

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

EDUARDO HANSEN NOGUEIRA

**GÊNESE DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO Sn (W, Zn, Cu, Pb)  
MORRO POTOSI, RONDÔNIA**

Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro - SP

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

EDUARDO HANSEN NOGUEIRA

**GÊNESE DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO Sn (W, Zn, Cu, Pb) MORRO  
POTOSI, RONDÔNIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro - SP

2019

N778g Nogueira, Eduardo Hansen  
Gênese do depósito polimetálico Sn (W, Zn, Cu, Pb) Morro Potosi,  
Rondônia / Eduardo Hansen Nogueira. -- Rio Claro, 2019  
103 f. : il., tabs., fotos

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro  
Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

1. Província Estanífera de Rondônia. 2. Greisens. 3. Inçlusões  
fluidas. 4. Depósito Morro Potosi. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de  
Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
“Júlio de Mesquita Filho”  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Câmpus de Rio Claro

EDUARDO HANSEN NOGUEIRA

**GÊNESE DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO Sn (W, Zn, Cu, Pb) MORRO  
POTOSI, RONDÔNIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

Conceito: Aprovado

Rio Claro/SP, 23 de agosto de 2019.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço, primeiramente, à minha família, em especial aos meus pais e a minha irmã, que sempre estiveram ao meu lado.

Agradeço ao professor Dr. Washington Barbosa Leite Júnior, pela oportunidade única, pelos ensinamentos e por todo o apoio durante a pesquisa e elaboração desta dissertação.

A todos os meus amigos de Mococa e de Rio Claro.

Agradeço em especial ao amigo doutorando Carlos Augusto Tavares Dias, por toda a ajuda com o trabalho e pela convivência. Também agradeço por toda ajuda dos técnicos Nelson Pereira Lopes Júnior e Daniel Françoso de Godoy do DPM, dos técnicos Geraldo, Leandro e André do Departamento de Física e do professor Dr. Rafael Rodrigues de Assis.

A todos os docentes, técnicos e pós-graduandos da UNESP de Rio Claro, tanto aos que me auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho quanto aos que não participaram diretamente, mas que estavam presentes no meu dia a dia da UNESP durante estes 2 anos de mestrado.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

## RESUMO

O depósito polimetálico Sn (W, Zn, Cu, Pb) Morro Potosi, localizado no município de Itapuã do Oeste, região centro-norte do Estado de Rondônia, foi o primeiro depósito primário de estanho descoberto na Província Estanífera de Rondônia, em 1977. Até 1987, ano de encerramento das atividades exploratória da mina, foram exploradas 8 000 t de Sn apenas em seus primeiros 55 metros de profundidade. O depósito é caracterizado como um exogreisen brechado, com aproximadamente 170 m de profundidade, formado sobre os gnaisses do embasamento (Complexo Jamari). A mineralização está associada a greisens, microgranito, topazito, veios de quartzo e vênulas e miárolos tardios. A primeira fase de mineralização é caracterizada por cassiterita disseminada em greisens constituídos por quartzo, muscovita, sericita e topázio, com fluorita, rutilo tantalífero, zircão, monazita e óxido de Bi e W como minerais acessórios. A segunda fase compreende diques e veios de microgranito com cassiterita disseminada, que cortam o gnaisse e constituem a matriz de uma brecha cujos fragmentos são formados pelo próprio gnaisse. Diques e veios de topazito com cassiterita disseminada cortam o gnaisse e o greisen e formam a matriz de brechas com fragmentos de dimensão e formatos variados. Veios e vênulas de quartzo cortam as litologias anteriores. Possuem muscovita, topázio, cassiterita, wolframita, esfalerita, calcopirita e pirita como principais acessórios, além de quantidades subordinadas de galena, arsenopirita e estanita. Vênulas e miárolos tardios ocorrem como último estágio de mineralização. São constituídos por proporções variadas de quartzo, fluorita, muscovita, calcita, zeólita, esfalerita, calcopirita, pirita, dickita, caulinita e outros argilominerais, além de proporções menores de cassiterita, galena, arsenopirita, estanita, cobaltita, rutilo, covellita, bismuto nativo, hematita, molibdenita, tetraedrita-tennantita e boulangerita. Estudo inclusões fluidas em greisen, topazito, veio de quartzo e vênulas e miárolos tardios revelaram fluidos pertencentes ao sistemas NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O e NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, de salinidade moderada a baixa (1 a 12,2 eq. %NaCl em peso) e com diminuição progressiva das temperaturas de homogeneização total das fases iniciais para as fases tardias de mineralização.

**Palavras-chave:** Província Estanífera de Rondônia, depósito Morro Potosi, greisens, inclusões fluidas.

## ABSTRACT

The Potosi Hill polymetallic deposit (Sn, W, Zn, Cu, Pb), located in Itapuã do Oeste, in the northern region of Rondônia State, was the first primary tin deposit discovered in Rondônia Tin Province, in 1977. In 1987 8000 t Sn only in its first 55 meters deep. The deposit is characterized as a breccia exogreisen body, with approximately 170 m deep, formed on the basement gneiss rocks (Jamari Complex). Mineralization is associated with greisens, microgranite, topazite, quartz veins and late miarolitic cavities and veinlets. The first mineralization stage is characterized by disseminated cassiterite in greisens consisting of quartz, muscovite, sericite and topaz, with fluorite, tantaliferous rutile, zircon, monazite and Bi and W oxide as accessory minerals. The second phase comprises microgranite dikes and veins with disseminated cassiterite, which crosscut the gneiss and constitute the matrix of a breccia with fragments of gneiss. Topazite dikes and veins with disseminated cassiterite crosscut the gneiss and the greisen and constitute the matrix of breccias with fragments of size and varied formats. Quartz veins and veinlets crosscut the previous rocks. They have muscovite, topaz, cassiterite, wolframite, sphalerite, chalcopyrite and pyrite as main accessories, as well as subordinate amounts of galena, arsenopyrite and stannite. Late miarolitic cavities and veinlets occur as the last stage of mineralization. They consist of different proportions of quartz, fluorite, muscovite, calcite, zeolite, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, dickite, kaolinite and other clay minerals, as well as minor proportions of cassiterite, galena, arsenopyrite, stannite, cobalt, rutile, covellite, native bismuth, hematite, molybdenite, tetrahedrite-tennantite and boulangerite. Fluid inclusion studies in greisen, topazite, quartz veins and late miarolitic cavities recognized the fluid systems NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O and NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, with moderate to low salinity (1 to 12.2 wt. %NaCl) and with progressive reduction of total homogenization temperatures from the initial phases to the late mineralization phases.

**Keywords:** Rondonia Tin Province, Potosi Hill deposit, greisens, fluid inclusions.

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>11</b>
1.1	Apresentação do tema e objetivos da pesquisa .....	11
1.2	Justificativa.....	11
1.3	Localização da área de estudo e vias de acesso.....	12
1.4	Aspectos fisiográficos .....	13
1.4.1	Relevo .....	13
1.4.2	Vegetação .....	13
1.4.3	Clima .....	14
1.4.4	Hidrografia .....	14
1.4.5	Solo .....	14
1.5	Materiais e métodos de trabalho .....	15
1.5.1	Pesquisa bibliográfica .....	15
1.5.2	Inventário e triagem do material de estudo .....	15
1.5.3	Descrição de testemunhos de sondagem .....	15
1.5.4	Estudos petrográficos convencionais .....	15
1.5.5	Microscopia eletrônica de varredura (MEV).....	16
1.5.6	Estudos de inclusões fluidas .....	16
1.6	Revisão bibliográfica .....	17
1.6.1	Sobre os depósitos do tipo greisen.....	17
1.6.2	Sobre o mecanismo de formação de greisens, brechas e veios hidrotermais .	20
1.6.3	Sobre o depósito Morro Potosi .....	21
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>26</b>
2.1	Cráton Amazônico .....	26
2.2	Margem Sudoeste do Cráton Amazônico .....	29
2.3	Província Estanífera De Rondônia.....	31
2.3.1	Complexo Jamari .....	32



2.3.2	Intrusões Graníticas Meso-Neoproterozóicas.....	33
2.3.2.1	Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606 - 1532 Ma).....	34
2.3.2.2	Suíte Intrusiva Rio Crespo (1500 Ma) .....	35
2.3.2.3	Suíte Intrusiva Santo Antônio (1406 Ma) .....	35
2.3.2.4	Suíte Intrusiva Teotônio (1387 Ma).....	35
2.3.2.5	Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346 - 1338 Ma).....	36
2.3.2.6	Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1314 - 1309 Ma) .....	36
2.3.2.7	Suíte Intrusiva Santa Clara (1082 – 1074 Ma) .....	37
2.3.2.8	Suíte Granitos Últimos de Rondônia (998 - 974 Ma) .....	38
2.3.3	Formação Nova Floresta .....	39
2.3.4	Formação Palmeiral .....	39
<b>3</b>	<b>GEOLOGIA DO DEPÓSITO MORRO POTOSI.....</b>	<b>40</b>
3.1	Introdução .....	40
3.1.1	Complexo Jamari .....	40
3.1.2	Sistemas mineralizados do depósito Morro Potosi .....	43
3.1.2.1	Greisen.....	43
3.1.2.2	Microgranito .....	48
3.1.2.3	Topazito.....	50
3.1.2.4	Veios e vênulas de quartzo .....	53
3.1.2.5	Vênulas e miárolas tardios .....	55
<b>4</b>	<b>INCLUSÕES FLUIDAS.....</b>	<b>61</b>
4.1	Introdução .....	61
4.2	Classificação das Inclusões Fluidas.....	61
4.2.1	Quanto à origem das inclusões fluidas.....	62
4.2.2	Quanto à composição e ao número de fases .....	62
4.2.3	Quanto à morfologia .....	62
4.3	Grau de Preenchimento.....	63
4.4	Assembleia de Inclusões Fluidas (Fluid Inclusion Assemblage – FIA) .....	63

4.5	Microtermometria .....	64
4.6	Inclusões fluidas do depósito Morro Potosi .....	64
4.6.1	Características petrográficas .....	65
4.6.1.1	Greisen.....	65
4.6.1.2	Topazito.....	65
4.6.1.3	Veios de quartzo .....	66
4.6.1.4	Vênulas e miárolos tardios .....	68
4.6.2	Microtermometria .....	68
4.6.2.1	Greisen.....	70
4.6.2.2	Topazito.....	77
4.6.2.3	Veios de quartzo .....	82
4.6.2.4	Vênulas e Miárolos Tardios.....	87
4.7	O regime de fluidos e as condições P-T de aprisionamento dos fluidos atuantes no depósito Morro Potosi .....	94
<b>5</b>	<b>DISCUSSÕES.....</b>	<b>97</b>
5.1	Geologia do depósito Morro Potosi .....	97
5.2	Regime de fluidos .....	101
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>102</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>104</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação do tema e objetivos da pesquisa

O depósito polimetálico Sn (W, Zn, Cu, Pb) Morro Potosi, localizado na Província Estanífera de Rondônia (PER), foi um dos primeiros depósitos primários de estanho descobertos na região, em 1977. As atividades de lavra iniciaram em 1981 e cessaram em 1987, sendo lavrados apenas os seus primeiros 55 metros de profundidade, que continha originalmente em torno de 8000 t de estanho em teores de 0,9% Sn e 0,12% W. Ao redor do morro foram explorados depósitos aluvionares e coluvionares, principalmente a leste e nordeste.

A descoberta aumentou o interesse no estudo dos depósitos primários da PER, que até então eram pouco conhecidos e ofuscados pela exploração dos depósitos secundários do tipo *placer* pela indústria mineira e por garimpeiros.

Este trabalho tem como principal objetivo promover a compreensão da gênese e evolução do depósito Morro Potosi, com base em três temáticas principais:

- Caracterização dos tipos litológicos ocorrentes no depósito por meio de descrições macroscópicas e petrográficas;
- Caracterização da paragênese mineral de greisens, microgranito, topazito, veios de quartzo e vênulas e miárolos tardios de quartzo e fluorita;
- Definição da composição, condições de pressão e temperatura, salinidade e densidade dos fluidos hidrotermais formadores do depósito a partir do estudo de inclusões fluidas;

## 1.2 Justificativa

Os trabalhos publicados sobre o depósito Morro Potosi são escassos e abordam sobre a geologia, mineralogia e geocronologia, portanto este trabalho permitirá uma melhor compreensão da gênese e evolução do depósito. Além disso, a Província Estanífera de Rondônia é a segunda maior região produtora de estanho do país, atrás apenas da Província Mineral do Mapuera, que tem suas principais jazidas de estanho localizadas no Estado do Amazonas. Portanto, a análise da geologia, das paragêneses minerais e das inclusões fluidas são ferramentas importantes para o entendimento e prospecção de outros depósitos primários de estanho que ocorrem na região, bem como em quaisquer áreas afins em outras partes do mundo que possam exibir características genéticas similares às identificadas no depósito.

É importante ressaltar que a busca por conhecimento a partir da pesquisa científica já é, por si só, pretexto suficiente para a realização deste trabalho, além de ser o motor da vida

universitária. Recentemente, têm aflorado discussões acerca do papel da universidade pública e da produção científica no país, e é impossível não se atentar para o viés utilitarista que tem permeado alguns debates. No Brasil, a pós-graduação *stricto sensu* tem como um dos principais objetivos a formação de pesquisadores, cujas bases são a familiarização com métodos científicos que aplicam em suas pesquisas, portanto a pesquisa científica na universidade não deve estar condicionada a uma finalidade prática imediata, o que leva ao engessamento e desaparecimento do progresso científico. Essa concepção não exclui a relevância e o mérito de pesquisas voltadas para alguma utilidade (OLIVEIRA, 2017).

### 1.3 Localização da área de estudo e vias de acesso

O depósito Morro Potosi está localizado no município de Itapuã do Oeste, na região norte do Estado de Rondônia, distante cerca de 125 km a sudeste da cidade de Porto Velho e próximo à interseção do paralelo  $9^{\circ} 16' S$  com o meridiano  $62^{\circ} 52' W$  (Figura 1.1). Está contida na porção oeste da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), na escala 1:250 000 (CPRM, 2011). O acesso à mina é feito através da rodovia BR-364 Porto Velho-Cuiabá até o km 106, do qual segue-se por aproximadamente 40 km em estradas particulares de companhias de mineração, passando pelas minas de Santa Bárbara e Jacundá (Figura 1.2).

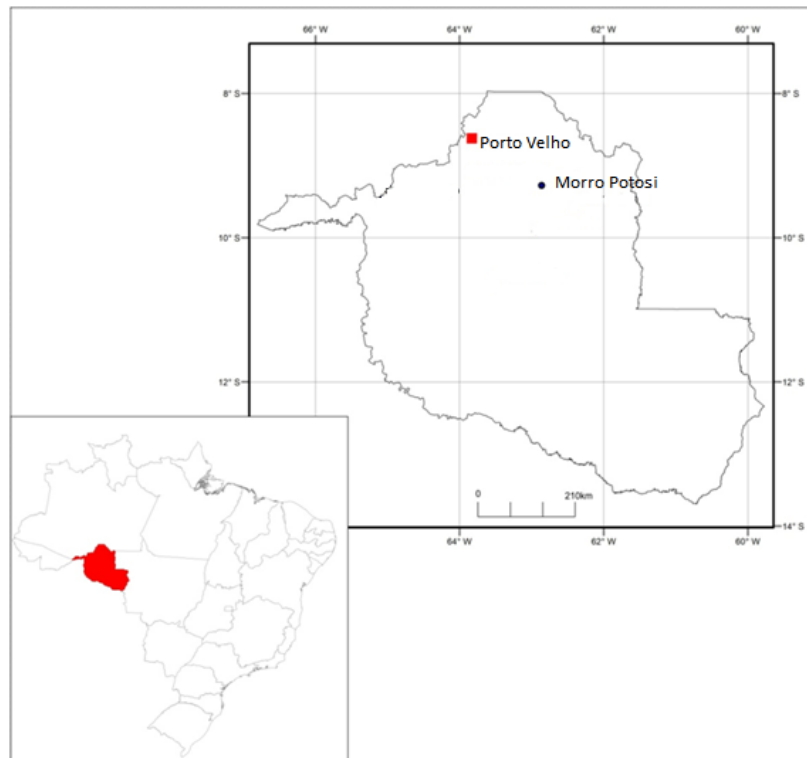


Figura 1.1: Localização geográfica do depósito Morro Potosi, no Estado de Rondônia.



Figura 1.2: Mapa de acesso ao depósito Morro Potosi, com a localização das cidades mais próximas.

## 1.4 Aspectos fisiográficos

### 1.4.1 Relevo

Segundo Dantas & Adamy (2010), o território rondoniano pode ser dividido em nove domínios geomorfológicos: Planície Fluvial dos rios Madeira-Mamoré-Guaporé; Depressão do rio Guaporé; Tabuleiros da Amazônia Centro-Occidental; Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia; Planaltos Dissecados do Sul da Amazônia; Planaltos Sedimentares do Sul da Amazônia; Planalto dos rios Roosevelt-Aripuanã; Depressão Pimenta-Bueno; e Planalto e Chapada dos Parecis. A área de estudo localiza-se no domínio de Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia, que recobre grande parte da porção central e do norte de Rondônia. Apresenta cotas que variam de 100 a 300 m e caracteriza-se por extensas áreas aplainadas, levemente esculpidas pela rede de drenagem, que por vezes são desfeitas em relevo colinoso de baixa amplitude de relevo. Estas áreas são frequentemente recobertas por coberturas lateríticas que formam baixos platôs. Feições residuais como *inselbergs* e pequenas cristas situados em meio às superfícies aplainadas são comuns.

### 1.4.2 Vegetação

Situado em uma área de transição entre os domínios geomorfológicos Brasil Central e Amazônico, o Estado de Rondônia congrega 3 biomas principais: Floresta Amazônica, Pantanal e Cerrado. A composição vegetal pode ser agrupada em 8 tipologias: Floresta Ombrófila Aberta; Floresta Ombrófila Densa; Floresta Estacional Semidecidual ou Subcaducifólia; Floresta de Transição ou Contato; Cerrado; Formação Pioneira; Campinarana; e Umirizal. O

Morro Potosi está localizado no domínio da Floresta Ombrófila Aberta, que é o tipo de floresta dominante no estado e recobre cerca de 55% de sua área total (RONDÔNIA, 2002).

### **1.4.3 Clima**

O Estado de Rondônia não sofre grandes influências do mar ou da altitude. O clima é classificado como tropical quente e úmido, sem considerável variação na amplitude anual mas com significativa variação na amplitude térmica diurna durante o inverno, que se refletem em um período chuvoso durante os meses de outubro a abril e um período seco durante o inverno, nos meses de junho, julho e agosto. Maio e setembro são meses de transição. A média anual de temperatura do ar varia entre 24 e 26 °C e a média anual de precipitação pluvial, entre 1400 e 2500 mm, sendo que mais de 90% desta ocorre durante a estação chuvosa. Durante o inverno, a amplitude a média de temperatura é superior a 18 °C, enquanto que a média de precipitação pluvial é inferior a 20 mm/mês (RONDÔNIA, 2002).

### **1.4.4 Hidrografia**

A rede hidrográfica de Rondônia faz parte da bacia Amazônica, a maior bacia hidrográfica do planeta. É caracterizada como densa e perene, e composta pelo rio Madeira, seus canais distributários e os lagos de várzea que interagem com os rios. Os principais rios do estado são, além do rio Madeira, os rios Machado (ou Ji-Paraná), Mamoré, Guaporé e Jamari. Este último, com 563 km de extensão, é o que está situado mais próximo à área de estudo e possui o maior lago artificial do estado devido à construção da barragem da hidrelétrica de Samuel (RONDÔNIA, 2002).

### **1.4.5 Solo**

Os principais tipos de solo encontrados no Estado de Rondônia são latossolos, argissolos, neossolos, gleissolos e cambissolos. Na área de estudo predominam latossolos amarelos, caracterizados por serem bem desenvolvidos. São solos profundos (1 a 2 m) ou muito profundos (>2 m), bem drenados, com pouca variação de textura e cor em suas camadas superficiais e subsuperficiais, geralmente ácidos e com maior resistência aos processos erosivos (RONDÔNIA, 2002).

## **1.5 Materiais e métodos de trabalho**

Este trabalho foi desenvolvido em 5 etapas: 1) pesquisa bibliográfica; 2) inventário e triagem do material de estudo; 3) descrição de testemunhos de sondagem; 4) estudos petrográficos (convencionais e por microscopia eletrônica de varredura); 5) estudos de inclusões fluidas (petrografia e microtermometria).

### ***1.5.1 Pesquisa bibliográfica***

A primeira etapa de trabalho consistiu na pesquisa, leitura e documentação de trabalhos sobre a geologia regional e local da área de estudo e sobre depósitos estaníferos do tipo greisen e granitos associados de outras partes do mundo. Trabalhos que envolvem estudos petrográficos e estudos de inclusões fluidas relacionados com o tema de estudo foram selecionados, com o objetivo de familiarização com o tema e com as técnicas posteriormente utilizadas para o desenvolvimento da pesquisa.

### ***1.5.2 Inventário e triagem do material de estudo***

O material utilizado neste trabalho foi fornecido pelo orientador. Os testemunhos de sondagem estavam estocados em caixas na litoteca do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP – *campus* Rio Claro, e foram reorganizados de acordo com as litologias ocorrentes no depósito de estudo. Aproximadamente 233 fragmentos de testemunhos de sondagem foram inventariados e os mais representativos foram escolhidos para descrições macroscópicas e confecção de lâminas polidas em uma e duas faces.

Cerca de 62 lâminas e 2 seções polidas foram previamente fornecidas pelo orientador e também passaram por processo de triagem, resultando na seleção de 47 lâminas para estudos petrográficos detalhados.

### ***1.5.3 Descrição de testemunhos de sondagem***

Os testemunhos de sondagem selecionados foram descritos macroscopicamente com o auxílio de lupa de bolso com aumento 30X, para identificação dos tipos litológicos e suas relações de contato, com o objetivo de se estabelecer uma relação cronológica entre eles.

### ***1.5.4 Estudos petrográficos convencionais***

Foram analisadas 49 lâminas delgadas polidas e seções polidas consideradas representativas dos litotipos presentes no depósito. As análises foram feitas com o auxílio de microscópio petrográfico binocular de marca ZEISS, modelo Axioscop, com lentes objetivas

de 10, 20 e 50 e 100x, no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do IGCE da UNESP - *campus* Rio Claro, em luz transmitida e refletida. As fotomicrografias foram obtidas por máquina CANON modelo EOS 5D MARK II, com zoom de 4x acoplada ao microscópio.

Esta etapa teve como objetivo a descrição das associações minerais e seus arranjos texturais, bem como a determinação da composição modal e classificação dos greisens a partir da contagem dos seus principais minerais constituintes. Os resultados da contagem foram plotados no diagrama Q - T+F - M de Kuhne *et al.* (1972, em Stemprok, 1987) (Figura 1.4).

### **1.5.5 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)**

Para investigação mais refinada dos minerais acessórios e de inclusões minerais, algumas lâminas delgadas foram selecionadas para análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV), que permite a identificação de fases minerais não observáveis em microscópio petrográfico convencional. O material foi analisado em MEV modelo JEOL-JSM-6010LA, com aceleração de voltagem 20 kV para obtenção de imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BSE) (*work distance*: 10 mm, *spot size*: 50 e 10 Pa), e detector EDS (*Energy Dispersive x-ray Spectrometer*) acoplado para identificação dos elementos constituintes da amostra. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista, *campus* de Rio Claro.

### **1.5.6 Estudos de inclusões fluidas**

A petrografia e microtermometria das inclusões fluidas foram realizadas em 5 lâminas delgadas bipolidas, sendo 2 de greisens, 1 de topazito, 1 de veio de quartzo e 1 de vênulas e miárolos tardios, em cristais de quartzo e topázio. Foi utilizado microscópio petrográfico convencional com lentes objetivas de 10, 20, 50, e 80x, equipado com platina adaptada de aquecimento/resfriamento marca Linkam, modelo THMS600, conectada a uma unidade controladora de temperatura de marca Linkam, modelo TMS 92, e a um sistema de circulação de nitrogênio líquido de marca Linkam, modelo LNP1. O equipamento foi calibrado com inclusões fluidas sintéticas SYN FLYNC para a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> (-56,6°C), da composição eutética dos sistemas H<sub>2</sub>O-NaCl (-21,2°C) e H<sub>2</sub>O-KCl (10,7°C) e para a temperatura de fusão e ponto crítico da H<sub>2</sub>O (0°C e 374,1°C). As análises foram feitas no



Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP – *campus* Rio Claro.

O principal objetivo dos estudos das inclusões fluidas foi caracterizar a composição e as condições físico-químicas de aprisionamento dos fluidos mineralizadores.

## 1.6 Revisão bibliográfica

### 1.6.1 *Sobre os depósitos do tipo greisen*

A maioria dos depósitos primários de estanho do mundo ocorre associada a rochas graníticas altamente evoluídas, que se alojam na crosta terrestre na forma de intrusões. É comum que estas intrusões constituam suítes graníticas que se formaram em épocas distintas e façam parte de extensos batólitos complexos. Em geral, os granitos mineralizados a estanho correspondem às últimas intrusões destes batólitos, mais jovens, formadas durante os estágios finais de processos orogênicos, pós-orogênicos e/ou anorogênicos. Há inúmeros exemplos deste tipo de ocorrência ao redor do mundo: o batólito de New England, Austrália, de idade permo-triássica, cujas mineralizações estão associadas apenas às intrusões mais jovens datadas do Triássico; intrusões graníticas associadas à orogenia hercínico-variscana, na Europa Central, que são subdivididas em uma suíte antiga ( $310 \pm 14$  Ma) e uma suíte jovem ( $291 \pm 7$  Ma –  $285 \pm 4$  Ma), sendo que apenas nesta última ocorrem mineralizações de estanho; na Fenoscândia, nas áreas com ocorrência de granitos rapakivi de idade 1650-1450 Ma, a mineralização estanífera está associada apenas às fases tardias; no Brasil, na Província Estanífera de Rondônia, localizada a sudoeste do Cráton Amazonas, depósitos estaníferos estão associados a três suítes graníticas mais jovens de um total de sete que se manifestaram ao longo do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (BESANG *et al.*, 1976; HAAPALA, 1977; SHAW & FLOOD, 1981; PLIMER, 1987; BETTENCOURT *et al.*, 1999). Associados à cúpula destas intrusões podem ocorrer diversos tipos de depósito e estilos de mineralização (Figura 1.3): skarns, pegmatitos, sistemas de veios e stockworks e greisens.

A origem destes depósitos parte de um cenário onde tem-se o alojamento de corpos ígneos graníticos tipo S, derivados da fusão de metassedimentos (CHAPPELL & WHITE, 1974), ou tipo A, anorogênicos (PITCHER, 1983), a grande profundidade na crosta ( $> 2$  km), que formam fluidos magmático-hidrotermais constituídos por água, voláteis, sais e metais dissolvidos, expelidos pela intrusão e que se misturam à água e vapor das rochas encaixantes. À medida que a intrusão se resfria, forma-se um sistema de convecção que recicla e desloca os fluidos existentes (que contêm metais em solução) em direção à superfície. A cristalização dos

granitos parte das bordas para o interior da intrusão, o que leva a formação de uma carapaça selante que permite o posterior aprisionamento de fluidos e, conseqüentemente, crescente pressão de fluidos, que aumenta com o aumento da cristalização. Posteriormente, os metais precipitam e formam os minérios e os corpos mineralizados associados às zonas de alteração hidrotermal, que correspondem às zonas de rochas alteradas pelos fluidos quentes (Figura 1.3.) (BIONDI, 1986; 2003, PLIMER, 1987).

Plimer (1987) destaca que são comuns diques, enxames de diques ou massas irregulares de microgranitos que cortam granitos mineralizados a estanho e rochas adjacentes. Estes microgranitos representam fases tardias que intrudem as rochas hospedeiras.

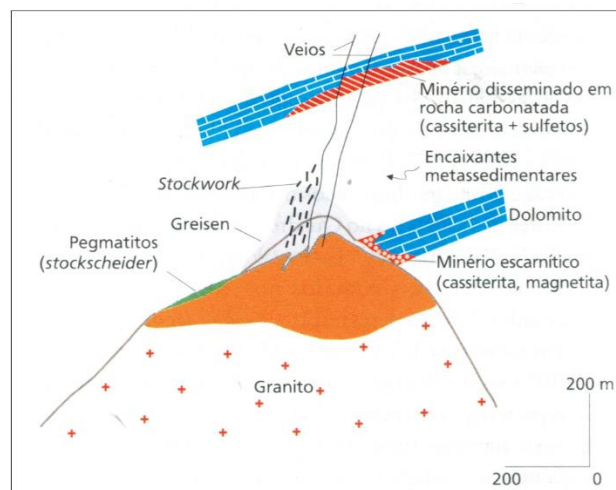


Figura 1.3: Seção esquemática de modelo genético de depósitos associados a plutões graníticos co-genéticos, de derivação sedimentar, tipo S (Fonte: Biondi, 2003).

O processo de formação dos greisens se dá através da alteração metassomática, pós-magmática e de alta temperatura (500-300 °C), em geral com pressão entre 0,5 e 2,5 kb, realizada por soluções residuais ácidas ricas em sílica e voláteis derivadas de magmas graníticos. Esta alteração leva a mudanças na composição mineralógica de rochas em diversos estágios após a colocação e o resfriamento das intrusões. A greisenização ocorre tipicamente associada a magmas altamente fracionados que intrudiram a crosta a profundidades de 1,5 a 5 km, limitada às cúpulas graníticas e em suas zonas de contato com rochas adjacentes. Pode ser pervasiva, quando disseminada por todo o corpo rochoso, ou confinada, quando controlada por sistemas de juntas e falhas (SHCHERBA, 1970; STEMPROK, 1987).

Durante a greisenização, minerais primários como biotita, feldspato potássico e plagioclásio tornam-se instáveis, decompõem-se e são substituídos por agregados de micas,

quartzo e topázio, minerais essenciais formadores de greisens. Fluorita, turmalina, cassiterita, wolframita, albita, pirita, etc são os minerais secundários mais comuns. A forma original do mineral tende a ser preservada, e com o decorrer da substituição mineral esta tendência é perdida. Em rochas com diferenças significativas de tamanhos de cristais, os cristais menores tendem a se alterar antes dos cristais maiores. Assim, em rochas porfiríticas a matriz se altera antes dos fenocristais (STEMPROK, 1987).

Devido à decomposição de plagioclásio e álcali-feldspato, há uma significativa perda de Na. Pode ocorrer perda ou ganho de K, a depender do tipo de mica que compõe a rocha. O ganho ou perda de sílica e alumina dependem das mudanças mineralógicas do greisen: em greisens ricos em quartzo, há ganho de sílica; em greisens ricos em topázio e mica, há ganho de alumina. Elementos como Sn, W, F, B, Mo, Ta, Nb, Bi, Li e Be são mobilizados e concentrados (PIRAJNO, 1987; STEMPROK, 1987).

A estrutura de greisens é, em geral, maciça ou porosa, mas também pode se manifestar de forma bandada, laminada, mosqueada ou brechada. As texturas de greisens também é variável: pode ser grano-pórfiro-heterogranoblástica, lepidoblástica, glomeroblástica, entre outras (SHCHERBA, 1970).

A geometria dos corpos de greisen é variável. Em geral, ocorrem na forma de veios, *stockworks*, lentes, *pipes*, além de formas anelares e irregulares. É comum serem constituídos por uma parte maciça, espacialmente relacionada aos plutões graníticos, onde o minério ocorre disseminado e de baixo teor, e por uma parte filonar, situada acima da parte maciça e representada por filões de greisen que podem estar espacialmente associados às encaixantes do plutão, onde o teor de minério atinge maiores proporções. Veios e vênulas de quartzo mineralizados ocorrem comumente associados, bem como diques de aplitos, pegmatitos, skarns, carbonatos e outros metassomatitos (SHCHERBA, 1970; BIONDI, 1986).

O zoneamento lateral demarcado pelos minerais é outra característica comum em depósitos do tipo greisen. Zonas das porções centrais da intrusão podem ser definidas por greisens ricos em topázio, quartzo ou mica, que gradam para zonas intermediárias compostas por quartzo, topázio e mica ou quartzo e mica e por fim para as bordas caracterizadas por rochas primárias parcialmente greisenizadas (SHCHERBA, 1970).

A classificação de greisens pode ser feita a partir de critérios qualitativos ou quantitativos. A classificação qualitativa é feita com base em seus principais minerais constituintes (SHCHERBA *et al.*, 1964): os principais minerais precedem o nome da rocha, e a

sequência dos nomes dos minerais representa a quantidade relativa destes minerais no greisen (ex.: quartzo-mica greisen; quartzo-topázio greisen).

A classificação quantitativa foi elaborada por Kühne *et al.* (1972, em STEMPROK, 1987) e é feita com base no diagrama abaixo (Figura 1.4), que denomina de quartzo greisen, mica greisen e topázio greisen os greisens com mais de 85% de quartzo, de mica ou de topázio, respectivamente. Os greisens com mais de 50% de quartzo sempre terão o adjetivo quartzo no nome, enquanto que os greisens com menos de 50% de quartzo terão o nome de outros constituintes.

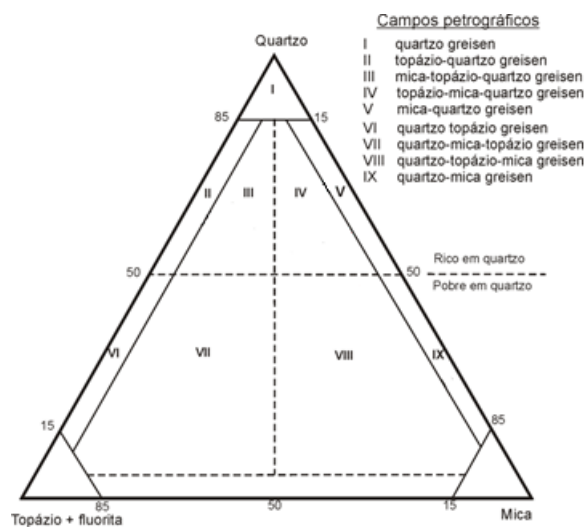


Figura 1.4: Diagrama de classificação quantitativa de greisens elaborado por Kühne *et al.* (1972, em STEMPROK, 1987).

### 1.6.2 Sobre o mecanismo de formação de greisens, brechas e veios hidrotermais

Segundo Plimer (1987), a origem de greisens, sistemas de veios e brechas está condicionada à interação de 3 fatores principais: pressão de fluidos exsolvidos do magma residual ( $P_{in}$ ), eixo de tensão mínima ( $P_3$ ) e tensão de ruptura da carapaça selante ( $t$ ). Os fluidos podem ser aprisionados no interior da cúpula destes granitos, encapsulados por uma carapaça selante desenvolvida na parte superior da cúpula. A carapaça permite a concentração e aprisionamento dos fluidos em uma armadilha estrutural dentro da cúpula.

A formação de greisen ocorre se  $P_{in} < P_3 + t$ , o que significa que a pressão de fluidos não será suficiente para fraturar a carapaça selante e as rochas encaixantes. Isto ocorre quando a quantidade de fluidos é escassa ou quando a intrusão granítica não se aloja em níveis crustais muito rasos, o que deixa a  $P_{in}$  muito baixa. Neste casos, os fluidos permanecem aprisionados

por um longo período de tempo, o que leva ao cozimento da cúpula granítica por seus próprios fluidos e conseqüentemente a alterações pós-magmáticas (PLIMER, 1987).

Diferentemente dos greisens, quando a quantidade de fluidos é alta e estes permanecem por pouco tempo aprisionados, são geradas brechas hidrotermais e sistemas de veios, a depender da intensidade da pressão de fluidos. A acumulação destes fluidos nas cúpulas graníticas gera sobrepressão, que acarreta no rompimento da carapaça selante. Este rompimento acarreta na diminuição súbita da sobrepressão fluidal e a sua liberação repentina e explosiva, o que leva à formação de brechas hidrotermais. Quando a liberação ocorre de forma mais amena, os fluidos percolam fraturas extensionais e desta maneira formam-se sistemas de veios (PLIMER, 1987; LAZNICKA, 1989) (Figura 1.5).

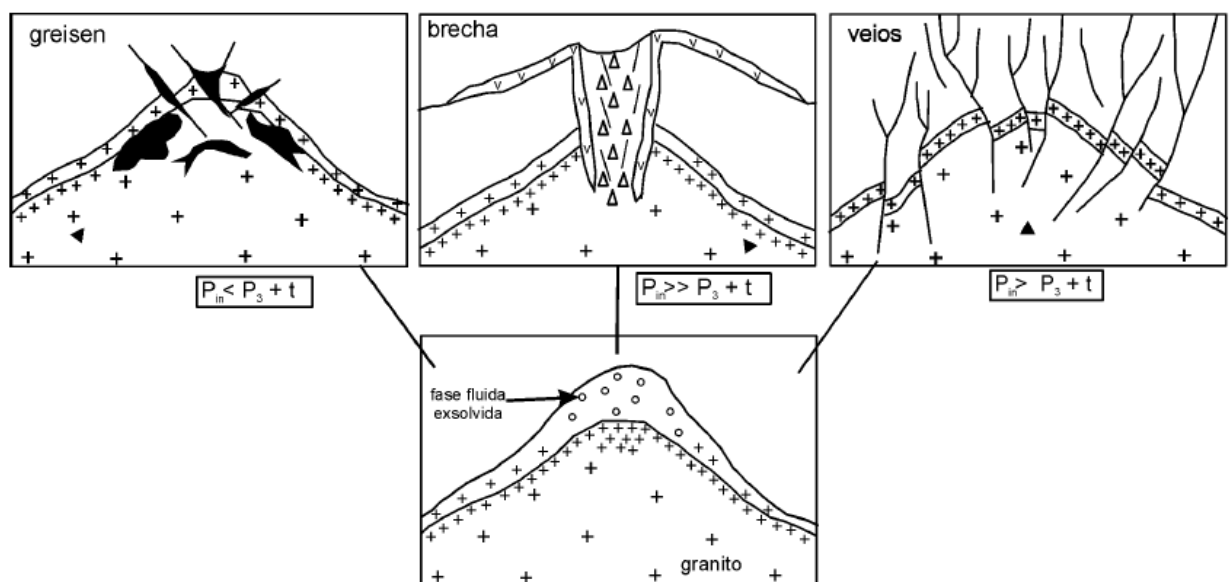


Figura 1.5: Mecanismos de formação de greisens, brechas e veios hidrotermais.  $P_{in}$  = pressão da fase fluida;  $P_3$  = componente de tensão mínima;  $t$  = tensão de ruptura da rocha encaixante (Nascimento, 2010, modificado de Plimer, 1987).

### 1.6.3 Sobre o depósito Morro Potosi

O conhecimento sobre a geologia, petrografia e geocronologia do depMorro Potosi deve-se aos trabalhos de Korpershoek *et al.* (1980), Yokoi *et al.* (1987) e Bettencourt *et al.* (2005b). Korpershoek *et al.* (1980) descrevem o depósito Morro Potosi como uma elevação de 40 m com forma cônica, topo arredondado e base ligeiramente ovalada, de dimensões 220 x 280 m, com seu eixo maior de direção NNE. O corpo é definido como um exogreisen brechado

que atinge pelo menos 178 m de profundidade, resultante da ação de fluidos que ascenderam ao longo de fraturas e diáclases até entrarem em contato com biotita-hornblenda gnaiss do Complexo Jamari. Yokoi *et al.* (1987) o caracterizam como um corpo que contém mineralizações de estanho e tungstênio, na forma de um *pipe* brechado, subvertical, que intrude o biotita-hornblenda gnaiss ao longo do Lineamento Figueroa, este último de direção NE-SW. O depósito Morro Potosi está localizado exatamente na confluência entre este lineamento e o Lineamento NW, que possui menor extensão e direção NW-SE (Figura 1.6).

A geologia do depósito Morro Potosi tem como constituintes principais intercalações entre greisen quartzo-topázio muscovítico e gnaiss muito subordinado. Em profundidade as intercalações aumentam em frequência e volume, e o limite inferior do corpo de greisen foi determinado a partir do momento em que o gnaiss passa a predominar. Estes litotipos ocorrem brechados e fragmentados por veios e diques discordantes de rochas afaníticas, centi a decimétricos, de cor branca a rosa pálida, identificadas como microgranito e topazito (KORPERSHOEK *et al.*, 1980; TAMBORIM *et al.*, 2007). Segundo Korpershoek *et al.* (1980), o topazito é constituído por topázio, quartzo e muscovita, com cassiterita e, mais raramente, berilo, como acessórios.

