimentos ricos em sulfetos acamadados.	Metassedimentos ricos em sulfetos acamadados.
Zonas de alteração semi-concordantes dada por cloritização, sericitização e mais subordinadamente argílica.	Três tipos de alteração: à clorita; à epidoto e à sericita (em “ <i>patches</i> ”). Alteração se torna mais pervasiva quanto mais perto do minério maciço. Com alteração clorítica ocorrendo em sedimentos líticos e em rochas vulcanoclásticas.	Alteração sericítica pervasiva; e níveis de epidoto em rochas siliciclásticas (alteração?).
Exalitos.	Cherts exalativos.	Níveis de exalitos, representados por turmalinas de origem exalativa e níveis de metachert ?
Níveis Ferruginosos.	Jaspilitos.	Níveis ferruginosos presente na geologia regional, descritos na literatura,

Fonte: Galley et al., (2007); Pirajno et al., (2013).

5.2 CONCLUSÕES

Foram identificadas nove litologias no perfil estudado, pertencentes ao Complexo Passo do Ivo. Com exceção ao granito aluminoso, todas as litologias fazem parte da sequência meta-vulcanossedimentar Vacacaí ou modernamente denominado Complexo Cambaizinho, sendo as quatro últimas, hospedeiras diretas da mineralização de Pb e Zn:

- Granitos aluminosos
- Xistos Quartzo-Feldspáticos
- Granada-muscovita-quartzo xisto
- Xistos magnesianos
- Gnaisse Quartzo-Feldspático
- **Anfibolito bandado**
- **Anfibolito com textura radiada**
- **Quartzo anfibolito**
- **Anfibólio Gnaisse**

A mineralogia de minério é composta por galena, esfalerita, pirita, pirrotita e calcopirita, onde os elementos maiores Pb, Zn, Cd e traços de Ga, Co e Cu compõem a mineralização da ocorrência Lajeado. Cd e Ga provavelmente estão acomodados na estrutura da esfalerita.

O minério está distribuído em finas lentes acamadadas e camadas maciças entre anfibolitos, quartzo anfibolito e anfibólio gnaisse. A mineralização apresenta forte controle lito-estratigráfico, tendo em vista a sua morfologia *stratabound* entre suas rochas encaixantes. Zonas de *stringer* não foram encontradas.

A mineralização ocorreu antes da litificação das rochas hospedeiras, o que é evidenciado pelas texturas de deposição simultânea da ganga silicatada e minerais de minério. Há duas possibilidades para a instalação do fluido mineralizador: a) singenética, por precipitação diretamente sob o assoalho oceânico, a partir de fumarolas metalíferas condensadas; b) epigenética (relativa), por substituição da rocha encaixante, ainda não litificada, no subsoalho oceânico.

Os anfibolitos bandados associados às rochas metassedimentares da área, podem ser correlacionados aos metabasitos de fundo oceânico encontrados na sequência máfico-ultramáfica do Complexo Cambaizinho. Segundo literatura, tal

complexo é fortemente correlacionado ao Complexo Passo do Ivo, estando os dois separados por coberturas paleozóicas.

Níveis de turmalina de origem exalativa foram encontrados nas rochas siliciclásticas da porção metassedimentar. O que fornece evidências, junto com metabasitos (anfíbolito bandado), possivelmente com as mesmas origens dos metabasitos de fundo oceânico do Complexo Cambaizinho, para uma contextualização de ambiente oceânico exalativo para esta sequência meta-vulcanossedimentar.

Alteração sericítica acompanhou a mineralização de Pb e Zn.

Envelopes de anfíbolito com textura radiada de origem parametamórfica são pontuais e concordantes à foliação regional, acomodando finos níveis de minério. Eles indicam uma paleo zona de alteração hidrotermal que acompanhou a mineralização. Duas hipóteses foram levantadas para a origem dessa rocha: a) resultado de um fluido de alta temperatura atuante durante o evento de mineralização, que alterou a rocha siliciclástica hospedeira, formando os anfíbólios; ou b) produto metamórfico que agiu sob uma paleo alteração hidrotermal clorítica, também gerada durante a fase mineralizadora, e que nos eventos metamórficos subsequentes, reagiu com o carbonato e produziu em anfíbólio. Já a coexistência de sulfetos com anfíbólio (possivelmente antigas cloritas?) e quartzo, nos quartzo-anfíbolitos, podem ser indicativas de uma alteração clorítica pré-metamórfica de mais baixa temperatura.

A morfologia *stratabound* da mineralização, a assembleia de elementos contendo Pb, Zn, Cd, Ga, a associação com rochas metavulcânicas intercaladas com metassedimentares, *bifs* e metacherts (descritos na literatura), alterações sericítica e clorítica acompanhando a mineralização, *input* detrítico associado a *input* hidrotermal exalativo, em um contexto de vulcanismo ativo dado pelos metabasitos depositados ao longo da superfície de sedimentação (S0) em um possível ambiente submarino (metabasitos correlacionados àqueles descritos na literatura no Complexo Cambaizinho) são fatores que nos levam a sugerir um potencial metalogenético para VMS tipo Besshi, onde a fácies hospedeira de minério predominante é a siliciclástica-máfica.

Cabe ressaltar que novas investigações, incluindo mapeamento de detalhe na área estudada, estudos de isótopos de S e Pb para entendimento da fonte do

fluido e da proveniência do metal, respectivamente, bem como dados de sondagem na ocorrência, são necessários para validar ou refutar tais interpretações.

REFERÊNCIAS

ABRAHAM, K.; MEILKE, H.; POVONDRA, P. On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg Series, W. Germany (NE Bavaria). Neues Jahrbuch für Mineralogie, p. 209-219, 1972.

ANZOLIN, Henrique de Maman. **Mineralogia e Geoquímica do Perfil de Intemperismo do Carbonatito Três Estradas, RS**. 2015. 116f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A.; LANA, C. Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. Gondwana Research, v. 49, p. 296-332, 2017.

BESWICK, A. E.; SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an archaean greenstone belt. Precambrian Research, v. 6, p. 235-248, 1978.

BARNES, Hubert Lloyd. **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits**. Edited Hubert L. Barnes. 1997.

_____. Solubilities of ore minerals. In: BARNES, H. L. **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits**. Canadá: John Wiley & Sons, p. 404-460, 1979.