Yokoi *et al.* (1987) distinguem em campo 4 fácies de greisen que indicam alteração metassomática progressiva do gnaiss hospedeiro:

- Cassiterita greisen (> 1% Sn): greisen brechado de matriz topazítica com cassiterita substituindo minerais máficos nos fragmentos de gnaiss, o que indica que o processo de greisenização ocorreu antes da brechação. O corpo original possuía forma de cone, com 30 m de profundidade e mergulhava 20°-30° na direção SW. A mineralização possuía zoneamento com valores que partiam de 1% Sn nas bordas do cone e gradavam para valores acima de 10% Sn no centro.
- Muscovita greisen (0,5% Sn - 1% Sn): greisen brechado de matriz topazítica, que ocorre adjacente ao cassiterita greisen e nas bordas dos veios de quartzo. Os fragmentos em meio a matriz possuem coloração verde, são foliados e constituídos por quartzo e principalmente muscovita. Seu contato com o cassiterita greisen é brusco enquanto que o contato com o quartzo-mica greisen é gradacional.
- Quartzo-mica greisen (0,3% Sn – 0,5% Sn): greisen brechado na forma de fragmentos que predominam sobre matriz topazítica. Fragmentos de gnaiss alterado também ocorrem em meio à matriz. Seu contato com o quartzo greisen é gradacional.

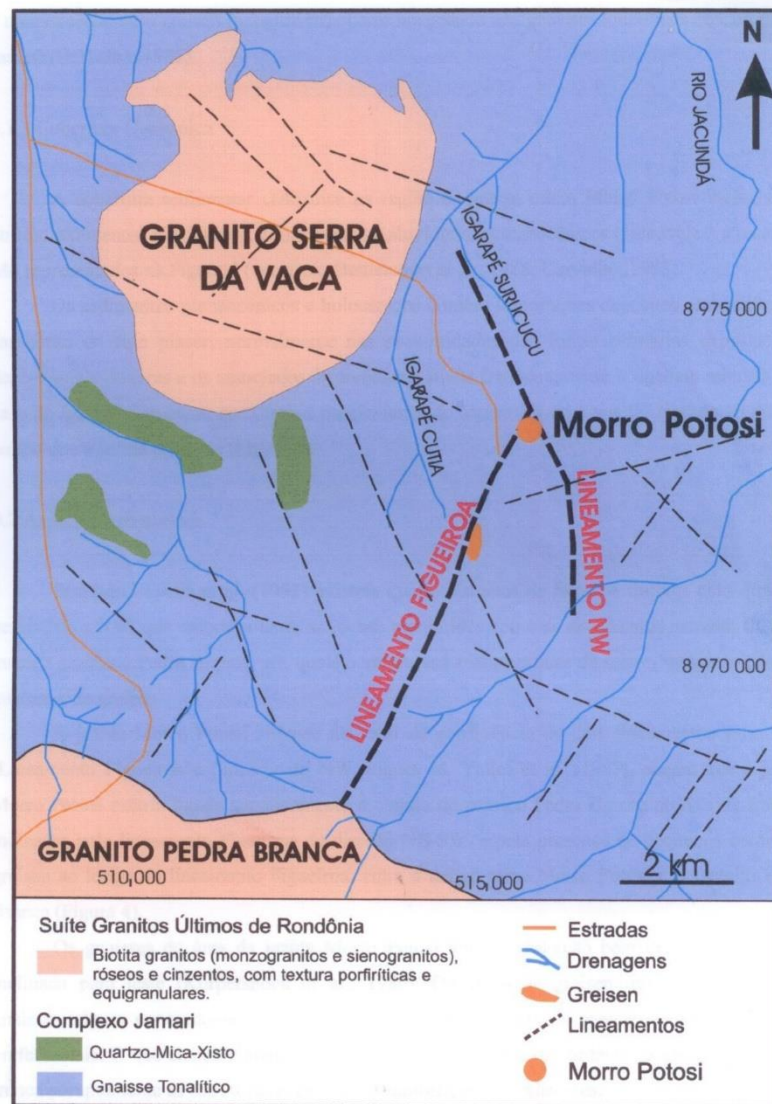


Figura 1.6: Mapa geológico da região do Morro Potosi (Tamborim, 2007, modificado de Yokoi *et al.*, 1987).

- Quartzo greisen (0,005% Sn – 0,3% Sn): greisen brechado de coloração cinza, com pouca matriz topazítica e contendo fragmentos de gnaisse bem preservados. Ocorre nas bordas do corpo mineralizado e representa o estágio mais fraco de alteração e brechação.

Veios de quartzo contendo cassiterita e wolframita cortam os litotipos anteriores (YOKOI *et al.*, 1987). Miárolos e vênulas tardias constituídos por quartzo, fluorita, muscovita e sulfetos ocorrem como último estágio de mineralização. Korpershoek *et al.* (1980) apontam para a possibilidade de zoneamento inverso definido por uma assembleia mineral hidrotermal de menor temperatura, mais jovem, encontrada abaixo da zona de intemperismo, a 70 m de profundidade, composta por fluorita, calcopirita, esfalerita e pirita, além de galena, bornita e

covelita em quantidades subordinadas, que contrasta com a associação de alta temperatura mais antiga formada por topázio, cassiterita e wolframita. Manchas de limonita e pseudomorfos de pirita indicam que sulfetos ocorriam nas zonas próximas à cúpula do depósito. Veios decimétricos de rocha pegmatóide, composta por quartzo e feldspato, também foram identificados.

A princípio, acreditava-se que os fluidos emanaram de uma cúpula granítica em subsuperfície relacionada aos Granitos Últimos de Rondônia (998 – 974 Ma) (KORPERSHOEK *et al.*, 1980), ou do Granito Serra da Vaca, localizado 4 km a noroeste do depósito. Yokoi *et al.* (1987) propuseram que a fonte de mineralização teria se formado ao final da cristalização do granito Pedra Branca, localizado a sudoeste do Morro Potosi, e migrado ao longo do Lineamento Figueroa, na forma de um fluido rico em F e água, deficiente em B e contendo Sn e W. Os lineamentos Figueroa e NW teriam exercido controle estrutural sobre estes fluidos, levando à sua concentração na área exata onde o depósito se formou. Análises químicas para Cu, Pb, Zn, Sn e F, realizadas em ampla área em torno do depósito durante campanhas de prospecção regional indicaram uma forte anomalia de F sobre o depósito e confirmaram o elo entre Pedra Branca e Potosi, também ratificado pela presença de pequenos afloramentos isolados de greisen que ocorrem ao longo do lineamento. As brechas teriam se originado a partir da interação de sistemas de fraturamento hidráulico profundos, formados no momento da cristalização do granito, com a superfície ou com água meteórica, o que provocaria diminuição instantânea da pressão de confinamento e conseqüente ebulição e expansão explosiva de vapor (Figura 1.7).

Posteriormente, Bettencourt *et al.* (2005b), a partir de datações pelo método  $^{39}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  em muscovita de mica greisen, chegaram a idade de  $1053 \pm 3$ , o que permite correlacionar o depósito com a Suíte Intrusiva Santa Clara (1082 – 1074 Ma).



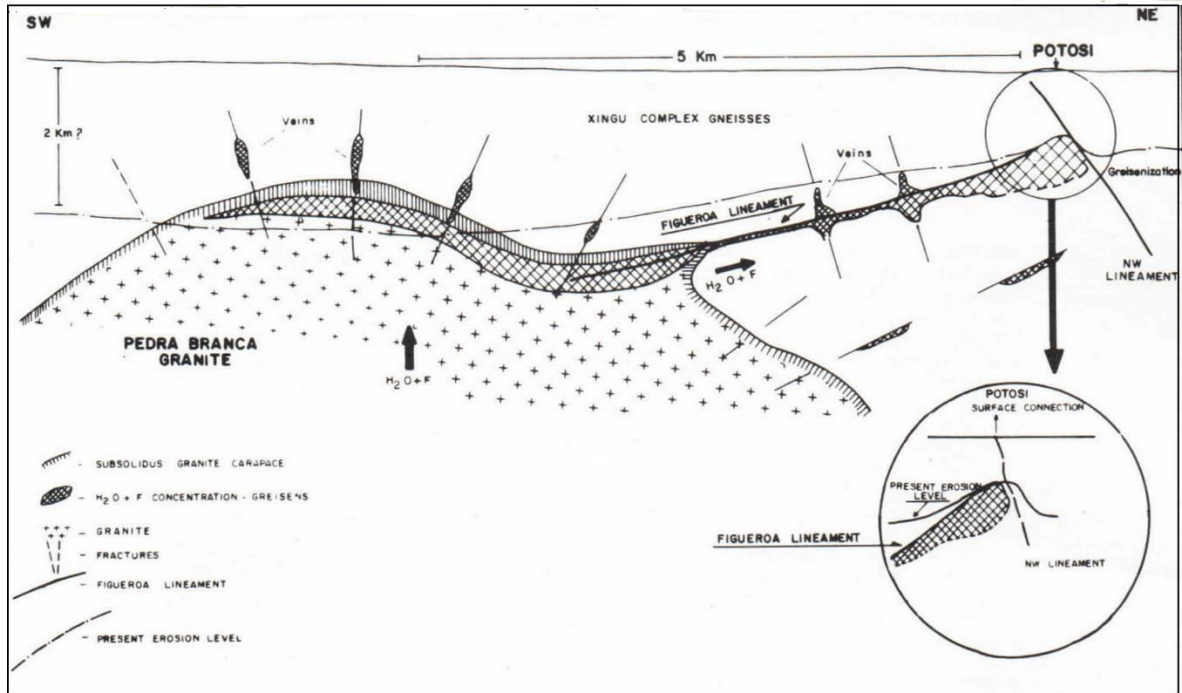


Figura 1.7: Modelo genético proposto para o depósito Morro Potosi (Yokoi et al., 1987).

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (ALMEIDA, 1978) está localizado na porção centro-norte da Plataforma Sul-Americana e é subdividido geograficamente em duas províncias: Província Tapajós e Província Rio Branco, separadas pela Bacia do Amazonas e que correspondem ao Escudo Guaporé e ao Escudo das Guianas, respectivamente. Com uma área de aproximadamente 4 400 000 km<sup>2</sup>, é um dos maiores crátons do mundo, recobrimdo grande parte dos estados do Amazonas, Pará, Rondônia, Acre, Roraima, Amapá, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, além de partes da Bolívia, Colômbia, Venezuela, Guiana, Guiana Francesa e Suriname. Limita-se a norte pela margem atlântica, a leste e sul por faixas móveis neoproterozóicas marginais geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (Paraguai-Araguaia-Tocantins) e a oeste por coberturas cenozoicas das bacias de antepaís subandinas (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003; HASUI *et al.*, 2014).

A formação e evolução do cráton ainda é cercada de controvérsias. Os dados disponíveis para uma região tão extensa são escassos e refletem a escassez de afloramentos, que são encontrados em forte estado de alteração e limitados pelas dificuldades de acesso proporcionadas por vegetação muito densa. Ainda assim, modelos evolutivos têm sido propostos e aperfeiçoados ao longo das últimas décadas.

A evolução geológica do Cráton Amazônico foi discutida com base em dois modelos principais: um de concepção fixista e outro de concepção mobilista, sendo este último o mais aceito atualmente. O modelo fixista é baseado em dados geofísicos, magnéticos e em interpretações de informações estruturais e propõe que núcleos granito-greenstone contíguos, de idade arqueana e delimitados por faixas colisionais (cinturões de cisalhamento), formavam uma macroestrutura. Estas faixas sofreram reativação ao longo de todo período geológico, inclusive no Fanerozóico. A articulação entre estes segmentos continentais era atribuída a estágios avançados de colisão continental, em que a interface crosta-manto incorporou forte movimentação. Estas feições exerceriam forte controle estrutural em toda região e teria refletido na formação de diversas bacias extensionais e estruturas associadas durante o Proterozóico e Fanerozóico (AMARAL, 1974; HASUI & ALMEIDA, 1985; COSTA & HASUI, 1991).

Amaral (1974), com base em dados geocronológicos obtidos a partir de datações K-Ar e Rb-Sr, subdividiu o cráton em três províncias geocronológicas: Amazônia Central, Ocidental e Oriental. Esta subdivisão deu sustentação para o desenvolvimento do modelo mobilista,

proposto inicialmente por Cordani *et al.* (1979), e desde então a evolução do Cráton Amazônico tem sido alvo de muitas discussões e aperfeiçoamentos até os dias atuais, inclusive abarcando proposições divergentes. O aprofundamento desta questão está fora do escopo deste trabalho, portanto uma descrição sucinta e que contempla alguns dos trabalhos mais recentes será dada a seguir.

O modelo mobilista sugere que a formação do cráton partiu de um núcleo mais antigo e estável, de idade arqueana, que sofreu processos de retrabalhamento crustal e acreção/colisão de material mais jovem durante o Proterozóico. Este regime de acreção/colisão se manifestou na forma de sucessivos arcos magmáticos que formaram faixas de rochas que podem ser correlacionadas com províncias geocronológicas. Estas províncias, de modo genérico, possuem orientação NW-SE, apresentam idades distintas, que diminuem progressivamente de nordeste para sudoeste do cráton e são diferenciadas segundo mudanças nos padrões geocronológicos, litológicos, geofísicos e estruturais das rochas constituintes de cada uma, além de seus limites coincidirem com importantes feições estruturais (TEIXEIRA *et al.*, 1989; CORDANI & BRITO NEVES, 1982; LITHERLAND *et al.*, 1986; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999, 2004; CORDANI & TEIXEIRA 2007; CORDANI *et al.*, 2009). A estabilização tectônica do Cráton Amazonas ocorreu por volta de 1,0 Ga, comportando-se como placa estável durante o desenvolvimento das faixas móveis neoproterozóicas.

Segundo modelos mais recentes de Tassinari & Macambira (2004) e Cordani & Teixeira (2007), as províncias foram denominadas Amazônia Central (> 2,30 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,20-1,90 Ga); Ventuari-Tapajós (1,90-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,50-1,30 Ga); e Sunsás ou Sunsás-Aguapeí (1,25-1,00 Ga) (Figura 2.1A).

Santos *et al.* (2000, 2008) apresentam um modelo aperfeiçoado com base em novas datações realizadas por métodos U-Pb e Sm-Nd e em mapas geológicos mais recentes, no qual são reconhecidas oito unidades distintas: Carajás e Imataca (3,10-2,53 Ga), que representam os núcleos arqueanos centrais; Transamazonas (2,25-2,00 Ga); Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga); Amazônia Central (1,88-1,70 Ga), definida como um prolongamento arqueano da Província Carajás que foi retrabalhado; Rio Negro (1,86-1,52 Ga); Rondônia-Juruena (1,76-1,47 Ga); Sunsás (1,33-0,99 Ga); e o cinturão de cisalhamento K'Mudku (1,10-1,33 Ga), uma estrutura de direção NE-SW que atravessa transversalmente pelo menos três províncias na região norte do cráton (Figura 2.1B).

A Província Maroni-Itacaiunas, de maneira oposta às demais, está localizada na porção NE do Província Amazônia Central e tem sua gênese relacionada ao Ciclo Orogênico Transamazônico (2,26-1,95). Portanto, enquanto que a margem NE do cráton a configuração era determinada por regime de colisão de massas continentais, a margem oposta era caracterizada por ambiente oceânico no qual sucediam-se processos de subducção de litosfera oceânica e aglutinação de arcos de ilhas, culminando na formação da Províncias Ventuari-Tapajós (CORDANI & TEIXEIRA, 2007; BETTENCOURT *et al.*, 2010; TEIXEIRA *et al.*, 2010).

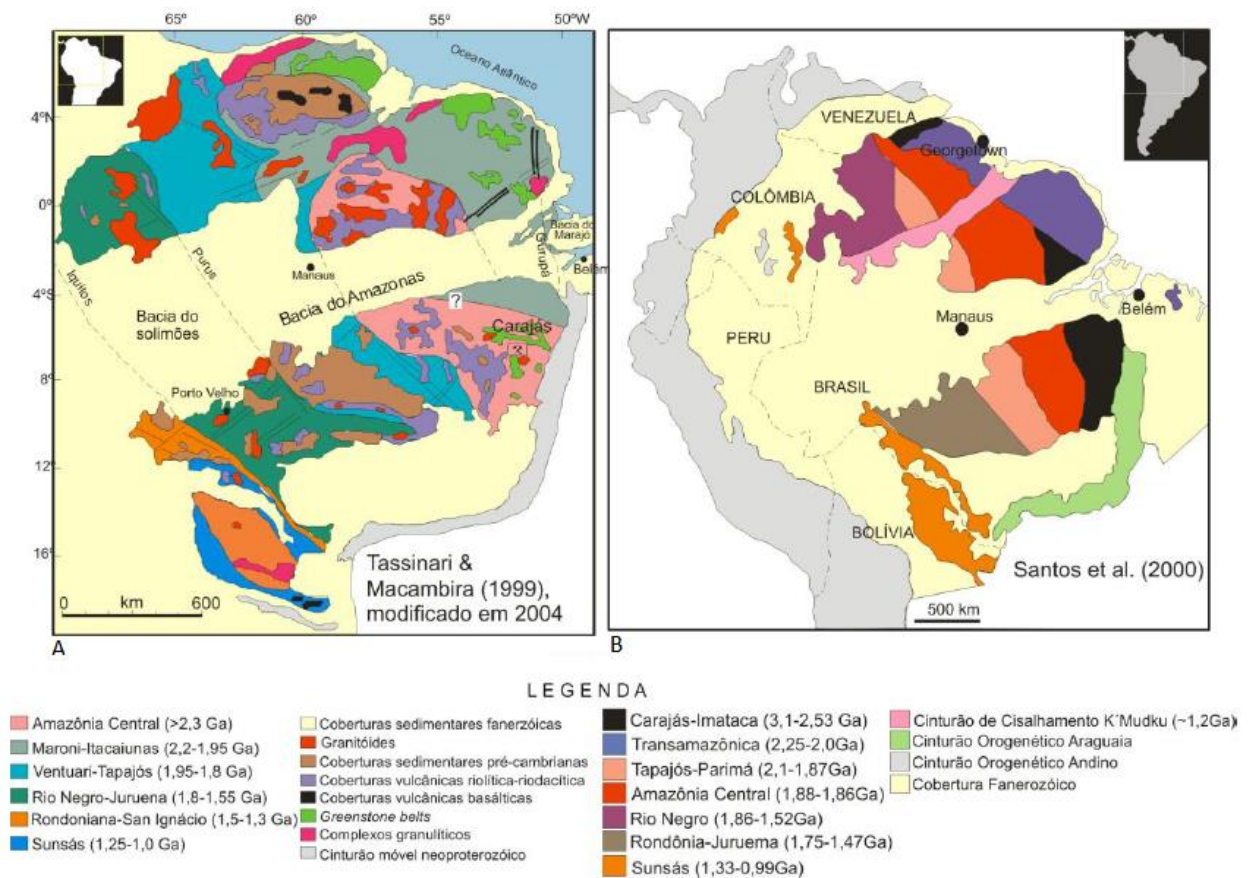


Figura 2.1: Propostas de compartimentação do Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999) (A) e Santos *et al.* (2000) (B).

Pelo modelo de Santos *et al.* (2000, 2008), as províncias correspondentes seriam Transamazônicas e Tapajós-Parimá.

## 2.2 Margem Sudoeste do Cráton Amazônico

A porção SW do Cráton Amazônico, onde está situada a Província Estanífera de Rondônia (PER), abrange as províncias Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás-Aguapeí (TASSINARI & MACAMBIRA 1999, 2004; CORDANI & TEIXEIRA, 2007; CORDANI *et al.*, 2009; TEIXEIRA *et al.*, 2010) ou Rondônia-Juruena e Sunsás (SANTOS *et al.*, 2000, 2008) e tem sido objeto de estudos mais recentes (Figura 2.2).

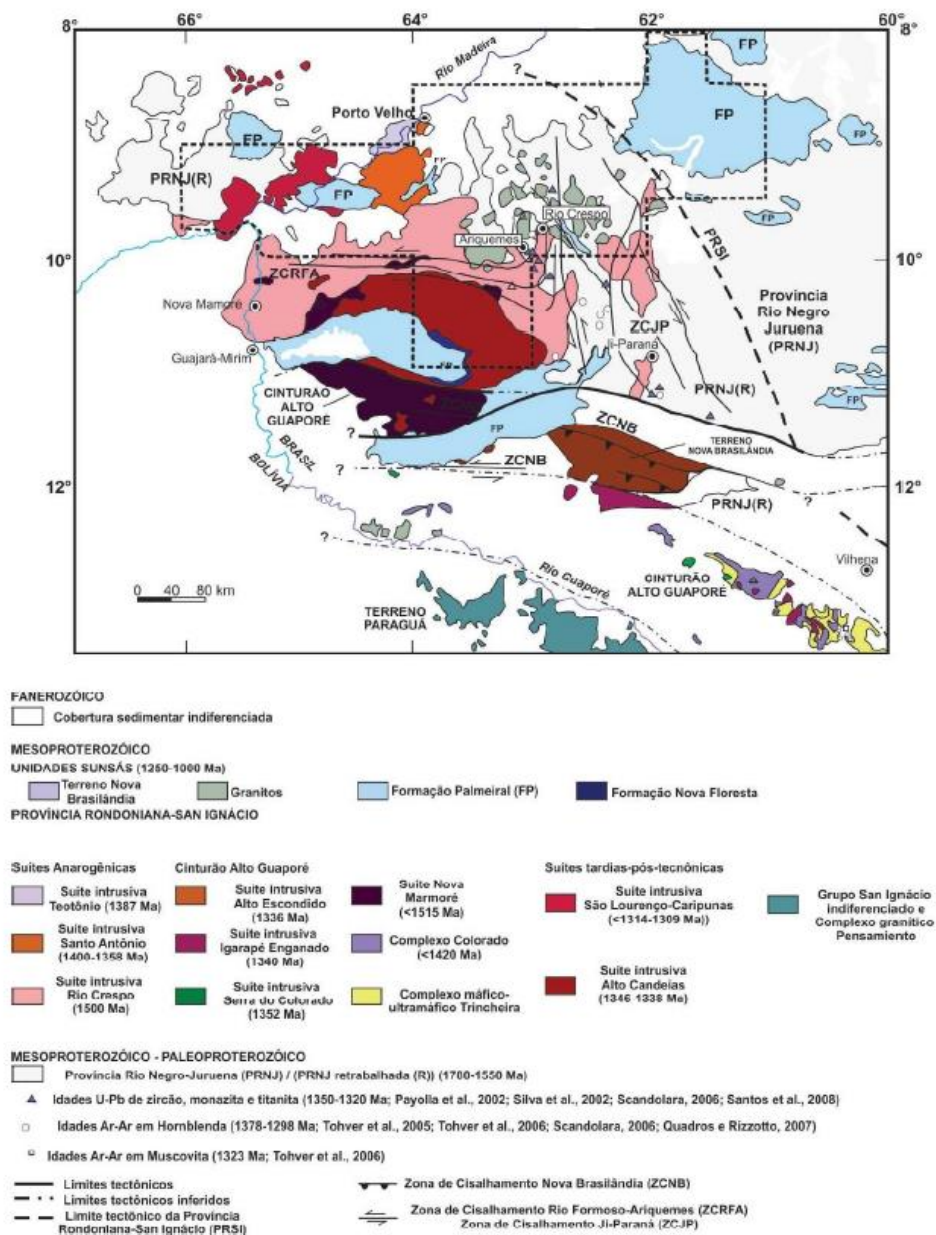


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da região sudoeste do Cráton Amazônico, com a localização da Província Estanífera de Rondônia (modificado de Bettencourt *et al.*, 2010).

A Província Rio Negro-Juruena formou-se após a cratonização da Província Ventuari-Tapajós e, de maneira similar, também envolveu aglutinação de arcos de ilhas associada a processos de subducção na margem SW do cráton. Cordani & Teixeira (2007) consideram que ambas as províncias formaram-se como consequência de dois megaciclos acrescionários sucessivos, o primeiro entre 1980-1830 Ma e o segundo entre 1780-1550 Ma.

Segundo Bettencourt *et al.* (2010), a Província Rondoniana-San Ignácio (1,56-1,30 Ga) pode ser subdividida nos setores sul, que engloba os terrenos Paraguá (1,82-1,32 Ga), Jauru (1,78-1,42 Ga), Rio Alegre (1,51-1,38 Ga) e norte, do qual fazem parte o Cinturão Alto Guaporé (~1,51-1,33 Ga) e unidades geológicas da região do Estado de Rondônia (1,5-1,3 Ga), algumas delas já inclusas no cinturão supracitado. O Terreno Paraguá abrange rochas do embasamento paleoproterozoico (Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo San Ignacio e Complexo Granulítico Lomas Manechis) e granitoides mesoproterozoicos do Complexo Granitoide Pensamiento. O Terreno Jauru é constituído por rochas do embasamento paleoproterozoicas (Grupo Alto Jauru, Suíte Intrusiva Figueira Branca, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e o Tonalito Cabaçal) e pelos orógenos mesoproterozoicos Cachoeirinha e Santa Helena. O Terreno Rio Alegre tem como principais unidades a Unidade Vulcano-sedimentar Rio Alegre, Suíte Intrusiva Máfico-ultramáfica e a Suíte Intrusiva Santa Rita. O Cinturão Alto Guaporé é formado por seis unidades: Complexo Máfico-ultramáfico Trincheira, Complexo Colorado, Suíte Metamórfica Nova Mamoré, e as suítes intrusivas Serra do Colorado, Igarapé Enganado e Alto Escondido.

Quanto à evolução tectônica da Província Rondoniana-San Ignácio, Bettencourt *et al.*, (2010) subdividem a província em setores norte e sul e projetam sua evolução em dois períodos evolucionários distintos (entre 1560-1370; e 1370-1300 Ma). O período mais antigo foi marcado por processos que envolveram os flancos da antiga Província Rio Negro-Juruena: no setor sul, houve coalescência de arcos magmáticos do tipo andino e de arcos formados em ambiente intra-oceânico, que correspondem aos orógenos acrescionários Cachoeirinha, Santa Helena e Rio Alegre; no setor sul, rifteamento e abertura oceânica. O período mais novo envolveu processos ao longo de toda margem continental: subducção de litosfera oceânica e colisão do microcontinente Paraguá com o proto-Cráton Amazônico, que culminou no desenvolvimento do orógeno Rondônia-San Ignácio.

A cratonização deste território teria ocorrido por volta de 1,30 Ga e 1,25 Ga e foi seguida pelo desenvolvimento da Província Sunsás-Aguapeí (1,20-0,95 Ga), que afetou grande parte das províncias Rio Negro-Juruena e Rondônia-San Ignácio. Este evento caracterizou-se por

processos de reativação tectônica, deformação e magmatismo, representados pelo estabelecimento de zonas de cisalhamento, cinturões miloníticos, riftes, bacias sedimentares e intrusões pós-tectônicas e anorogênicas. (CORDANI & TEIXEIRA, 2007; TEIXEIRA *et al.*, 2010).

A evolução da Província Sunsás-Aguapeí ocorreu em dois eventos separados por 100-80 Ma: o primeiro consiste em um cenário de margem passiva, no qual foram depositados os grupos Sunsás e Vibosi, e que produziu eventos contemporâneos como a reativação da Zona de Cisalhamento Ji-Paraná, um sistema de riftes abortados que envolveram a bacia Huanchaca-Aguapeí e a sedimentação na bacia Nova Brasilândia; o segundo corresponde evento orogênico mais jovem da região SW do Cráton Amazônico, que deu origem ao orógeno Sunsás, caracterizado como um cinturão colisional alóctone (TEIXEIRA *et al.*, 2010). A estabilização tectônica teria ocorrido por volta de 1000-950 Ma (LITHERLAND *et al.*, 1986; TEIXEIRA *et al.*, 1989, 2006; TOHVER *et al.*, 2006). O magmatismo granítico anorogênico que deu origem à Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia, que hospeda importantes mineralizações de estanho na Província Estanífera de Rondônia, é um reflexo da orogenia Sunsás (CORDANI & TEIXEIRA, 2007).

Muitos acreditam no vínculo entre o cinturão colisional Sunsás e sua contraparte norte-americana, o cinturão Grenville. No entanto, a ausência de rochas de alto grau metamórfico no cinturão Sunsás, muito comuns no sistema orogênico Grenville, colocam dúvidas acerca do elo entre estas duas entidades (CORDANI & TEIXEIRA, 2007).

Para Santos *et al.* (2008), o orógeno Sunsás possui caráter autóctone e seria uma extensão do orógeno Grenville. O continente Amazônia teria colidido com a porção SW do continente Laurentia.

### **2.3 Província Estanífera De Rondônia**

A Província Estanífera de Rondônia abrange uma área com cerca de 87 000 km<sup>2</sup> é uma das maiores regiões produtoras de estanho do mundo, com dezenas de depósitos já explorados e alguns ainda em atividade, além de inúmeras ocorrências de cassiterita registradas (Figura 2.3).

A PER está inserida entre as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,56-1,30 Ga) e Sunsás/Sunsás-Aguapeí (1,20-0,95 Ga) (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; CORDANI & TEIXEIRA, 2007) ou entre as províncias

Rondônia-Juruena (1,82-1,54) e Sunsás (1,45-1,10) (SANTOS *et al.*, 2000, 2008). Suas principais unidades litoestratigráficas são o Complexo Jamari (embasamento), as suítes intrusivas graníticas meso-neoproterozóicas e sequências metassedimentares, metavulcano-sedimentares e derrames basálticos.

### 2.3.1 *Complexo Jamari*

O Complexo Jamari é a unidade mais antiga e corresponde ao embasamento da PER. A unidade foi primeiramente proposta por Isotta *et al.* (1978), que assim a denominaram em referência ao rio Jamari, onde à época afloravam praticamente todos os litotipos que o caracterizam.

A princípio, o Complexo Jamari foi caracterizado como sendo constituído por uma associação de granitos, gnaisses, anfibólitos e granulitos, metamorfizados de médio a alto grau. Scandolara *et al.* (1999) redefiniram-no, limitando-o a rochas ortoderivadas de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, separadas de gnaisses predominantemente paraderivados, xistos e migmatitos, que vieram a constituir uma nova unidade, o complexo gnássico-migmatítico Jarú.

Posteriormente, Scandolara *et al.* (2001) propõem a fusão dos complexos Jamari e Jarú para que sejam denominados unicamente de Complexo Jamari. Por outro lado, Payolla *et al.* (2002) não utilizam a nomenclatura “Complexo Jamari” e subdividem o embasamento da região centro-oeste de Rondônia em cinco associações litológicas: 1) gnaiss tonalítico (1,75 Ga); 2) gnaiss enderbítico (1,73 Ga); 3) paragnaisses (; 4) *augen*-gnaisses graníticos a chanoquíticos (1,57-1,53 Ga); e 5) gnaisses graníticos de granulação fina e granulito charnoquítico (1,43-1,42 Ga). As três primeiras estariam associadas ao desenvolvimento da província Rio Negro-Juruena, enquanto que as duas últimas relacionar-se-iam ao desenvolvimento da província Rondoniana-San Ignácio.

Em geral, as rochas do Complexo Jamari estão dispostas em faixas e lentes alternadas e apresentam como estruturas mais comuns falhas de empurrão, falhas transcorrentes, dobras isoclinais, em bainha e ptigmáticas. São afetadas por milonitização e migmatização variável e foram submetidas a metamorfismo de médio a alto grau relacionado à orogênese Rondoniana-San Ignácio, em torno de 1,32 Ga. (SCANDOLARA *et al.*, 2001; PAYOLLA *et al.*, 2002; RIZZOTO & QUADROS, 2005; QUADROS & RIZZOTTO, 2007).



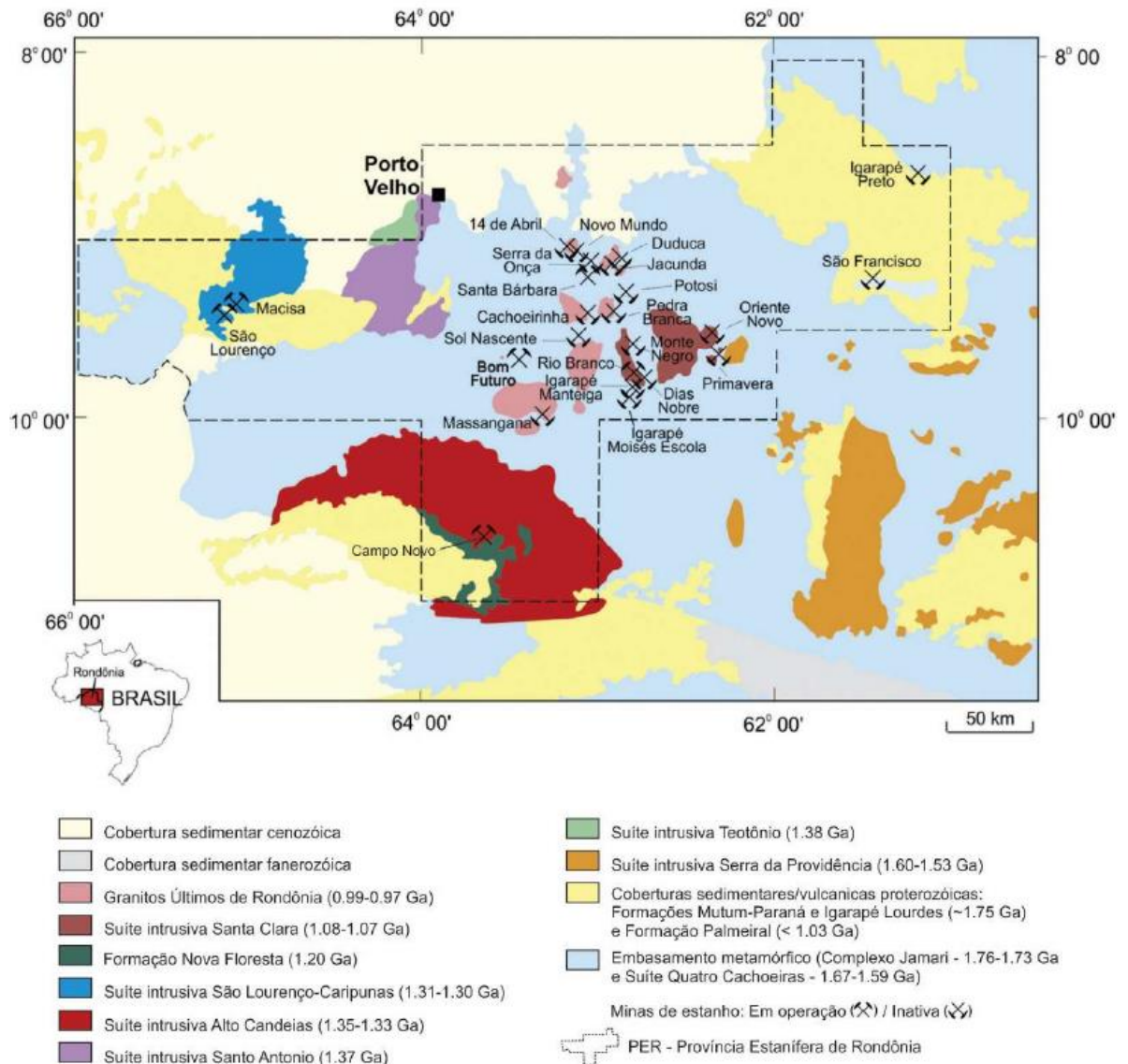


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes, com a localização dos depósitos estaníferos (modificado de Bettencourt *et al.*, 2016).

### 2.3.2 Intrusões Graníticas Meso-Neoproterozóicas

Intrudidas no Complexo Jamari estão oito suítes de granitos rapakivi, que demonstram características geoquímicas compatíveis a granitos tipo A (anorogênicos). Possuem caráter monzo a sienogranítico, com predomínio de variedades porfiríticas e equigranulares, são subalcalinos e metaluminosos a levemente peraluminosos (BETTENCOURT *et al.*, 1999). A princípio, foram descritas por Kloosterman (1968) como uma série de corpos graníticos intrusivos aos quais a mineralização de cassiteritas encontrava-se associada, denominados à época de Granitos Últimos de Rondônia, em referência aos granitos da Província Estanífera da Nigéria. Posteriormente, Bettencourt *et al.* (1999) determinaram, a partir de datações U-Pb em

zircão e dados petrográficos e geoquímicos de elementos maiores e traços, estes granitos como sendo os mais jovens dentre uma série de sete suítes intrusivas graníticas e episódicas formadas entre 1606 e 974 Ma: Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606 - 1532 Ma), Suíte Intrusiva Santo Antônio (1406 Ma), Suíte Intrusiva Teotônio (1387 Ma), Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346 - 1338 Ma), Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1314 - 1309 Ma), Suíte Intrusiva Santa Clara (1082 - 1074 Ma) e Granitos Últimos de Rondônia (998 - 974 Ma). Payolla *et al.* (2002) ainda acrescentam a Suíte Intrusiva Rio Crespo (1500 Ma) (BETTENCOURT *et al.*, 2006). As mineralizações estaníferas estão associadas às três suítes mais jovens.

#### 2.3.2.1 Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606 - 1532 Ma)

A Suíte Intrusiva Serra da Providência envolve o batólito homônimo e diversos corpos adjacentes localizados a sudeste da PER. As rochas da suíte correspondem a granitos, gabros, charnoquitos e mangeritos, são subalcalinas e de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (RIZZOTTO *et al.*, 1996). Scandolara (2006) subdivide os tipos litológicos principais em monzogranitos, sienogranitos, charnoquitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos, sendo que os três primeiros são os mais comuns.

Scandolara (2006) também caracteriza as rochas desta suíte como predominantemente maciças, mas que corpos com foliação tectônica superimposta são frequentes. O granito Serra da Providência, por exemplo, foi fortemente afetado por cisalhamento, o que levou a formação de gnaisses miloníticos (SCANDOLARA *et al.*, 1996). Previamente, as ocorrências de granitos pós-tectônicos milonitizados eram interpretadas como parte do embasamento, anteriores aos granitos da Serra da Providência.

Dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos sugerem que o magmatismo que deu origem à Suíte Serra da Providência foi episódico e ocorreu em quatro períodos distintos, entre 1590-1530 Ma (BETTENCOURT *et al.*, 1999; PAYOLLA *et al.*, 2002) e seria provavelmente uma expressão do magmatismo relacionado ao Orógeno Cachoeirinha (TASSINARI *et al.*, 2000; GERALDES *et al.*, 2001). Bettencourt *et al.* (1999; 2010) sugerem, com a necessidade de maiores investigações, que o magmatismo da Suíte Intrusiva Serra da Providência estaria associado a evento tectono-metamórfico ocorrido por volta de 1670-1630 Ma (SANTOS *et al.*, 2008), durante o desenvolvimento da Província Rio Negro-Juruena.

### 2.3.2.2 *Suíte Intrusiva Rio Crespo (1500 Ma)*

A Suíte Intrusiva Rio Crespo ocupa grande parte da região centro-sul da PER, com seu limite sul em contato com a Suíte Intrusiva Alto Candeias (BETTENCOURT *et al.*, 2010). É composta por gnaisses de cor rosa ou esverdeada, granulação fina a média, metamorfizados em grau médio a alto, constituídos por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas de hornblenda, epidoto, magnetita, titanita, granada e piroxênios. A origem intrusiva dos protólitos dos gnaisses é evidenciada por xenólitos de metacharnockito e granulito máfico e está associada a magmatismo anorogênico durante a evolução da Província Rondônia-San Ignácio, que ocorreu sobre as rochas da Província Rio Negro-Juruena já consolidada (PAYOLLA *et al.*, 2001).

Segundo Bettencourt *et al.* (2006; 2010), a Suíte Intrusiva Rio Crespo teria se formado concomitantemente ao início do rifteamento que ocorreu ao longo dos flancos da Província Rio Negro-Juruena, uma vez que sua idade (1500 Ma) é correlacionável com a idade das rochas vulcânicas intermediárias do Terreno Rio Alegre (1510-1500 Ma). Ela seria a unidade mais antiga associada à Província Rondoniana-San Ignácio.

### 2.3.2.3 *Suíte Intrusiva Santo Antônio (1406 Ma)*

A Suíte Intrusiva Santo Antônio está situada na porção noroeste da PER e, juntamente com a Suíte Intrusiva Teotônio, compõe o batólito Santo Antônio, que recobre uma área de aproximadamente 2000 km<sup>2</sup>. No entanto, sua verdadeira extensão é desconhecida, uma vez que grande parte está recoberta por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Amazonas.

A suíte é composta por duas unidades graníticas principais: biotita monzogranito porfirítico e sienogranito, seriados a localmente porfiríticos, e biotita monzogranito equigranular. Apresentam caráter subalcalino e metaluminoso a levemente peraluminoso (PAYOLLA, 1994).

A colocação da Suíte Intrusiva Santo Antônio sucedeu a Suíte Intrusiva Rio Crespo e foi anterior ao estágio colisional (1,34 – 1,32 Ga) que ocorreu durante a evolução da Província Rondônia-San Ignácio (BETTENCOURT *et al.*, 2010).

### 2.3.2.4 *Suíte Intrusiva Teotônio (1387 Ma)*

A Suíte Intrusiva Teotônio localiza-se a norte da Suíte Intrusiva Santo Antônio e também faz parte do batólito Santo Antônio. Segundo Payolla (1994), as principais rochas que compõem a suíte são álcali-feldspato granitos de granulação grossa e média e quartzo-álcali-

feldspato sienito rosa de granulação média a grossa. Diques de sienito, diorito, monzodiorito e monzonito cortam as rochas precedentes. Diques tardios de sienogranito e monzogranito de granulação fina cortam todas as litologias anteriores. Os granitos e sienitos são classificados como metaluminosos.

O magmatismo da Suíte Intrusiva Teotônio está associado ao período anterior à fase colisional envolvida no processo de evolução da Província Rondônia-San Ignácio (BETTENCOURT *et al.*, 2010).

#### 2.3.2.5 *Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346 - 1338 Ma)*

A Suíte Intrusiva Alto Candeias recobre porção expressiva a sul e sudoeste da PER. A norte, limita-se com a Suíte Intrusiva Rio Crespo. É composta majoritariamente por granitos porfiríticos de granulação média a grossa e piterlitos, com chanockitos porfiríticos, sienitos e granitos equigranulares de granulação fina subordinados. Os granitos apresentam afinidade subalcalina e metaluminosa (BETTENCOURT *et al.*, 1997).

Santos *et al.* (2000) obteve datações U-Pb em zircão de biotita sienogranitos nos arredores da cidade de Ariquemes com idade  $1352 \pm 8$  Ma correlacionáveis com as datações obtidas por Bettencout *et al.* (1999) ( $1346 \pm 5$  Ma e  $1338 \pm 5$  Ma) para a Suíte Intrusiva Alto Candeias. Seu magmatismo está relacionado ao estágio colisional final da orogenia Rondônia-San Ignácio (BETTENCOURT *et al.*, 2010).

#### 2.3.2.6 *Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1314 - 1309 Ma)*

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas está localizada na porção noroeste da PER e sua constituição principal é dada por granitos rapakivi (piterlitos e wiborgitos), associados a granitos (sienogranitos e álcali-feldspato granitos) de textura equigranular e porfirítica, além quantidades subordinadas de rochas félsicas subvulcânicas e vulcânicas, quartzo-feldspato pórfiros e gabros. As rochas são subalcalinas, metaluminosas a levemente peraluminosas e exibem forte enriquecimento em Fe. (BETTENCOURT *et al.*, 1997). Os sienogranitos e álcali-feldspato granitos hospedam mineralização na forma de corpos de greisen com cassiterita e veios de quartzo com cassiterita, wolframita e sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

O magmatismo granítico bimodal da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas está relacionado ao estágio pós-colisional do orógeno Rondônia-San Ignácio (BETTENCOURT *et al.*, 2010).

### 2.3.2.7 *Suíte Intrusiva Santa Clara (1082 – 1074 Ma)*

A Suíte Intrusiva Santa Clara foi definida por Bettencourt et al. (1999) como a segunda suíte mais jovem ocorrente na PER e está situada na sua porção nordeste. Nela estão incluídas as rochas plutônicas e subvulcânicas dos maciços Santa Clara, Manteiga, Oriente Velho, Oriente Novo, Jararaca, Primavera, Carmelo e das Antas.

Os maciços ocorrem próximos uns dos outros e são manifestações de plútons polifásicos que poderiam estar associados a um batólito em subsuperfície. Possuem formato que varia de subcircular a tabular e, em alguns casos, elíptico, e afloram em áreas que variam de 1 km<sup>2</sup> a mais de 300 km<sup>2</sup>. Podem ocorrer associados diques e veios de diversos tipos de rocha, principalmente greisen e veios de quartzo, além de microgranito, microssienito, aplito, pegmatito, traquito e riólito pórfiro. Possuem em geral contatos discordantes com as rochas encaixantes (LEITE JÚNIOR, 2002). Segundo Payolla *et al.* (1998, 2000), as rochas metamórficas encaixantes formam 5 associações litológicas constituídas majoritariamente por: gnaisses tonalíticos; granulitos enderbíticos; paragnaisses, augen gnaisses graníticos e charnoquíticos; e gnaisses graníticos e granulitos charnoquíticos de grão médio a fino.

A Suíte Intrusiva Santa Clara é dividida em duas subsuítas de idades e composições mineralógicas e químicas distintas (BETTENCOURT *et al.* 1999). A primeira, mais antiga, ocupa área mais expressiva e é formada, de maneira geral, por granitoides de caráter subalcalino, representados por quartzo-monzonitos, monzogranitos, sienogranitos, e álcali-feldspato granitos. É subdividida em 2 subgrupos químicos: um metaluminoso a levemente peraluminoso (hornblenda-biotita-quartzo monzonitos, monzogranitos, sienogranitos e biotita monzogranitos e sienogranitos), dominante em área; e outro peraluminoso (biotita sienogranitos e muscovita-biotita microssienogranitos). A idade de cristalização das rochas, obtida em método U-Pb em zircão, é de aproximadamente 1082 Ma (LEITE JÚNIOR, 2002).

A subsuíte mais jovem, de caráter alcalino, aflora em área bem menos expressiva, na forma de diques pouco espessos e pequenos stocks que intrudem as rochas da subsuíte subalcalina. É constituída principalmente por álcali-feldspato sienitos, granitos, microssienitos, álcali-microgranitos, traquitos e riólitos pórfiros. Também é subdividida em 2 subgrupos de caráter químico distinto: um congrega tipos metaluminosos a peralcalinos (hornblenda-álcali-feldspato sienitos e microssienitos, hornblenda-biotita-quartzo-álcali-feldspato microssienitos, biotita (+- anfibólio sódico) -álcali-feldspato microgranitos, traquitos, e traquiandesitos); outro consiste em tipos peraluminosos (biotita-álcali-feldspato granitos, alasquitos, Li-mica-álcali-

feldspato granitos e riólitos pórfiros). Datação convencional U-Pb em zircão indica idade de cristalização das rochas em torno de 1074 Ma (LEITE JÚNIOR, 2002).

A mineralização ocorre geralmente de forma disseminada em granitos e em veios, vênulas e bolsões de quartzo e greisen. Cassiterita maciça ou disseminada em bolsões de greisen também pode ocorrer, bem como greisens lenticulares e sub-horizontais (LEITE JÚNIOR, 2002).

A colocação da Suíte Intrusiva Santa Clara estaria atrelada à reativação tectônica da Zona de Cisalhamento Ji-Paraná e ocorreu possivelmente durante a fase inicial de cratonização das Províncias Rio Negro-Juruena e Rondônia San-Ignácio (na qual está inserida), associada aos primeiros estágios de evolução da Província Sunsás-Aguapeí (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

#### 2.3.2.8 *Suíte Granitos Últimos de Rondônia (998 - 974 Ma)*

Os Granitos Últimos de Rondônia foram primeiramente descritos por Kloosterman (1968), que detalhou uma série de corpos graníticos localizados no centro da PER e os denominou *Younger Granites of Rondônia*. Posteriormente, Bettencourt *et al.* (1999) mantiveram a nomenclatura original mas excluíram diversos maciços que anteriormente pertenciam à suíte, mantendo apenas os mais jovens com idades U-Pb abaixo de 998 Ma: Ariquemes, Massangana, Caritianas, São Carlos, Pedra Branca, Jacundá e Santa Bárbara.

As rochas da Suíte Granitos Últimos de Rondônia também podem ser subdivididas em duas subsuítas: uma subalcalina, predominante na área, mais velha e composta principalmente por sienogranitos porfiríticos e equigranulares e álcali-feldspato-granitos; e uma subsuíte alcalina, mais jovem e composta por álcali-feldspato-sienitos, microssienitos e álcali-feldspato-microgranitos. São metaluminosos a fracamente peraluminosos (BETTENCOURT *et al.*, 1999).

Datações U-Pb em zircão realizadas nos maciços Pedra Branca ( $998 \pm 5$  Ma), São Carlos ( $974 \pm 6$  Ma) e Massangana ( $991 \pm 14$  Ma) restringem o episódio de magmatismo que deu origem aos Granitos Últimos de Rondônia entre 998 e 974 Ma (BETTENCOURT *et al.*, 1999).

A mineralização foi identificada por Kloosterman (1968) em filões de quartzo e cassiterita associados a corpos de greisen com topázio e/ou fluorita. Posteriormente, também foi reconhecida em veios de quartzo com cassiterita; em zonas de greisen, brechas e sistemas de veios e vênulas de quartzo com wolframita e cassiterita desenvolvidos na cúpula de intrusões graníticas; em diques, veios e vênulas de pegmatitos com cassiterita; em veios, bolsões e *pipes* de greisen e corpos acamadados de greisen com cassiterita (SPARRENBERGER, 2002;

SOUZA, 2003; NASCIMENTO, 2010; DIAS, 2012; FOSTER, 2016). Datações K-Ar realizadas em micas das minas Bom Futuro e Santa Bárbara em  $969 \pm 27$  Ma e  $961 \pm 19$  Ma, respectivamente, indicam que a mineralização ocorreu logo após a cristalização dos granitos pertencentes à subsuíte mais jovem (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2001b).

O magmatismo responsável pela geração da Suíte Granitos Últimos de Rondônia está associado à evolução da Província Sunsás-Aguapeí (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

### **2.3.3 Formação Nova Floresta**

A Formação Nova Floresta está localizada a sudoeste da PER. É composta predominantemente por basaltos toleíticos, com intercalações de arcóseos em sua parte inferior. Diabásios e gabros também ocorrem em menor proporção (ROMANINI, 2000). Datações Ar-Ar em biotita e plagioclásio, de Tohver *et al.* (2002), indicam idade de  $1067 \pm 3$  Ma para os basaltos, enquanto que para gabros interpretados como os correspondentes plutônicos dos basaltos, as datações indicaram idades de  $1198 \pm 3$  e  $1201 \pm 2$  Ma.

### **2.3.4 Formação Palmeiral**

A Formação Palmeiral ocupa pequenas porções a sul e nordeste e porção expressiva a noroeste da PER. É constituída principalmente por quartzo-arenitos e, em proporções menores, ortoconglomerados polimíticos e arenitos arcoseanos (QUADROS; RIZZOTTO, 2007). Sua origem está associada ao desenvolvimento da Província Sunsás-Aguapeí (BETTENCOURT *et al.*, 2010; TEIXEIRA *et al.*, 2010). Bahia (1997) sugere que as rochas foram depositadas em ambiente dominado por sistema fluvial entrelaçado ou leque fluvial.

### 3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO MORRO POTOSI

#### 3.1 Introdução

O depósito Morro Potosi está localizado na porção central da Província Estanífera de Rondônia, entre as duas suítes graníticas mais jovens que hospedam mineralização estanífera: Suíte Intrusiva Santa Clara (1082 – 1074 Ma) e Granitos Últimos de Rondônia (998 – 974 Ma). A norte, noroeste e sul-sudoeste estão localizados, respectivamente, os maciços graníticos Jacundá (940 ± 20 Ma), Santa Bárbara (993 ± 5 - 978 ± 13 Ma) e Pedra Branca (998 ± 5 Ma), todos pertencentes aos Granitos Últimos de Rondônia e hospedeiros de mineralizações estaníferas (PRIEM *et al.*, 1996; BETTENCOURT *et al.*, 1999; SPARRENBERGER *et al.*, 2002). A sudeste, um pouco mais distante, está o maciço Santa Clara (1082 ± 5 Ma), que por sua vez está inserido no domínio da suíte homônima (LEITE JÚNIOR, 2002).

A caracterização geológica do depósito Morro Potosi foi realizada com base na análise de fragmentos de testemunhos de sondagem e nos trabalhos anteriores de Korpershoek *et al.* (1980), Yokoi *et al.* (1987) e Tamborim (2007). A fase mais precoce de mineralização consiste na ocorrência pervasiva de greisen sobre o gnaiss. Ambos são cortados, respectivamente, por veios e diques de topazito e microgranito, que constituem a matriz de brechas formadas pela associação destas rochas com o greisen e com o gnaiss. As relações de contato entre o topazito e o microgranito não são identificadas nos fragmentos de testemunhos de sondagem. Sistemas de veios e vênulas de quartzo cortam as litologias anteriores e, por fim, vênulas e miárolas tardios de quartzo, fluorita e argilominerais ocorrem como último estágio de mineralização. Neste capítulo serão abordadas a geologia e petrografia do depósito, que inclui seu embasamento e os sistemas mineralizados associados.

##### 3.1.1 Complexo Jamari

O embasamento e encaixante do depósito consiste nas rochas do Complexo Jamari, sobre as quais o greisen posteriormente se estabeleceu. O Complexo Jamari é constituído por associações de gnaisses, charnockitos e anfibolitos (PAYOLLA *et al.*, 2002). No Morro Potosi, a análise dos testemunhos de sondagem identificou apenas associações de gnaisses, que se manifestaram na forma de biotita-álcali-feldspato gnaiss e hornblenda-biotita gnaiss.

Em geral, o gnaiss exibe cor verde escura, granulação fina a média e textura granolepidoblástica heterogranular (Figura 3.1). Apresenta bandamento composicional de origem metamórfica demarcado pela alternância de bandas de coloração verde escura, com 1 a



2 mm de espessura e de constituição máfica, compostas por biotita e hornblenda, que se alternam com bandas paralelas de coloração branca, com 1 mm de espessura e de constituição félsica, compostas por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Podem apresentar porfiroblastos subarredondados ou elípticos de feldspato potássico, de cor branca, com 0,5 a 2 cm de diâmetro, rotacionados com o desenvolvimento de sombras de pressão.

Quando alterado, o gnaiss adquire coloração branca ou bege com faixas finas cinza esverdeadas, que correspondem à alteração das bandas máficas. Ocasionalmente o bandamento não é distinguível devido à alteração.

O contato com o greisen é brusco. Quando brechado, os fragmentos de gnaiss são angulosos e de tamanho variável, com 1 a 9 cm de diâmetro, em média. A matriz é formada por microgranito ou topazito.

***Biotita gnaiss:*** Ao microscópio, o biotita gnaiss apresenta porções félsicas constituídas predominantemente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, enquanto que as porções máficas são constituídas essencialmente por biotita, além de minerais acessórios como apatita, zircão e minerais opacos.

Nas porções félsicas o quartzo é o mineral mais abundante. Os cristais são pouco fraturados, com dimensões que variam entre 0,3 a 1,2 mm, contatos irregulares e retilíneos e forte extinção ondulante. O plagioclásio é a anédrico a subédrico, ocasionalmente com formato tabular, possui dimensões entre 0,3 e 2,6 mm, geminação polissintética irregular e descontínua e sericitização incipiente. O feldspato potássico (microclínio) possui dimensão de 0,1 a 2,6 mm, exibe geminação em grade, frequentemente é afetado por exsolução peritítica e por vezes ocorre parcialmente sericitizado. Pode conter inclusões de quartzo, biotita e apatita, e raramente apresenta intercrescimento mirmequítico na forma de bulbos e filetes.

Nas porções máficas, a biotita ocorre como cristais de tamanhos variados que podem atingir até 1,5 mm, subédricos, com forte pleocroísmo nas cores marrom escuro e castanho amarelado e que ocorrem não orientados ou fracamente orientados segundo a direção de foliação (Figura 3.2). Raramente exibem sinais de cloritização, adquirindo coloração verde. Os principais minerais acessórios são minerais opacos e zircão. Os minerais opacos ocorrem na forma de cristais anédricos dispersos ou, mais raramente, euédricos, de hábito cúbico, com no máximo 0,2 mm, sempre associados à biotita, e correspondem a pirita e calcopirita. O zircão ocorre como raros cristais inclusos na biotita, de pequena dimensão (< 0,1 mm), alto relevo, incolores ou com halos escuros ao seu redor.

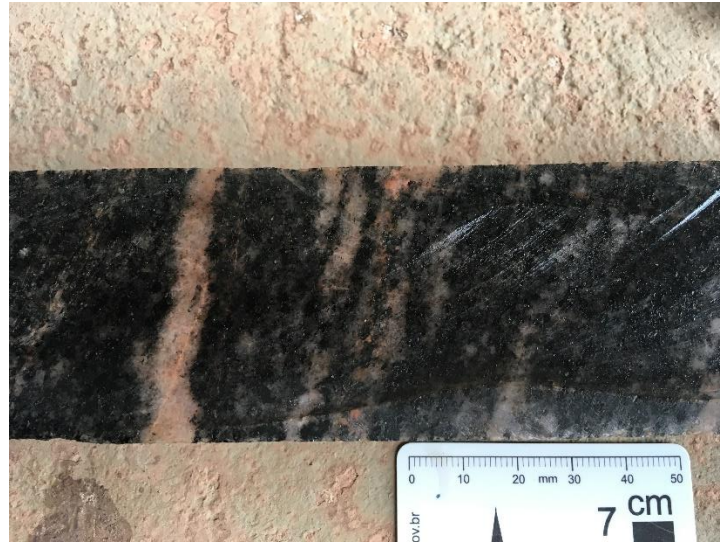


Figura 3.1: Aspecto macroscópico do gnaisse.

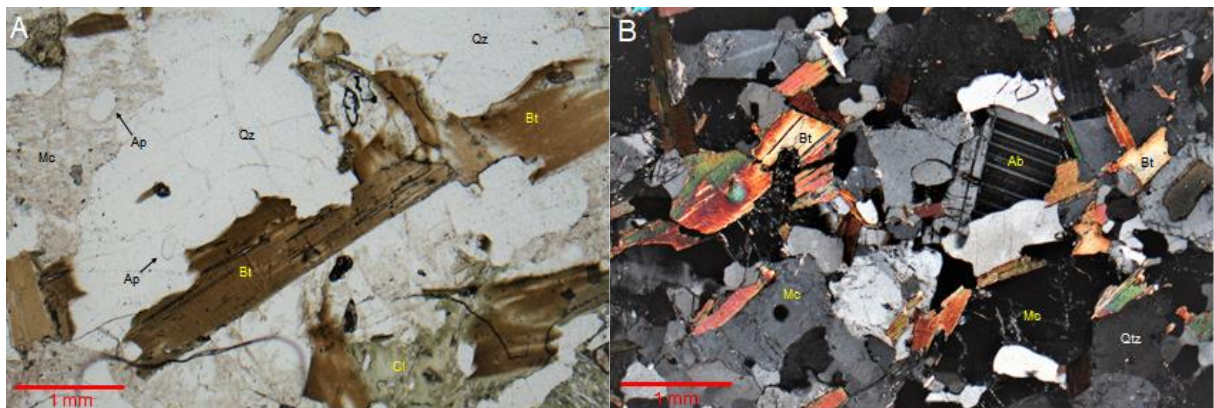


Figura 3.2: Fotomicrografias do gnaisse. A – aspecto geral do biotita gnaisse, com biotita cloritizada (nicóis paralelos). B – aspecto geral do biotita gnaisse (nicóis cruzados). Qz = quartzo; Mc = microclínio; Ab = albita; bt = biotita; Cl = clorita; Ap = apatita.

**Hornblenda-biotita gnaisse:** Apresenta bandas félsicas constituídas principalmente por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio e bandas máficas descontínuas constituídas por biotita e hornblenda.

As bandas félsicas são constituídas principalmente por feldspato potássico (microclínio), que ocorre na forma de cristais anédricos com tamanho que varia de 0,4 a 3 mm de diâmetro, com geminação em grande, fortemente sericitizados e com exsolução pertítica frequente. Intercrescimento mirmequítico, nos contatos do cristal com os grãos de quartzo, são raros. O quartzo é anédrico, pouco fraturado, apresenta extinção ondulante, contatos irregulares e ocorre por vezes estirado, acompanhando a direção do bandamento. Os cristais têm tamanhos

variados, com 0,3 a 1 mm em média. O plagioclásio é menos frequente que o microclínio e o quartzo, ocorre como cristais anédricos com 0,5 mm em média, possui geminação polissintética descontínua e irregular e estão pouco sericitizados.

As bandas máficas têm como constituintes principais biotita, hornblenda e titanita. A biotita ocorre como cristais anédricos e subédricos, de hábito lamelar e dimensão variada, podendo atingir 2,8 mm e com forte pleocroísmo que se manifesta nas cores marrom escuro e castanho claro. Os cristais são bem orientados segundo a direção de foliação e podem estar cloritizados.

A hornblenda é anédrica, apresenta forte pleocroísmo que varia nas cores verde escura e verde clara, possui clivagem em 2 direções e altera-se frequentemente para biotita e clorita.

Os principais minerais acessórios são titanita, zircão, apatita e minerais opacos. A titanita ocorre como cristais anédricos e subédricos, de hábito granular, alto relevo e pleocroísmo moderado com cores marrom claro e bege claro. O zircão é pouco frequente e ocorre associado aos minerais máficos, na forma de pequenos cristais (> 0,1 mm) de alto relevo, incolores, com halos pleocróicos. A apatita ocorre inclusa em quartzo, feldspatos, biotita e hornblenda, na forma de cristais de relevo moderado, incolores, de hábito granular arredondado e dimensão de até 0,3 mm. Os minerais opacos são pouco frequentes, anédricos, sempre associados à biotita e hornblenda e atingem no máximo 0,1 mm de diâmetro.

### ***3.1.2 Sistemas mineralizados do depósito Morro Potosi***

#### ***3.1.2.1 Greisen***

A greisenização no depósito Morro Potosi afetou as rochas gnáissicas do embasamento e é caracterizada por um zoneamento vertical que progride das bordas para o centro, de acordo com o aumento da intensidade da alteração metassomática (YOKOI *et al.*, 1987). Os contatos entre os diferentes greisens que definem este zoneamento não foram observados nos fragmentos de testemunhos de sondagem analisados.

Os greisens apresentam cor cinza ou cinza esverdeada, granulação fina e, mais raramente, média, sendo possível reconhecer apenas o quartzo e a muscovita à vista desarmada (Figura 3.3 A, B). Quando intemperizados adquirem cor branca e bege clara. Sua estrutura é variável: por vezes exibem vestígios da estrutura original do gnaisse preservada, demarcada pela orientação da muscovita; pode ser maciça, quando exibem aspecto compacto; brechóide, caracterizada por fragmentos angulosos de greisen, de dimensão entre 2 e 10 cm, cimentados

por matriz topazítica ou quartzosa; ou miarolítica, demarcada pela presença de pequenos miárolos irregulares de dimensão mili a decimétrica, formados principalmente por quartzo, fluorita e argilominerais.

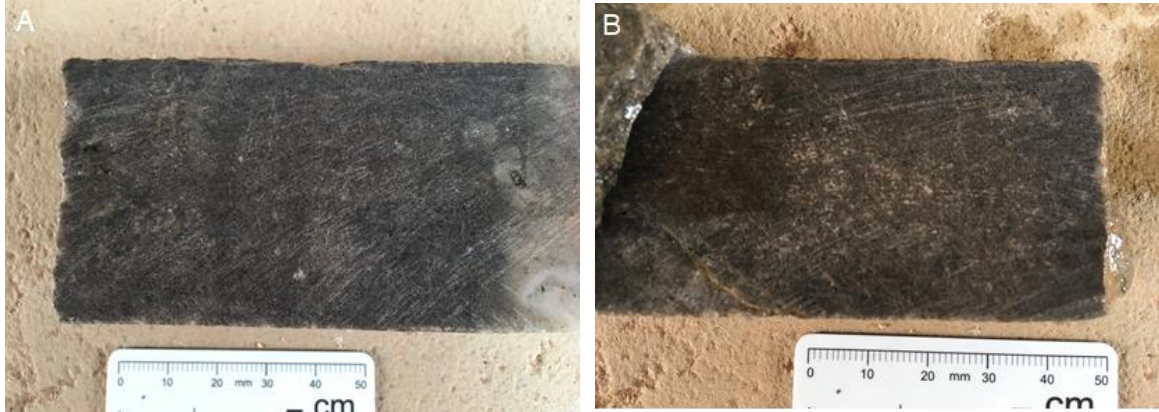


Figura 3.3: Aspecto macroscópico dos greisens.

Os principais tipos faciológicos de greisen se mostraram ricos em quartzo e mica e foram classificados de acordo com sua composição segundo o diagrama de Kühne *et al.* (1972, em Stemprok, 1987): quartzo-mica-topázio greisen (aqui classificado como topázio-cassiterita greisen), mica-quartzo greisen, topázio-mica-quartzo greisen, e quartzo-topázio-mica greisen (Figura 3.4). No entanto, as relações de contato entre estas fácies não puderam ser identificadas nos fragmentos de testemunhos de sondagem.

O principal litotipo hospedeiro do minério estanífero é o cassiterita-topázio greisen (YOKOI *et al.*, 1987). Sua estrutura é maciça, possui granulação que varia de fina a média e cor branca/bege e preta. A cor reflete a mineralogia principal, que é formada por matriz fina/média de topázio, muscovita e quartzo com pequenos cristais de cassiterita disseminados, que podem compor mais de 50% da rocha (Figura 3.5).

Ao microscópio esta rocha apresenta textura granoblástica e mineralogia formada essencialmente por topázio (35-40%) e cassiterita (30-50%), mica (20-25%) e quartzo (5-10%) (Figura 3.6 A e B). Rutilo, zircão, monazita e óxidos de Bi e W são os principais acessórios. O topázio é incolor e ocorre na forma de agregados granulares de cristais anédricos e subédricos, pouco ou não fraturados, com 0,2-0,7 mm de diâmetro, em média.

A cassiterita também ocorre na forma de agregados ou em cristais isolados, que por sua vez são anédricos, subédricos ou euédricos, de hábito granular ou bipiramidal, bem fraturados, zonados, pleocrísticos, com coloração que varia de marrom clara a marrom escura e podem atingir 2,1 mm de diâmetro (Figura 3.6 C). Maclas são comuns e os contatos com os outros

minerais são retilíneos ou irregulares. Análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV) revelaram que inclusões de rutilo tantalífero são comuns, sendo que os cristais apresentam zonas claras mais ricas em Ta e zonas mais escuras mais puras (Figura 3.6 D). Inclusões de zircão, em geral de hábito prismático, ocorrem truncando as fraturas dos cristais de cassiterita (Figura 3.6 E).

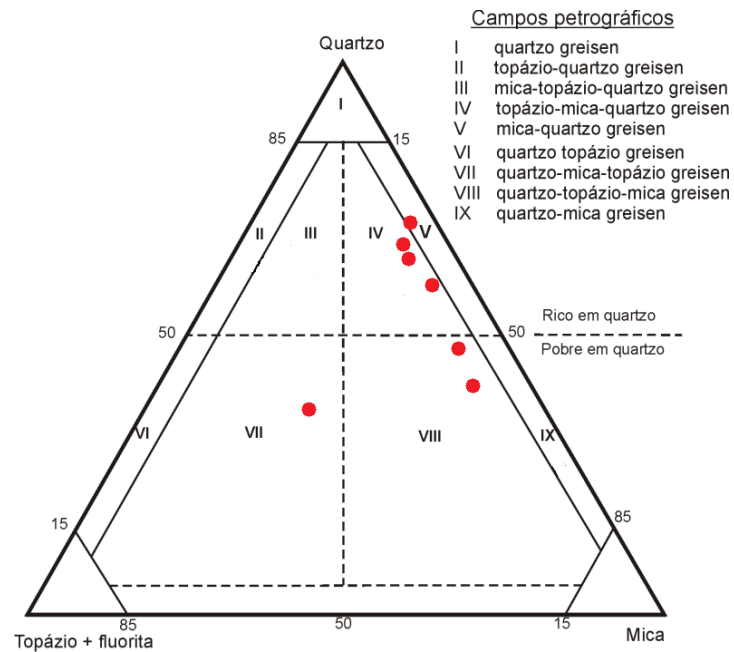


Figura 3.4: Diagrama de classificação de greisens com os principais tipos identificados no depósito Morro Potosi (Stemprok, 1987).



Figura 3.5: Amostra de cassiterita greisen.

A muscovita é subédrica, com pleocroísmo fraco que varia de incolor a marrom muito claro e chega a 1,1 mm de diâmetro. O quartzo é anédrico, incolor e ocorre nos interstícios dos agregados de topázio e cassiterita. Os cristais atingem até 0,6 mm de diâmetro. A monazita e o óxido de Bi e W aparecem associados à matriz de topázio, muscovita e quartzo (Figura 3.6 F).

O mica-quartzo greisen, topázio-mica-quartzo greisen, e quartzo-topázio-mica apresentam semelhanças texturais e mineralógicas. A textura varia de heterogranoblástica a granolepidoblástica inequigranular demarcada pela alternância de bandas micáceas com bandas quartzosas. Nestes greisens a textura original do gnaiss muitas vezes mantém-se preservada, sendo todo o feldspato lixiviado e a biotita alterada. As bandas são irregulares e descontínuas e sua orientação pode ser bem marcada, quando o zoneamento composicional entre quartzo e micas é bem distinto, ou sutil, quando a orientação é pouco perceptível e as bandas perdem a homogeneidade composicional (Figura 3.7 A, B). O quartzo ocorre na forma de cristais anédricos, de tamanho variável (0,1 a 2 mm), podem estar estirados e alongados e exibem fraca a moderada extinção ondulante. Seus contatos com outros grãos de quartzo são irregulares e lobulados, enquanto que com as micas são irregulares ou retos.

A mica pode ser subédrica ou anédrica. Quando subédrica (muscovita) é predominantemente incolor, os cristais possuem maior dimensão (0,5 a 3 mm), hábito lamelar e exibem contatos irregulares ou retilíneos com os demais minerais. Em geral, estão orientados. Quando anédrica (sericita) forma agregados de cristais de pequena dimensão (> 0,2 mm), não orientados, com contatos irregulares.

O topázio ocorre em geral incluso nas micas, na forma de cristais anédricos isolados ou formando agregados granulares, com no máximo 0,3 mm de diâmetro. A fluorita ocorre como cristais incolores e com porções roxas, anédricos, isolados e disseminados na matriz com tamanhos variados (0,1 mm a 1 mm) ou como pequenos agregados de cristais (< 1 mm). Cassiterita, zircão e monazita são os principais acessórios.

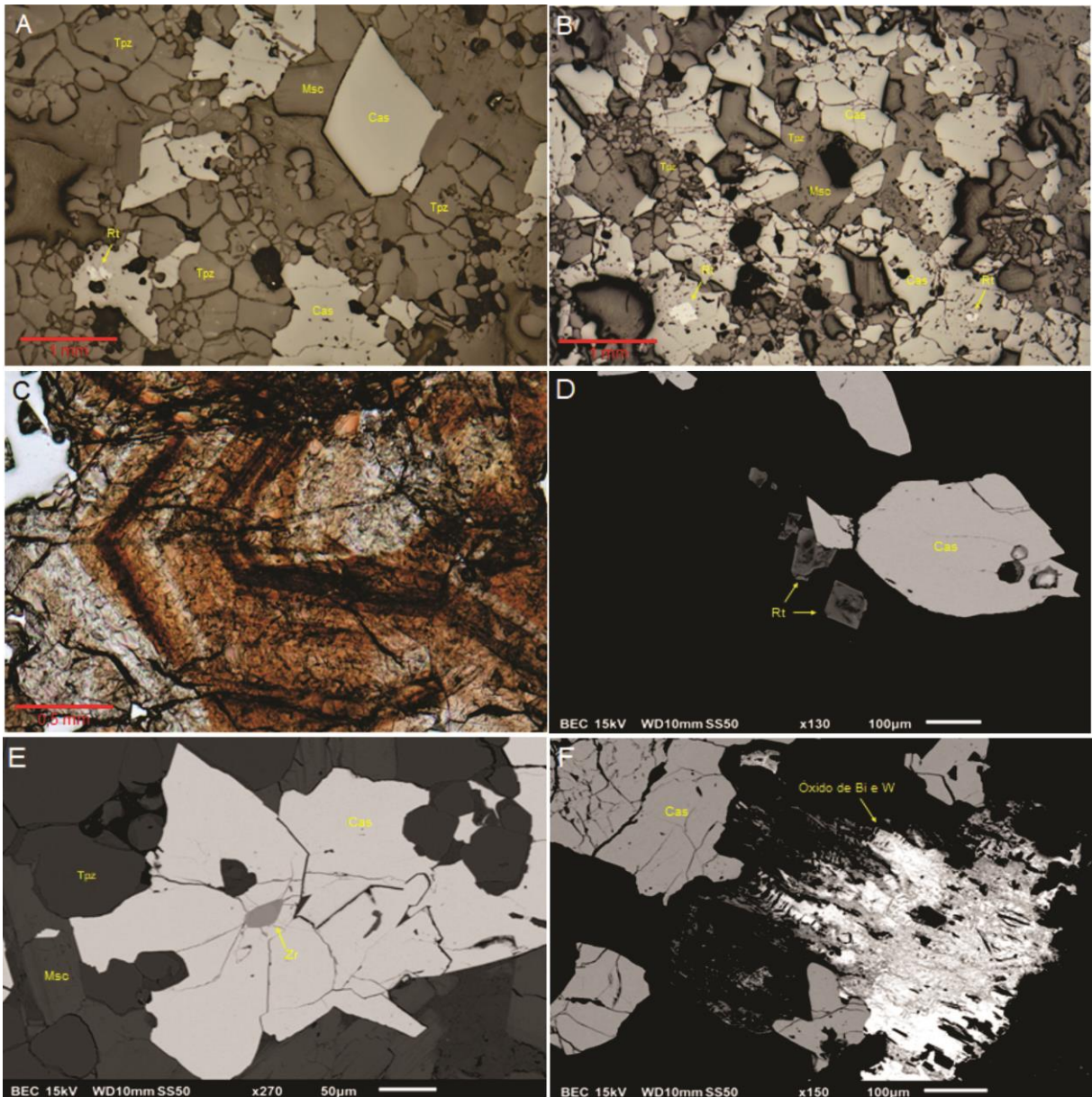


Figura 3.6: A e B – Fotomicrografias de cassiterita greisen (luz refletida, nicóis paralelos). C – Fotomicrografia de cristal de cassiterita zonado do cassiterita greisen (luz transmitida, nicóis paralelos). D, E, F – imagens retroespalhadas de minerais acessórios do cassiterita greisen (rutilo tantalífero, zircão e óxidos de Bi e W, respectivamente). Cas = cassiterita; Tpz = topázio; Msc = muscovita; Rt = rutilo; Zr = zircão;

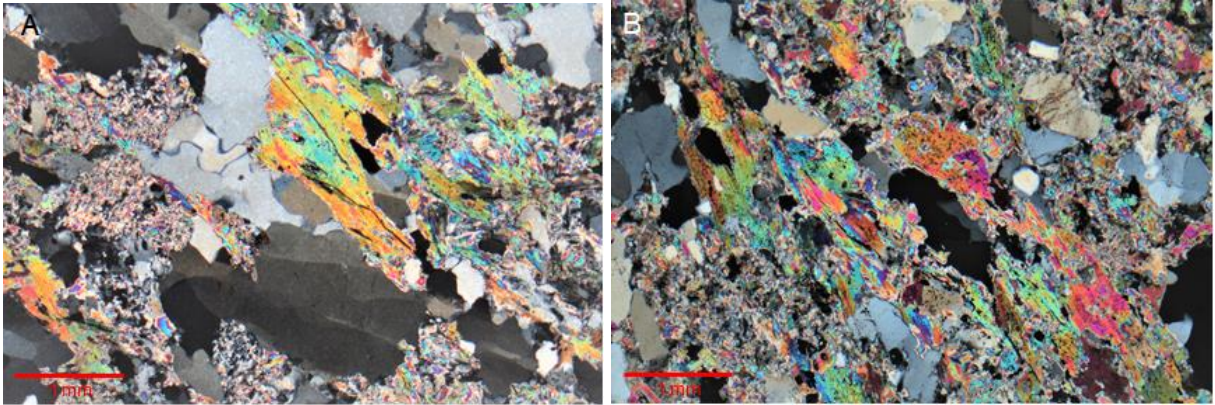


Figura 3.7: Aspectos microtexturais dos greisens. A – Topázio-mica-quartzo greisen com textura heterogranoblástica (nicóis cruzados). B – Topázio-quartzo-mica greisen com textura granolepidoblástica (nicóis cruzados).

### 3.1.2.2 *Microgranito*

O microgranito ocorre na forma de diques e veios que cortam o gnaiss, com espessura que varia de alguns milímetros a aproximadamente 20 cm. Estas estruturas podem constituir a matriz de brechas oligomíticas que têm o próprio gnaiss como constituinte dos fragmentos. Estes possuem dimensão média de 1 a 8 cm e suas bordas são arredondadas ou subarredondadas. O microgranito possui coloração vermelha clara, rósea ou bege avermelhada/esbranquiçada, seu interior tem estrutura de aspecto maciço, textura afanítica e seus contatos com o gnaiss são bruscos (Figura 3.8).



Figura 3.8: Forma de ocorrência do microgranito, cimentando fragmentos de gnaiss.



Vale ressaltar que, nos fragmentos de testemunhos de sondagem analisados, o microgranito é identificado apenas em associação com gnaisses cujo estado de alteração é muito baixo, ou seja, muito pouco ou não intemperizados.

Ao microscópio, a rocha apresenta textura microporfírica com matriz equigranular fina hipidiomórfica. A mineralogia principal é formada por quartzo (40-52%), plagioclásio (20-35%), feldspato potássico (13-20%), zinnwaldita (1-5%) e topázio (0-5%). Minerais acessórios incluem cassiterita, fluorita e calcopirita. Pode apresentar bordas de resfriamento caracterizadas pela alta concentração de cristais de topázio e mica, cuja granulação é muito fina.

O quartzo pode ocorrer de duas formas: inserido na matriz granítica, de forma anédrica, com contatos irregulares a amebóides e dimensão de 0,1 a 0,3 mm; ou como pórfiros com 1 a 2 mm de diâmetro, anédricos, com contatos irregulares e que podem apresentar, mais raramente, textura “bola de neve”, com inclusões de plagioclásio (Figura 3.9 A, C, D).

O plagioclásio (albita) é subédrico ou euédrico, possui hábito prismático, apresenta geminação polissintética irregular e descontínua e dimensão de 0,1 e 0,2 mm. Alguns cristais podem atingir 0,5 mm. Ocorre predominantemente na matriz, mas pode estar incluso nos pórfiros de quartzo. O feldspato potássico (microclínio) é menos frequente, possui hábito tabular, geminação em grade e dimensão de 0,1 e 0,2 mm.

A zinnwaldita é anédrica ou subédrica, tem pleocroísmo fraco que se manifesta nas cores bege amarelado, castanho claro e incolor e possui em média 0,1 e 0,2 mm de dimensão.

O topázio pode estar ausente ou ocorrer em pouca quantidade no microgranito. Quando presente, ocorre na forma de cristais submilimétricos (< 0,1 mm), anédricos ou subédricos, incolores, de hábito granular e dispersos pela matriz. De maneira geral, onde o conteúdo de topázio é maior há maior quantidade de cassiterita.

A cassiterita é, em geral, anédrica, de cor marrom escura e sua dimensão chega a 0,2 mm. No entanto, pode formar agregados de cristais que atingem 3 mm, muito raros. Neste caso, os cristais podem atingir 0,4 mm, manifestam pleocroísmo nas cores marrom claro e marrom alaranjado, são anédricos. Ao redor destes agregados há concentrações anômalas de cristais subédricos de albita, com até 0,7 mm de diâmetro, dispostos paralelamente às paredes dos agregados (Figura 3.9 B). Calcopirita ocorre inclusa na cassiterita.

A fluorita é pouco frequente, anédrica, incolor e/ou roxa e ocorre na matriz com no máximo 0,1 mm de diâmetro. Minerais opacos são pouco frequentes, anédricos, raramente atingem mais de 0,2 mm de diâmetro e geralmente ocorrem associados à mica e à cassiterita.