_____. Zoning of ore deposits: types and causes. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, v. 69, n. 13, p. 295-311, 1975.

BARTON, Paulo. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. Economic Geology, v. 61, n. III, p. 815-849, 1966.

BARTON, P.; BETHKE, P. M. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. The American Mineralogist, v. 72, p. 451-467, 1987.

BESWICK, A. E.; SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an archaean greenstone belt. Precambrian Research, v. 6, p. 235-248, 1978.

BIONDI, João Carlos. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003

BRYNDZIA, L. T.; SCOTT, S. D.; SPRY, P. G. Sphalerite and hexagonal pyrrhotite geobarometer: correction in calibration and application. Economic Geology, v. 85, p. 408-411, 1990.

CHEMALE, Farid. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: HOLZ, M.; ROS, L. F. D. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2000. p. 13-52.

CPRM. INFORME TÉCNICO. CPRM, Brasília, maio 2016. Disponível em: http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/15955/informe_tecnico_5_Pb_Z

[nRS.pdf?sequence=1](#)>. Acesso em: maio 2016.

CPRM. **Ocorrência de Pb-Zn-Cd (Ag) em Cabeceiras do Lajeado**. CPRM. Brasília. 2016.

DNPM. Chumbo. DNPM - Departamento de Produção Mineral, 2017. Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/outras-publicacoes-1/4-6-zinco/view>>. Acesso em: 14 Junho 2017.

DNPM. Zinco. DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral, 2017. Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/outras-publicacoes-1/4-2-chumbo>>. Acesso em: 14 Junho 2017.

DOYLEA, M. G.; ALLEN, R. L. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, v. 23, p. 1-40, 2003.

DUARTE, Laura da Cunha. Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no estudo de Gemas: Exemplos Brasileiros. *Pesquisas em Geociências*, v. 30, n. 2, p: 3-15, 2003.

DUTRA, C. V.; GOMES, C. B. A Fluorescência de Raio X na Geologia. In: GOMES, B. C. **Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia**. São Paulo: Edgard Bliicher, 1984. p. 84-120.

ELDRIDGE, Cornelius, et al. Hydrothermal inoculation and incubation of the chalcopyrite disease in sphalerite. *Economic Geology*, v. 83 (5), p. 978-989, 1988.

ETHEIR, V. G.; CAMPBELL, F. A. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the Southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, n. 10, p. 2348-2363, 1977.

FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano do Escudo Sul-Riograndense. In: 39º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...** Balneário Camburiú, 1980. v. 5, p. 52879-2890.

FRAGOSO-CESAR, A. R.S.; SOLIANI JÚNIOR, E. Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. 33º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...**, Rio de Janeiro, 1984. v. 5, p. 2426-2434.

FRANKLIN, James, et al. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*, v. 100, p. 523– 560, 2005.

FROESE, E.; GUNTER, A. E. A note on the pyrrhotite sulfur vapor equilibrium: *Economic Geology*, v. 71, p. 1589-1594, 1976.

GALLEY, A. G.; HANNINGTON, M. D.; JONASSON, I. R. Volcanogenic massive sulphide deposits. In: GOODFELLOW, W. D. **Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological**

Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007. p. 141-161.

GARAVAGLIA, L.; VIEIRO, A. P.; CHIES, J. O. Estudo geológico e petrológico do Maciço Máfico- ultramáfico Passo do Ivo São Gabriel, Rio Grande do Sul. In: Salão de Iniciação Científica, Porto Alegre, 8, 9-13 setembro 1996.

GARCIA, M. A. M.; HARTMANN, L. A. Petrologia do Complexo Palma, RS, São Leopoldo. Est, Tecnol, v. 5, n. 13, 1981. 51-122.

GARDE, A. A.; THOMASSEN, B.; TUKIAINEN, T.; STEENFELT, A. A goldbearing volcanogenic-exhalative horizon in the Archaean(?) Saqqaq supracrustal rocks, Nuussuaq, West Greenland. Geology of Greenland Survey Bulletin, n. 181, p. 119–128, 1999.

GHOSH, B.; PRAVEEN, M. N. Meta-Exhalites as Guides to Base Metal Sulphide Exploration in Betul Belt, Central India. Indian Journal of Geochemistry, v. 21, n. 2, p. 273-282, 2006.

GOMES, Celso de Barros. Microsonda Eletrônica: Princípios e Aplicações na Geologia. In: GOMES, B. C. **Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia**. São Paulo: Edgard Bliicher, 1984. p. 159-202.

GOMES, C. B. et al. **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. São Paulo: Edgard, 1984.

GOÑI, J. C.; GOSO, H.; ISSLER, R. S. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense. **Av.Esc.Geól**, Porto Alegre, p. 3250, 1962.

HEDENQUIST, J. W.; AOKI, M. Meteoric interaction with magmatic discharges in Japan and the significance for mineralization. Geology, v. 14, p. 1041–1044, 1991.

HENRY, D.J.; GUIDOTTI, C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. Am Mineral V.70, p. 1-15, 1985.

ISSLER, R. S.; DRESCH, R. A. C.; ROISENBERG, A. Geocronologia do Gabro da Mata Grande. Município de São Sepé, estado do Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Geociências. v. 3, n. 2, p. 124-127, 1973.

JOST, Hardy. Complexos básico-ultrabásicos do Alto do Rio Vacacaí - São Gabriel - Rio Grande do Sul - Brasil. Nota Preliminar. Escola de Geologia da UFRGS. v. 1, n. 2, p. 51- 61, 1966.

_____. Esboço geológico da Folha "Cabeceiras do Rio Vacacaí", São Gabriel, RS. Boletim da Escola de Geologia da UFRGS, n. 16, p. 1-47, 1970.

JOST, H.; VILLWOCK, J. A. Contribuição e Estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. **Notas Est.Esc.Geól**, v. 1, p. 13-26, 1966.

LEAKE, Bernard. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 219-246, 1997.

LIN, W. O.; NETO, J. T. X. D. B. Agentes complexantes: podante, coronante e criptante classificação e nomenclatura. *Química nova*, v. 21, n. 5, p. 630-634, 1998.

MAU, Henry. Atividades Magmáticas na Região de Caçapava-Lavras, Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, São Paulo, n. 264, 1962.

MACKENZIE, F. T.; GARRELS, R. M. **Evolution of Sedimentary Rocks**. New York: W.W. Norton & Company, 1971. 394 p.