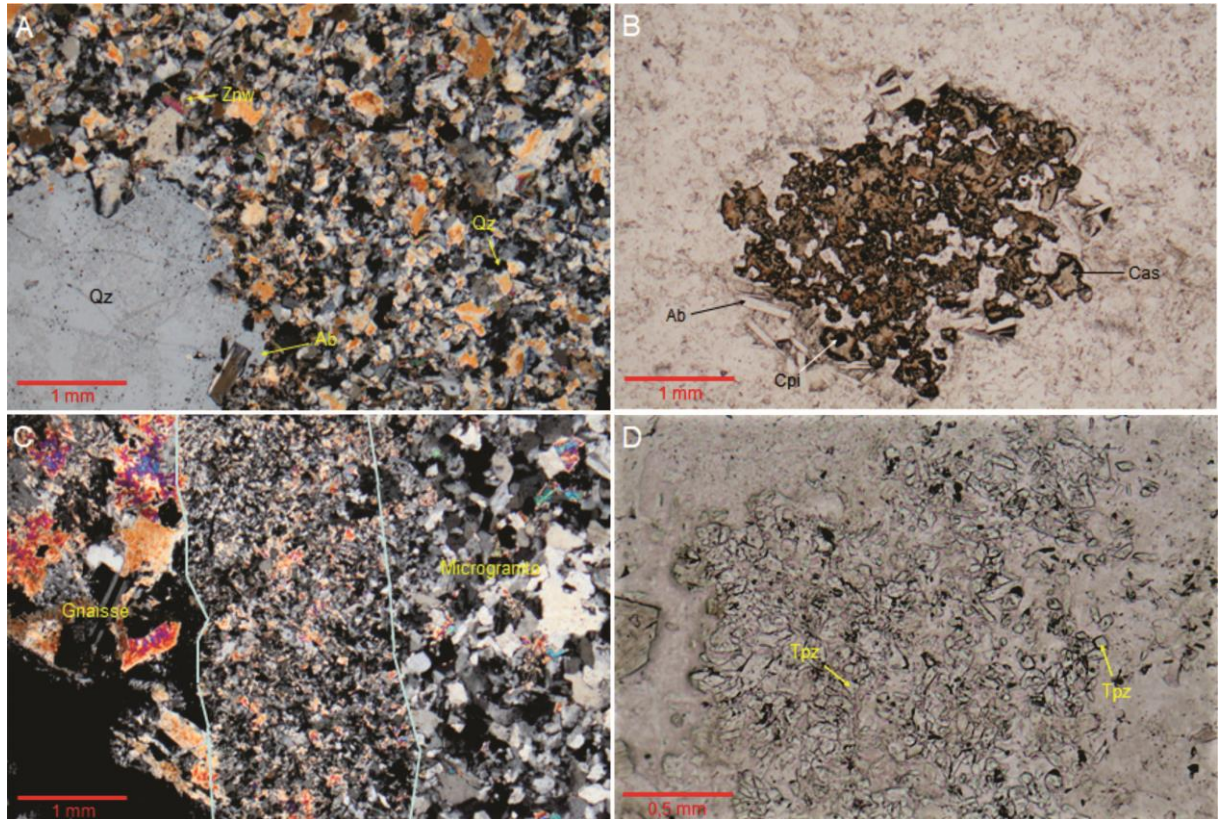


Figura 3.9: A – Fotomicrografia do microgranito com fenocristal de quartzo e matriz fina formada por quartzo, albita, microclínio e zinnwaldita (nícois cruzados) B – Agregado de cristais de cassiterita com inclusões de calcopirita e albita concentrada nas bordas (nicóis paralelos). C – Contato entre microgranito e gnaiss greisenizado com borda de resfriamento, onde se concentram cristais de topázio e mica. Notar a granulação da borda, mais fina do que a granulação da matriz do microgranito (nicóis cruzados). D – Detalhe da foto anterior (nicóis paralelos). Qz = quartzo; Ab = albita; Znw = zinnwaldita; Cas = cassiterita; Tpz = topázio; Cpi = calcopirita.

### 3.1.2.3 Topazito

Nos fragmentos de testemunhos de sondagem analisados, o topazito é mais abundante quando comparado ao microgranito. A forma de ocorrência destes dois litotipos é muito semelhante e, à vista desarmada, nos casos em que o microgranito apresenta cores em tons mais esbranquiçados, ambos podem ser confundidos.

O topazito também ocorre na forma de veios e diques que podem formar a matriz de brechas, cujos fragmentos são constituídos por gnaisse ou, principalmente, por greisen. Os fragmentos possuem dimensão de 0,5 a 20 cm e formato muito variado, que pode ser subarredondado, arredondado, alongado, poligonal, dentre outros. Seus contatos com a matriz podem ser angulosos ou arredondados. A matriz topazítica possui cor branca, bege amarelada/esbranquiçada ou amarela esverdeada, textura afanítica e seu interior tem aspecto maciço (Figura 3.10 A, B). Sua ocorrência se faz presente tanto em fragmentos de testemunhos de sondagem bem intemperizados, como nos que não têm indícios de alteração.

O topazito também ocorre na forma de veios e diques que podem formar a matriz de brechas, cujos fragmentos são constituídos por gnaisse ou, principalmente, por greisen. Os fragmentos possuem dimensão de 0,5 a 20 cm e formato muito variado, que pode ser subarredondado, arredondado, alongado, poligonal, dentre outros. Seus contatos com a matriz podem ser angulosos ou arredondados. A matriz topazítica possui cor branca, bege amarelada/esbranquiçada ou amarela esverdeada, textura afanítica e seu interior tem aspecto maciço (Figura 3.10 A, B). Sua ocorrência se faz presente tanto em fragmentos de testemunhos de sondagem bem intemperizados, como nos que não têm indícios de alteração.

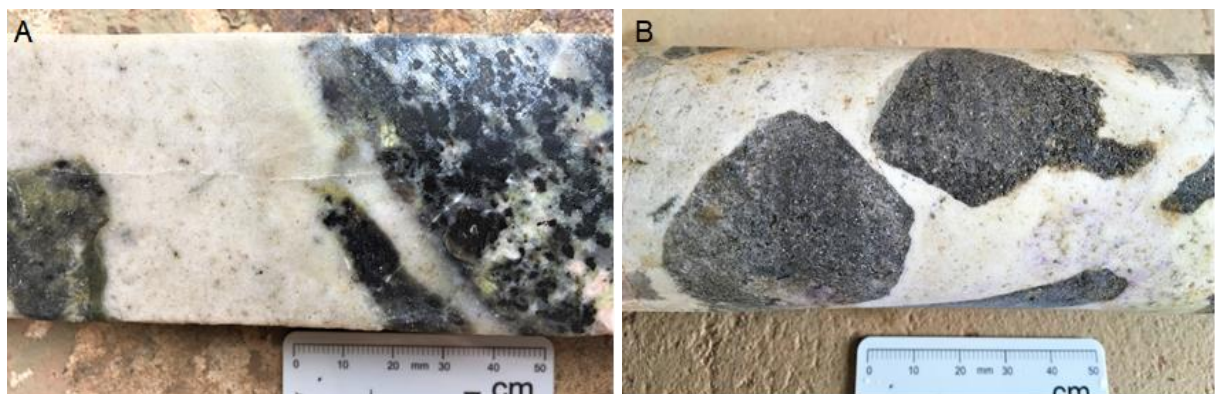


Figura 3.10: A e B: Formas de ocorrência do topazito, cimentando fragmentos de gnaisse (A) e greisen (B).

Ao microscópio, o topazito possui textura granular ou microporfirítica com fenocristais de quartzo e matriz equigranular fina alotriomórfica formada por quartzo (51-60%), topázio (27-45%) e mica (zinnwaldita) (1-7%) (Figura 3.11 A, B, C). Os minerais acessórios são fluorita, cassiterita e albita. Os fenocristais de quartzo são anédricos/subédricos, com formato arredondado ou poligonal, bordas irregulares ou retas, e podem conter inclusões de topázio,

mica e, mais raramente, albita. Sua dimensão varia de 0,5 a 1,7 mm. O quartzo da matriz é anédrico, possui contatos irregulares ou retos e sua dimensão fica entre 0,1 a 0,3 mm. Podem conter inclusões de topázio ou mica.

O topázio forma cristais equidimensionais anédricos e subédricos, isolados ou em agregados granulares, com formato subarredondado, de bastonete, alongado ou acicular, dimensão inferior a 1 mm e que ocorrem nos interstícios ou inclusos nos cristais de quartzo e mica.

A zinnwaldita pode ser um constituinte principal ou um mineral acessório no topazito. É anédrica ou subédrica, possui hábito lamelar e pleocroísmo fraco que varia de marrom claro a incolor. Os cristais atingem no máximo 0,2 mm e podem conter inclusões de topázio. A cassiterita ocorre disseminada na matriz na forma de cristais anédricos, com pleocroísmo que se manifesta nas cores marrom clara e marrom escura. Possui em média 0,2 mm de diâmetro e pode apresentar geminação.

A fluorita é pouco comum, anédrica, incolor/roxa e sua ocorrência é mais comum em zonas onde os cristais de topázio ficam mais concentrados. A albita é rara, subédrica, de hábito prismático ou tabular, com até 2 mm de diâmetro e apresenta geminação polissintética nítida ou, mais raramente, geminação Carlsbad. Alguns cristais encontram-se parcialmente sericitizados.

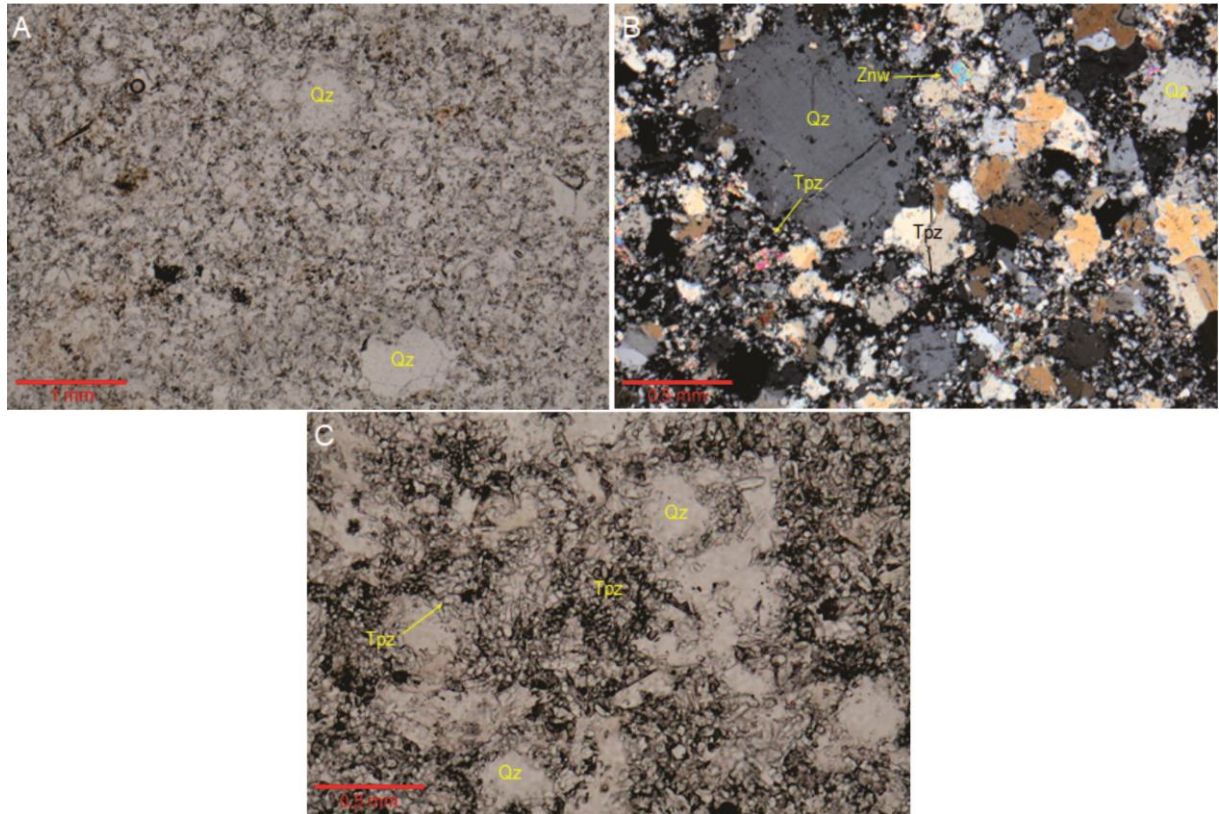


Figura 3.11: A, B e C - Fotomicrografias do topazito, com textura microporfírica caracterizada pelos fenocristais de quartzo e matriz fina formada por topázio, quartzo e zinnwaldita (A, nicóis paralelos; B, nicóis cruzados; C, nicóis paralelos). Qz = quartzo; Tpz = topázio; Znw = zinnwaldita).

#### 3.1.2.4 Veios e vênulas de quartzo

Veios e vênulas de quartzo cortam os litotipos anteriores. Apresentam espessura 0,4 a 7 cm, são maciços, bem fraturados e compostos principalmente por quartzo, com topázio, muscovita, cassiterita, wolframita e sulfetos como principais minerais acessórios que ocorrem dispersos na matriz quartzosa (Figura 3.12 A, B).

O quartzo possui cor branca leitosa e os cristais podem estar bem fraturados. Ao microscópio é anédrico/subédrico, apresenta extinção ondulante fraca ou ausente, contatos irregulares ou retilíneos com os outros minerais e a granulação é grossa, com cristais com até 1,5 mm de diâmetro.

Vênulas de quartzo de espessura mili a centimétrica, não mineralizadas, podem apresentar zoneamento nas bordas, caracterizado pela presença de agregados de cristais de mica fina, anédrica, de cor marrom clara ou incolor, na zona interna da borda (arranjo tipo *comb*) (Figura 3.13 C), e agregados de cristais de topázio muito fino na zona externa. O quartzo nestas

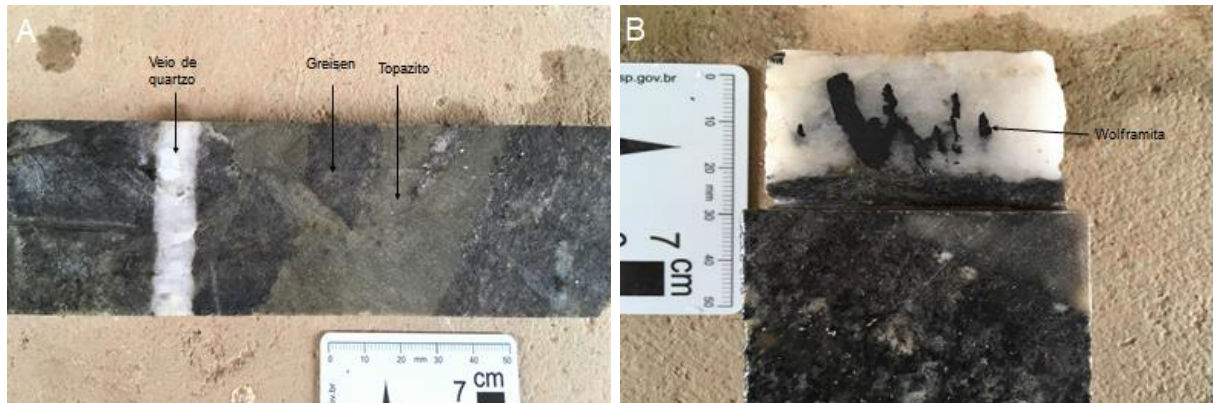


Figura 3.12: A e B: aspectos macroscópicos dos veios de quartzo.

vênulas é anédrico, apresenta contatos ameboides e possui granulação muito fina ou grossa. Quando muito fina, os cristais atingem no máximo 0,1 mm de diâmetro, enquanto que nas vênulas com cristais de granulação grossa eles possuem em média de 2 a 6 mm de diâmetro. Agregados de mica microcristalina (fengita?) e topázio podem ocorrer associados às zonas externas dos veios.

A wolframita é preta à vista desarmada e forma agregados de cristais que podem chegar a 2 cm. Ao microscópio é anédrica/subédrica, apresenta zoneamento interno e seus contatos com o quartzo são irregulares e retos (Figura 3.13 A). Análises em MEV apontaram predomínio de Mn na composição da wolframita, o que permite classifica-la como hubnerita. A cassiterita é anédrica/ subédrica, pleocróica, com cores que variam de marrom claro a marrom escuro avermelhado, seus contatos são retilíneos ou serrilhados e pode apresentar gemação. Os cristais ocorrem isolados ou em agregados, com 0,2 a 3,2 mm de diâmetro (Figura 3.13 B).

A esfalerita e a calcopirita são os sulfetos predominantes. São anédricas e formam massas cristalinas sempre associadas à pirita e galena, que ocorrem subordinadas. A esfalerita pode conter microinclusões de calcopirita (doença da calcopirita) e de estanita, estas menos frequentes (Figura 3.13 D).

Nos fragmentos de testemunhos de sondagem também foram observadas porções formadas essencialmente por quartzo maciço, com até 20 cm de espessura, que provavelmente representam lentes corpos quartzosos maciços identificados por Tamborim (2007) ao sul da cava da mina. São muito fraturados, de granulação grossa a muito grossa e podem ocorrer cimentando fragmentos angulosos de greisen.

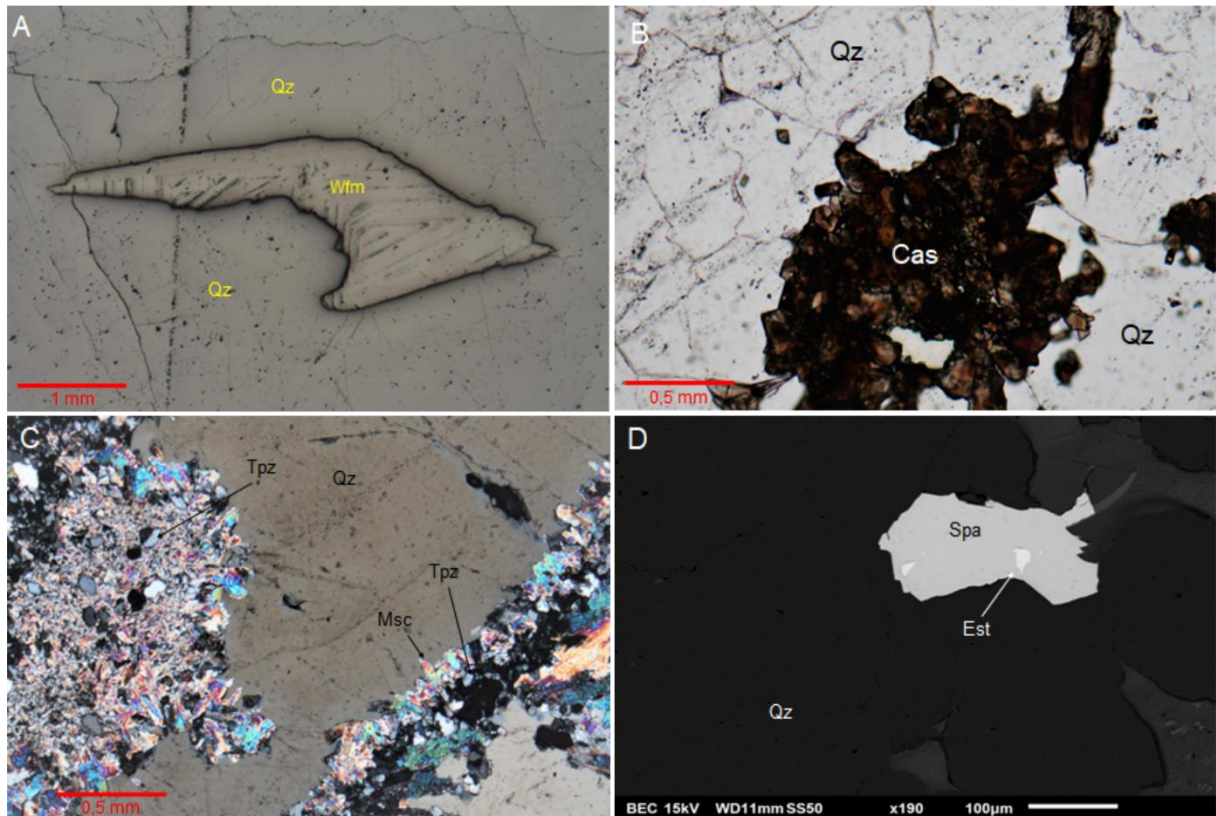


Figura 3.13: Fotomicrografias (A, B e C) de veio e vênula de quartzo. A - cristal de wolframita zonado em veio de quartzo (luz refletida, nicóis paralelos). B – Agregados de cristais de cassiterita em veio de quartzo (luz transmitida, nicóis paralelos). C – Vênula de quartzo em arranjo tipo *comb* em topázio. D – Imagem retroespalhada de esfalerita em veio de quartzo, com inclusões de estanita. Qz = quartzo; Wfm = wolframita; Cas = cassiterita; Tpz = topázio; Msc = muscovita; Spa = esfalerita; Est = estanita.

### 3.1.2.5 Vênulas e miárolos tardios

As vênulas e miárolos tardios correspondem à última fase de mineralização do depósito Morro Potosi. Os miárolos possuem formato irregular, com diâmetro variado, com cavidades que podem chegar a até 12 cm, e que por vezes apresentam bordas zonadas compostas por micas na parte interna e topázio na parte externa. As vênulas possuem espessura de menos de 1 cm a até 4 cm, possuem formato diverso que pode ser irregular ou até vermiforme e suas bordas também podem apresentar zoneamento por micas e topázio (Figura 3.14 A e B). Os miárolos e as vênulas podem ser subdivididos nos seguintes tipos, de acordo com sua mineralogia principal: a) vênulas de quartzo, fluorita e sulfetos; b) vênulas de quartzo e argilominerais; c) vênulas de calcita (Figura 3.15 B); d) vênulas de caulinita e outros argilominerais; e) miárolos

de fluorita, quartzo, zeólitas, cassiterita e sulfetos (Figura 3.15 A); f) miárolos de dickita e argilominerais.

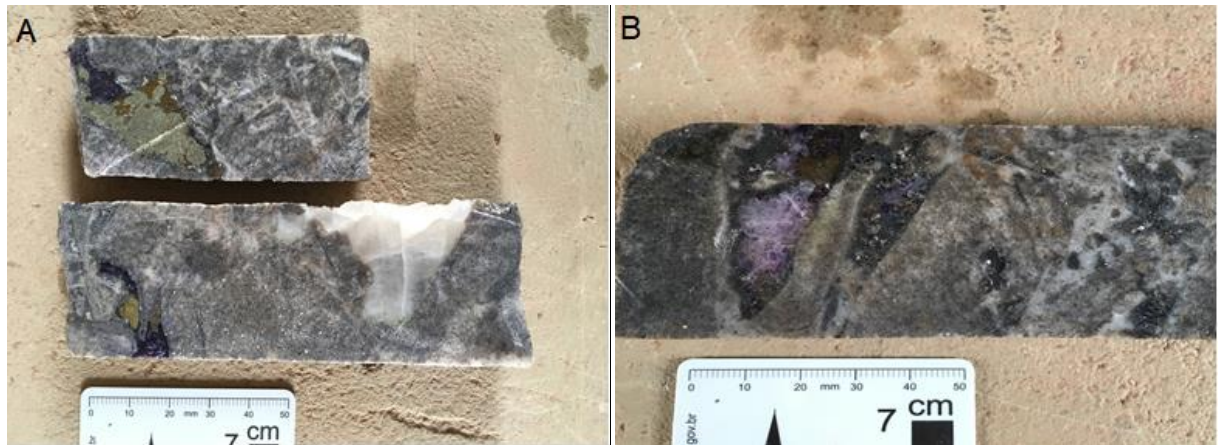


Figura 3.14: A e B – Forma de ocorrência dos miárolos e vênulas tardias de quartzo, fluorita, sulfetos e argilominerais.

Ao microscópio, alguns miárolos mostram-se zonados, com bordas micáceas bem nítidas, formadas por cristais de muscovita bem formados, subédricos, com dimensão de 0,6 a 1,3 mm em média, dispostos de forma radial ou perpendicularmente às paredes dos miárolos. Junto às moscovitas também ocorre quartzo subédrico, com extinção reta e raramente ondulante fraca. Nas partes internas dos miárolos há associações de quartzo, zeólita, fluorita, sulfetos e argilominerais em proporções variadas. As zeólitas ocorrem como agregados cristais finos aciculares, dispostos de maneira radial ou paralelos uns aos outros. A fluorita forma agregados amorfos de cristais anédricos, de cor roxa ou incolores (Figura 3.14 A). Os argilominerais incluem caulinita, que forma agregados de cristais subédricos incolores, de no máximo 0,2 mm de diâmetro.

Os sulfetos dominantes são a esfalerita e calcopirita, seguidos por galena, pirita e arsenopirita. Em quantidades subordinadas ocorrem estanita, cobaltita, covellita, rutilo, hematita, molibdenita, tetraedrita-tennantita, boulangerita e bismuto nativo (Figura 3.15 C, D, E, F).

O sulfeto mais abundante é a esfalerita, que ocorre em agregados anédricos comumente formados por calcopirita, pirita, galena e cassiterita, que variam de alguns milímetros a até vários centímetros de diâmetro. Possui cor castanho amarelado quando observada em microscópio de luz transmitida a nicóis descruzados. É comum apresentar pequenas bolhas de calcopirita disseminadas pelos cristais que caracterizam a “doença da calcopirita”. Esta textura



comum pode ser produto de diversos mecanismos, como exsolução ou como resultado de co-precipitação e alteração secundária (BARTON & BETHKE, 1987; MIZUTA & SCOTT, 1997; CRAIG & VAUGHAN, 1981). Também hospeda inclusões de pirita, calcopirita, galena, estanita. A pirita ocorre como agregados de grandes cristais (até 2 mm) subédricos/anédricos, fraturados ou não, muitas vezes sendo alterada pela calcopirita.

A calcopirita ocorre de duas formas: como cristais anédricos associada a micas e aos sulfetos anteriormente descritos, ou substituindo/preenchendo fraturas da pirita. A galena pode ser anédrica ou subédrica e seus cristais possuem dimensão variada (>1 mm a 1,3 mm). É comum preencher fraturas de cristais de pirita e calcopirita.

A cassiterita é anédrica/subédrica e ocorre associada aos demais sulfetos ou preenchendo fraturas da esfalerita.

A estanita ocorre sempre inclusa na esfalerita, formado cristais anédricos, com diâmetro que varia de menos de 0,1 mm a 0,7 mm, com bordas irregulares ou, mais raramente, retas. A arsenopirita é subédrica ou anédrica e ocorre associada aos outros sulfetos ou preenchendo fraturas. A cobaltita forma agregados anédricos junto aos demais sulfetos.

A covellita é essencialmente secundária e ocorre sempre alterando as bordas da calcopirita ou preenchendo fraturas.

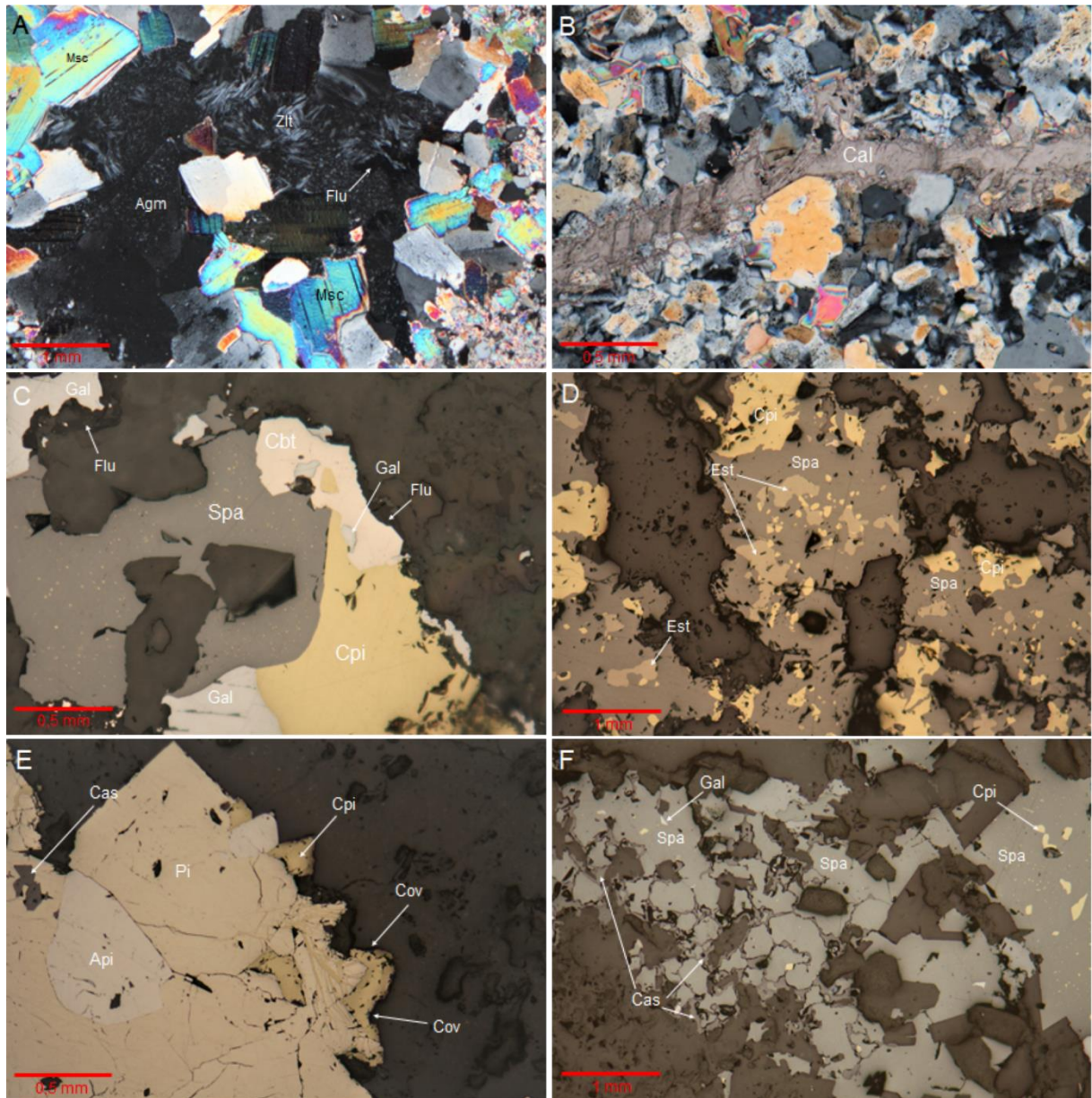


Figura 3.15: Fotomicrografias de miárolos, vênulas tardias e sulfetos. A - Miárola formado por muscovita, fluorita, zeólita e argilominerais (luz transmitida, nicóis cruzados). B – Vênula de calcita cortando microgranito (luz transmitida, nicóis cruzados). C – Associação entre fluorita, esfalerita, calcopirita, galena e cobaltita de vênula em greisen (luz refletida, nicóis paralelos). D – Esfalerita, calcopirita e estanita em miárola (luz refletida, nicóis paralelos). E – Pirita subédrica com inclusões de cassiterita e arsenopirita. Calcopirita preenchendo fraturas em pirita e sendo alterada por covellita nas bordas (luz refletida, nicóis paralelos). F – Cassiterita preenchendo fraturas e bordas de esfalerita. Cas = cassiterita; Zlt – zeólita; Agm = argilominerais; Cal = calcita; Flu = fluorita; Cbt = cobaltita; Cov = covellita; Spa = esfalerita; Gal = galena; Cpi = calcopirita; Pi = pirita; Api = arsenopirita;

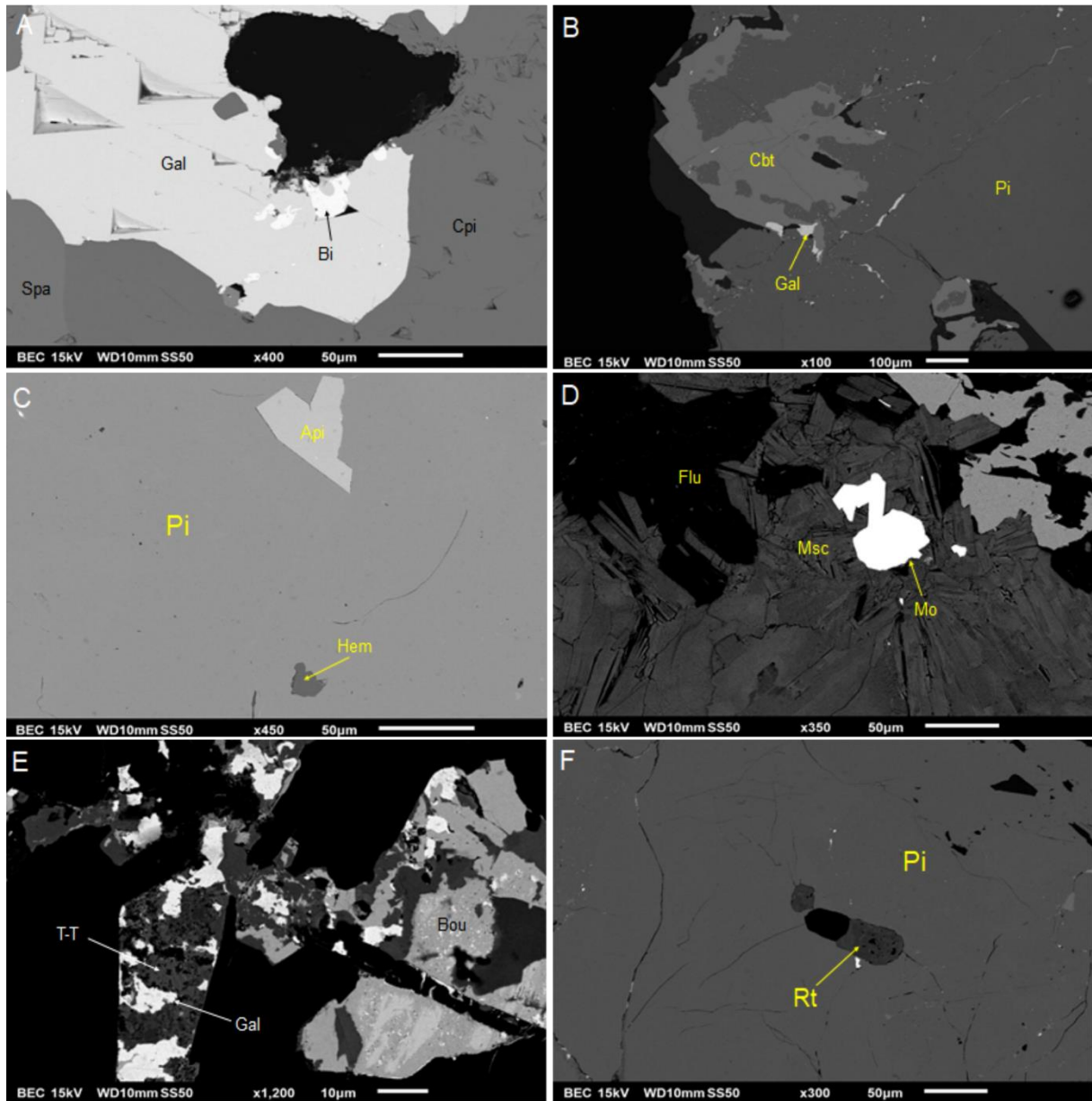


Figura 3.16: Imagens retroespalhadas de minerais acessórios de miórols e vênulas tardias. A – Microinclusão de bismuto metálico em galena. B – Cobaltita e galena alterando as bordas de pirita. C – Microinclusões de arsenopirita e hematita em pirita. D – Associação entre molibdenita, muscovita e fluorita. E – Fratura preenchida por galena, tetradrita-tennantita e boulangerita. F – Microinclusão de rutilo em pirita. Gal = galena; Bi = bismuto metálico; Cpi = calcopirita; Spa = esfalerita; Cbt = cobaltita; Pi = pirita; Api = arsenopirita; Hem = hematita; Msc = muscovita; Flu = fluorita; Mo = molibdenita; Bou = boulangerita; T-T = tetradrita-tennantita; Rt = rutilo.

As paragêneses observadas nos estágios de mineralização do depósito Morro Potosi estão ilustradas no Quadro 3.1.

<b>Rocha</b>	<b>Greisen</b>	<b>Microgranito</b>	<b>Topazito</b>	<b>Veios de Quartzo</b>	<b>Vênulas e Miárolos Tardios</b>
Quartzo	—	—	—	—	—
Microclínio	—	—	—	—	—
Albita	—	—	---	—	—
Li-mica	—	---	---	—	—
Sericita	—	—	—	—	—
Muscovita	—	—	—	—	—
Topázio	—	—	—	—	—
Fluorita	---	---	---	—	—
Cassiterita	—	—	—	—	---
Wolframita	—	—	—	—	—
Rutilo	—	—	—	—	—
Esfalerita	—	—	—	—	—
Calcopirita	—	—	—	—	—
Pirita	—	—	—	—	—
Arsenopirita	—	—	—	---	—
Estanita	—	—	—	---	—
Galena	—	—	—	---	—
Covellita	—	—	—	---	---
Cobaltita	—	—	—	---	—
Calcita	—	—	—	---	—
Zeólita	—	—	—	---	—
Dickita	—	—	—	---	—
Caulinita	—	—	—	---	—
Argilominerais	—	—	—	---	—
Tetraedrita-tennantita	—	—	—	---	---
Bismuto nativo	—	—	—	---	---
Boulangerita	—	—	—	---	---
Molibdenita	—	—	—	---	---
Hematita	—	—	—	---	---

Quadro 3.1: Quadro paragenético da mineralização primária do depósito Morro Potosi.

## 4 INCLUSÕES FLUIDAS

### 4.1 Introdução

Inclusões fluidas são componentes líquidos e/ou gasosos que preenchem imperfeições ou irregularidades formadas durante ou após o crescimento dos minerais. O estudo das inclusões fluidas em minerais da paragênese mineral possibilita a obtenção de informações a respeito da composição, temperatura, pressão, salinidade e densidade do fluido à época de seu aprisionamento, sendo assim instrumento importante para a caracterização dos fluidos e processos envolvidos na formação dos depósitos minerais. O crescimento do cristal na presença de uma fase fluida é, portanto, condição *sine qua non* para a formação de inclusões fluidas (ROEDDER, 1984; SHEPERD *et al.*, 1985; GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994; BIONDI, 2003; BODNAR, 2003a; KERKHOF & SOSA, 2012; PESTILHO & MONTEIRO, 2017).

Os minerais hospedeiros nos quais as inclusões fluidas ficam preservadas devem ser transparentes e apresentar coloração clara quando observados ao microscópio em lâminas delgadas polidas nas duas faces, para que o reconhecimento óptico das inclusões seja facilitado. Portanto, o mineral mais comum empregado nos estudos de inclusões fluidas é o quartzo, devido também à sua abundância e ocorrência em praticamente todos os tipos de rochas, à sua estabilidade sob variadas condições geológicas e resistência ao intemperismo químico.

É importante ressaltar que o quartzo pode oferecer desvantagens quando presente em rochas submetidas a certas condições de deformação e/ou metamorfismo: raramente desenvolve zonas de crescimento; recristaliza-se e dissolve-se facilmente durante a deformação; pode formar-se a partir de reações de caráter progressivo ou regressivo. Estes fatores prejudicam o estabelecimento de relações cronológicas das inclusões fluidas, além de poder alterar suas características originais ou até mesmo destruí-las (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994).

Outros minerais que comumente hospedam inclusões fluidas são o topázio, fluorita, cassiterita, esfalerita, barita, feldspatos, olivinas, anfibólios, piroxênios e granadas (ROEDDER, 1984; SHEPERD *et al.*, 1985; GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994).

### 4.2 Classificação das Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas podem ser classificadas de diversas maneiras, mas os critérios mais utilizados estão relacionados ao seu tempo de formação em relação ao mineral hospedeiro

(origem), ao seu conteúdo fluido à temperatura ambiente (composição e número de fases) e à sua morfologia.

#### **4.2.1 *Quanto à origem das inclusões fluidas***

- Inclusões primárias (P): são inclusões que foram aprisionadas durante o crescimento do cristal hospedeiro. São importantes porque representam uma amostra direta do fluido que estava presente no momento da formação do mineral.
- Inclusões secundárias (S): são inclusões que se formaram após o crescimento do cristal hospedeiro, quando este sofreu ação de esforços que geraram fraturas nas quais os fluidos puderam circular e, seguindo-se a cicatrização dessas fraturas, os fluidos foram aprisionados. Por este motivo, as inclusões secundárias sempre são encontradas ao longo de trilhas que atravessam mais de um grão mineral.
- Inclusões pseudo-secundárias (PS): as inclusões pseudo-secundárias ocorrem de forma similar às secundárias, mas sua origem é semelhante à das primárias. Também são encontradas alinhadas e ao longo de trilhas, mas foram aprisionadas quando fraturas se formaram durante a cristalização do mineral. Sendo assim, as trilhas deste tipo de inclusões são encontradas no interior de apenas um grão mineral.
- Inclusões indeterminadas (I): são inclusões que não podem ser classificadas segundo os parâmetros descritos anteriormente.

#### **4.2.2 *Quanto à composição e ao número de fases***

- Inclusões monofásicas líquidas (L)
- Inclusões monofásicas gasosas (V)
- Inclusões bifásicas (L+V)
- Inclusões com líquidos imiscíveis ( $L_1+L_2+V$ )
- Inclusões polifásicas com sólidos (S+L+V)
- Inclusões de material fundido

#### **4.2.3 *Quanto à morfologia***

A morfologia das inclusões fluidas inclui parâmetros como o tamanho, forma, cor e brilho, que durante os estudos petrográficos podem trazer informações prévias sobre as condições de aprisionamento e composição dos fluidos. Os formatos das inclusões pode ser muito variável: circular, irregular, alongado, acicular, arredondado, de bastonete, de cristal negativo, etc.

As inclusões podem ser submetidas a mudanças nas condições do ambiente que podem levar a alterações em sua morfologia, como estrangulamento (*necking down*), vazamento (*leakage*) e dilatação (*stretching*). Estes processos podem ser prejudiciais às análises microtermométricas, pois provocam alterações nas condições físico-químicas originais nas quais as inclusões foram aprisionadas.

### 4.3 Grau de Preenchimento

O grau de preenchimento (GP) é a razão entre o volume de uma determinada fase fluida e o volume total da inclusão, determinado pela seguinte fórmula:

$$GP = V_{\text{líquido}} / V_{\text{total da inclusão}}, \text{ sendo que } V_{\text{total da inclusão}} = V_{\text{líquido}} + V_{\text{gás}} + V_{\text{cristais de saturação}}$$

Esta razão é estimada visualmente e com o auxílio de ábacos ou diagramas de referência, como os exemplificados abaixo (Figura 4.1):

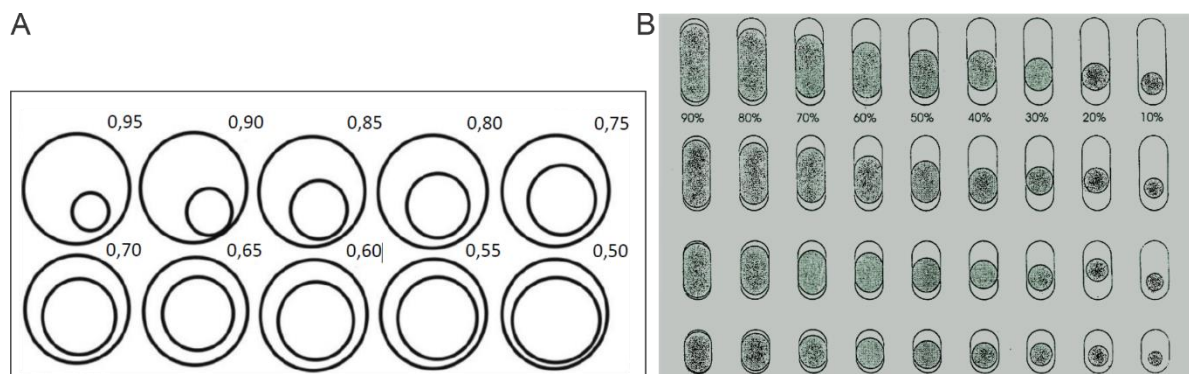


Figura 4.1: Diagramas de referência utilizados para determinação do grau de preenchimento (GP) de inclusões fluidas bifásicas e trifásicas, segundo Sheperd *et al.* (1985) (A) e Kerkhof & Sosa (2012) (B).

### 4.4 Assembleia de Inclusões Fluidas (Fluid Inclusion Assemblage – FIA)

Inclusões que se formaram ao mesmo tempo e sob as mesmas condições podem ser agrupadas e constituir assembleias de inclusões fluidas. Este conceito é importante para a validação dos dados microtermométricos.

#### **4.5 Microtermometria**

A microtermometria é uma técnica utilizada para a determinação das mudanças de fases das inclusões fluidas durante o aquecimento e resfriamento das amostras. A partir desta técnica pode-se descobrir a temperatura mínima em que minerais se formaram, as condições térmicas às quais uma rocha foi submetida e a composição dos fluidos que percolaram as rochas (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994).

#### **4.6 Inclusões fluidas do depósito Morro Potosi**

O estudo de inclusões fluidas em minerais relacionados à paragênese de minério é um complemento importante e frequentemente utilizado na caracterização da gênese de depósitos hidrotermais. Neste trabalho, o principal objetivo desta etapa foi esclarecer e comparar as condições físico-químicas dos fluidos mineralizantes de greisen, topazito, veios de quartzo e vênulas e miárolos tardios, portanto o estudo foi realizado apenas em inclusões fluidas primárias.

Esta etapa de trabalho foi dificultada devido a alguns obstáculos. As análises petrográficas e microtermométricas ficaram restritas a inclusões contidas em grãos minerais de quartzo, uma vez que as inclusões em topázio, fluorita e cassiterita eram raras ou inexistentes e de tamanho muito pequeno, o que dificultou a observação e caracterização. A coloração mais escura da cassiterita e da fluorita, provenientes de greisen e miárolos tardios, respectivamente, também foi um empecilho para as análises. No topazito, a granulação muito fina do topázio impossibilitou qualquer análise das inclusões. Ainda que o quartzo seja um excelente mineral para análises de inclusões fluidas, as inclusões contidas neste mineral em greisen e em topazito são menos numerosas e de pequena dimensão, o que também dificultou as análises. Por sua vez, as inclusões em quartzo proveniente de veios de quartzo e de vênulas e miárolos tardios não ofereceram dificuldades de análise, em razão de suas maiores dimensões e abundância.

A seguir são apresentados os resultados obtidos a partir das análises petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas do Morro Potosi. Para este estudo foram utilizadas inicialmente nove lâminas delgadas polidas nas duas faces, sendo três de greisen, duas de topazito, duas de veio de quartzo e duas de vênulas e miárolos tardios. Posteriormente, uma lâmina representativa de cada estágio de mineralização foi selecionada para os ensaios microtermométricos.



#### 4.6.1 Características petrográficas

A partir das análises petrográficas e microtermométricas foram identificados três tipos de inclusões fluidas primárias, com base em sua composição: aquosas (A) (monofásicas e bifásicas), aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) e aquo-carbônicas ricas em  $CO_2$  ( $AC_2$ ). Todas ocorrem dispersas nos cristais de quartzo, isoladas ou agrupadas entre si na forma de assembleias de inclusões fluidas (FIAs).

##### 4.6.1.1 Greisen

Em geral, as inclusões primárias (P) em greisen são de pequena dimensão e pouco frequentes. Foram classificadas como inclusões aquosas monofásicas e bifásicas (A) e inclusões aquo-carbônicas ( $AC_1$ ).

As inclusões aquosas (A) são majoritariamente bifásicas e apresentam formatos diversos (subarredondado, irregular, alongado, circular) (Figura 4.1a). Possuem contornos espessos, são incolores, de tamanho até 10  $\mu m$  e compostas por uma fase  $H_2O_{liq}$  e outra  $H_2O_v$ . Podem apresentar feições de *necking down* e seu grau de preenchimento (GP) varia de 0,95 a 0,65 (Figura 4.2b).

As inclusões aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) são trifásicas, com formatos irregulares e subarredondados, incolores, com contornos fortes e espessos, tamanho de até 10  $\mu m$  e compostas por uma fase  $H_2O_{liq}$ , uma fase  $CO_{2liq}$  e uma fase  $CO_{2v}$ . O GP varia de 0,85 a 0,70. No caso das inclusões aquo-carbônicas ricas em  $CO_2$  ( $AC_2$ ), estas diferem-se das primeiras pela sua cor cinza escura e preta, GP que varia de 0,9 a 0,7 e fase  $CO_2$  total (líquido + vapor) que ocupa mais de 90% do volume total da inclusão.

As inclusões aquosas monofásicas são muito pequenas (< 5  $\mu m$ ) e menos frequentes, com formato circular ou irregular, incolores ou de cor rosa claro, compostas por uma fase  $H_2O_{liq}$ .

##### 4.6.1.2 Topazito

As inclusões fluidas primárias em topazito possuem pequena dimensão, são pouco frequentes e podem ser classificadas como aquosas monofásicas e bifásicas e como aquo-carbônicas (Figura 4.2c).

As inclusões mais frequentes são aquosas bifásicas, com formatos subarredondados, irregulares, alongados ou aciculares e tamanhos que atingem no máximo 10  $\mu m$  (Figura 4.2d).

Apresentam contornos bem marcados, com a exceção das inclusões aciculares, que possuem contornos finos e são mais brilhantes. São formadas por uma fase  $H_2O_{liq}$  e uma fase  $H_2O_v$ . O grau de preenchimento varia de 0,80 a 0,85.

As inclusões aquo-carbônicas são mais raras, trifásicas, com forma arredondada e tamanho próximo de 5-10  $\mu m$ . A coloração varia com o grau de preenchimento: quando mais ricas em  $CO_2$ , com GP = 0,5, as inclusões são um pouco mais escuras, com tons acinzentados; quando o GP = 0,75, as inclusões são mais claras e incolores.

#### 4.6.1.3 Veios de quartzo

As inclusões fluidas primárias em veios de quartzo são frequentes, com dimensão variável e são classificadas como aquosas (A), aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) e aquo-carbônicas ricas em  $CO_2$  ( $AC_2$ ). É importante destacar que inclusões fluidas secundárias e/ou pseudo-secundárias, ambas dispostas em trilhas, são muito abundantes e predominam amplamente sobre as inclusões primárias (Figura 4.2e). Assim sendo, embora tenha-se procurado trabalhar com inclusões que não estavam em arranjos de trilhas, não é possível assegurar que a totalidade das inclusões analisadas sejam inequivocamente primárias.

As inclusões aquosas são monofásicas ou bifásicas. As monofásicas possuem formato acicular, tamanho muito pequeno ( $< 5 \mu m$ ), são mais brilhantes, incolores ou levemente esverdeadas e compostas por uma única fase  $H_2O_{liq}$ . As inclusões aquosas bifásicas possuem formato arredondado ou alongado, tipo bastonete, são incolores, com contornos mais espessos e de maior dimensão que as inclusões aquosas monofásicas, podendo chegar a até 25  $\mu m$ . O grau de preenchimento é de 0,95 a 0,80. São compostas por uma fase  $H_2O_{liq}$  e uma fase  $H_2O_{gas}$ .

As inclusões aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) são as mais abundantes nos veios de quartzo. Possuem formato irregular ou alongado, são incolores ou de cor roxa-clara, com contornos mais espessos e tamanho que varia de 10 a 30  $\mu m$ . São trifásicas, com grau de preenchimento entre 0,95 e 0,75, com a fase  $CO_2$  total (líquido + vapor) ocupando de 30 a 60% do volume total da inclusão. Algumas exibem feições de *necking down*.

As inclusões aquo-carbônicas ricas em  $CO_2$  ( $AC_2$ ) também ocorrem em grande número, apresentam formato irregular ou de cristal negativo, são mais escuras, com contornos fortes e dimensão entre 10 a 20  $\mu m$ . São trifásicas e o grau de preenchimento é de 0,90 e 0,95. A fase carbônica total ocupa aproximadamente 90% ou mais do volume total da inclusão (Figura 4.2f).

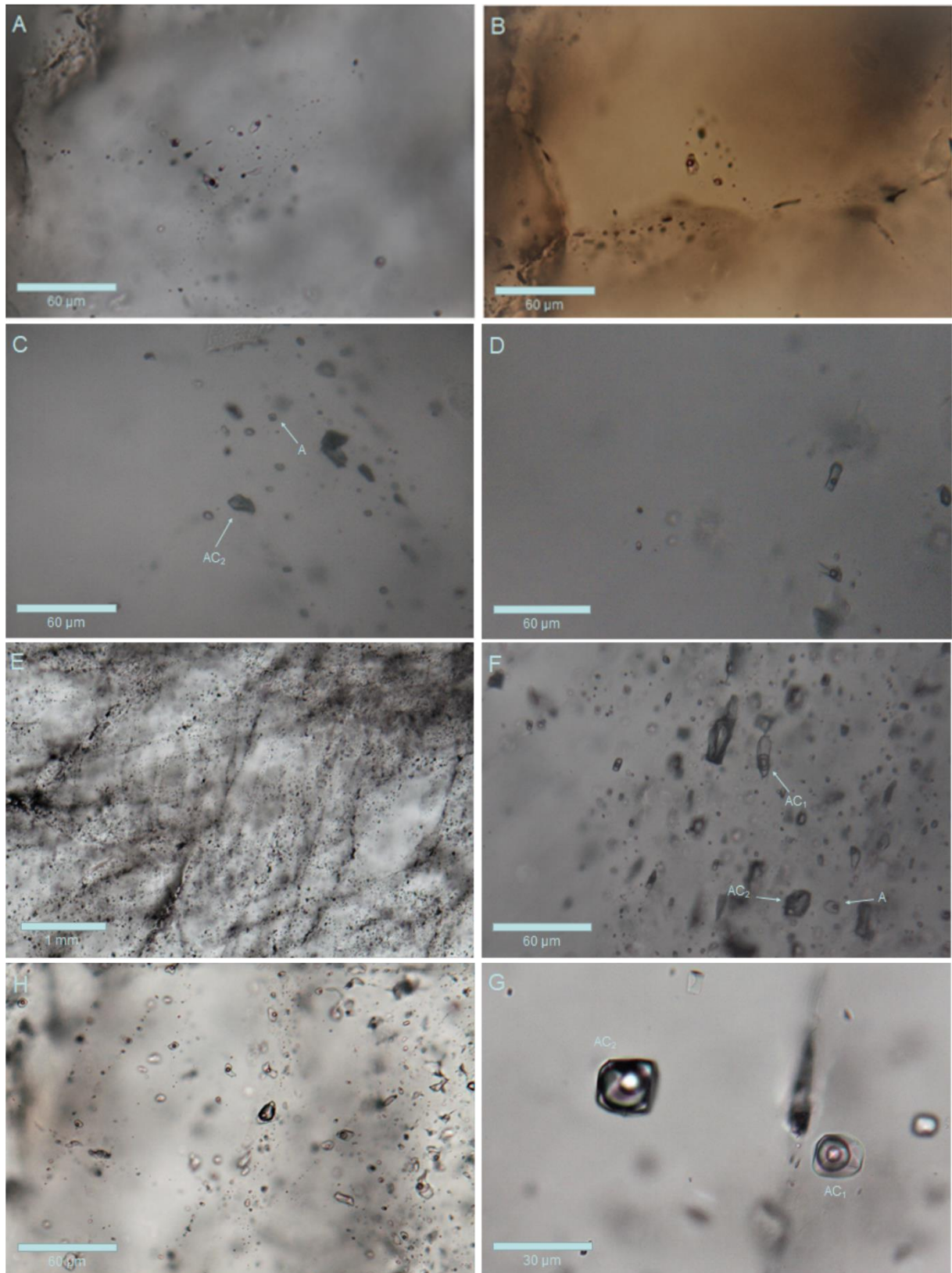


Figura 4.2: (a) inclusões fluidas aquosas de formato irregular em greisen com feições de *necking down*; (b) inclusões fluidas aquosas em greisen com variação do GP; (c) inclusões fluidas aquosas (A) e aquo-carbônicas (AC<sub>2</sub>) em topazito; (d) inclusões fluidas aquosas de formato alongado em topazito; (e) aspecto geral das inclusões em veio de quartzo; (f) inclusões fluidas aquosas (A) e aquo-carbônicas (AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub>) em veio de quartzo; (g) inclusões fluidas aquo-carbônicas (AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub>) em quartzo de miárola tardio; (h) aspecto geral das inclusões em miárolas tardios.

#### 4.6.1.4 Vênulas e miárolos tardios

Nas vênulas e miárolos tardios as inclusões fluidas primárias são muito abundantes, atingem grande dimensão e são classificadas como aquosas (A) monofásicas e bifásicas, aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) e aquo-carbônicas ricas em  $CO_2$  ( $AC_2$ ) (Figura 6.2g e h). Inclusões secundárias ou pseudo-secundárias dispostas em trilhas também são abundantes e podem atingir mais de 30  $\mu m$ , mas a maioria é menor do que 10  $\mu m$ . Algumas inclusões apresentam sólidos aprisionados eventualmente, bem como indícios de *necking down*.

As inclusões aquosas predominam sobre as aquo-carbônicas. As monofásicas são muito pequenas (< 5  $\mu m$ ), brilhantes, incolores ou com coloração verde-clara e formato circular. As inclusões aquosas bifásicas possuem dimensão variável entre 5 e 40  $\mu m$ , coloração rosa-clara e formato subarredondado, ovalado ou alongado. São constituídas por uma fase  $H_2O_{liq}$  e uma fase  $H_2O_v$  e o grau de preenchimento fica entre 0,95 e 0,85.

As inclusões aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) são incolores, podendo apresentar tons arroxeados, apresentam contornos finos, formato irregular ou subarredondado, com tamanho que varia entre 10 a 50  $\mu m$ . O grau de preenchimento varia de 0,50 a 0,80 e a fase  $CO_2$  total ocupa entre 25 e 70% do volume total da inclusão.

As inclusões aquo-carbônicas ricas em  $CO_2$  ( $AC_2$ ) são menos abundantes que as do tipo  $AC_1$  mais escuras, com contornos fortes e formato irregular ou subarredondado. Os tamanhos variam de 10 a 30  $\mu m$ . São compostas por umas fase  $H_2O_{liq}$ , uma  $CO_{2liq}$  e outra  $CO_{2v}$ . O grau de preenchimento varia de 0,50 a 0,90 e a fase  $CO_2$  total preenche mais de 80% do volume total da inclusão, sendo que na maioria das inclusões esse valor fica acima de 90%.

#### 4.6.2 Microtermometria

Os intervalos de variação das medidas microtermométricas obtidas para greisen, topazito, veio de quartzo e vênulas e miárolos tardios do depósito Morro Potosi são apresentados na tabela abaixo.

Litotipo (nome da amostra)	Tipo de inclusão fluida	Tf CO <sub>2</sub> (°C)	Teut (°C) (moda)	Tf gelo (°C) (moda)	Tf clat (°C) (moda)	Th CO <sub>2</sub> (°C) (moda)	Th total (°C)	Salinidade (% wt NaCl) (moda)
Greisen	A	-	-52,8 a -18,4 (-32,5 a -23,4)	-18 a -1 (-6,6 a -5,1)	-	-	84,8 a 440,0	1,7 a 20,9 (8,0 a 9,9)
	AC <sub>1</sub>	-57,8 a -56,6	-39,8 a -21,2 (-26,3 a -25,9)	-	5,7 a 8,6 (6,6 a 7,3)	26,4 a 32,4 (27,0 a 29,9)	284,2 a 368,6	3,0 a 8,8 (5,7 a 7,1)
	AC <sub>2</sub>	-57,2 a -56,6	-31,0	-	7,2 a 7,3	25,2 a 31,2	213,2 a 339,1	5,7 a 5,9
Topazito	A	-	-24,1 a -20,9 (-22,7 a -22,3)	-7,3 a -1,1 (-7,3 a -5,6)	-	-	96,1 a 421,8	1,9 a 10,8 (8,6 a 10,8)
	AC <sub>1</sub>	-57,5 a -56,6	-25,9 a -20,7	-	4,6 a 7,8	26,4 a 31,2	346,6 a 362,5	4,7 a 10,8
	AC <sub>2</sub>	-58,1 a -56,6	n.d.	-	n.d.	24,1 a 33,1	-	-
Veio de quartzo	A	-	-30,4 a -18,2 (-23,6 a -21,1)	-0,1 a -21,3 (-5,0 a -3,8)	-	-	90,7 a 432,1	0,1 a 23,2 (6,1 a 7,8)
	AC <sub>1</sub>	-59,7 a -56,6	-26,8 a -19,3 (-24,7 a -22,0)	-	2,4 a 9,9 (7,2 a 8,1)	22,4 a 32,9 (31,0 a 32,9)	192,1 a 343,8	0,1 a 14,6 (4,1 a 5,9)
	AC <sub>2</sub>	-59,4 a -56,6	n.d.	-	6,0 a 9,6 (6,0 a 7,3)	21 a 30 (23,1 a 28,7)	258,6 a 324,4	0,8 a 8,3 (5,7 a 8,3)
Vênulas e miárolas tardios	A	-	-47,5 a -12,7 (-21,9 a -21,0)	-20,0 a -1,1 (-6,6 a -5,1)	-	-	70,3 a 390,2	1,9 a 22,3 (8 a 9,9)
	AC <sub>1</sub>	-58,7 a -56,8	-27,8 a -19,3 (-22,9 a -20,2)	-	6,8 a 9,5 (7,4 a 8,1)	26,3 a 33,4	287,9 a 362,2	1,0 a 6,7 (4,1 a 5,5)
	AC <sub>2</sub>	-58,5 a -57,0	-27,8 a -19,3 (-22,9 a -20,2)	-	7,8 a 8,0	25,1 a 32,5	198,3 a 265,8	4,3 a 4,7

Tabela 4.1: Intervalos de variação dos dados microtermométricos obtidos das inclusões fluidas primárias analisadas em quatro estágios de mineralização do depósito Morro Potosi.

#### 4.6.2.1 Greisen

Com relação às inclusões do tipo A bifásicas em greisen, houve dificuldade em observar os valores de temperatura do ponto eutético (Teut) durante a etapa de aquecimento. A falta de clareza em diagnosticar este parâmetro é comum em estudos de inclusões fluidas, uma vez que muitas exibem comportamento metaestável. Os efeitos de metaestabilidade podem ocorrer devido à ausência de nucleação das fases estáveis, que deveriam se formar após mudanças nas condições físico-químicas das inclusões (p. ex., durante a etapa de resfriamento). Outros fatores que prejudicam na observação da Teut é que, durante o aquecimento, a dissociação da hidrohalita pode ser muito lenta e sua recristalização não se sucede facilmente, permanecendo na forma de pequenos cristais, ao contrário do que ocorre com o gelo, que se recristaliza para formar grandes cristais e seu ponto de fusão é, conseqüentemente, mais fácil de ser visualizado (Figura 4.3) (ROEDDER, 1971, 1984; BODNAR, 2003).

Apesar das dificuldades, a Teut pôde ser medida em algumas inclusões e ficou situada entre -36,0 e -18,4 °C, com moda entre os valores -32,5 e -23,4 °C (Figura 4.4). Segundo Goldstein & Reynolds (1994), temperaturas do eutético por volta de -30°C são comuns em sistemas dominados por cátions monovalentes e podem apontar para um sistema NaCl-H<sub>2</sub>O, uma vez que fluidos ricos em NaCl são mais comuns do que fluidos de KCl. Ainda assim, temperaturas entre -30 e -40°C comumente oferecem dificuldades de interpretação. Deste modo, e considerando que as temperaturas do ponto eutético dos sistemas NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O e CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O são de, respectivamente, -22,9 °C e -49,9 °C, o sistema salino das inclusões do tipo A em greisen foi interpretado como NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, podendo conter quantidades muito subordinadas de cátions Ca<sup>++</sup> e Fe<sup>++</sup>. O intervalo de temperatura de fusão do gelo (Tfg) medido para estas inclusões ficou entre -8,2 e -2,2 °C, com moda entre -6,6 e -5,1 °C, o que permitiu a definição de uma salinidade entre 3,7 e 11,9% em peso eq. NaCl e moda de 8,0 a 9,9% em peso eq. NaCl (Figura 4.5), calculada segundo a equação de Bodnar (1993):

$$\%NaCl = 0,00 + 1,78\theta - 0,0442\theta^2 + 0,000557\theta^3$$

onde  $\theta = Tfg$ .

A temperatura de homogeneização total (Th total) ocorreu, em geral, em amplo intervalo de 84,8 a 440,0 °C (Figura 4.6), sempre para o estado líquido.

Para as raras inclusões do tipo A monofásicas, apenas em duas espécimes as mudanças de fase foram observadas claramente. As Teut observadas foram de -52,8 e -43,3 °C e as Tfg

foram de  $-18,0$  e  $-1,0$  °C, que levam a uma salinidade de 1,7 e 20,9% em peso eq. NaCl, respectivamente (Figuras 4.4 e 4.5).

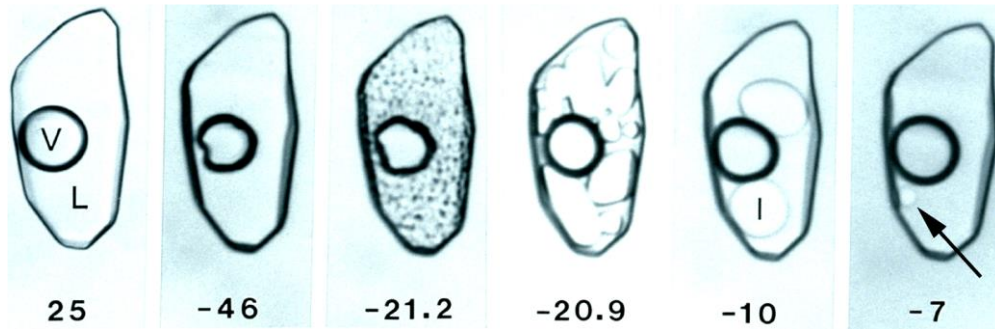


Figura 4.3: Exemplo de mudanças de fase em inclusão fluida de  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl com salinidade de 10% *wt*. A Teut ocorre a  $-21,2$  °C, quando a hidrohalita (pequenos cristais escuros) se dissocia e posteriormente o gelo (pequenos cristais brancos) se recristaliza na forma de cristais maiores e menos numerosos, a  $-20,9$  °C. A fusão do gelo persiste e a  $-7$  °C resta apenas um cristal, até que a  $6,6$  °C ele se dissolve completamente (Bodnar, 2003).

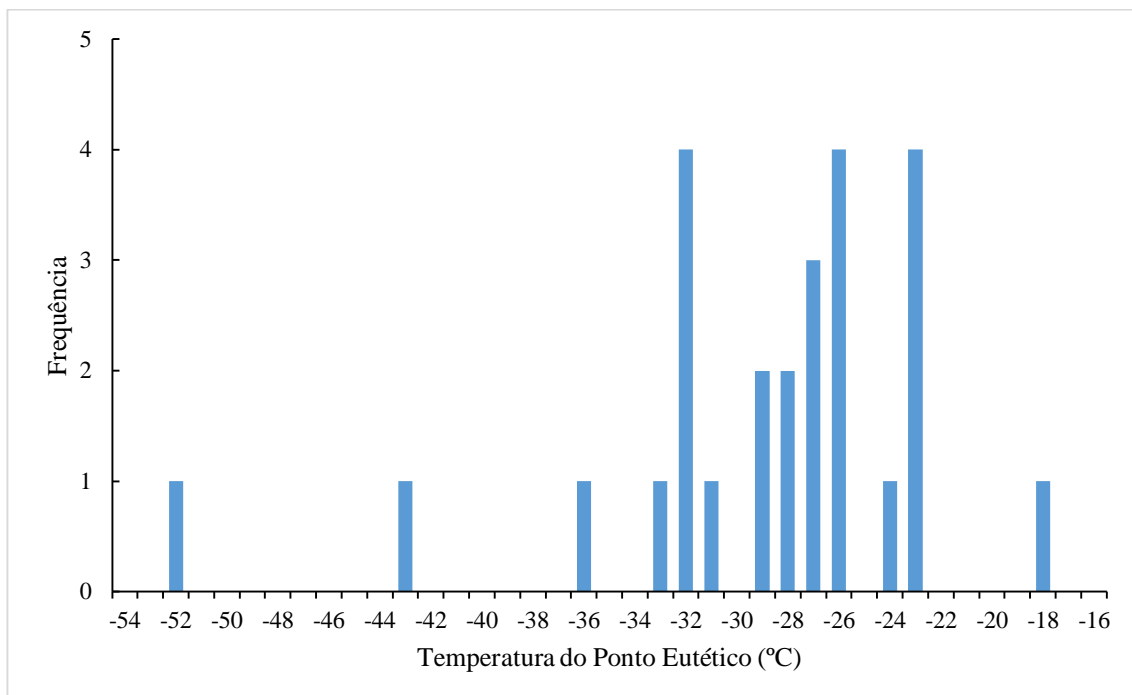


Figura 4.4: Gráfico de frequência para as temperaturas do ponto eutético das inclusões aquosas A bifásicas e monofásicas em greisen.

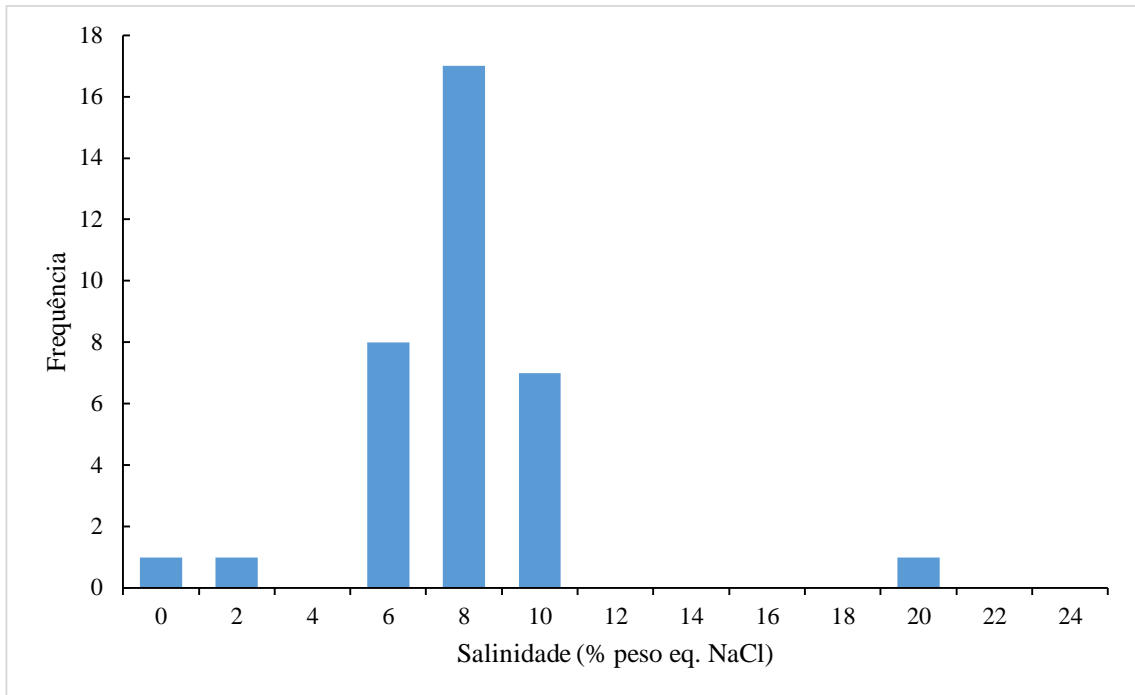


Figura 4.5: Gráfico de frequência para as salinidades das inclusões aquosas A bifásicas e monofásicas em greisen.

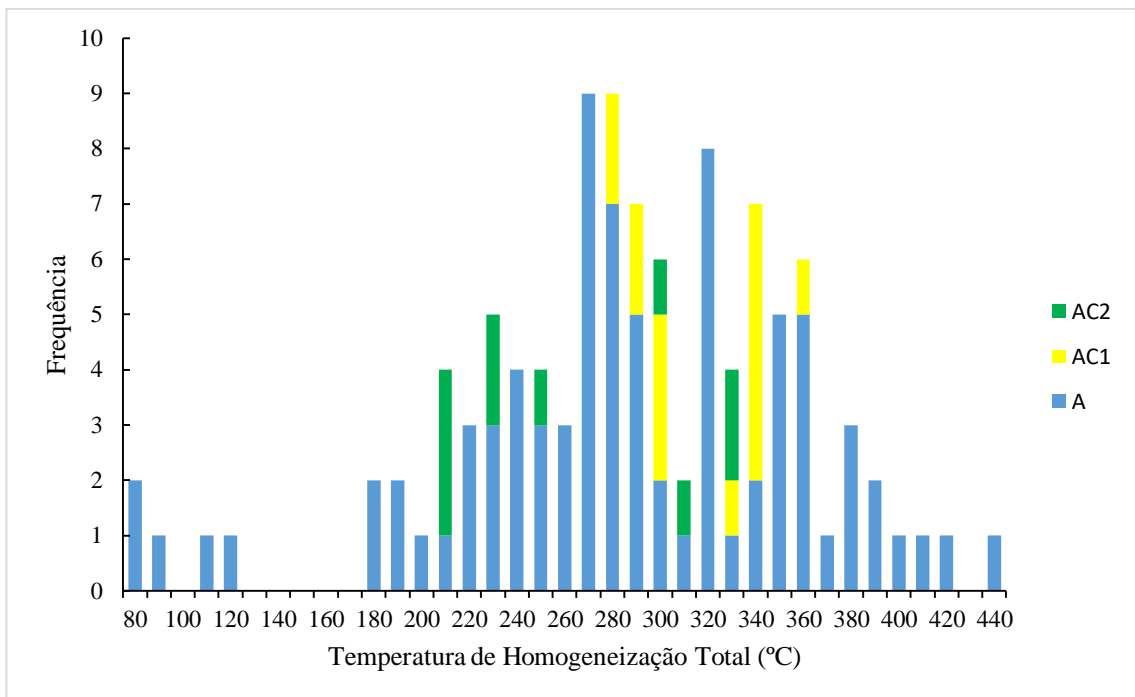


Figura 4.6: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização total das inclusões aquosas (A) e aquo-carbônicas (AC1 e AC2) em greisen.

No caso das inclusões do tipo AC<sub>1</sub>, os valores de temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> (TfCO<sub>2</sub>) oscilaram entre -57,3 e -56,6 °C (Figura 4.7), que são muito próximos ou equivalentes ao ponto triplo do sistema CO<sub>2</sub> puro (-56,6 °C). Valores um pouco abaixo do ponto triplo podem indicar um erro na calibração do aparelho ou a presença de outros voláteis (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, etc.) em



quantidades muito subordinadas, detectáveis apenas com a técnica de espectroscopia Raman. A Teut ficou situada entre -39,8 e -21,2 °C, com moda entre -26,3 e -25,9 °C (Figura 4.8.), o que aponta para um sistema salino NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. A temperatura de fusão do clatrato (Tcl) apresentou valores entre 5,7 e 8,6 °C, sendo a moda 6,6 a 7,3 °C. De acordo com Collins (1979), em fluidos aquo-carbônicos, a formação do clatrato (sólido formado pela associação de moléculas H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> em forma de cela, durante a etapa de resfriamento) concentra os sais dissolvidos na solução aquosa residual, porque parte das moléculas de H<sub>2</sub>O presentes na inclusão junta-se a moléculas de CO<sub>2</sub> para formar o clatrato, o que aumenta a salinidade e consequentemente torna a Tfg inadequada para o cálculo da salinidade em inclusões aquo-carbônicas. Portanto, para estas inclusões a Tcl é utilizada como parâmetro para o cálculo da salinidade, que pode ser estimada segundo a equação de Diamond (1992):

$$\%(KCl+NaCl) = 15,5296 + 4,2947 XKCl + 0,5061(XKCl)^2 - 1,0709 Tmcla - 0,4751 Tmcla XKCl - 0,048 (Tmcla)^2$$

onde  $Tmcla = Tcl$  e  $XKCl$  é a fração em peso equivalente de KCl no subsistema KCl-NaCl, ou seja:

$$\% \text{ em peso eq. KCl} / (\% \text{ em peso eq. KCl} + \% \text{ em peso eq. NaCl}).$$

A salinidade calculada foi de 3,0 a 8,8% em peso eq. NaCl, com moda entre 5,7 e 7,1% em peso eq. NaCl (Figura 4.9). A homogeneização do CO<sub>2</sub> se processou para estado gasoso e as temperaturas de homogeneização do CO<sub>2</sub> (ThCO<sub>2</sub>) ficaram entre 26,4 e 32,4 °C, com moda entre 27,0 e 29,9 °C (Figura 4.10). A densidade da fase carbônica equivalente foi calculada a partir do *software* BULK (BAKKER, 2003) e ficou entre 0,76 e 0,80 g/cm<sup>3</sup>. A Th total ocorreu em intervalo mais restrito em relação às inclusões do tipo A, entre 284,2 e 368,6 °C.

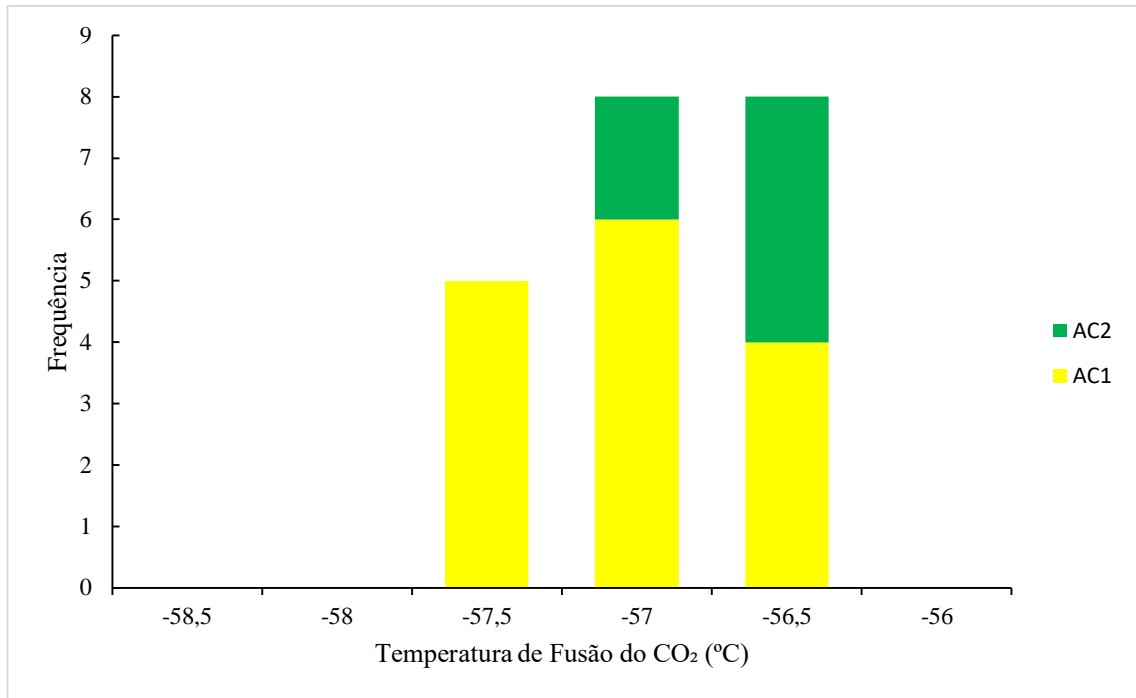


Figura 4.7: Gráfico de frequência para a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em greisen.

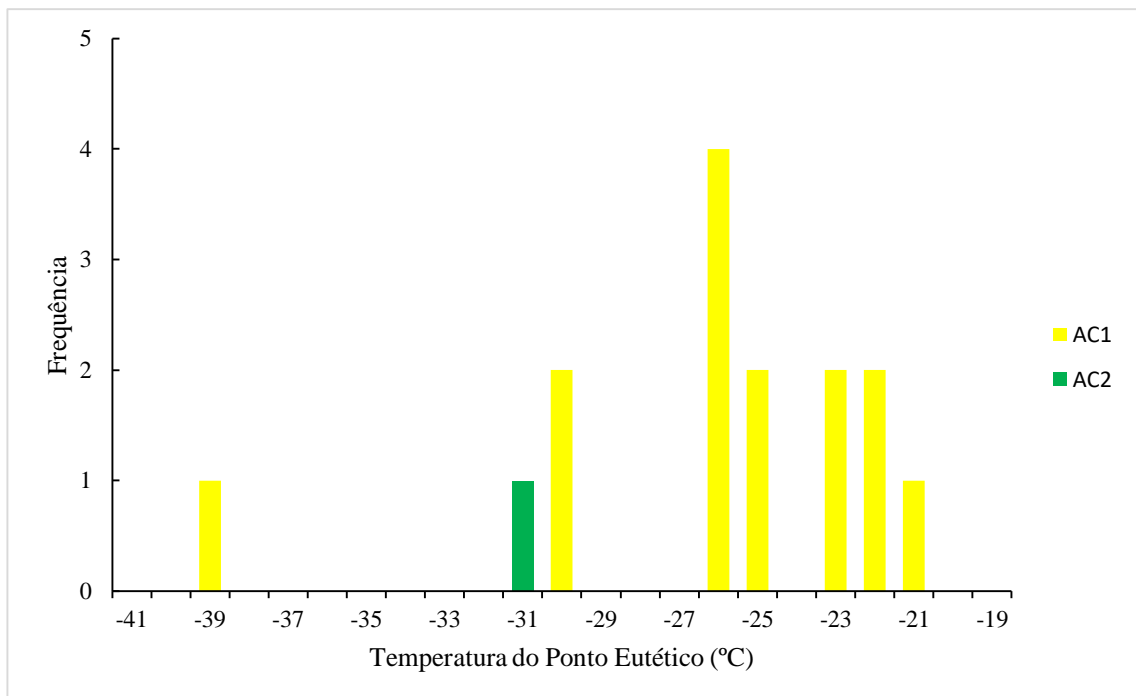


Figura 4.8: Gráfico de frequência para a temperatura do ponto eutético das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em greisen.