MACLEAN, W. H.; BARRETT, T. J. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 109-133, 1993.

MANGE, M.A.; MORTON, A.C. Geochemistry of heavy minerals. Em Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology*, v.58, p.345-391.

MIYASHIRO, Akiho. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *The Journal of Geology*, v. 83, p. 249-281, 1975. .

NARDI, L.; HARTMANN, L. A. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Est.Tecnol. Acta Geologica Leopoldencia*. v. 6, n. 10, p. 45-91, 1979.

NASCIMENTO FILHO, Virgílio. **Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios X por dispersão de energia (ED-XRF) e reflexão total (TXRF). Apostila didática**. Piracicaba: CENA-ESALQ/USP, 1999. 32 p.

NELSON, J.; PARADIS. S.; CHRISTENSEN, J.; GABITES, J. Canadian Cordilleran Mississippi Valley-Type Deposits: A Case for Devonian-Mississippian Back-Arc Hydrothermal Origin. *Economic Geology*, v. 97, p. 1013–1036, 2002.

OLIVEIRA, Marisa Terezinha Garcia de. **Petrologia do Maciço Máfico-Ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Geociências) Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1981.

PEARCE, J. A.; NORRY, M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb. Variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-37, 1979.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; JR, F. C. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 83-104, 2016.

PIERCEY, Steve. An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, v. 10, p. 119-136, 2010.

PIRAJNO, Franco. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Perth: Springer, 2010.

PIRAJNO, F. et al. Besshi-type mineral systems in the Palaeoproterozoic Bryah Rift-Basin, Capricorn Orogen, Western Australia: Implications for tectonic setting and geodynamic evolution. *Geoscience Frontiers*, v. 3, p. 345-357, 2013.

PLIMER, Ian Rutherford. The association of tourmaline with stratiform scheelite deposits. *Mineral. Mineralium Deposita*, v: 22, p. 282-291. 1987.

REMUS, Marcus Vinicius Dorneles. **Geologia e Geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS**. Dissertação (Mestrado em Geoquímica) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; FORMOSO, M.L.L. Os padrões de elementos terras raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica de xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v.23, p.370-87, 1993.

RENARD, Aphonse-François. Sur la structure et la composition mineralogique du coticule et sur ses rapports avec le phyllade oligistifere. **Memoirs Academie Royale Belgique**, v. 41, p. 473-475, 1878.

ROBB, Laurence. *Introduction to ore-forming processes*. Oxford: Blackwell Publishing, 2005.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 204-227, 2006.

SANDECKI, Juliusz. A textural study of pyrite, sphalerite and galena from Garpenberg Norra, south central Sweden. *Geologiska Fireningens i Stockholtn Firhandlingar*, Stockholm, v. 105, n. 3, p. 213-222, 1983.

SANDER, A.; LAUX, J. H. Petrografia e geoquímica preliminar do Complexo Ofiolítico Passo do Ivo, RS. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Florianópolis: SBG. 2015. p. 75

SANTOS, E. L., et al. Mapeamento geológico das Sequencias Metavulcano-sedimentares do oeste do Escudo Sul-riograndense, RS. v. 6, p. 2976-2983, 1990.

SAWKINS, Frederick. *Metal deposits in relation to plate tectonics*. Berlim: Springer, 1990.

SCOTT, Steven. Experimental Calibration of the Sphalerite Geobarometer. *Economic Geology*, v. 68, p. 466-474, 1973.

_____. **Sulfide Mineralogy**. Blacksburg: Mineralogical Society of America, v. 1, p. 38, 1974.

SCOTT, S. D.; BARNES, H. L. Sphalerite Geothermometry and Geobarometry. *Economic Geology*, v. 66, p. 653-660, 1971.

SEWARD, T. M.; BARNES, H. L. Metal transport by hydrothermal ore fluids. In: BARNES, H. L. **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits**. Canadá: Jhon Wiley & Sons, p. 435-486, 1979.

SILVA FILHO, B. C. Geology of the Poliphase deformed Precambrian Terranes of the Vila Nova Region, State Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Est.Tecnol; Acta Geól. Leopoldinense*, v. 27, n. 17, p. 35-152, 1984.

SILVA FILHO, B. C.; MATSDORF, M. Análise Estrutural dos Metamorfitos da Borda Oeste do Granito Caçapava, Caçapava do Sul: Implicações Geológicas Locais e Regionais. 3º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...** Curitiba, v. 1, p. 197-222, 1987a.

SILVA FILHO, B. C.; SOLIANI JÚNIOR, E. Origem e Evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. 3º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...** Curitiba, v. 1, 1987b.

SLACK, J.F; TRUMBULL, R. B. Tourmaline as a Recorder of Ore-Forming Processes. *Elements*. v .7. p.321-326, 2011.

SPRY, Paul. Sulfidation and oxidation haloes as guides in the exploration for metamorphosed massive sulphide deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 149-161, 2000.

SPRY, P. G.; PETER, J. M.; SLACK, J. F. Meta-exhalites as exploration guides to ore. *Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 163-201, 2000.

SZUBERT, E. C. et al. Cobre em associações ofiolíticas do bordo ocidental do escudo sul-riograndense. XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...** Recife, p. 1622-1632, 1978.

TAYLOR, B. E.; SLACK, J. F. Tourmaline from Appalachian-Calidonian massive sulfide deposits: textural, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology*, v. 79, p. 1703-1726, 1984.

TERAOKA, Y.; SUZUKI, M.; HAYASHI, T.; KAWAKAMI, K.; Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, Southwest Japan. *Bulletin of the Faculty of School Education, Hiroshima University, Part II*. v.19, p. 87-101 (in Japanese with English abstract), 1997.

TERAOKA, Y.; SUZUKI, M.; KAWAKAMI, K. Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the Median Zone of Southwest Japan. Bulletin of geological Society of Japan. v.49, p. 395-411 (in Japanese with English abstract), 1998.

WINKLER, Helmut Gustav Franz. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Verlag - New York, 4ed, 1976.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, v. 20, p. 325-343, 1977.

WOOD, S. A.; SAMSON, I. M. Solubility of ore and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. Reviews in Economic Geology, n. 10, p. 33-80, 1998.