As inclusões do tipo AC<sub>2</sub> são raras no greisen e ofereceram dificuldade na observação das mudanças de fases, uma vez que sua coloração é muito escura. A T<sub>f</sub>CO<sub>2</sub> variou entre -57,2

e  $-56,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , enquanto que a Teut foi observada em apenas uma inclusão, no valor de  $-31,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . A Tfclat foi identificada em 2 inclusões, nos valores de  $7,2$  e  $7,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , o que permite o cálculo da salinidade nos valores  $5,7$  a  $5,9\%$  em peso eq. NaCl e a ThCO<sub>2</sub> variou de  $25,2$  a  $31,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , o que leva a uma estimativa da densidade da fase carbônica de  $0,28$  a  $0,74\text{ g/cm}^3$ . A Th total variou entre os valores  $213,2$  a  $339,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

O conjunto de inclusões aquosas exibe leve correlação positiva para os valores de salinidade e Teut e leve correlação negativa quando consideradas as inclusões aquo-carbônicas (Figura 4.11). As tendências observadas no diagrama Th total vs salinidade (Figura 4.12) apontam para soluções aquosas e aquo-carbônicas de baixa a moderada salinidade com variação da Th total em intervalo muito próximo, o que indica mistura isothermal de fluidos que foram aprisionados em condição de ebulição/efervescência.

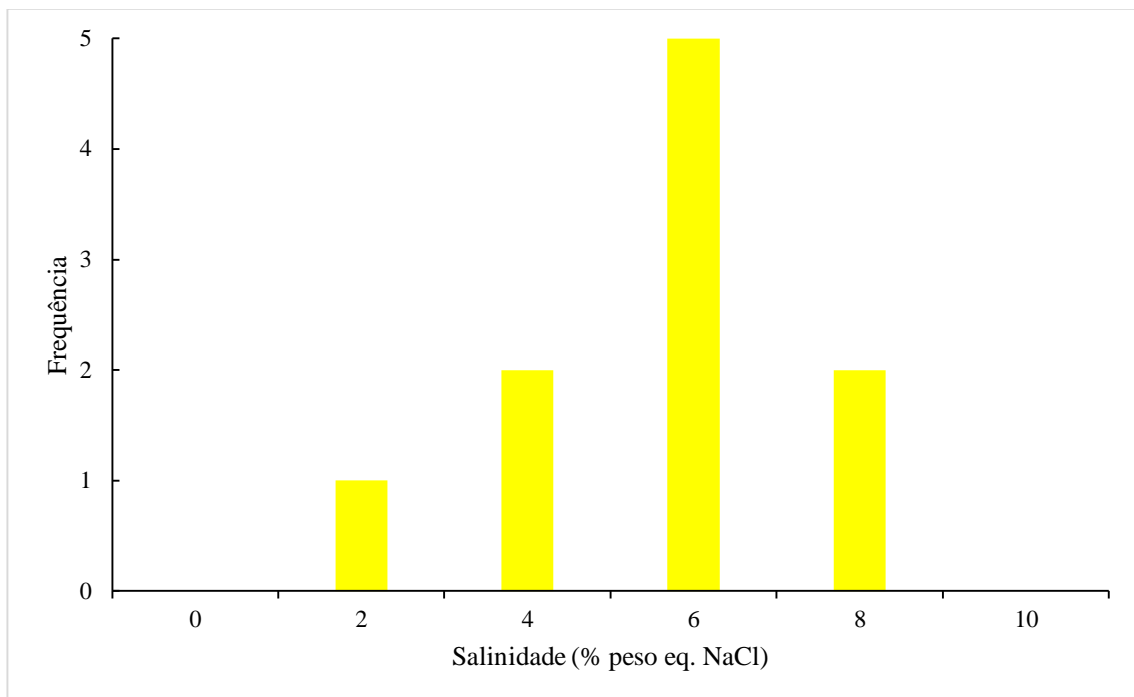


Figura 4.9: Gráfico de frequência para a salinidade das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> em greisen.

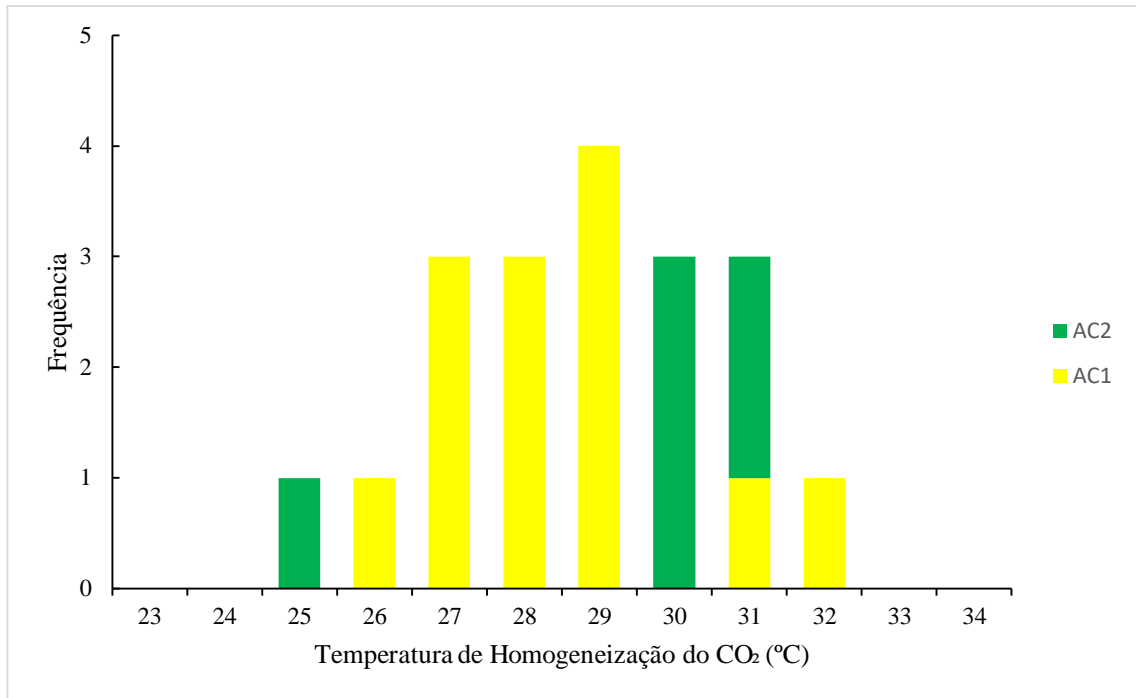


Figura 4.10: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em greisen.

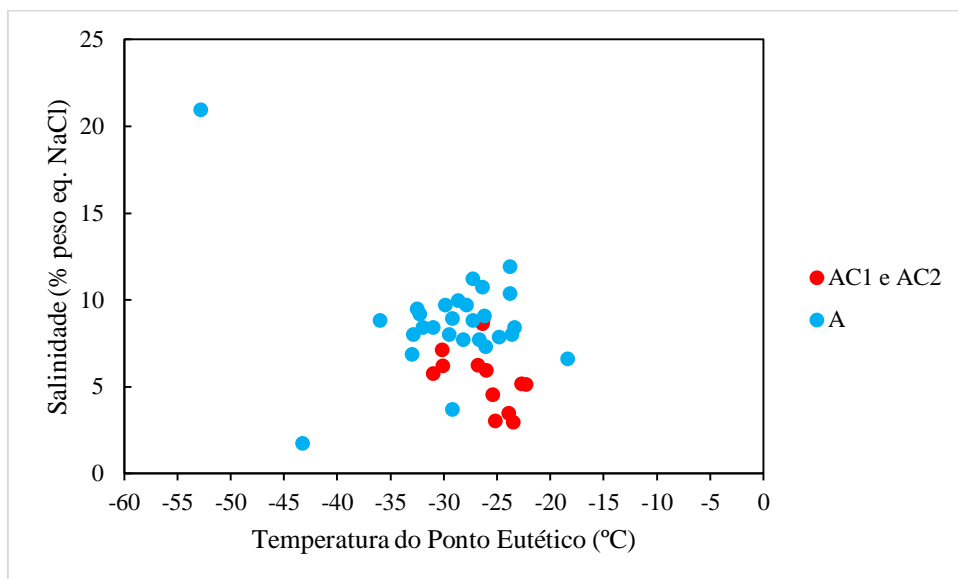


Figura 4.11: Gráfico de dispersão que mostra a relação Salinidade vs Teut das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas em greisen.

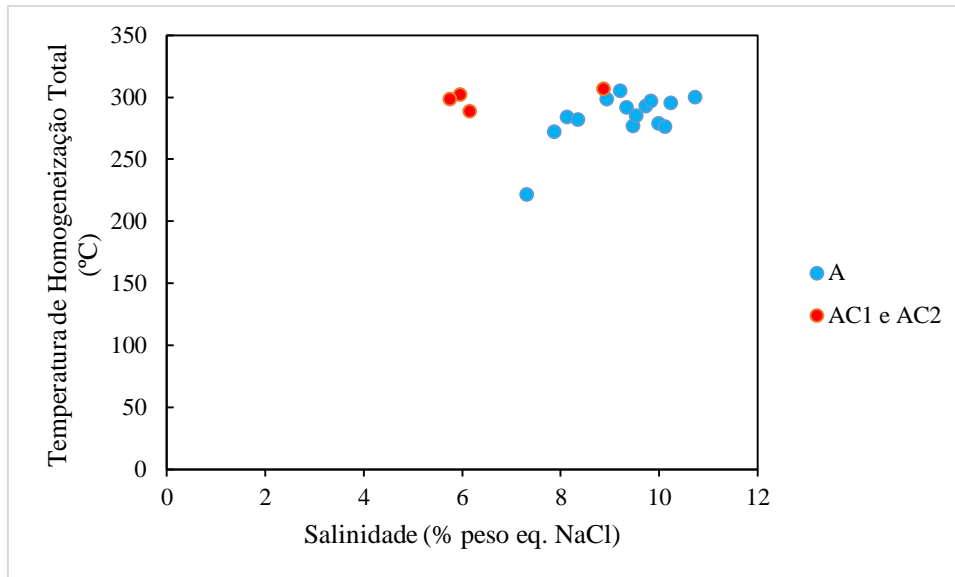


Figura 4.12: Gráfico de dispersão que mostra a relação  $T_h$  total vs Salinidade das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas em greisen.

#### 4.6.2.2 Topazito

As análises microtermométricas em topazito foram muito dificultadas devido a pequena dimensão e baixa quantidade de inclusões fluidas nos grãos de quartzo. Para as inclusões do tipo A, as poucas medidas obtidas revelaram  $T_{eut}$  entre 24,1 e 20,9 °C, com moda entre 22,7 e 22,3 °C (Figura 4.13), e  $T_{fg}$  entre -7,3 e -1,1 °C, com moda entre -7,3 e -5,6 °C. A proximidade das temperaturas do ponto eutético dos sistemas NaCl-H<sub>2</sub>O (-21,2 °C) e NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O (-22,9 °C) torna impossível, a partir da microtermometria, a determinação precisa da composição em inclusões de baixa salinidade (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994; BODNAR, 2003b; PESTILHO & MONTEIRO, 2017). Neste caso, os fluidos foram interpretados como pertencentes ao sistema NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O com salinidade na faixa de 1,9 a 10,8% em peso eq. NaCl e moda entre os valores 8,6 e 10,8% em peso eq. NaCl (Figura 4.14). A  $T_h$  total ocorreu entre os valores de 96,1 a 421,8 °C (Figura 4.15).

As medidas em inclusões do tipo AC<sub>1</sub> revelaram valores de  $T_{fCO_2}$  de -57,5 a -56,6 °C. (Figura 4.17) A  $T_{hCO_2}$  ficou entre 26,4 e 31,2 °C (Figura 4.16), com homogeneização para os estados líquido e gasoso, sendo que a densidade da fase carbônica calculada foi de 0,81 a 1,00 g/cm<sup>3</sup>. A  $T_{eut}$  ficou entre os valores -25,9 e -20,7 °C (Figura 4.18) e a  $T_{cl}$ , entre 4,6 e 7,8 °C, o que permite caracterizar a composição do fluido como compatível com o sistema NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O e de salinidade entre 4,7 a 10,8% em peso eq. NaCl (Figura 4.19). A  $T_h$  total variou entre 346,6 a 362,5 °C.

Para as inclusões AC<sub>2</sub> não foi possível observar as temperaturas do eutético e de fusão do clatrato. A TfCO<sub>2</sub> variou entre -58,0 e -56,6°C e a ThCO<sub>2</sub> em picos próximos a 24,0 e 32,0 °C, com densidades entre 0,23 e 0,75 g/cm<sup>3</sup>.

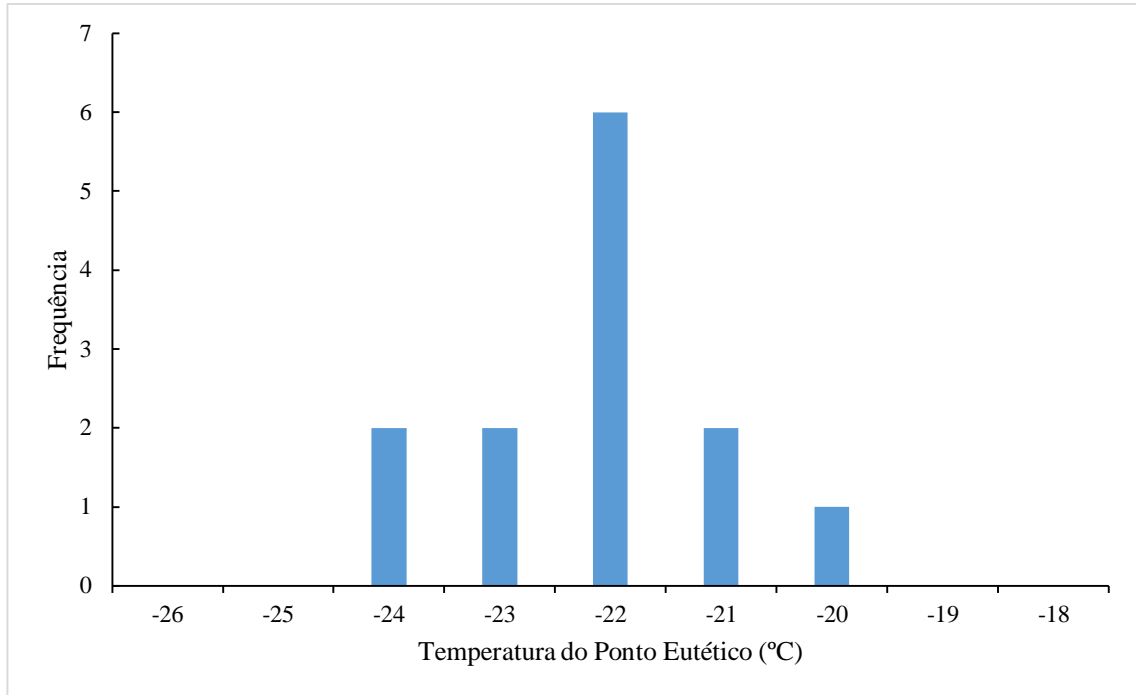


Figura 4.13: Gráfico de frequência para as temperaturas do ponto eutético das inclusões aquosas A bifásicas em topazito.

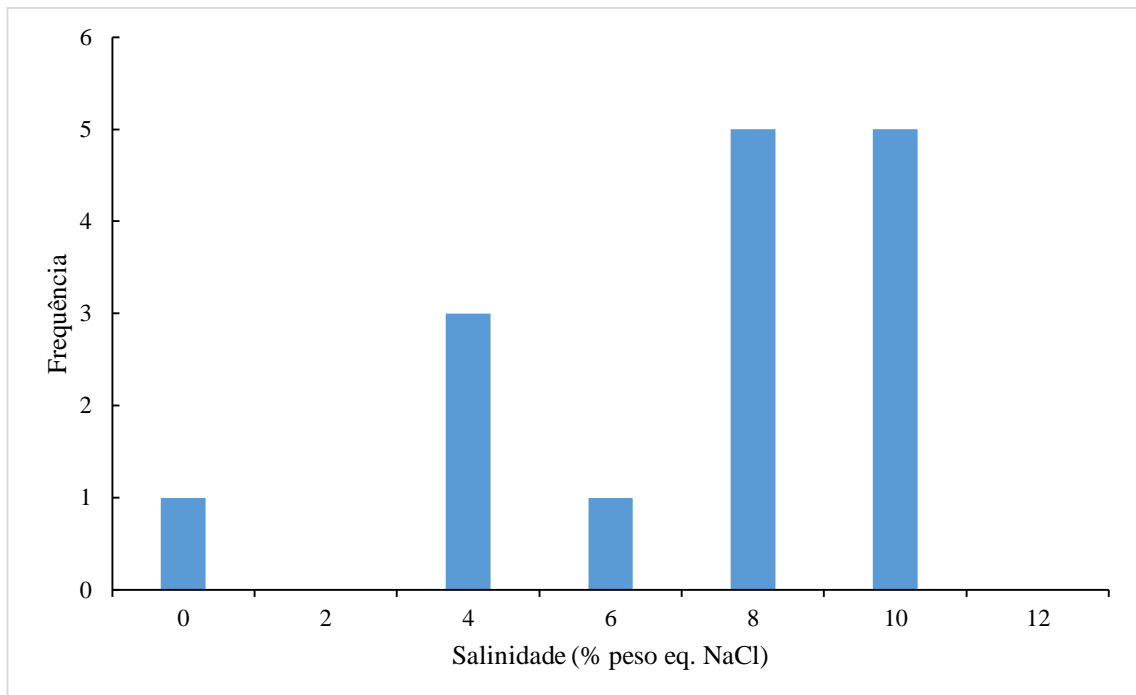


Figura 4.14: Gráfico de frequência para as salinidades das inclusões aquosas A bifásicas em topazito.

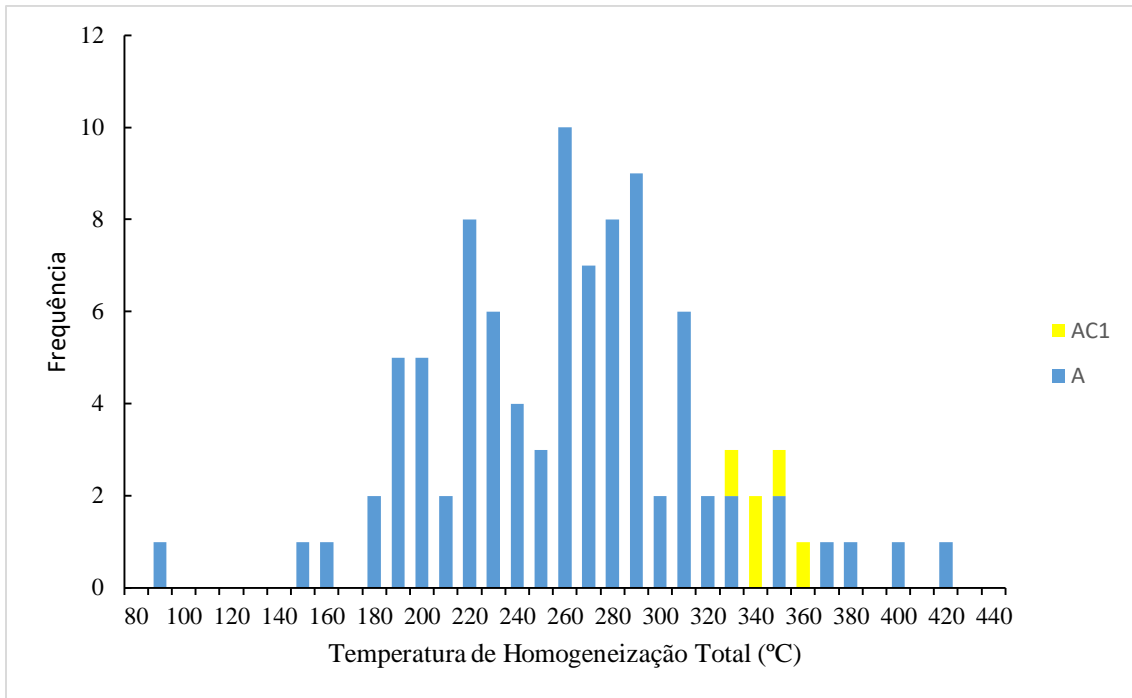


Figura 4.15: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização total das inclusões aquosas (A) e aquo-carbônicas (AC1) em topazito.

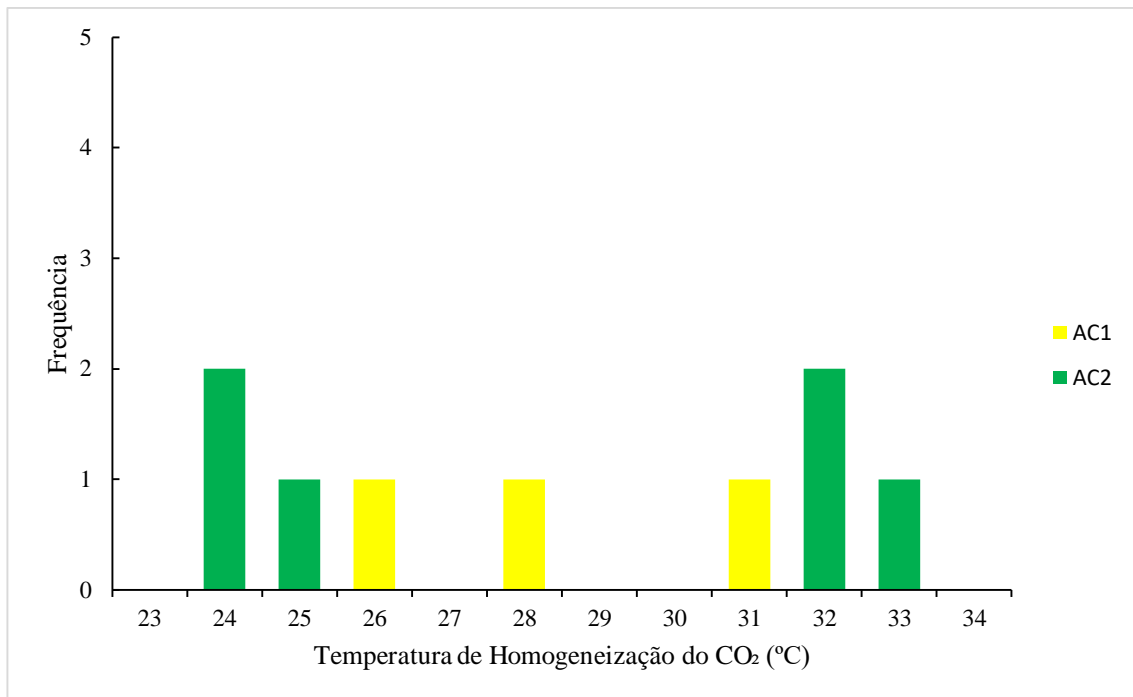


Figura 4.16: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em topazito.

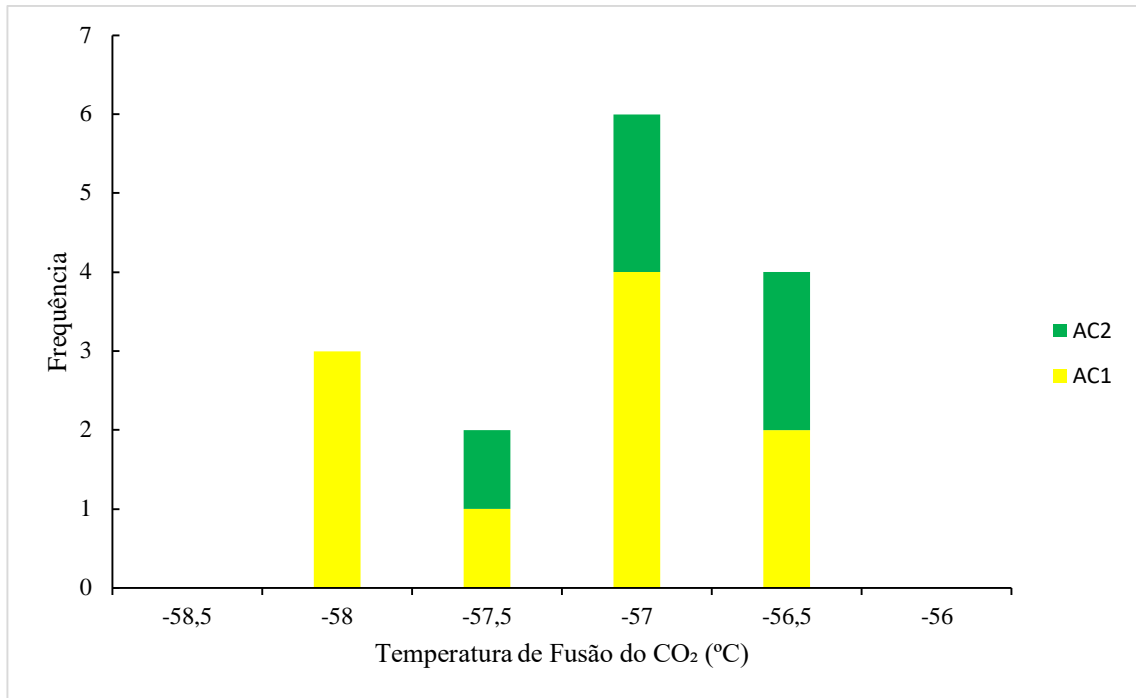


Figura 4.17: Gráfico de frequência para a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em topazito.

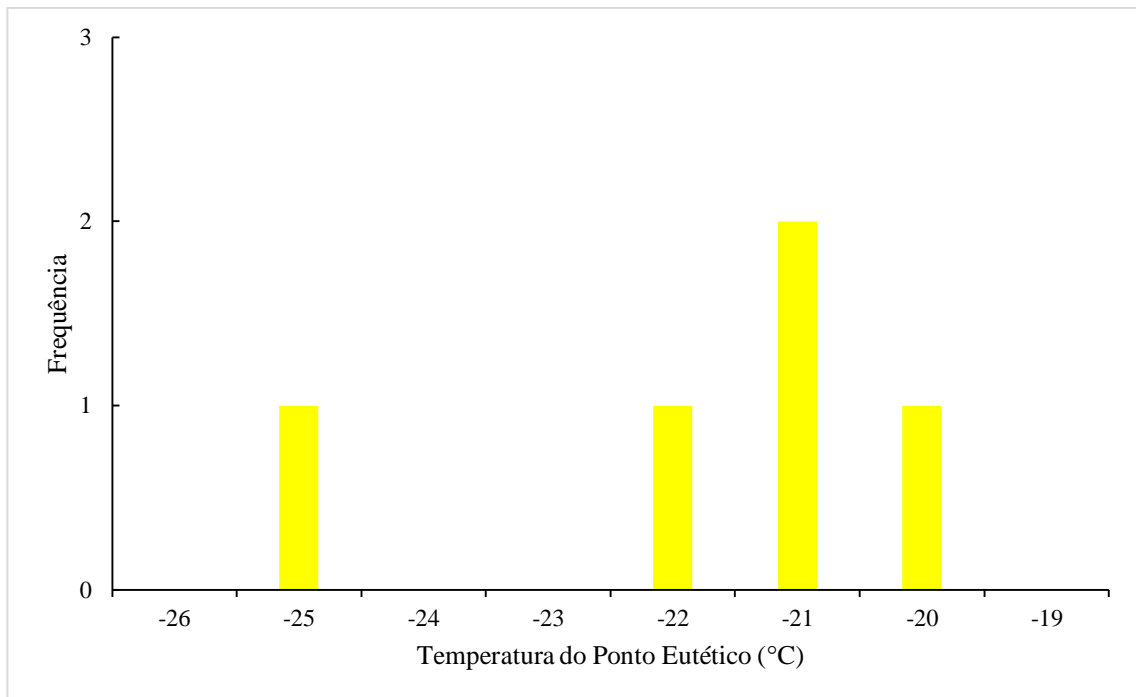


Figura 4.18: Gráfico de frequência para a temperatura do ponto eutético das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> em topazito.



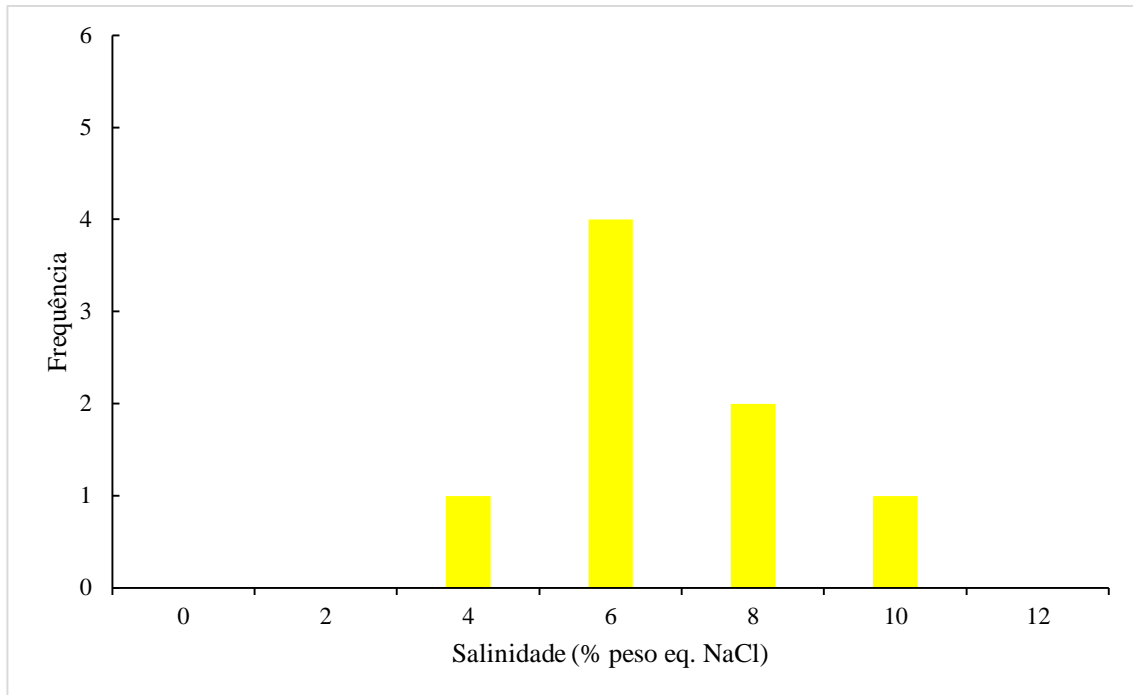


Figura 4.19: Gráfico de frequência para a salinidade das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> em topazito.

De modo geral, as inclusões aquosas e aquo-carbônicas estudadas em topazito exibem variação da salinidade em condições de Teut razoavelmente estável (Figura 4.20). Devido aos poucos dados obtidos a partir da análise destas inclusões fluidas, não foi possível elaborar um gráfico de dispersão que correlaciona os valores de salinidade vs Th total.

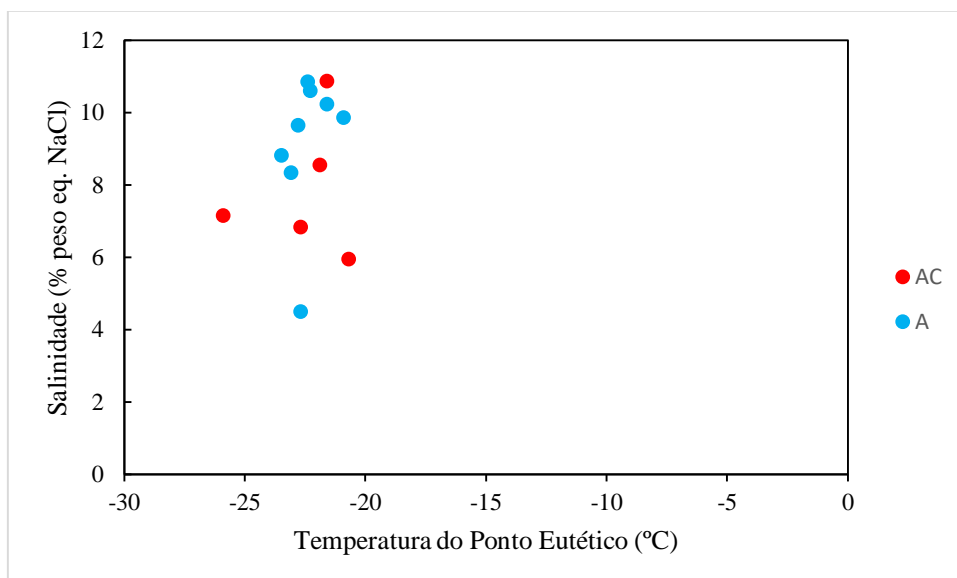


Figura 4.20: Gráfico de dispersão que mostra a relação Salinidade vs Teut das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas em topazito.

#### 4.6.2.3 Veios de quartzo

As inclusões do tipo A bifásicas e monofásicas em veios de quartzo apresentaram valores similares para as mudanças de fase, portanto foram tratadas em conjunto. A  $T_{eut}$  ficou situada entre  $-30,4$  e  $-18,2$  °C, com moda entre  $-23,6$  e  $-21,1$  °C (Figura 4.21), e valores de  $T_{fg}$  entre  $-7,6$  e  $-0,1$  °C, sendo que a moda varia de  $-5,0$  a  $-3,8$  °C. Estes valores permitem inferir um sistema salino NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O e uma salinidade de 0,1 a 11,2% em peso eq. NaCl, com moda entre 6,1 e 7,8% em peso eq. NaCl (Figura 4.22) para os fluidos que deram origem a estas inclusões. A  $T_h$  total destas inclusões ficou entre amplo intervalo de  $90,7$  a  $432,1$  °C (Figura 4.23).

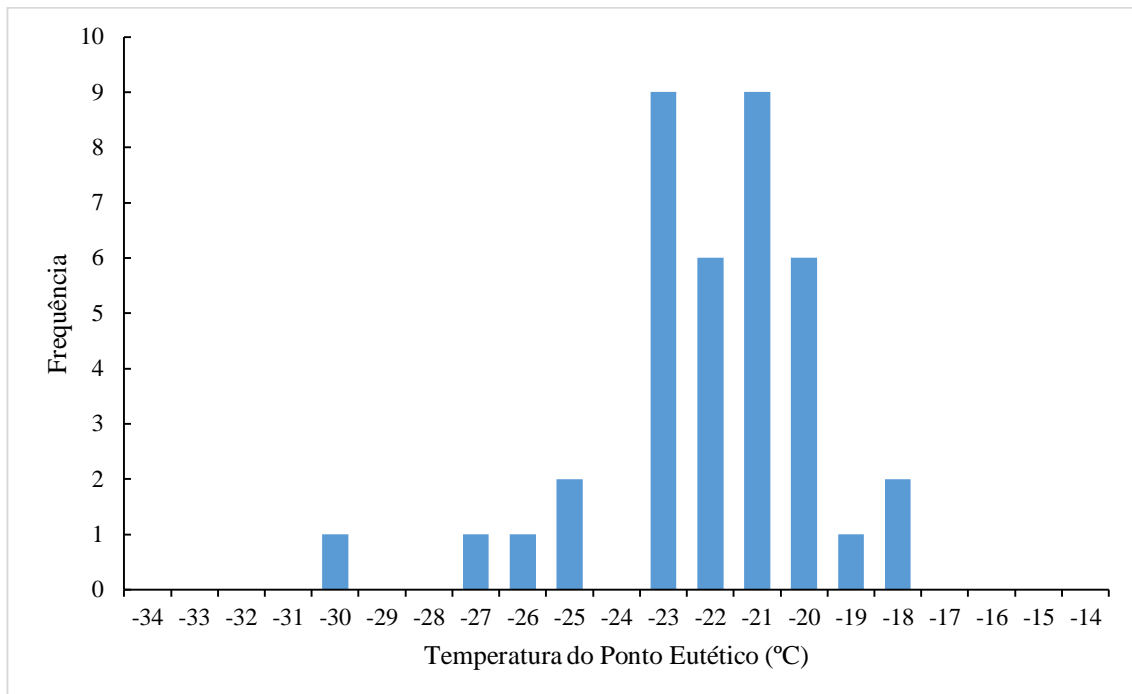


Figura 4.21: Gráfico de frequência para as temperaturas do ponto eutético das inclusões aquosas A bifásicas e monofásicas em veio de quartzo.

Duas inclusões exibiram valores e  $T_{fg}$  destoantes da norma, nos valores  $-21,3$  e  $-14$  °C que apontam para salinidades de 23,2 e 17,7% em peso eq. NaCl, respectivamente.

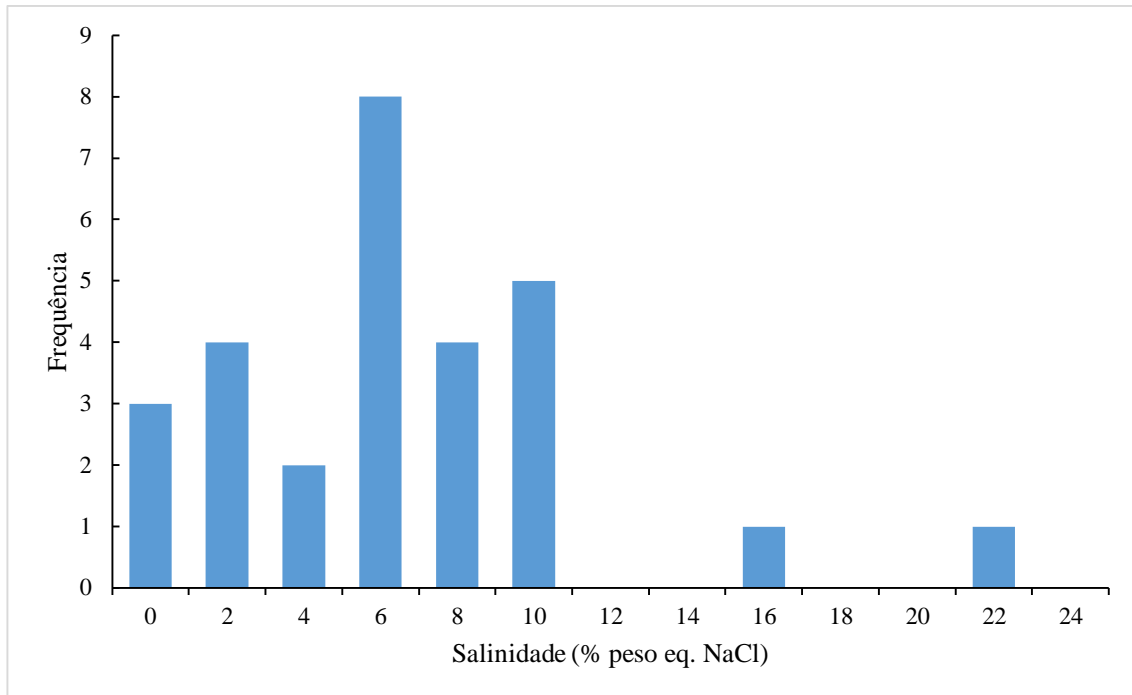


Figura 4.22: Gráfico de frequência para as salinidades das inclusões aquosas A bifásicas e monofásicas em veio de quartzo.

Nas inclusões do tipo AC<sub>1</sub>, as medidas obtidas para a TfCO<sub>2</sub> foram de -59,7 a -56,6 °C (Figura 4.24). Dado que a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> puro é de -56,6 °C, as TfCO<sub>2</sub> medidas sugerem que a fase carbônica não é pura e que outros gases como N<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, que diminuem o ponto de fusão do CO<sub>2</sub>, podem estar presentes dissolvidos junto a esta fase. A identificação e quantificação destes gases só é possível a partir de análises por espectroscopia Raman. A ThCO<sub>2</sub> destas inclusões variou entre 22,4 e 32,9 °C, com picos de frequência entre 31,0 e 32,9 °C (Figura 4.25), e a homogeneização se deu tanto para o estado líquido quanto para o estado gasoso. A densidade da fase carbônica calculada variou de 0,71 a 0,87 g/cm<sup>3</sup>. Vale destacar que, em geral, as inclusões com maiores proporções de CO<sub>2(v)</sub>/CO<sub>2(total)</sub> homogeneízam para o estado gasoso, que ocorre quando o volume da bolha de gás se expande, enquanto que as inclusões com uma fase CO<sub>2(liq)</sub> predominante sobre a fase CO<sub>2(v)</sub> (alta razão CO<sub>2(liq)</sub>/CO<sub>2(total)</sub>) homogeneízam para o estado líquido, com o desaparecimento da bolha de gás.

A Teut ficou entre os valores -26,8 e -19,3 °C, com moda na faixa de -24,7 a -22,0 °C (Figura 4.26), e a Tcl entre 2,4 a 9,9 °C, com moda entre os valores 7,2 e 8,1 °C. Estes valores são indicativos de fluidos caracterizados por um sistema salino NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O e de salinidade que varia de 0,1 a 14,6% em peso eq. NaCl e moda entre 4,1 e 5,9% em peso eq. NaCl (Figura 4.27). A Th total ocorreu entre 192,1 e 343,8 °C.