ANEXOS

ANEXO 1: Resultados das análises químicas de rocha total das amostras relativas às encaixantes proximais e distais da zona mineralizada, obtidos a partir do método de Fluorescência de Raio X. Onde, os elementos maiores são dados em % em peso, e elementos traços em ppm.

Amostra	001A	004B	004A	004F	004G	004I	004J	005	006A	006B	006C	008B	015B	017	019A	019B
SiO ₂	56,30	42,98	64,46	77,39	74,92	55,24	51,73	48,91	66,73	61,50	63,94	61,39	47,45	67,68	51,64	62,57
Al ₂ O ₃	14,14	18,59	13,08	6,56	6,36	17,39	19,66	18,05	15,54	16,94	16,55	17,13	18,46	15,56	18,51	16,76
TiO ₂	1,17	0,80	0,53	0,18	0,22	1,39	1,50	1,46	0,70	0,78	0,80	0,77	0,51	0,23	0,74	0,98
Fe ₂ O ₃	10,24	10,92	6,25	6,58	6,58	7,93	8,30	9,09	4,90	6,34	5,68	5,81	9,44	4,88	7,18	5,61
MnO	0,17	1,01	0,58	0,28	0,37	0,15	0,22	0,15	0,09	0,11	0,10	0,11	0,17	0,37	0,22	0,09
MgO	5,21	12,71	5,32	4,64	4,13	4,78	4,86	9,17	2,04	3,29	2,58	3,01	9,72	0,50	6,89	2,51
CaO	8,58	8,95	5,89	1,04	3,97	6,76	5,75	8,78	3,32	2,63	3,10	3,97	10,10	2,03	8,73	3,23
Na ₂ O	1,24	1,60	1,89	0,60	0,95	2,21	3,77	1,90	3,21	3,59	3,54	3,25	1,41	3,17	2,82	3,67
K ₂ O	0,39	0,41	0,28	0,54	0,28	1,54	1,74	0,18	1,95	2,45	1,22	2,34	1,12	4,24	0,97	2,00
P ₂ O ₅	0,21	0,23	0,08	0,04	0,03	0,26	0,26	0,24	0,24	0,25	0,18	0,18	0,02	0,09	0,13	0,20
LOI	1,84	1,82	0,79	1,45	1,56	1,88	1,60	1,31	1,16	1,88	2,09	1,82	1,06	1,19	1,47	1,97
Total	99,49	100,03	99,15	99,29	99,37	99,53	99,39	99,24	99,88	99,76	99,77	99,78	99,46	99,94	99,30	99,59
Amostra	001A	004B	004A	004F	004G	004I	004J	005	006A	006B	006C	008B	015B	017	019A	019B
Y	43,5	21,9	17,4	8,7	3,5	45,8	51,8	33,2	29,2	35,0	28,5	28,8	32,3	70,7	23,0	38,9
Pb	4,6	10076,9	808,4	160,1	4558,0	39,3	94,8	2,4	8,5	8,7	6,9	4,6	4,8	23,4	5,0	8,7
Ni	nd	228,9	73,2	93,3	104,4	33,8	35,4	95,3	nd	10,7	6,0	14,7	72,2	nd	nd	nd
Co	68,3	62,7	30,7	29,5	33,6	44,8	47,2	57,8	22,7	34,0	30,7	30,1	62,1	18,0	39,4	28,4
Cu	47,7	8,2	23,6	19,4	38,1	17,4	36,6	15,2	14,2	30,2	14,5	23,3	nd	4,8	nd	3,3
Ga	18,6	77,9	13,2	7,1	23,8	19,3	21,7	17,2	15,4	16,3	17,0	16,1	12,4	16,0	13,6	17,0
Sr	377,6	384,4	736,3	148,2	46,5	412,4	487,6	391,2	393,3	375,8	473,8	465,3	254,0	251,9	364,1	502,4
Zr	50,9	102,1	111,5	38,4	31,0	145,2	166,6	93,1	183,1	143,1	163,0	146,0	27,6	447,8	84,8	206,0
Zn	130,3	7977,4	418,2	6189,3	16545,9	413,8	208,6	114,7	66,9	85,3	72,4	67,9	102,2	77,3	92,3	77,4
Nb	4,0	9,6	3,8	2,1	1,8	11,4	11,4	7,6	6,3	6,6	6,1	4,8	1,9	17,0	4,4	9,1
Rb	42,7	48,1	23,4	38,1	19,5	105,9	123,4	26,6	58,6	104,2	48,4	77,3	90,8	196,7	56,6	78,8
Cr	52,8	464,6	151,7	255,4	284,5	84,2	76,2	241,0	55,9	83,8	88,7	59,0	149,8	19,0	139,3	25,8
Ba	166,7	120,3	103,9	123,1	nd	543,8	665,0	38,2	753,4	856,9	364,4	713,6	138,5	1507,8	349,6	451,8

ANEXO 2: Resultado da análise química de rocha total da amostra de sulfeto maciço, obtido a partir do método de Fluorescência de Raio X.

Amostra 004Em

	%
SiO₂	9,079
Al₂O₃	1,651
TiO₂	0,037
Fe₂O₃	5,016
MnO	0,372
MgO	1,817
CaO	1,301
Na₂O	0,65
K₂O	0,182
P₂O₅	0,004
SO₃	35,737
Cl	nd
Ni	nd
Cd	0,852
Pb	24,943
Zn	11,899
LOI	6,43
TOTAL	99,97

	ppm
Y	nd
Ni	nd
Co	24,62484
Cu	1,428029
Ga	156,7449
Sr	0,26038
Zr	42,7
Nb	nd
Rb	7,052358
Cr	39
Ba	nd

ANEXO 3: % em óxidos dos minerais de anfibólio e turmalina de anfibólio gnaïsse do ponto 019 (encaixante estéril). Resultados obtidos a partir de análises na Microsonda Eletrônica.

Análise	F	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	MnO	FeO	Fe2O3	ZnO	BaO	V2O3	Total
1 / 1.	0,13	1,04	45,70	10,23	10,08	1,04	11,49	0,31	0,43	17,82		0,07			97,59
2 / 1.	0,05	1,14	44,08	8,94	11,46	1,14	11,69	0,53	0,40	18,61		0,03			97,46
3 / 1.	0,00	1,12	43,41	9,03	11,91	1,12	11,48	0,52	0,46	18,84		0,03			97,41
4 / 1.	0,19	1,20	43,20	8,92	12,27	1,20	11,68	0,62	0,34	18,57		0,00			97,60
5 / 1.	0,08	1,37	42,12	8,04	13,62	1,37	11,48	0,49	0,42	19,30		0,00			97,41
6 / 1.	0,09	1,20	44,99	9,66	10,54	1,20	11,52	0,49	0,35	17,96		0,12			97,37
7 / 1.		10,67	67,66	0,01	20,40	0,77	0,64	0,01			0,06	0,09	0,02		100,34
8 / 1.		10,97	67,89	0,00	20,52	0,49	0,75	0,00			0,09	0,04	0,02		100,77
9 / 1.		8,84	66,02	0,02	18,78	5,01	0,36	0,00			0,11	0,00	0,27		99,39
10 / 1.		1,98	36,26	6,49	30,91	0,04	0,45	0,63	0,00	7,95				0,15	84,86
11 / 1.		2,29	36,65	5,86	29,71	0,03	0,44	0,41	0,00	8,69				0,10	84,19
12 / 1.		2,02	36,60	6,74	30,51	0,03	0,61	0,68	0,01	8,23				0,12	85,56
13 / 1.		2,04	36,57	6,29	31,72	0,04	0,46	0,50	0,05	8,08				0,08	85,82
14 / 1.		2,07	33,06	5,17	32,14	0,04	0,49	0,49	0,00	7,64				0,11	81,20
15 / 1.		1,27	56,48	0,09	24,50	12,16	0,25	0,00	0,00	0,46				0,00	95,21
16 / 1.		3,77	42,97	5,75	29,82	0,03	0,44	0,45	0,00	7,15				0,08	90,46
17 / 1.		2,13	48,51	5,43	28,12	4,85	0,83	0,41	0,01	6,62				0,13	97,04
18 / 1.		1,28	64,03	0,01	18,59	14,20	0,18	0,00	0,00	0,16				0,04	98,48
19 / 1.		2,41	62,72	0,05	19,89	11,86	1,67	0,06	0,00	0,13				0,02	98,82
20 / 1.		2,02	63,61	0,09	19,54	13,32	0,09	0,02	0,00	0,34				0,03	99,06
21 / 1.		10,97	67,79	0,02	20,00	0,61	0,68	0,04	0,01	0,09				0,00	100,23
22 / 1.		1,88	36,18	6,31	31,46	0,04	0,36	0,54	0,03	8,02				0,12	84,94
23 / 1.		4,67	56,86	0,32	25,26	5,58	3,04	0,02	0,00	0,71				0,00	96,44
24 / 1.		1,37	61,67	0,59	19,58	13,00	0,26	0,07	0,00	0,62				0,03	97,19

25 / 1 .		2,08	36,67	5,75	31,22	0,03	0,35	0,58	0,00	8,52				0,11	85,30
26 / 1 .		1,82	36,26	6,80	31,70	0,04	0,91	0,61	0,01	7,55				0,19	85,90
27 / 1 .		1,97	35,97	6,76	31,42	0,04	1,07	0,63	0,01	7,38				0,21	85,47
28 / 1 .		1,50	55,73	0,06	25,98	11,09	0,43	0,15	0,01	1,55				0,00	96,50
29 / 1 .		2,85	41,03	6,70	30,30	0,29	1,04	0,76	0,01	7,75				0,02	90,74
30 / 1 .		2,63	60,91	0,07	20,71	11,90	0,33	0,06	0,00	0,16				0,00	96,77
31 / 1 .		7,99	60,49	0,23	24,39	0,17	5,65	0,06	0,00	0,32				0,00	99,31
32 / 1 .		0,64	76,43	2,78	10,17	0,04	0,66	0,47	0,03	2,99				0,00	94,20
33 / 1 .	0,12	1,31	42,71	8,58	12,51	0,69	11,61	0,56	0,41	18,89		0,03			97,41
34 / 1 .	0,25	1,23	44,46	9,84	10,83	0,31	11,57	0,42	0,43	18,22		0,04			97,58
35 / 1 .	0,06	1,26	43,22	8,86	12,24	0,67	11,57	0,67	0,35	18,77		0,07			97,73
36 / 1 .	0,03	1,32	42,45	8,35	13,18	0,54	11,43	0,45	0,43	19,25		0,00			97,43
37 / 1 .	0,04	1,25	42,70	8,58	12,48	0,65	11,50	0,62	0,42	18,64		0,04			96,91
38 / 1 .	0,04	1,23	43,11	8,87	12,23	0,54	11,50	0,55	0,43	18,82		0,02			97,34
39 / 1 .	0,02	1,20	44,13	9,43	11,32	0,53	11,49	0,50	0,36	18,36		0,01			97,34

ANEXO 4: % em peso (Wt%) dos elementos que compõem anfibólios e turmalinas de anfibólio gnaissado do ponto 019 (encaixante estéril). Resultados obtidos a partir de análises na Microsonda Eletrônica.