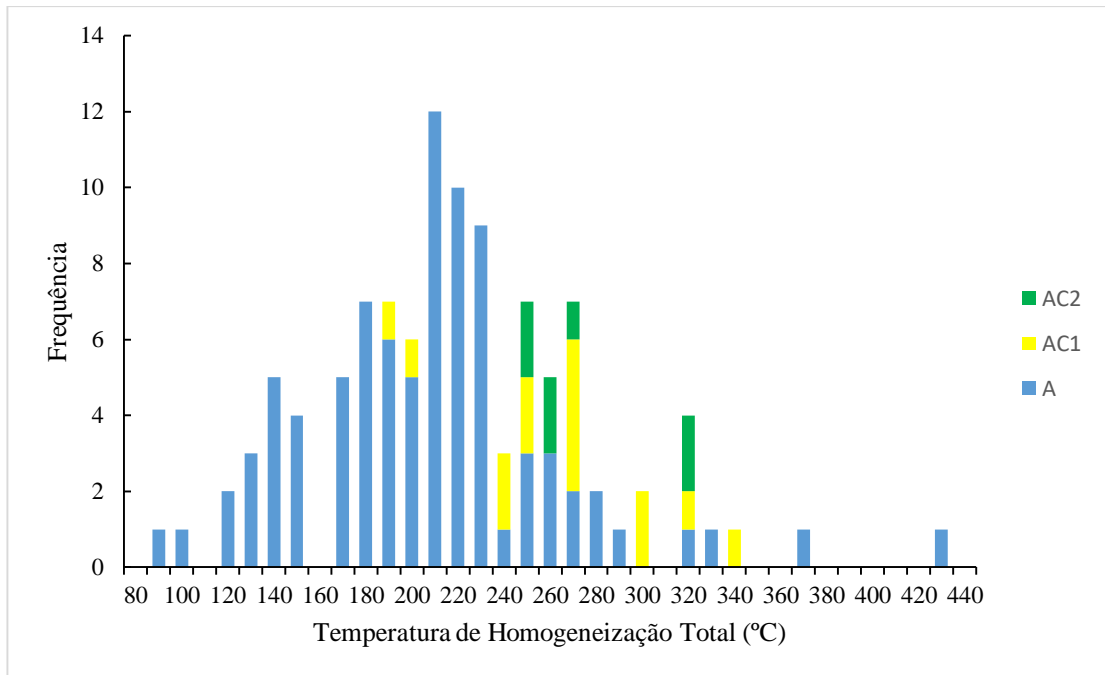


Figura 4.23: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização total das inclusões aquosas (A) e aquo-carbônicas (AC1 e AC2) em veio de quartzo.

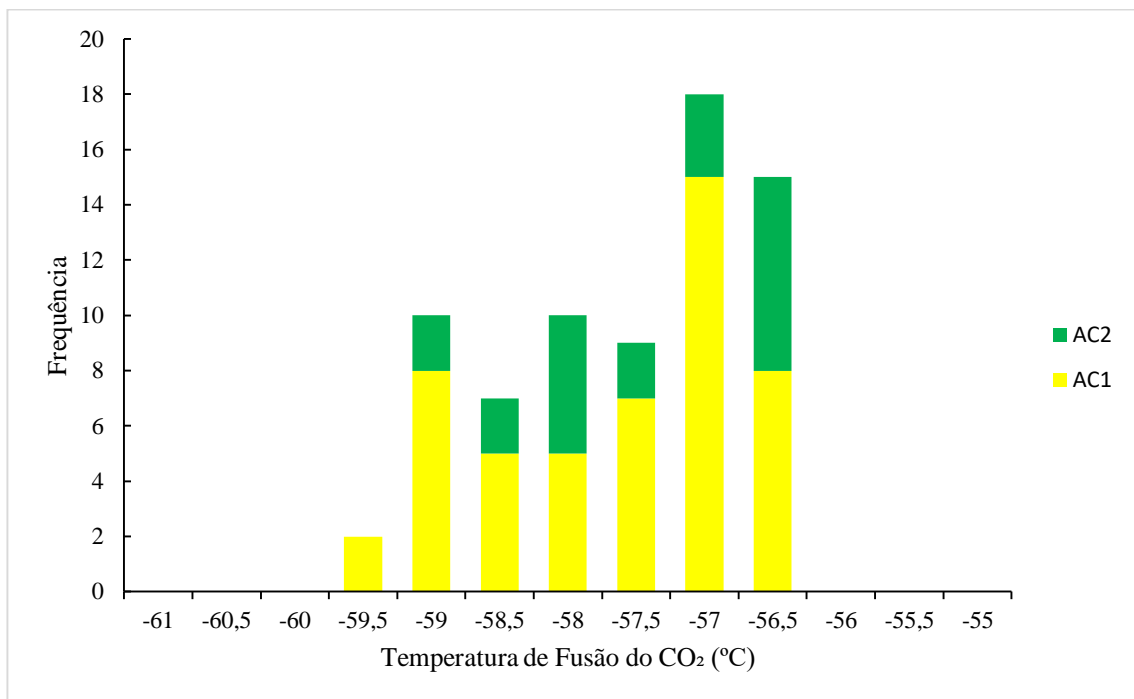


Figura 4.24: Gráfico de frequência para a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em veio de quartzo.

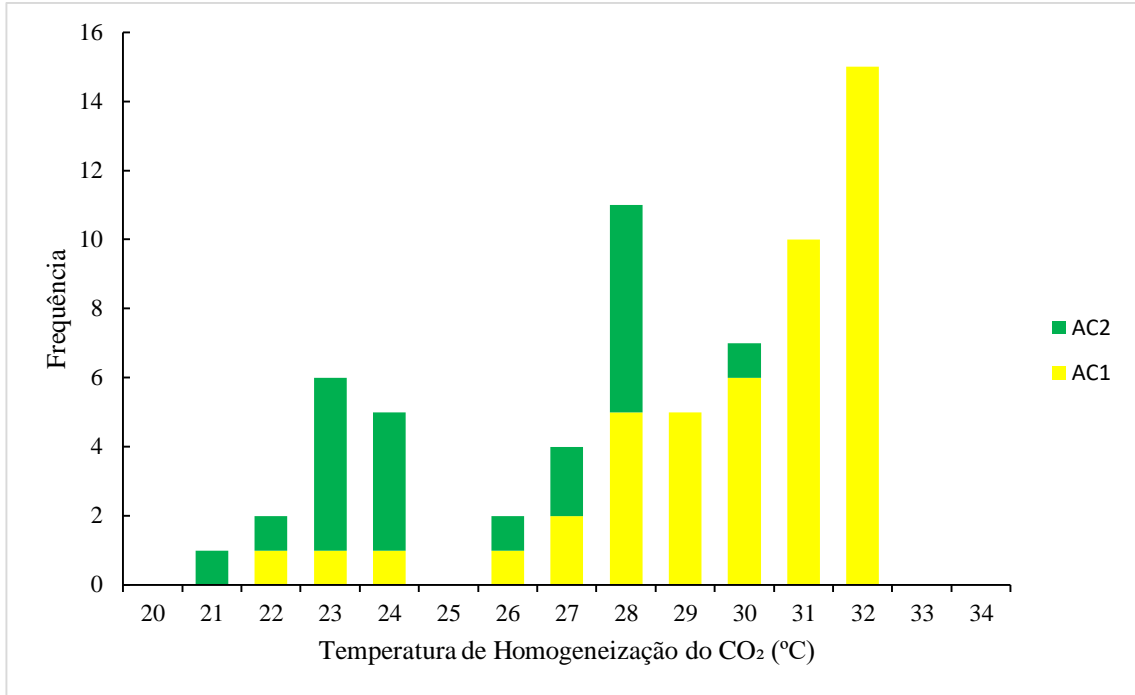


Figura 4.25: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em veio de quartzo.

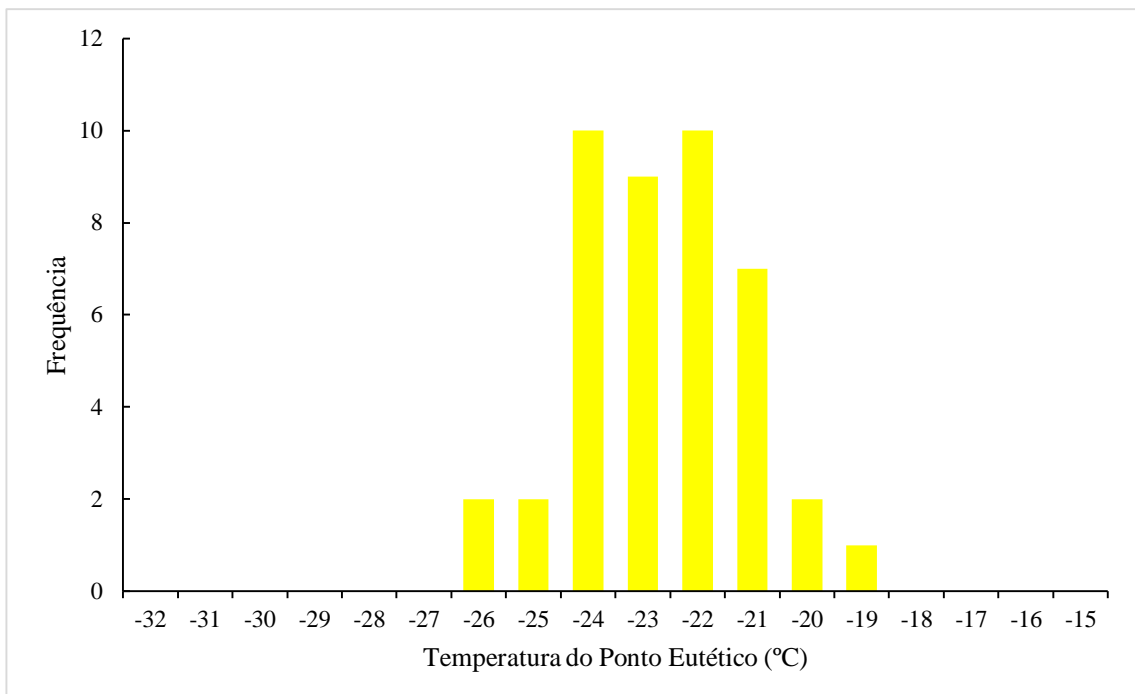


Figura 4.26: Gráfico de frequência para a temperatura do ponto eutético das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> em veio de quartzo.

As inclusões do tipo AC<sub>2</sub>, ricas em CO<sub>2</sub>, apresentaram TfCO<sub>2</sub> próxima à das inclusões AC<sub>1</sub>, com valores variando de -59,4 a -56,6 °C. O mesmo não ocorreu para as temperaturas de

ThCO<sub>2</sub>, que também oscilaram em um amplo intervalo de 21 a 30 °C, mas com picos de maior frequência em valores próximos a 23,0 e 28,0 °C evidenciados em um histograma de distribuição bimodal. A homogeneização da fase CO<sub>2</sub> se deu para o estado líquido e a densidade da fase carbônica ficou entre 0,64 e 0,79 g/cm<sup>3</sup>. Devido à cor muito escura destas inclusões, a Teut não pôde ser observada. Para as medidas da Tcl, o intervalo de variação ficou entre 6,0 a 9,6 °C, com picos de maior frequência entre 6,0 e 7,3 °C. A salinidade calculada a partir destas medidas ficou entre 0,8 e 8,3% em peso eq. NaCl, com moda entre 5,7 e 8,3% em peso eq. NaCl. A Th total variou de 258,6 a 324,4 °C.

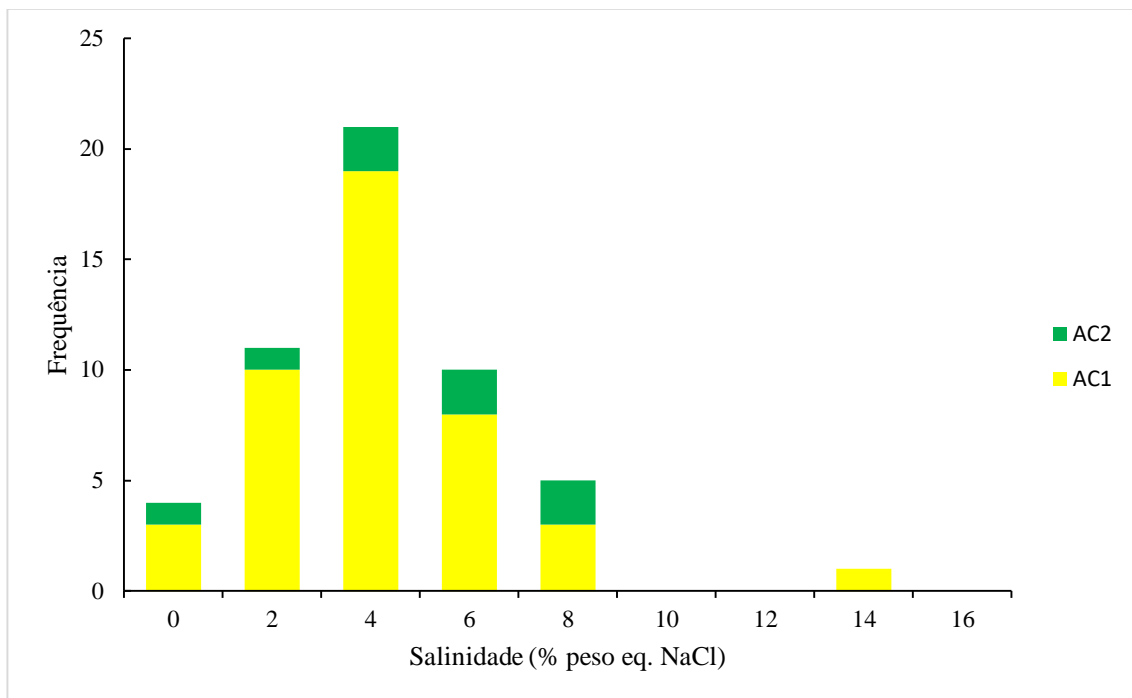


Figura 4.27: Gráfico de frequência para a salinidade das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em veio de quartzo.

As inclusões aquosas e aquo-carbônicas exibem leve correlação negativa para os valores de salinidade e Teut (Figura 4.28). Com relação ao diagrama de dispersão Th total vs salinidade (Figura 4.29), as tendências observadas sugerem fluidos iniciais em estado de imiscibilidade, aprisionados em condição de ebulição/efervescência, que sofreram processos posteriores de mistura por fluidos externos. Os fluidos em estado de imiscibilidade são representados no diagrama como os fluidos aquosos e aquo-carbônicos de mais alta temperatura, no intervalo próximo de 300-210 °C, e que apresentam tendência de diminuição da salinidade. As inclusões fluidas com valores de salinidade e temperatura mais baixos correspondem aos fluidos de natureza externa no sistema.

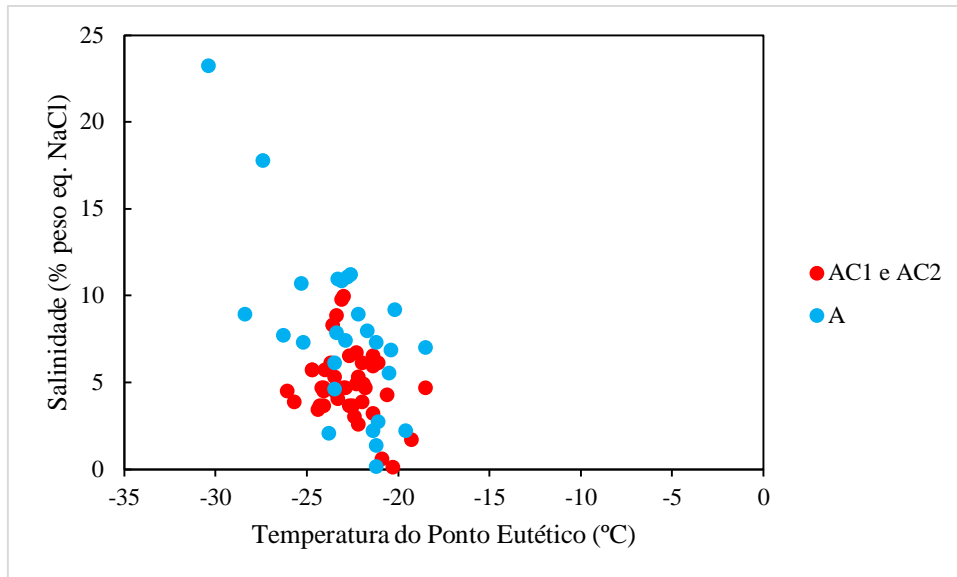


Figura 4.28: Gráfico de dispersão que mostra a relação Salinidade vs Teut das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas dos veios de quartzo.

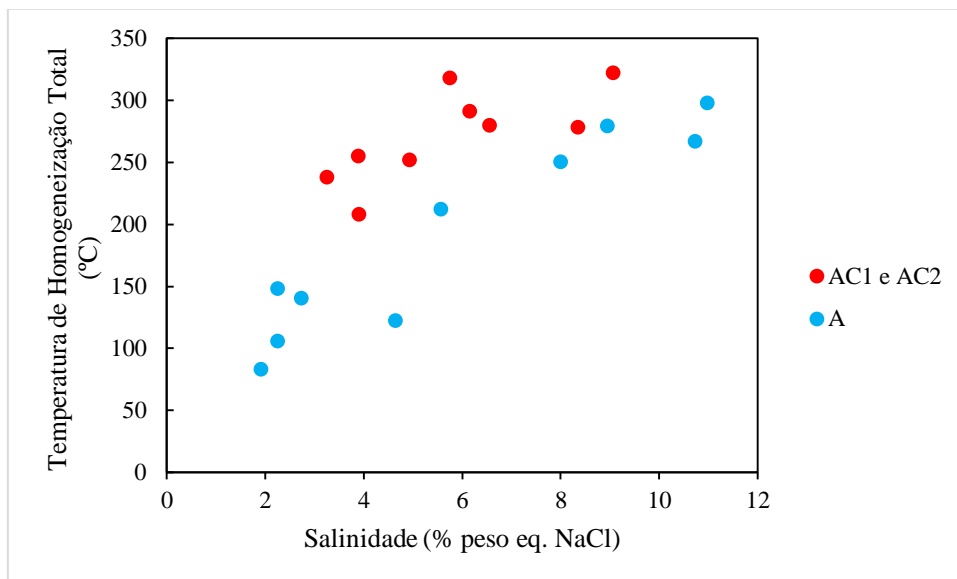


Figura 4.29: Gráfico de dispersão que mostra a relação Th total vs Salinidade das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas em veios de quartzo.

#### 4.6.2.4 Vênulas e Miárolos Tardios

As medidas obtidas das inclusões fluidas de quartzo em vênulas e miárolos tardios não ofereceram dificuldades de observação, uma vez que as inclusões são muito abundantes e de grande dimensão.

De modo geral, as inclusões do tipo A bifásicas e monofásicas mostraram mudanças de fase ao longo de intervalos de temperatura semelhantes. A Teut variou de -47,5 a -12,7 °C, com moda situada entre os valores -21,9 e -21,0 °C (Figura 4.30). A Tfg oscilou entre os valores -20,0 e -1,1 °C, com moda entre -6,6 e -5,1 °C. Os valores de Teut ficaram muito próximos dos sistemas NaCl-H<sub>2</sub>O e NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, sendo este último considerado o sistema mais adequado para caracterizar os fluidos que originaram estas inclusões. A salinidade obtida a partir dos valores de Tfg variou entre 1,9 e 22,3% em peso eq. NaCl, com picos de maior frequência entre 8 e 9,9% em peso eq. NaCl (Figura 4.31). A Th total ficou entre 70,3 e 390,2 °C (Figura 4.32).

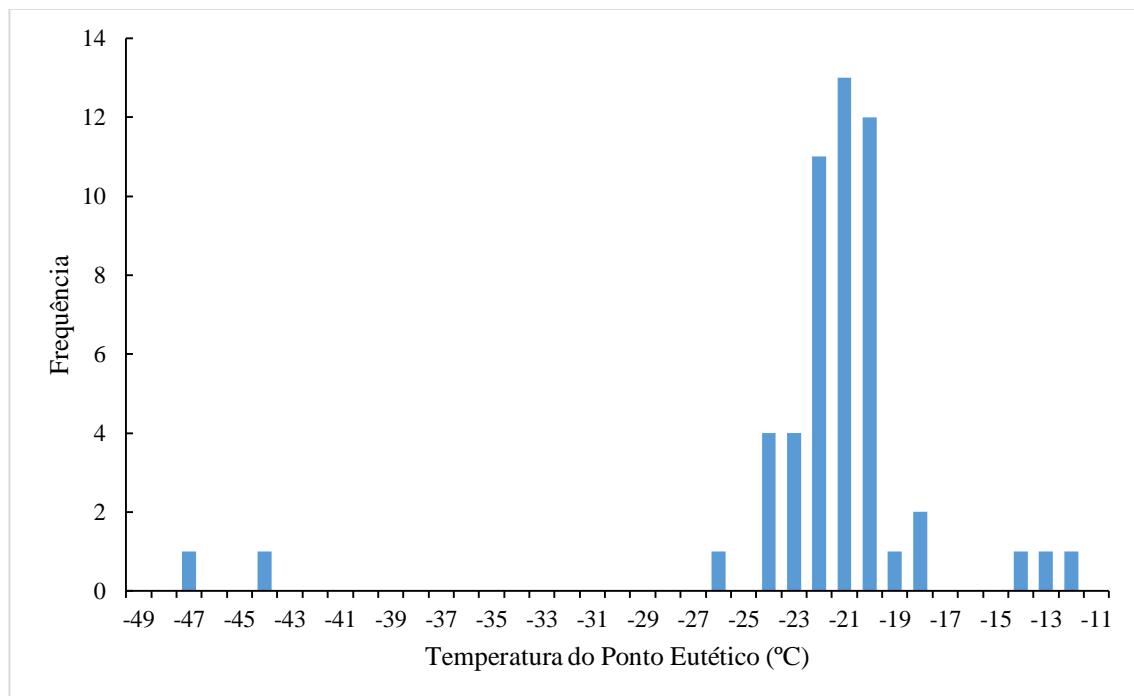


Figura 4.30: Gráfico de frequência para as temperaturas do ponto eutético das inclusões aquosas A bifásicas e monofásicas em vênulas e miárolos tardios.

Deve-se destacar que cinco inclusões revelaram valores discrepantes da média: duas inclusões apresentaram, respectivamente, medidas de Teut de -47,5 e -44,7 °C e Tfg de -20,0 e -19,8 °C, valores compatíveis com fluidos de alta salinidade e composição próxima ao sistema CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, com possível presença de quantidades subordinadas de cátions Na<sup>+</sup> e Fe<sup>++</sup>. Outras três inclusões exibiram Teut de -14,3, -13,8 e -12,7 °C, valores próximos da Teut do sistema KCl-H<sub>2</sub>O, cujo valor é de 10,7°C, enquanto que suas Tfg permaneceram dentro da norma com valores de -5,5 a -2,2 °C.



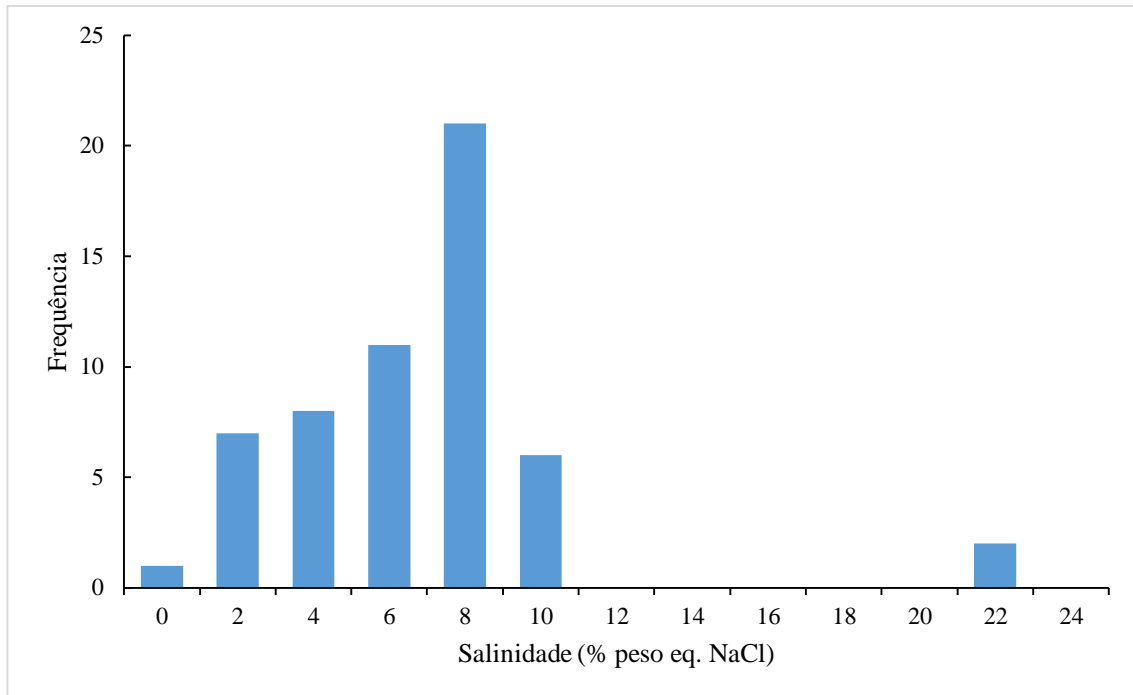


Figura 4.31: Gráfico de frequência para as salinidades das inclusões aquosas A bifásicas e monofásicas em vênulas e miárolos tardios.

As medidas em inclusões do tipo AC<sub>1</sub> revelaram valores de T<sub>f</sub>CO<sub>2</sub> entre -58,7 e -56,8 °C (Figura 4.33), o que indica, possivelmente, a presença de outros gases junto à fase carbônica. A T<sub>eut</sub> variou de -27,8 a -19,3 °C, com moda entre -22,9 e -20,2 °C (Figura 4.34), indicando um sistema salino do tipo NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. A T<sub>cl</sub> exibiu valores que variaram entre 6,8 e 9,5 °C, com moda entre 7,4 e 8,1 °C, o que permite uma estimativa da salinidade do sistema entre 1,0 e 6,7% em peso eq. NaCl e moda de 4,1 a 5,5% em peso eq. NaCl (Figura 4.35). A T<sub>h</sub>CO<sub>2</sub> ficou entre 26,3 e 33,4 °C, com picos de frequência próximos de 31°C (Figura 4.36), sendo que as inclusões homogeneizavam tanto para o estado líquido quanto para o estado gasoso. Em geral, as inclusões com fase vapor muito predominante (acima de 80%) homogeneizaram para o estado vapor, enquanto que as inclusões com menor proporção da fase vapor em relação à fase líquida homogeneizaram para a fase líquida. A densidade da fase carbônica variou de 0,76 a 0,85 g/cm<sup>3</sup>. A T<sub>h</sub> total ocorreu entre 287,9 e 362,2 °C.

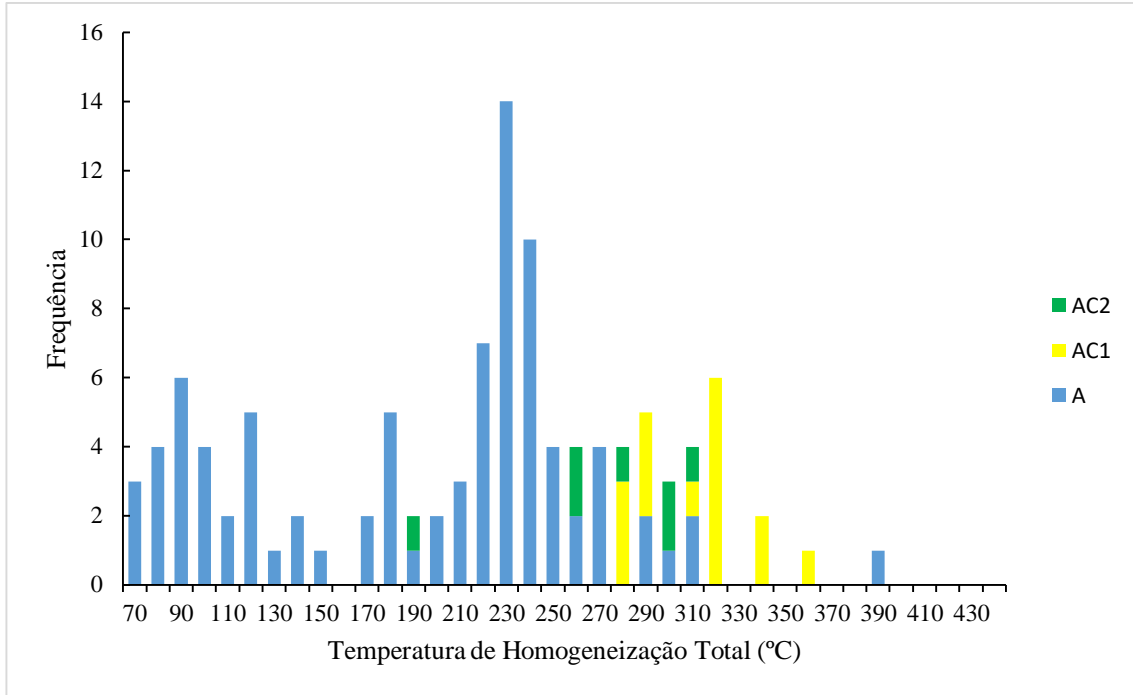


Figura 4.32: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização total das inclusões aquosas (A) e aquo-carbônicas (AC1 e AC2) em vênulas e miárolos tardios.

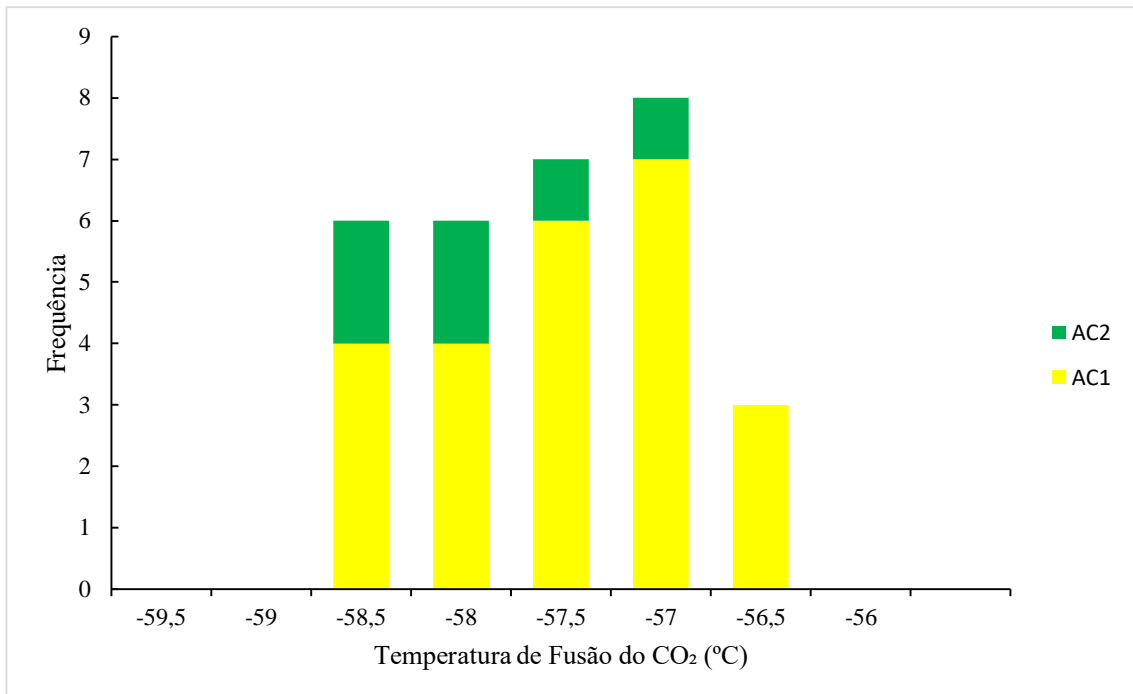


Figura 4.33: Gráfico de frequência para a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em vênulas e miárolos tardios.

As inclusões do tipo AC<sub>2</sub> apresentaram alguns valores semelhantes aos das inclusões do tipo AC<sub>1</sub>, com TfCO<sub>2</sub> entre -58,5 e -57,0 °C, T<sub>cl</sub> entre 7,8 e 8,0 °C e ThCO<sub>2</sub> com valores de

25,1 a 32,5 °C. Em alguns casos, a homogeneização do CO<sub>2</sub> para o estado líquido se manifestou de forma brusca, através do desaparecimento repentino da fase vapor. A densidade da fase carbônica estimada variou de 0,28 a 0,76 g/cm<sup>3</sup>. A Teut não foi possível de ser observada devido à sua cor muito escura. A Th total para estas inclusões ficou entre 198,3 e 265,8 °C.

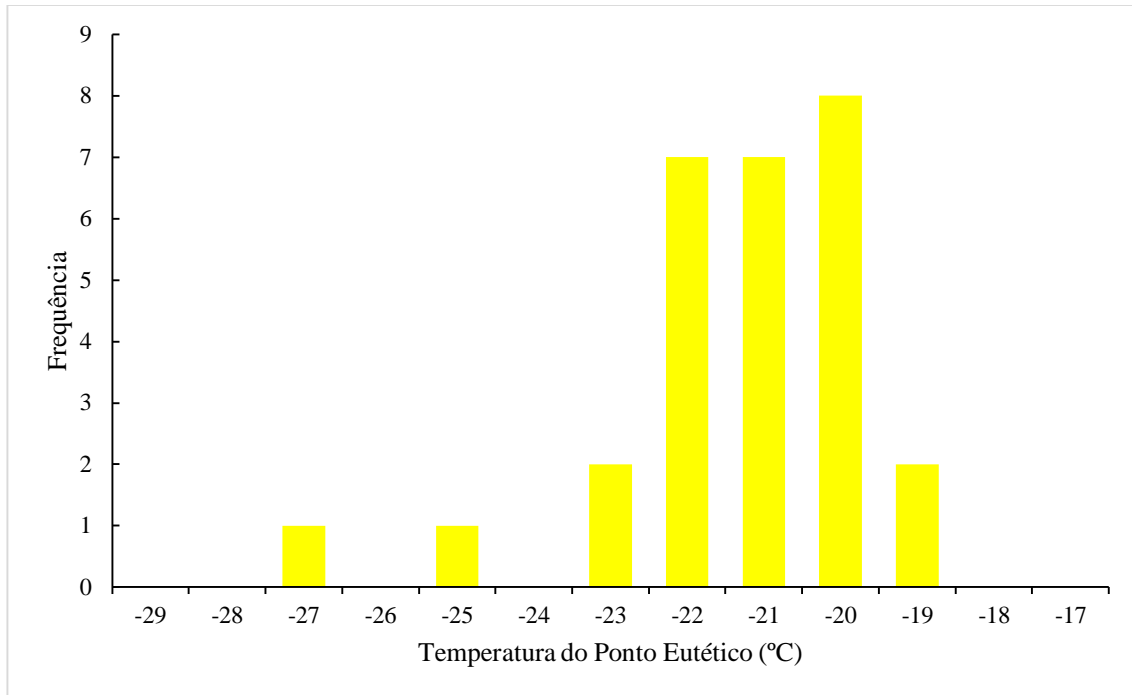


Figura 4.34: Gráfico de frequência para a temperatura do ponto eutético das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> em vênulas e miárolos tardios.

De modo geral, as inclusões aquosas e aquo-carbônicas analisadas nas vênulas e miárolos tardios demonstraram variação da salinidade em condições de pouca variação da Teut, com leve correlação negativa (Figura 4.37).

No diagrama de dispersão para a Th total vs salinidade, a tendência observada é de correlação positiva para os valores de temperatura e salinidade das inclusões aquosas e, grosso modo, das aquo-carbônicas. Isto indica possível mistura de fluidos iniciais de mais alta temperatura, em estado de imiscibilidade, com fluidos externos de menor temperatura e salinidade.

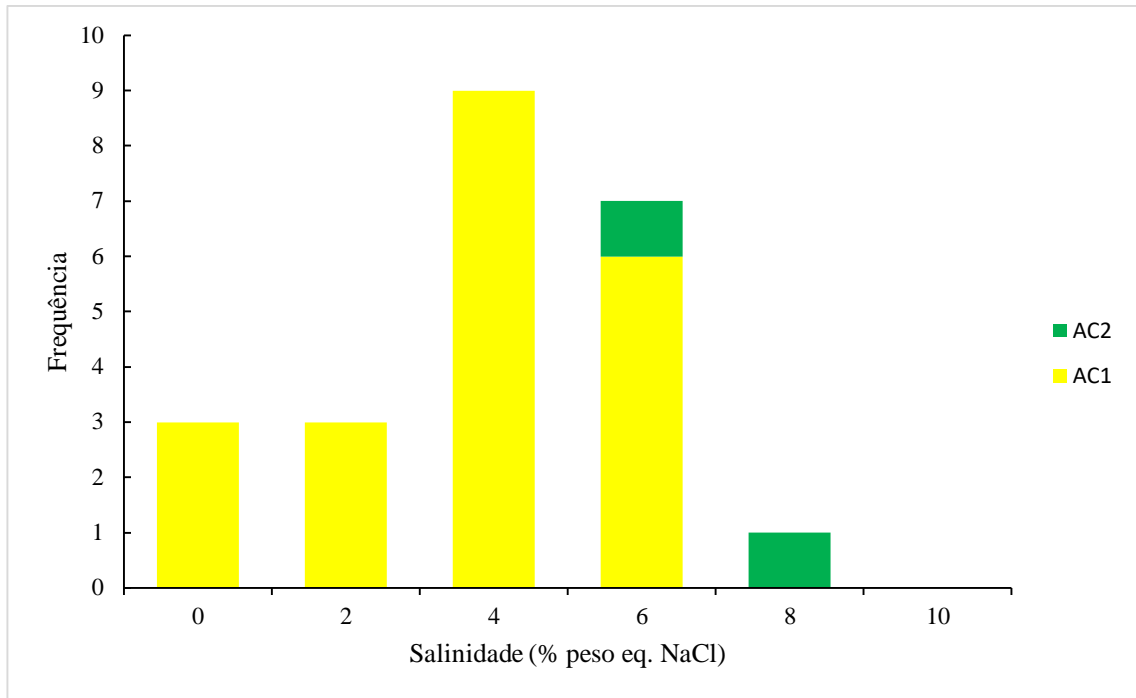


Figura 4.35: Gráfico de frequência para a salinidade das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em vênulas e miárolos tardios.

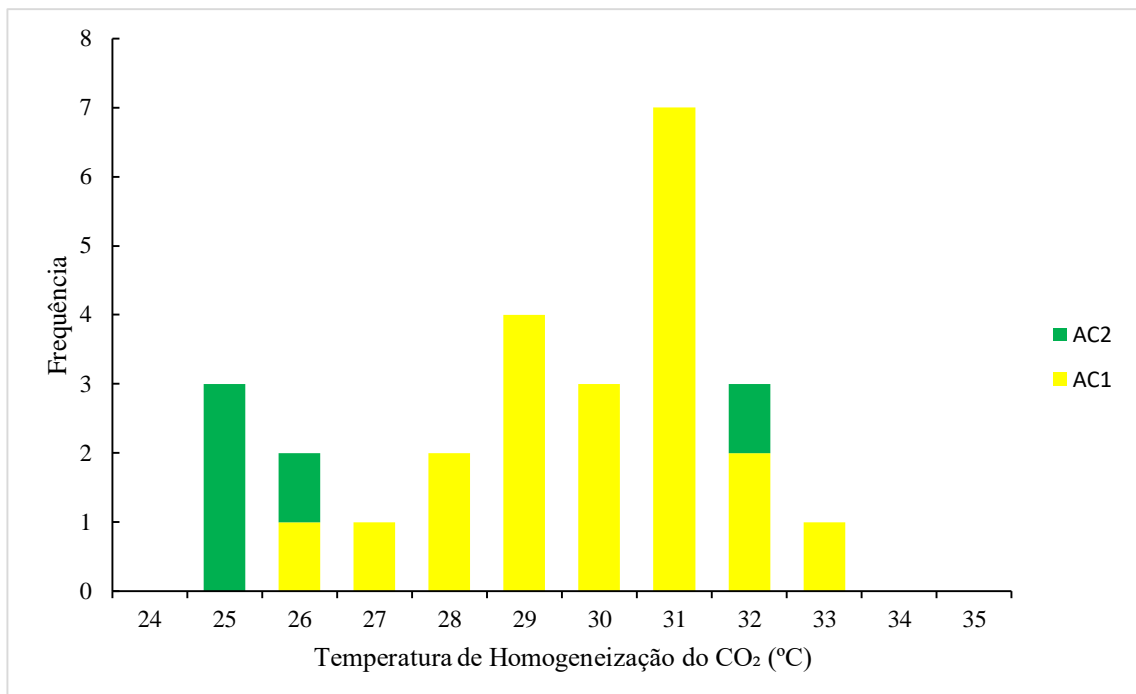


Figura 4.36: Gráfico de frequência para a temperatura de homogeneização do CO<sub>2</sub> das inclusões aquo-carbônicas AC<sub>1</sub> e AC<sub>2</sub> em vênulas e miárolos tardios.