Análise	F	Na	Si	Mg	Al	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zn	O	Ba	V	Total
1 / 1.	0,13	0,77	21,36	6,17	5,34	0,24	8,21	0,19	0,33	13,85	0,05	40,94			97,59
2 / 1.	0,05	0,84	20,60	5,39	6,07	0,45	8,36	0,32	0,31	14,46	0,02	40,59			97,46
3 / 1.	0,00	0,83	20,29	5,44	6,30	0,50	8,21	0,31	0,35	14,64	0,02	40,49			97,41
4 / 1.	0,19	0,89	20,19	5,38	6,49	0,51	8,35	0,37	0,27	14,43	0,00	40,53			97,60
5 / 1.	0,08	1,01	19,69	4,85	7,21	0,41	8,20	0,29	0,33	15,00	0,00	40,34			97,41
6 / 1.	0,09	0,89	21,03	5,83	5,58	0,37	8,24	0,30	0,27	13,96	0,09	40,73			97,37
7 / 1.		7,92	31,63	0,01	10,80	0,64	0,46	0,01		0,04	0,07	48,75	0,02		100,34
8 / 1.		8,14	31,73	0,00	10,86	0,41	0,54	0,00		0,06	0,03	48,98	0,02		100,77
9 / 1.		6,56	30,86	0,01	9,94	4,16	0,25	0,00		0,08	0,00	47,30	0,24		99,39
10 / 1.		1,47	16,95	3,91	16,36	0,03	0,33	0,38	0,00	6,18		39,15		0,1	84,86
11 / 1.		1,70	17,13	3,53	15,73	0,02	0,32	0,25	0,00	6,76		38,69		0,07	84,19
12 / 1.		1,50	17,11	4,07	16,15	0,03	0,44	0,41	0,01	6,40		39,38		0,08	85,56
13 / 1.		1,52	17,09	3,79	16,79	0,03	0,33	0,30	0,04	6,28		39,60		0,06	85,82
14 / 1.		1,53	15,45	3,12	17,01	0,03	0,35	0,30	0,00	5,94		37,40		0,07	81,20
15 / 1.		0,94	26,40	0,05	12,97	10,09	0,18	0,00	0,00	0,36		44,22		0	95,21
16 / 1.		2,80	20,09	3,47	15,78	0,02	0,31	0,27	0,00	5,56		42,11		0,06	90,46
17 / 1.		1,58	22,68	3,28	14,88	4,03	0,59	0,24	0,01	5,14		44,52		0,09	97,04
18 / 1.		0,95	29,93	0,01	9,84	11,79	0,13	0,00	0,00	0,12		45,70		0,02	98,48
19 / 1.		1,79	29,32	0,03	10,53	9,85	1,19	0,04	0,00	0,10		45,96		0,02	98,82
20 / 1.		1,50	29,73	0,05	10,34	11,05	0,07	0,01	0,00	0,27		46,02		0,02	99,06
21 / 1.		8,14	31,69	0,01	10,59	0,51	0,49	0,03	0,01	0,07		48,70		0	100,23
22 / 1.		1,40	16,91	3,81	16,65	0,03	0,26	0,32	0,02	6,23		39,23		0,08	84,94
23 / 1.		3,46	26,58	0,19	13,37	4,63	2,18	0,01	0,00	0,55		45,48		0	96,44
24 / 1.		1,02	28,82	0,35	10,36	10,79	0,19	0,04	0,00	0,48		45,11		0,02	97,19
25 / 1.		1,54	17,14	3,47	16,52	0,02	0,25	0,35	0,00	6,62		39,31		0,08	85,30
26 / 1.		1,35	16,95	4,10	16,78	0,04	0,65	0,37	0,01	5,87		39,66		0,13	85,90

27 / 1 .		1,46	16,81	4,08	16,63	0,03	0,77	0,38	0,01	5,74		39,42		0,15	85,47
28 / 1 .		1,11	26,05	0,04	13,75	9,21	0,30	0,09	0,01	1,21		44,73		0	96,50
29 / 1 .		2,11	19,18	4,04	16,03	0,24	0,74	0,46	0,00	6,02		41,89		0,02	90,74
30 / 1 .		1,95	28,47	0,04	10,96	9,88	0,24	0,03	0,00	0,13		45,07		0	96,77
31 / 1 .		5,93	28,27	0,14	12,91	0,14	4,04	0,04	0,00	0,25		47,59		0	99,31
32 / 1 .		0,48	35,73	1,68	5,38	0,03	0,47	0,28	0,02	2,32		47,81		0	94,20
33 / 1 .	0,12	0,97	19,96	5,17	6,62	0,57	8,29	0,34	0,32	14,69	0,03	40,33			97,41
34 / 1 .	0,25	0,91	20,78	5,93	5,73	0,26	8,27	0,25	0,33	14,16	0,04	40,68			97,58
35 / 1 .	0,06	0,93	20,20	5,34	6,48	0,56	8,27	0,40	0,27	14,59	0,06	40,58			97,73
36 / 1 .	0,03	0,98	19,84	5,04	6,97	0,45	8,17	0,27	0,33	14,96	0,00	40,38			97,43
37 / 1 .	0,04	0,93	19,96	5,17	6,60	0,54	8,22	0,37	0,32	14,49	0,04	40,23			96,91
38 / 1 .	0,04	0,91	20,15	5,35	6,47	0,45	8,22	0,33	0,33	14,63	0,02	40,44			97,34
39 / 1 .	0,02	0,89	20,63	5,69	5,99	0,44	8,21	0,30	0,28	14,27	0,01	40,62			97,34

ANEXO 5: % em óxidos dos minerais de anfibólio e granada de anfibolito com textura radiada (encaixante mineralizada) do ponto 004 (lâmina ALG-C). Resultados obtidos a partir de análises na Microsonda Eletrônica.

Análise	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	ZnO	Cr ₂ O ₃	F	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1 / 1 .	37,74	2,98	20,92	5,05	0,13	13,81	20,13	0,00	0,03				100,79
2 / 1 .	37,60	3,31	21,47	4,73	0,07	12,88	21,27	0,02	0,08				101,42
3 / 1 .	46,18	13,01	11,12	10,96	0,32	0,92	13,55	0,16		0,60	1,33	0,11	98,26
4 / 1 .	48,96	14,69	7,40	10,99	0,22	0,97	12,86	0,17		0,21	0,98	0,09	97,54
5 / 1 .	47,05	13,39	9,59	10,72	0,23	0,84	14,06	0,17		0,28	1,16	0,10	97,59
6 / 1 .	46,10	12,74	10,47	10,86	0,22	0,92	14,24	0,17		0,21	1,30	0,14	97,37
7 / 1 .	46,55	13,45	10,14	10,89	0,29	1,11	13,38	0,08		0,36	1,32	0,09	97,65
8 / 1 .	47,58	13,92	9,64	11,15	0,24	1,06	12,40	0,13		0,26	1,19	0,12	97,68
9 / 1 .	49,77	15,61	7,66	11,27	0,24	0,96	10,95	0,17		0,33	0,96	0,09	97,99
10 / 1 .	48,32	14,27	9,75	10,99	0,31	1,07	12,07	0,13		0,43	1,15	0,10	98,59
11 / 1 .	46,10	12,79	10,79	11,03	0,22	0,80	14,30	0,00		0,24	1,30	0,12	97,69
12 / 1 .	46,85	13,16	10,07	10,94	0,27	1,03	13,31	0,07		0,19	1,21	0,12	97,22
13 / 1 .	50,31	16,31	7,12	11,03	0,17	1,04	10,69	0,08		0,27	0,88	0,08	97,98
14 / 1 .	38,03	3,48	21,09	4,86	0,13	12,74	21,18	0,06	0,06				101,62
15 / 1 .	47,11	13,35	10,79	11,34	0,27	1,46	12,39	0,13		0,33	1,14	0,11	98,44
16 / 1 .	48,27	14,43	9,17	11,79	0,30	1,13	11,38	0,12		0,31	1,07	0,12	98,08
17 / 1 .	48,25	13,77	8,49	11,91	0,29	0,87	12,65	0,23		0,33	0,97	0,14	97,90
18 / 1 .	48,21	14,09	8,86	11,76	0,22	1,05	11,78	0,12		0,37	0,98	0,11	97,56
19 / 1 .	50,95	15,48	6,15	11,95	0,20	1,03	11,06	0,12		0,15	0,65	0,06	97,81
20 / 1 .	47,31	13,44	9,60	11,65	0,18	1,08	12,19	0,21		0,27	1,12	0,12	97,16
21 / 1 .	50,93	15,87	6,69	12,05	0,21	1,03	10,76	0,15		0,31	0,49	0,06	98,55
22 / 1 .	37,47	2,15	20,72	6,68	0,12	15,92	17,37	0,08	0,32				100,81
23 / 1 .	48,22	14,57	9,23	11,76	0,33	1,07	11,00	0,03	0,32				96,54
24 / 1 .	37,76	2,13	20,97	9,35	0,18	14,42	15,92	0,00	0,13				100,86