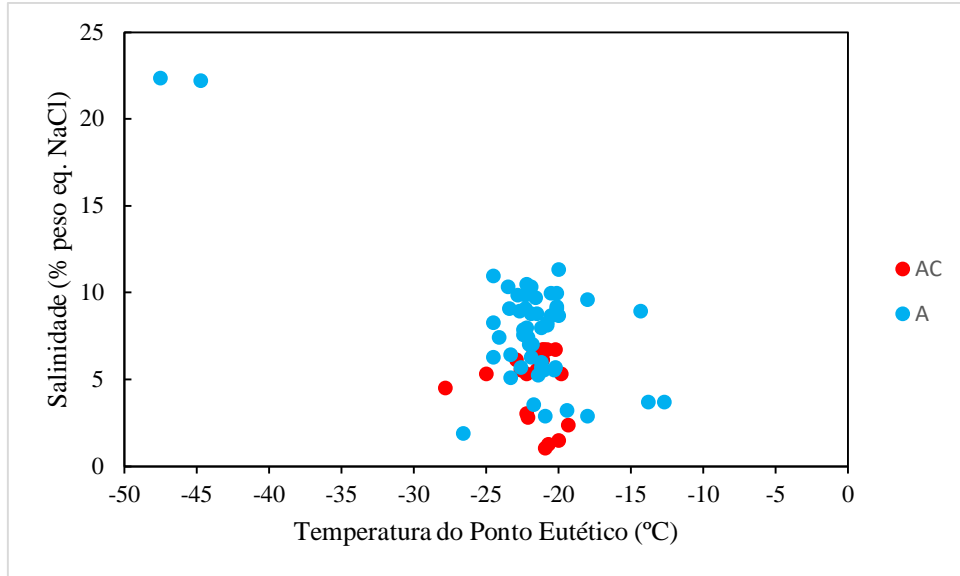


Figura 4.37: Gráfico de dispersão que mostra a relação Salinidade vs Teut das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas em vênulas e miárolos tardios.

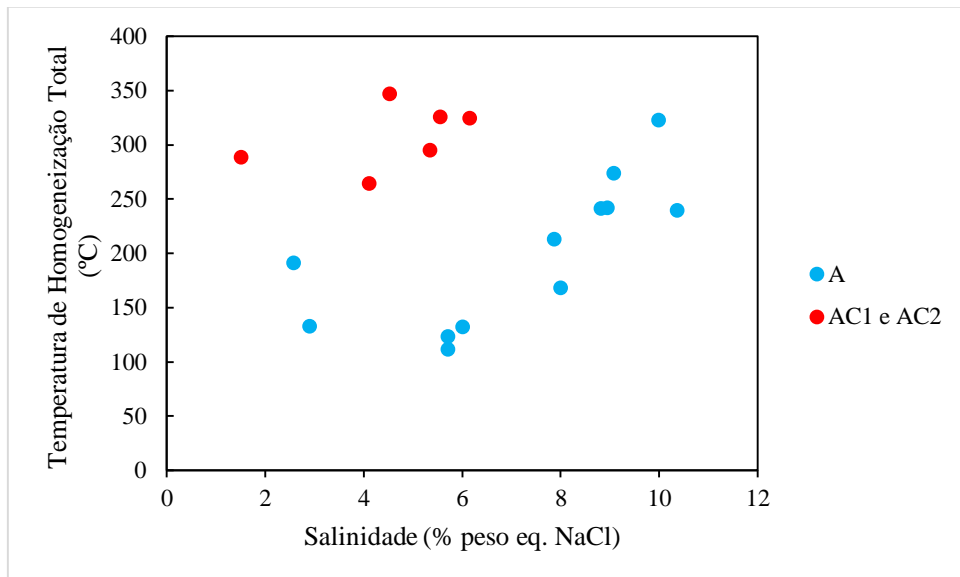


Figura 4.38: Gráfico de dispersão que mostra a relação Th total vs Salinidade das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas em vênulas e miárolos tardios.

#### 4.7 O regime de fluidos e as condições P-T de aprisionamento dos fluidos atuantes no depósito Morro Potosi

As inclusões fluidas primárias observadas em greisen, topazito, veios de quartzo e vênulas e miárolos tardios foram classificadas como aquosas (A) e aquo-carbônicas ( $AC_1$  e  $AC_2$ ). No que diz respeito à composição dos fluidos envolvidos na formação do depósito Morro Potosi, as temperaturas do ponto eutético indicam uma composição que predomina dentro dos sistemas NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O e NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> para todas as fases de mineralização. Temperaturas do ponto eutético que representam sistemas cálcico-ferrosos e potássicos puros são incomuns e consideradas como *outliers*.

De maneira geral, as inclusões aquosas e aquo-carbônicas exibem salinidade com moda que varia de 5,7 a 9,9% no greisen e de 4,7 a 10,8% no topazito, sendo que nos veios de quartzo os valores oscilam de 4,1 a 8,3% e nas vênulas e miárolos tardios, de 4,1 a 9,9%. Os valores mais baixos de salinidade dos últimos dois estágios de mineralização aliados aos valores menores de temperatura de homogeneização total identificados em inclusões aquosas podem indicar provável entrada de fluidos externos no sistema.

A variação no grau de preenchimento tanto das inclusões fluidas aquosas como das aquo-carbônicas, que foram identificadas nas mesmas regiões das amostras de greisen, veio de quartzo e vênulas e miárolos tardios, na forma de FIAs, indica aprisionamento de fluidos heterogêneos em estado de imiscibilidade. No caso do topazito, poucas inclusões fluidas foram identificadas agrupadas devido a sua escassez nas amostras estudadas, sendo que a maioria ocorre de forma isolada. Apesar das inclusões fluidas identificadas neste litotipo serem de tipos distintos (aquosas (A) e aquo-carbônicas ( $AC_1$ ) e ( $AC_2$ )) e exibirem variação no grau de preenchimento, não se pode afirmar indubitavelmente que os fluidos aprisionados no topazito estavam em estado de imiscibilidade.

Segundo Ramboz *et al* (1982), o estado de imiscibilidade ainda deve ser corroborado por outros fatores, como a homogeneização dos termos extremos de inclusões fluidas em um mesmo intervalo de temperatura, uma para o estado líquido e outra para o estado vapor, o que foi identificado em algumas inclusões fluidas tanto de veios de quartzo quanto de vênulas e miárolos tardios, e a crepitação dos tipos distintos de inclusões fluidas antes de sua homogeneização. Este último fator foi identificado parcialmente no greisen, nos veios de quartzo e nas vênulas e miárolos tardios, uma vez que a crepitação de apenas um tipo de inclusão fluida foi observada nestes litotipos. Ainda assim, Roedder (1992), Pichavant *et al*.

(1982) e Diamond (2001) acrescentam que a imiscibilidade pode ser um fenômeno comum na formação de inclusões aquo-carbônicas de baixa a moderada salinidade em uma ampla gama de processos geológicos.

As condições de pressão e temperatura de aprisionamento das inclusões fluidas primárias nos quatro estágios de mineralização estudados foram calculadas com base no método de interseção de isócoras, a partir dos *softwares* BULK e ISOC (BAKKER, 2003). Para isto, foram selecionados pares de inclusões fluidas de composição contrastante de cada litotipo estudado, que correspondessem aos membros extremos de cada sistema fluido. Desse modo, foram escolhidas inclusões aquosas (A) e aquo-carbônicas ricas em CO<sub>2</sub> (AC<sub>2</sub>), admitidas como produto da ebulição de fluidos aprisionados de forma contemporânea, sendo que para as inclusões fluidas aquosas (A) foram escolhidas aquelas com o menor e maior valor de Th total, e para as inclusões fluidas aquo-carbônicas (AC<sub>2</sub>), aquelas com menor e maior valor de ThCO<sub>2</sub>, excluindo-se os valores considerados como *outliers*.

Nos diagramas T x P construídos a partir dos dados selecionados, as interseções das isócoras de cada sistema fluido definem um intervalo de temperatura e pressão para cada estágio de mineralização (Figura 4.39). Para o greisen, o intervalo de variação de temperatura e pressão para o aprisionamento dos fluidos ficou entre os valores 170 °C e 580 °C e 0,2 kbar e 2,3 kbar, respectivamente. No topazito, os intervalos indicam condições entre 160 °C e 430 °C e 0,3 kbar e 1,7 kbar. Nos veios de quartzo, os pares de inclusões fluidas selecionados indicam condições de 160 °C a 360 °C e de 0,5 kbar a 1,8 kbar para o aprisionamento dos fluidos, enquanto que para as vênulas e miárolos tardios o intervalo de variação ficou entre os valores de 110 °C e 360 °C e 0,1 kbar e 1,6 kbar.

Estes valores são compatíveis com as condições de pressão e temperatura de formação de depósitos do tipo greisen com veios e vênulas associados, típicos de nível crustal médio a raso. O estágio inicial, representado pela fase de greisenização, apresenta intervalo de variação de pressão e temperatura mais amplo e engloba os valores mais altos, que ultrapassam 2 kb e 500 °C. Esta fase teria se desenvolvido em um sistema fechado imiscível, com a separação de fases fluidas aquosas e aquo-carbônicas, em estado de imiscibilidade, e evoluído para sistemas abertos via brechação e faturamento, representados pelos estágios de mineralização posteriores. No topazito, o intervalo de variação de P e T são amplos, mas seu valores mais altos ficam ligeiramente abaixo de 2kb e acima de 400 °C. Nos veios de quartzo, o intervalo de variação de pressão e temperatura é mais restrito, sendo que os valores mais altos ficam abaixo de 2 kb e 360 °C, em correspondência com um eventual arrefecimento do sistema. Por fim, os valores

mais baixos de P e T obtidos para as vênulas e miárolos tardios refletem o estágio final de evolução dos fluidos do depósito Morro Potosi, em ambiente mais raso, temperaturas mínimas abaixo de 140 °C e com possível influência de entrada de fluidos externos.

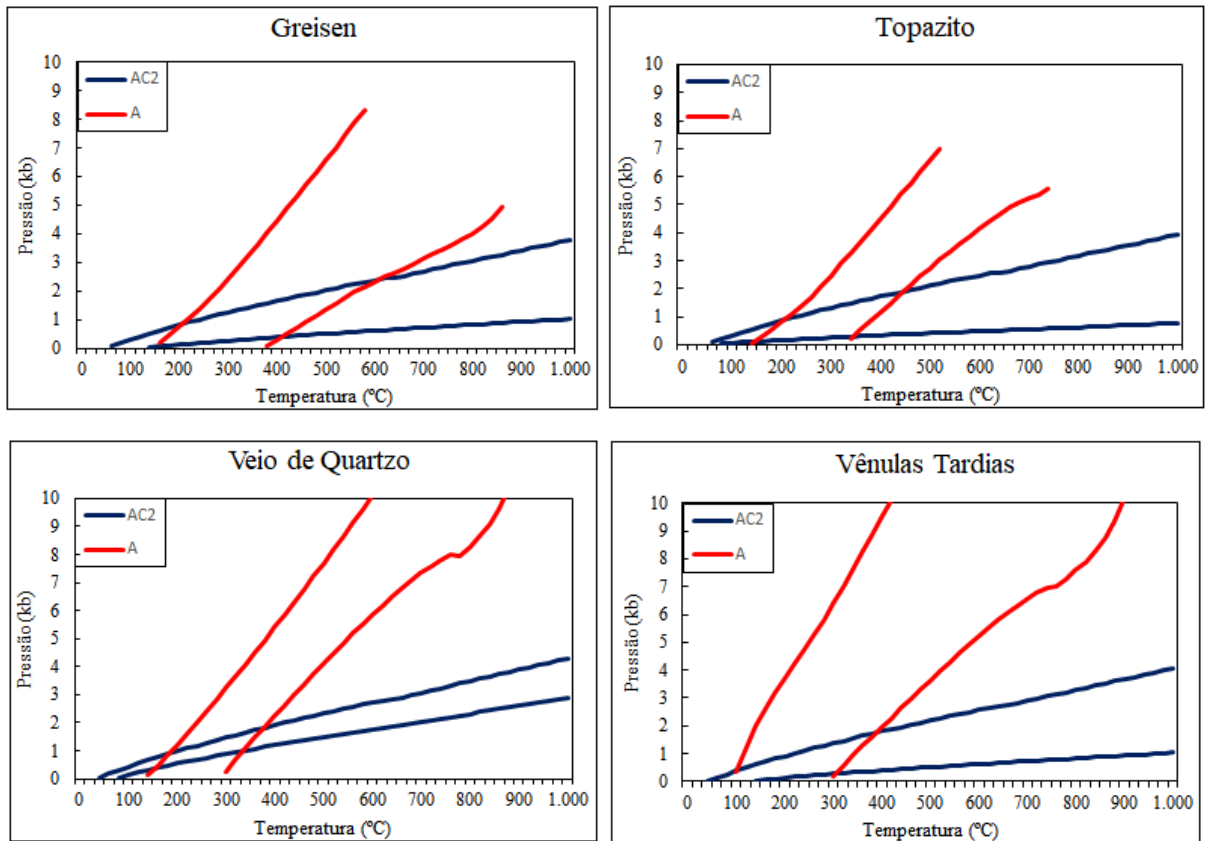


Figura 4.39: Diagramas das condições PxT estimadas para o aprisionamento das inclusões fluidas.

A pesquisa aprofundada sobre a origem e evolução dos fluidos do depósito Morro Potosi deverá ser complementada futuramente com estudos das inclusões fluidas presentes em microgranito e de isótopos estáveis de hidrogênio, oxigênio e enxofre, que permitem elucidar dúvidas adicionais acerca da natureza e temperatura dos fluidos responsáveis pela mineralização.



## 5 DISCUSSÕES

### 5.1 Geologia do depósito Morro Potosi

Na Província Estanífera de Rondônia, as concentrações metálicas (Sn, W, Cu, Pb, Zn, Ta, Nb) têm sua origem associada aos últimos estágios de cristalização de granitos altamente diferenciados, que fazem parte das duas últimas suítes intrusivas: Suíte Intrusiva Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia (LEITE JÚNIOR, 2002; SOUZA, 2003; SPARRENBERGER, 2003; NASCIMENTO 2010; DIAS, 2012). É comum estas mineralizações se desenvolverem em zonas greisenizadas e de veios hidrotermais. Os greisens formam-se a partir de transformações metassomáticas em temperaturas entre 250 e 500 °C, pressões de 2,5 e 0,5 kbar e podem se desenvolver tanto no próprio granito (endogreisen) como na rocha encaixante (exogreisen). A depender das condições de temperatura, pressão, pH, eH,  $fO_2$ , composição do fluido e natureza da rocha encaixante, progressivas zonas de alteração metassomáticas podem ser geradas (Schcherba, 1970a, b; Taylor, 1979; Stenprok, 1987). Plimer (1987) ainda destaca que a formação dos greisens ocorre nas condições em que a pressão exercida pela fase fluida do magma residual ( $P_{in}$ ) é menor do que a tensão de ruptura da rocha encaixante ( $t$ ) somada à componente de tensão mínima ( $\sigma_3$ ). Neste caso, a fase fluida permanece encapsulada por um longo período de tempo, o que permite o desenvolvimento de transformações metassomáticas.

No depósito Morro Potosi, estes conceitos são evidentes quando se analisa o modelo de evolução proposto por Yokoi *et al.* (1987), que sugerem que a fase fluida responsável pela greisenização do gnaiss estaria associada ao Granito Pedra Branca. Os fluidos ricos em flúor e água e contendo Sn e W, formados nos estágios tardios de cristalização do granito, teriam percorrido o caminho ao longo do lineamento Figueroa (de direção NE-SW) até se concentrarem na interseção formada entre esta estrutura e o lineamento NW (de direção NW-SE). Isto seria atestado por anomalias geoquímicas sobre Potosi e ao longo do lineamento Figueroa, além da identificação de pequenos corpos aflorantes de greisen próximos a esta estrutura.

A confluência entre os lineamentos Figueroa e NW teria atuado, portanto, como uma carapaça selante, o que permitiu o desenvolvimento da greisenização e posteriormente de zonas progressivas de alteração metassomática, caracterizadas pelos tipos faciológicos quartzo-greisen, quartzo-mica greisen, muscovita greisen e cassiterita greisen (YOKOI *et al.*, 1987).

Ainda segundo Yokoi *et al.* (1987), a brecha do depósito Morro Potosi teria se formado a partir de fraturamento hidráulico, no momento em que o sistema de fraturas, originado a partir

da cristalização do granito sob uma carapaça confinante, atingiu a superfície ou um sistema de água meteórica, aliviando a pressão confinante e resultando em expansão explosiva de vapor e *boiling*. Estas condições teriam também levado à precipitação de Sn e W.

As brechas do depósito Morro Potosi têm sua matriz formada por dois litotipos: microgranito e topazito. A associação entre rochas semelhantes foi identificada em outras localidades do mundo, como nos diques topazíticos e ongoníticos de Flying W Ranch, no Arizona; no dique nº 431 da província de Xianghualing, sul da China; nos aplitos e topazitos de Mount Gibson, a norte de Queensland, na Austrália; entre outros (KORTEMEIER & BURT, 1988; HUANG *et al.*, 2015; JOHNSTON & CHAPPELL, 1992). Ongonitos são rochas granitóides subvulcânicas, enriquecidas em F, Li e elementos raros, com alto conteúdo em albita (Na>K), proporções variáveis de Li-micas/muscovita e topázio como mineral acessório ou componente principal (DERGACHEV, 1991; STEMPROK, 1991; HUANG *et al.*, 2015). No caso do microgranito do depósito Morro Potosi, sua forma de ocorrência caracterizada por diques e veios de espessura centi a decimétrica, de textura afanítica à vista desarmada e microporfírica ao microscópio, mostra relações similares a ongonitos anteriormente descritos, além de seu conteúdo em plagioclásio ser superior ao conteúdo de feldspato potássico e da presença eventual de zinnwaldita, topázio, cassiterita e fluorita.

A forma de ocorrência do microgranito nos fragmentos de testemunhos de sondagem do Morro Potosi é similar à do topazito. No entanto, o microgranito se difere pelo fato de ser menos abundante e sua associação espacial ser mais restrita, uma vez que ocorre associado apenas gnaisses não intemperizados.

Topazitos são caracterizados como rochas que ocorrem geralmente na forma de diques com poucos metros de largura e alguns quilômetros de extensão, associadas às porções apicais de granitos altamente diferenciados, originadas a partir de magmas graníticos ricos em voláteis, compostas predominantemente por quartzo e topázio. Suas características estruturais, texturais e mineralógicas sugerem que sua origem seja ígnea.

No Brasil, há ocorrências similares no depósito Mangabeira, da Província Estanífera de Goiás, onde Moura *et al.* (2014) atribuem origem metassomática para a rocha de quartzo e topázio mineralizada em Sn e In, formada sobre topázio-albita granito, com base em evidências paragenéticas e de temperaturas de homogeneização total de inclusões fluidas primárias (200-400 °C). Neste local, os fluidos iniciais estão associados a granitos e são de alta temperatura. À medida que o sistema evolui, com a formação de greisens e da rocha de quartzo e topázio, os

fluidos são diluídos e sua temperatura diminui. As inclusões fluidas aquo-carbônicas seriam resultantes da imiscibilidade entre o fluido aquo-carbônico e o fluido aquoso dominante em condições de alta temperatura e baixa pressão, devido à colocação em ambiente raso dos granitos associados.

Topazitos de origem ígnea são identificados na China; em New England, Austrália; e em Flying W Ranch, Arizona, EUA; (GANFU, 1987; EADINGTON & NASHAR, 1978; KORTEMEIER & BURT, 1988; LIU *et al.*, 1996; HUANG *et al.*, 2015). Kortemeier & Burt (1988) usam os seguintes critérios para classificar os diques de topazito de Flying W ranch, Arizona, como de origem magmática: a) relações de contato com as rochas encaixantes; b) bordas de resfriamento; c) texturas de fluxo magmático nas margens dos diques; d) presença de xenólitos; e) topázio sem texturas de substituição e com assinatura geoquímica ígnea.

O topazito do depósito Morro Potosi ocorre na forma de veios e diques que cortam greisen e gnaise, com contatos bruscos e que compõem a matriz de uma brecha constituída por fragmentos destas mesmas litologias pretéritas. Apesar de não satisfazer todos os critérios utilizados por Kortemeier & Burt (1988), algumas características como as relações de contato bem definidas entre estas rochas, por vezes com xenólitos engolfados, a textura microporfírica e a ocorrência de cristais de topázio de hábito acicular e sem texturas de substituição, atestam a sua origem magmática. Bordas de resfriamento foram identificadas apenas no microgranito. É importante ressaltar que as análises microtermométricas de inclusões fluidas de topazito, bem como o método de interseção de isócoras, indicaram temperaturas baixas para um topazito de origem ígnea (160-430 °C). No entanto, análises microtermométricas mais refinadas são necessárias, dado que as inclusões fluidas deste litotipo ofereceram dificuldade de observação devido a sua pequena dimensão e pouca frequência.

Nos fragmentos de testemunhos de sondagem estudados, o topazito ocorre associado a gnaise e greisen inalterados e bem alterados, o que poderia sugerir que o magma topazítico percolou rochas tanto do interior quanto da parte superior próxima à cúpula do depósito. Já o microgranito foi identificado apenas em fragmentos de testemunhos de sondagem constituídos por gnaisses frescos, não alterados, o que poderia restringir a percolação do magma que deu origem a esta rocha apenas às partes inferiores do depósito.

O microgranito e o topazito poderiam ter se originado de duas fases imiscíveis, de composição aluminossilicática e outra de composição hidrossalina, que por sua vez foram formadas a partir de um fundido homogêneo, à semelhança do que ocorre no dique nº 431 da

província de Xianghualing, sul da China. Huang *et al.* (2015) atribuem a segregação dos fundidos aluminossilicatado e hidrossalino, que deram origem a ongonito e topazito do Dique nº 431, à propagação e ao alargamento do dique, sendo a densidade e temperatura fatores complementares. No Morro Potosi, um processo semelhante pode ter atuado na segregação dos magmas ongonítico e topazítico, associado ao Lineamento Figueroa.

Magmas com altos teores de voláteis podem permanecer fundidos até baixas temperaturas e as fases fundidas aluminossilicáticas coexistem e interagem com fases fluidas hidrotermais sobre um amplo intervalo de condições de pressão e temperatura (LIU *et al.*, 1996). À medida que o magma residual ascende, ocorre diminuição da pressão e conseqüente decréscimo da solubilidade de voláteis, levando a uma saturação destes voláteis no magma. Deste modo, uma fase fluida supercrítica será exsolvida durante a transição magmático-hidrotermal (LONDON, 1986; PEIRONG, 1997).

Liu *et al.* (1996) descreve o papel de componentes voláteis na evolução genética de topazitos: em fundidos silicáticos, tetraedros de Si-O e Al-O são unidos por pontes de oxigênio, formando estruturas em rede. Com o aumento de componentes voláteis, as pontes de oxigênio são reduzidas e a estrutura em rede formada por elas se quebra, o que leva a grandes mudanças físico-químicas nos fundidos. A viscosidade diminui, o que facilita sua intrusão na forma de diques estreitos, além de favorecer a difusão e transporte de componentes. Sendo assim, o modo de ocorrência dos topazitos é comumente marcado por fácies subvulcânicas ou por diques formados próximos à superfície, e comumente há zoneamento composicional lateral ou vertical associado. A quebra das estruturas silicáticas dos magmas leva a distorções na estrutura, que dão origem a cavidades entre os polímeros, que por sua vez são ocupadas por grupos de ânions complexos associados a elementos raros, o que faz com que estas rochas sejam comumente enriquecidas em Sn, W, Nb, Ta, entre outros.

Estudos demonstram que a imiscibilidade de fluidos exerce um papel importante na evolução de magmas ricos em voláteis (HUANG *et al.*, 2015). A imiscibilidade de líquidos é favorecida pela alta concentração de metais alcalinos e alcalino-terrosos em fundidos silicatados, e a presença de ânions como  $F^-$ ,  $Cl^-$  e  $CO_3^{2-}$  permite sua separação de forma eficiente. A presença de fluorita e carbonatos nas vênulas e miárolos tardios aponta para um importante controle dos metais exercido por íons  $F^-$  e  $CO_3^{2-}$  nas fases tardias de mineralização.

## 5.2 Regime de fluidos

De modo geral, os fluidos do depósito Morro Potosi se diferem dos fluidos mineralizadores do maciço granítico Santa Bárbara (SPARRENBARGER, 2003), associado aos Granitos Últimos de Rondônia, mas ao mesmo tempo assemelham-se aos fluidos dos depósitos Igarapé Manteiga (NASCIMENTO, 2010), Bom Futuro (SOUZA *et al.*, 2001) e Massangana (SOUZA *et al.*, 2003), também associados aos Granitos Últimos de Rondônia, e aos dos depósitos de Oriente Novo e Manteiga Sul (LEITE JÚNIOR, 2002), ambos relacionados aos eventos intrusivos que deram origem à Suíte Intrusiva Santa Clara.

No depósito de Santa Bárbara, em todos os estágios de formação das rochas (magmático, transicional e pós magmático) os fluidos são predominantemente cálcicos, com eventual  $\text{Fe}^{++}$  e quantidades subordinadas de  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ , e a salinidade varia de alta a baixa. Os fluidos magmáticos iniciais, mais sódicos, evoluíram para fluidos cálcicos rumo a temperaturas mais baixas com possível diluição por fluidos de baixa salinidade de provável origem meteórica. A evolução como um todo se deu a partir de sistemas fechados imiscíveis que deram lugar a sistemas abertos, via fraturamento, permitindo a mistura de fluidos de origem magmática com outros tardios que deram origem aos estágios transicional e pós-magmático do depósito.

Nos outros depósitos da PER há claro predomínio de fluidos pertencentes aos sistemas salinos  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  e  $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  com quantidades subordinadas de  $\text{KCl}$ . Segundo Leite Júnior (2002), a mineralização na SISC ocorreu em duas fases distintas e em ambas as características dos fluidos hidrotermais e as condições P-T de formação foram muito semelhantes, em um intervalo geral de pressão estimado em 2,4 a 1,0 kbar e temperatura entre 370 a 240 °C, com profundidade de formação de 4 a 10 km.

O processo de ebulição/efervescência tem como principal consequência a exsolução do  $\text{CO}_2$ , que causa fortes mudanças no pH e leva à deposição de óxidos, sulfetos, carbonatos, entre outros. A ebulição em sistemas abertos é mais eficaz do que em sistemas fechados e resulta em maiores mudanças químicas e deposição mineral mais efetiva (DRUMMOND & OHMOTO, 1985). A solubilidade do  $\text{CO}_2$  é de uma magnitude menor que a da água, portanto o  $\text{CO}_2$  exsolve antes durante a diferenciação magmática. Assim, nos estágios iniciais de cristalização magmática os fluidos tendem a ser mais ricos em  $\text{CO}_2$  (ROEDDER, 1992; LOWENSTERN, 2001). Segundo Drummond & Ohmoto (1985), quartzo e carbonatos são os principais minerais de ganga associados a minérios precipitados a partir de mecanismos de ebulição.

## 6 CONCLUSÕES

- A mineralização mais expressiva do depósito Morro Potosi é representada pela alta concentração de cassiterita disseminada em cassiterita-topázio greisen. Os demais tipos faciológicos possuem cassiterita disseminada como mineral acessório;
- As características estruturais, texturais e mineralógicas permitem classificar o topazito com uma rocha de origem ígnea. Associações com ongonitos foram identificadas em outras localidades do mundo (KORTEMEIER & BURT, 1988; HUANG *et al.*, 2015; JOHNSTON & CHAPPELL, 1992);
- Os fluidos atuantes na formação do depósito Morro Potosi são predominantemente aquosos e aquo-carbônicos, representados pelos sistemas NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O e NaCl-KCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O e de moderada a baixa salinidade. Fluidos com características semelhantes foram identificados em outros depósitos da Província Estanífera de Rondônia, tanto associados à Suíte Intrusiva Santa Clara (LEITE JÚNIOR, 2002) quanto aos Granitos Últimos de Rondônia (SOUZA, 2003; SOUZA *et al.*, 2003; NASCIMENTO, 2010).
- A formação do depósito Morro Potosi envolveu processos episódicos metassomáticos, magmáticos e hidrotermais, em condições de temperatura (580 – 110°C) e pressão (2,3 a 0,1 kbar) variáveis, que diminuiram progressivamente dos primeiros aos últimos estágios de mineralização:

a) O metassomatismo atuante nos gnaisses do complexo Jamari levou ao desenvolvimento de greisens com zoneamento faciológico vertical de acordo com a intensidade da alteração metassomática, em condições de sistema fechado controlado pela interseção entre o Lineamento Figueroa e o Lineamento NW.

b) Os últimos estágios de cristalização magmática do granito Pedra Branca levaram ao aumento da pressão confinante, que culminou na intrusão brusca de microgranito e topazito. Estas rochas teriam se originado a partir de um magma inicialmente homogêneo, extremamente diferenciado, que evoluiu e gerou duas fases imiscíveis: uma fase aluminossilicática (microgranito ongonítico) e outra hidrossalina muito enriquecida em voláteis (topazito). A associação do microgranito restrita aos gnaisses não intemperizados dos testemunhos de sondagem analisados e sua ausência em relação aos greisens mais intemperizados poderia indicar que o líquido magmático aluminossilicático se restringiu às porções inferiores, enquanto que o magma topazítico, menos denso, atingiu as porções mais rasas da cúpula do depósito.

c) Fases hidrotermais tardias, com provável contribuição de fluidos externos de baixa temperatura e combinados com processo de ebulição/efervescência, deram origem aos últimos estágios de mineralização representados pelos veios e vênulas de quartzo com cassiterita, wolframita e sulfetos e por vênulas e miárolos tardios de quartzo, fluorita, calcita, dickita, sulfetos e argilominerais;

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G. Geologia pré-cambriana da região amazônica. 1974. 212 p. Tese (Livro docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- BAHIA, R. B. C. A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, Oeste de Rondônia. 1997. 90 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.
- BARTON, P. B.; BETHKE, P. M. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. American Mineralogist, v. 72, p. 451-467, 1987.
- BESANG et al. Radiometrische Datierung, geochemische and petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. - Geol. Jahrb, e. 8, p. 3-71, 1976.
- BETTENCOURT, J. S. et al. Tectonic interpretation of  $^{40}\text{Ar}/^{35}\text{Ar}$  ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. In: SYMPOSIUM ON RAPAOKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., 1995, Belém. Abstracts. Belém: UFPA, 1995, p. 14.
- BETTENCOURT, J. S. et al. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rodônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil - I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. Precambrian Research, v.95, p. 41-67, 1999.
- BETTENCOURT, J. S. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Step heating laser system dating of zinnwaldite and muscovite from tin deposits of the Rondônia Tin Province, Brazil: evidence for multiple mineralization episodes. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. Resumos Expandidos. Gramado: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2005.
- BETTENCOURT, J.S. et al. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. Journal of South American Earth Sciences, v. 29, p. 28-46. 2010.
- BIONDI, J. C. Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. São Paulo: Tao, 1986, 602 p.
- BIONDI, J. C. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 2003, 528 p.
- BODNAR R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, v 57, p. 683-684, 1993.
- BODNAR R.J. Chapter 1: Introduction to fluid inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. eds. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineral Association of Canada, 2003a. p. 1-8. (Short Course Series, 32.)
- BODNAR R.J. Chapter 5: Introduction to Aqueous-Electrolyte Fluid Inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. eds. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineral Association of Canada, 2003b. p. 81-100. (Short Course Series, 32.)



BODNAR R.J. Chapter 8: Re-equilibration of fluid inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. eds. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineral. Association of Canada, 2003c. p. 213-231. (Short Course Series, 32.)

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. Pacific Geology, v. 8, 173-174, 1974.

CORDANI, U. G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: Segundo Congreso Geológico Chileno, 1979, Arica. Anais Arica: 1979, p. 137-148.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the archaean and early proterozoic. Revista Brasileira de Geociências, v. 12, p. 78-88, 1982.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: HATCHER, R. D. JR., CARLSON, M. P., MCBRIDE, J. H., MATÍNEZ-CATALÁN, J. R. (Org.). 4-D Framework of the Continental Crust. Denver, USA: Geological Society of America, v. 200, p. 297-320, 2007.

CORDANI, U. G. et al. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. Gondwana Research, v. 15, p. 396-407, 2009.

CPRM. Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia. Programa Geologia do Brasil, Porto Velho, RO, 153 p., 2007.

CPRM. Carta Geológica – Folha SC.20-X-C Rio Machadinho. Programa Geologia do Brasil. Escala 1: 250.000. Porto Velho: CPRM, 2011.

CRAIG, J. R. Ore-mineral textures and the tales they tell. The Canadian Mineralogist, v. 39, p. 937-956, 2001.

CRAIG, J. R.; VAUGHAN, D. J. Ore microscopy and ore petrography. New York: Wiley Interscience, 1994.

DANTAS, M. E.; ADAMY, A. Compartimentação Geomorfológica. In: ADAMY, A. Geodiversidade do Estado de Rondônia. Porto Velho: CPRM, p. 37-54, 2011.

DERGACHEV, V. B. Ongonites and Elvanites. International Geology Reviews, v. 33, p. 1113-1123, 1991.

DIAS, C. A. T. Geologia e mineralogia de pegmatito mineralizado em estanho e metais associados (Nb, Ta, Zn, Cu, Pb), mina Bom Futuro, Rondônia. 51 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.

DIAMOND, L. W. Review of the systematics of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions. Lithos, v. 55, p. 69-99, 2001.

DRUMMOND, S. E.; OHMOTO, H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Economic Geology, v. 80, p. 126-147, 1985.

EADINGTON, P. J.; NASHAR, B. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from New England Batholith, Australia. Contrib. Mineral. Petro., v.67, p. 682-701, 1978.

FOSTER, P. L. L. Geologia e petrologia do Maciço Palanqueta, Mina Bom Futuro, Rondônia. 2016. 77 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.

GANFU; S. On the polygenesis of greisen. Revista Brasileira de Geociências, v.17, p. 640-642, 1987.

GOLDSTEIN, R.H.; REYNOLDS, T.J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. EUA, Tulsa: SEPM, 1994. 199 p. (SEPM Short Courses, 31).

HAAPALA, I. The controls of tin and related mineralizations in the rapakivi-granite areas of south-eastern Fennoscandia. Geologiska foreningens i Stockholm Forhandlingar, v. 99, p.130-142, 1977.

HASUI, Y. et al. Cráton Amazônico: províncias Rio Branco e Tapajós. In: HASUI, Y. et al. (Org.). Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012. p. 138-175.

HUANG, F. -F. et al. Differentiated rare-element mineralization in an ongonite-topazite composite dike at the Xianghualing tin district, Southern China: An electron microprobe study on the evolution from niobium-tantalum-oxides to cassiterite. Ore Geology Reviews, v. 65, p.761-778, 2015.

JOHNSTON, C.; CHAPPELL, B. W. Topaz-bearing rocks from Mount Gibson, North Queensland, Australia. American Mineralogist, v.77, p. 303-313, 1992.

KLOOSTERMAN, J. B. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. Engenharia Mineração Metalurgia, v. 47, n. 278, p. 59-64, 1968.

KORPERSHOEK, H. R. et al. Nota Preliminar sobre a jazida estanífera do Morro do Potosi (Jacundá, Rondônia, Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. Anais. Balneário Camboriú, SBG, 1980, v. 3, p. 1574-1588.

KORTEMEIER, W. T.; BURT, D. M. Ongonite and topazite dikes in Flying W ranch area, Tonto basin, Arizona. American Mineralogist, v.73, p. 507-523, 1988.

LAZNICKA, P. Breccias and ores. Part 1: history, organization and petrography of breccias. Ore Geology Reviews, v. 4, p. 315-344, 1989.

LEITE JÚNIOR, W. B. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, e Pb) associada. 2002. 305 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S. New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2001, Pucon, Chile. Extended Abstracts, CD-ROM.

LIU C. S. et al. The characteristics and genetic mechanism of igneous topazites in South China. Acta Geologica Sinica, v.9, p. 33-46, 1996.

MIZUTA, T.; SCOTT, S. D. Kinetics of iron depletion near pyrrhotite and chalcopyrite inclusions in sphalerite: the sphalerite speedometer. Economic Geology, v. 92, p. 772-783, 1997.

MOURA, M. A. et al. Genesis of the Proterozoic Magabeira tin-indium mineralization, Central Brazil: evidence from geology, petrology, fluid inclusion and stable isotope data. Ore Geology Reviews, v.60, p. 36-49, 2014.

NASCIMENTO, T. M. F. Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga: geologia e metalogênese. 2010. 93 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2010.

OLIVEIRA, R. B. A relevância na torre de marfim: uma resposta a Gabriel de Arruda Castro e a Rogerio Waldrigues Galindo. Gazeta do Povo. Curitiba, 8 jul. 2017. Educação. Disponível em < <https://www.gazetadopovo.com.br/educacao/a-relevancia-na-torre-de-marfim-uma-resposta-a-gabriel-de-arruda-castro-e-a-rogerio-waldrigues-galindo-84s03ncs40yhqd6dzh03nq0gy/> >. Acesso em: 15 jul. 2018.

PAYOLLA, B.L. As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, Rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica. 1994. 145p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

PAYOLLA, B. L. et al. The Rio Crespo Intrusive Suíte: geological U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence for a major 1,43 Ga arc-related magmatism in the Rondônia State, SW Amazonia Craton, Brazil. Anais.. São Paulo: IGc-USP, 2001.

PAYOLLA B.L. et al. Geological evolution of the basement rocks in the central-eastern part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. Precamb. Res., v. 119, p. 141-169, 2002.

PICHAVANT, M. et al. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. Chemical Geology, v. 37, p. 1-27, 1982.

PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K. J. (Org.) Mountain Building Processes. Nova York: Academic Press, 1983.

PLIMER, I. R. Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits. Geologische Rundschau, v.76, p. 23-40, 1987.

RAMBOZ, C. et al. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. Chemical Geology, v. 37, p. 29-48, 1982.

RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; QUADROS, M.L.E.S. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito na porção oriental do Estado de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1996. v.1, p. 35-37.

ROEDDER, E. Fluid inclusions. Washington: Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy. 1984. v. 12, 644 p.

ROEDDER, E. Fluid inclusions evidence for immiscibility in magmatic differentiation. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 5-20, 1992.

SANTOS, J. O. S. et al. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. Gondwana Research, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J. O. S. et al. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. Precambrian Research, v. 165, p. 120-152, 2008.

SCANDOLARA, J.E. et al. Revisão da geologia do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, SBG, 1: 47-50, 1996.

SCANDOLARA, J. E. Geologia e evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. 2006. 384 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

SHCHERBA, G. N. et al. Greisens, vein quartz and potash feldspars. Izd AN USSR, Alma Ata, 1964.

SHCHERBA, G. N. Greisens (part 1). International Geology Review, v.12, p. 114-255, 1970a.

SHCHERBA, G. N. Greisens (part 2). International Geology Review, v.12, p. 239-255, 1970b.

SHAW, S. E; R. H. FLOOD. The New England batholith, eastern Australia: Geochemical variations in space and time. Journal of Geophysical Research, v. 86, p.10530-10544, 1981.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D.H.M. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son Ltda., Glasgow, 239 p. 1985.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L. A. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, p. 5-25, 2003.

SOUZA, V. S. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO). 2003. 240 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2003.

SPARRENBERGER, I. Evolução da mineralização primária estanífera associada ao Maciço Granítico Santa Bárbara, Rondônia. 2003. 252 p. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

STEMPROK, M. Greisenization (a review). Geologische Rundschau, v. 76, p. 169-175, 1987.

STEMPROK, M. Ongonite from Ongon Khairkhan, Mongolia. Mineralogy and Petrology, v. 43, p. 255-273, 1991.

TAMBORIM, D. A. R. Estágios e paragêneses da mineralização polimetálica (Sn, W, Zn, Cu e Pb) da jazida Morro Potosi, Rondônia. 2007. 47 p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

TASSINARI, C. C. G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 1996. 139 p. (Livre-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do cráton amazônico. *In*: MANTESSO NETO, V. (Org.) et al. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Beca. 2004. p. 471-486.

TAYLOR, R. G. Geology of Tin Deposits. *In*: Developments of Economic Geology 11. Townsville: Elsevier Scientific Publishing Company, 1979. p. 410-439.

TEIXEIRA, W. et al. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. Journal of South American Earth Sciences, v. 29, p. 47-60, 2010.

TOHVER, E. et al. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. Earth Planet. Sci. Lett., v. 199, p. 185-200, 2002.

YOKOI, O. Y. et al. Potosi, a primary tin deposit in Rondônia. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1., 1987, Salvador. Extended Abstracts. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1987. p. 241-243.