25 / 1 .	49,42	15,25	8,15	11,37	0,26	1,27	10,72	0,33		0,25	1,00	0,05	98,08
26 / 1 .	47,27	13,52	10,77	11,74	0,30	0,97	11,21	0,08		0,41	1,03	0,13	97,44
27 / 1 .	50,26	15,77	7,41	11,91	0,33	1,00	10,40	0,13		0,27	0,81	0,07	98,36
28 / 1 .	50,69	15,87	6,90	11,73	0,21	1,06	10,11	0,23		0,27	0,80	0,06	97,92
29 / 1 .	53,05	17,31	4,30	11,87	0,15	1,19	9,54	0,22		0,25	0,48	0,05	98,40
30 / 1 .	53,17	17,81	3,91	11,90	0,11	1,09	9,42	0,11		0,26	0,44	0,04	98,26
31 / 1 .	50,33	15,57	7,32	11,76	0,29	1,12	10,71	0,04		0,31	0,86	0,05	98,33
32 / 1 .	51,38	16,25	6,35	11,72	0,21	1,13	10,23	0,12		0,34	0,69	0,05	98,48
33 / 1 .	48,65	14,78	8,58	11,41	0,30	1,11	11,33	0,38		0,23	1,02	0,09	97,88
34 / 1 .	50,37	15,57	7,12	11,61	0,21	1,15	10,63	0,19		0,44	0,84	0,09	98,22
35 / 1 .	48,32	14,59	9,03	11,82	0,27	1,05	11,31	0,27		0,51	1,02	0,09	98,29

ANEXO 6: % em peso (Wt%) dos elementos que compõem anfibólios e granadas de anfibolito com textura radiada do ponto 004 (lâmina ALG-C) (encaixante mineralizada). Resultados obtidos a partir de análises na Microsonda Eletrônica.

Análise	Si	Mg	Al	Ca	Ti	Mn	Fe	Zn	Cr	O	F	Na	K	Total
1 / 1 .	17,64	1,79	11,07	3,61	0,08	10,69	15,65	0,00	0,02	40,23				100,79
2 / 1 .	17,58	1,99	11,36	3,38	0,04	9,97	16,53	0,02	0,05	40,49				101,42
3 / 1 .	21,59	7,85	5,89	7,83	0,19	0,71	10,53	0,13		41,87	0,60	0,99	0,09	98,26
4 / 1 .	22,88	8,86	3,92	7,86	0,13	0,75	10,00	0,14		42,00	0,21	0,73	0,07	97,54
5 / 1 .	21,99	8,08	5,08	7,66	0,14	0,65	10,93	0,13		41,71	0,28	0,86	0,08	97,59
6 / 1 .	21,55	7,68	5,54	7,76	0,13	0,71	11,07	0,14		41,50	0,21	0,96	0,11	97,37
7 / 1 .	21,76	8,11	5,36	7,78	0,18	0,86	10,40	0,06		41,72	0,36	0,98	0,08	97,65
8 / 1 .	22,24	8,40	5,10	7,97	0,14	0,82	9,64	0,11		42,03	0,26	0,88	0,10	97,68
9 / 1 .	23,26	9,41	4,05	8,05	0,14	0,74	8,51	0,13		42,57	0,33	0,72	0,07	97,99
10 / 1 .	22,58	8,60	5,16	7,85	0,19	0,83	9,38	0,10		42,52	0,43	0,85	0,08	98,59
11 / 1 .	21,55	7,71	5,71	7,89	0,13	0,62	11,12	0,00		41,66	0,24	0,96	0,10	97,69
12 / 1 .	21,90	7,94	5,33	7,82	0,16	0,79	10,35	0,05		41,69	0,19	0,90	0,10	97,22
13 / 1 .	23,52	9,84	3,77	7,88	0,10	0,81	8,31	0,06		42,71	0,27	0,65	0,07	97,98
14 / 1 .	17,78	2,10	11,16	3,47	0,08	9,86	16,46	0,04	0,04	40,62				101,62
15 / 1 .	22,02	8,05	5,71	8,11	0,16	1,13	9,63	0,11		42,24	0,33	0,85	0,09	98,44
16 / 1 .	22,56	8,70	4,85	8,42	0,18	0,87	8,85	0,10		42,34	0,31	0,79	0,10	98,08
17 / 1 .	22,55	8,30	4,50	8,51	0,17	0,67	9,83	0,18		42,01	0,33	0,72	0,12	97,90
18 / 1 .	22,54	8,50	4,69	8,40	0,13	0,81	9,16	0,09		42,04	0,37	0,73	0,09	97,56
19 / 1 .	23,82	9,34	3,25	8,54	0,12	0,80	8,60	0,10		42,56	0,15	0,48	0,05	97,81
20 / 1 .	22,11	8,11	5,08	8,32	0,11	0,83	9,48	0,17		41,75	0,27	0,83	0,10	97,16
21 / 1 .	23,81	9,57	3,54	8,61	0,13	0,79	8,36	0,12		42,89	0,31	0,36	0,05	98,55
22 / 1 .	17,51	1,30	10,96	4,77	0,07	12,33	13,50	0,06	0,22	40,09				100,81
23 / 1 .	22,54	8,79	4,88	8,41	0,20	0,83	8,55	0,03	0,22	42,10				96,54
24 / 1 .	17,65	1,28	11,10	6,68	0,11	11,17	12,37	0,00	0,09	40,41				100,86
25 / 1 .	23,10	9,20	4,31	8,13	0,16	0,98	8,33	0,27		42,57	0,25	0,74	0,05	98,08

26 / 1 .	22,09	8,15	5,70	8,39	0,18	0,75	8,72	0,07		42,10	0,41	0,76	0,11	97,44
27 / 1 .	23,49	9,51	3,92	8,51	0,20	0,77	8,09	0,11		42,83	0,27	0,60	0,06	98,36
28 / 1 .	23,69	9,57	3,65	8,38	0,12	0,82	7,86	0,18		42,73	0,27	0,59	0,05	97,92
29 / 1 .	24,79	10,44	2,27	8,48	0,09	0,92	7,42	0,18		43,16	0,25	0,36	0,04	98,40
30 / 1 .	24,85	10,74	2,07	8,50	0,07	0,85	7,33	0,09		43,15	0,26	0,32	0,03	98,26
31 / 1 .	23,52	9,39	3,87	8,40	0,17	0,87	8,32	0,03		42,77	0,31	0,64	0,04	98,33
32 / 1 .	24,02	9,80	3,36	8,38	0,13	0,87	7,95	0,09		42,98	0,34	0,52	0,04	98,48
33 / 1 .	22,74	8,91	4,54	8,16	0,18	0,86	8,81	0,30		42,32	0,23	0,75	0,08	97,88
34 / 1 .	23,54	9,39	3,77	8,30	0,13	0,89	8,27	0,15		42,65	0,44	0,62	0,07	98,22
35 / 1 .	22,59	8,80	4,78	8,45	0,16	0,82	8,79	0,21		42,35	0,51	0,75	0,08	98,29

ANEXO 7: Medidas estruturais (em trama) dos afloramentos visitados durante trabalho de campo. As coordenadas foram obtidas em UTM/WGS₈₄. Sn: foliação de bandamento; Fr: fratura; Lb: lineação mineral; PA: plano axial de dobra.

PONTO	X	Y	ESTRUT	DIP DIRCT	DIP	PONTO	X	Y	ESTRUT	DIP DIRCT	DIP
1	772999	6618254	Sn	135	80	9	773090	6618250	PA	110	89
1	772999	6618254	Sn	135	83	9	773090	6618250	Fr	30	56
1	772999	6618254	Sn	290	80	9	773090	6618250	Fr	25	62
1	772999	6618254	Sn	290	89	9	773090	6618250	Fr	30	60
1	772999	6618254	Sn	115	82	9	773090	6618250	Fr	37	57
1	772999	6618254	Sn	135	86	9	773090	6618250	Lb	31	205
3	774354	6618483	Sn	140	84	9	773090	6618250	Lb	30	213
3	774354	6618483	Sn	310	77	9	773090	6618250	Lb	27	206
3	774354	6618483	Sn	313	80	9	773090	6618250	Lb	31	214
3	774354	6618483	Sn	310	78	10	773150	6618240	Sn	295	76
3	774354	6618483	Fr	43	82	11	773320	6618154	Sn	145	80
3	774354	6618483	Fr	32	90	11	773320	6618154	Sn	124	78
3	774354	6618483	Fr	35	74	11	773320	6618154	Sn	310	80
4	773942	6618297	Sn	325	84	11	773320	6618154	Lb	25	225
4	773942	6618297	Sn	325	72	12	773413	6618125	Sn	135	78
4	773942	6618297	Sn	335	70	12	773413	6618125	Sn	126	60
4	773942	6618297	Sn	325	77	13	773499	6618110	Sn	133	78
4	773942	6618297	Fr	46	89	14	773532	6618098	Sn	120	90
4	773942	6618297	Sn	322	78	15	773572	6618074	Sn	315	80
4	773942	6618297	Fr	48	84	15	773572	6618074	Sn	137	82
4	773942	6618297	Fr	54	89	15	773572	6618074	Sn	297	86
4	773942	6618297	Lb	210	10	16	773653	6618065	Sn	316	58
4	773942	6618297	Lb	210	23	16	773653	6618065	Sn	290	60
4	773942	6618297	Sn	305	80	16	773653	6618065	Sn	306	88
5	773907	6618135	Sn	315	72	16	773653	6618065	Sn	306	82
6	773956	6618014	Sn	325	76	16	773653	6618065	Sn	116	76
6	773956	6618014	Sn	316	84	17	773755	6618119	Sn	315	80
6	773956	6618014	Sn	302	52	17	773755	6618119	Sn	300	89
6	773956	6618014	Sn	319	70	17	773755	6618119	Sn	305	88
6	773956	6618014	Fr	50	74	18	773813	6618167	Sn	230	78
6	773956	6618014	Fr	52	64	18	773813	6618167	Sn	228	60
6	773956	6618014	Fr	40	62	18	773813	6618167	Sn	135	80
7	773875	6617915	Sn	115	89	18	773813	6618167	Sn	237	84
7	773875	6617915	Sn	315	90	18	773813	6618167	Sn	316	80
8	773861	6617899	Sn	140	78	19	773977	6618241	Sn	142	88
8	773861	6617899	Sn	120	88	19	773977	6618241	Sn	316	88
8	773861	6617899	Sn	122	88	19	773977	6618241	Sn	300	78
9	773090	6618250	Sn	280	68	19	773977	6618241	Sn	330	85
9	773090	6618250	Sn	129	89	19	773977	6618241	Sn	317	90
9	773090	6618250	Sn	122	80	19	773977	6618241	Sn	320	78
9	773090	6618250	Sn	123	80	19	773977	6618241	Sn	315	80
9	773090	6618250	PA	120	80	20	773944	6618342	Sn	315	72
9	773090	6618250	PA	137	36	21	774001	6618418	Sn	320	72
9	773090	6618250	PA	156	46	21	774001	6618418	Sn	330	89
9	773090	6618250	PA	137	40	21	774001	6618418	Sn	315	76
9	773090	6618250	PA	137	36	23	774368	6618486	Sn	135	70