

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**DEPÓSITO DE W-Sn IGARAPÉ MANTEIGA: GEOLOGIA E
METALOGÊNESE**

THAÍS MARCELA FERNANDES DO NASCIMENTO

MANAUS

2010

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

THAÍS MARCELA FERNANDES DO NASCIMENTO

DEPÓSITO DE W-Sn IGARAPÉ MANTEIGA: GEOLOGIA E METALOGÊNESE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional

Orientador Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Manaus

2010

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Nascimento, Thaís Marcela Fernandes do

N244d Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga: geologia e metalogênese / Thaís Marcela Fernandes do Nascimento. - Manaus: UFAM, 2010
93 f.: il. color; 30 cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade Federal do Amazonas, 2010

Orientador: Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

1. Igarapé Manteiga - Rondônia 2. Granito - Rondônia 3. Cassiterita - Rondônia 4. Alteração hidrotermal - Rondônia 5. Metalogenia I. Souza, Valmir da Silva (Orient.) II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

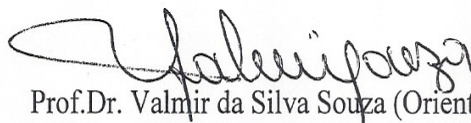
CDU(1997): 553.3(811.1)(043.3)

“Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga: geologia e metalogênese”

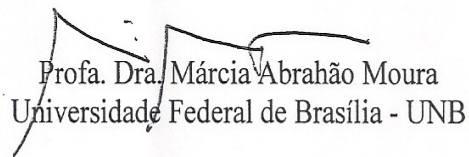
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como parte do requisito para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Regional.

Aprovada em 22 de setembro de 2010.

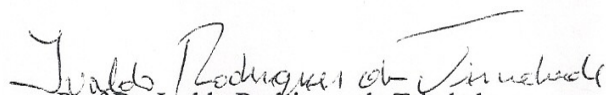
BANCA EXAMINADORA



Prof.Dr. Valmir da Silva Souza (Orientador)
Universidade Federal de Brasília - UNB



Profa. Dra. Márcia Abrahão Moura
Universidade Federal de Brasília - UNB



Prof.Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade
Universidade Federal do Amazonas – UFAM

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, pelas angústias e preocupações que passaram por minha causa, por terem dedicado suas vidas a mim, pelo amor, carinho e estímulo que me ofereceram. Ao meu irmão, meus avós e tias pelo incentivo para realização deste trabalho. Dedico-lhes essa conquista como gratidão.

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos sinceros a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a elaboração desta dissertação de mestrado;

Agradeço ao Professor Valmir da Silva Souza a escolha do tema desta Dissertação, pela forma dedicada com que assumiu a orientação desta pesquisa e pela paciência e carinho com que sempre me acolheu;

À Universidade Federal do Amazonas e ao Departamento de Geociências (Degeo-UFAM), pelo apoio financeiro, através do projeto de cooperação institucional Casadinho II (UFAM-UFPA);

À Universidade Federal do Pará e Universidade de Brasília pela concessão e disposição do uso do laboratório de Inclusões Fluidas.

À METALMIG Mineração Indústria e Comércio Ltda., através do geólogo Vital Wanderley e do Engenheiro de Minas Severino Patrício, pelo apoio durante as etapas de campo;

Ao Projeto PROCAD-CAPES (processo No. 096/2007) pelo apoio financeiro através de diárias e passagens aéreas para a realização das etapas de campo e laboratório;

Ao CNPq pela concessão de bolsa;

Ao Prof. Dr. Hilton Túlio Costi, Museu Paraense Emílio Goeldi, pelo apoio e orientação durante as seções de microscopia eletrônica;

Ao Prof. Dr Raimundo Netuno Vilas (Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará), pela disponibilidade, atenção e ajuda dispensada nas análises de inclusões fluidas;

Ao geólogo e amigo Paulo Sérgio Mendes pela inestimável ajuda, apoio, estímulo, conselhos e incentivos neste trabalho;

Aos meus sempre amigos Clistiane, Priscila, Jacielem, Tico, Rafael e em especial ao amigo Gilson França (*in memoriam*), pelo amor, carinho, amizade, conselhos e principalmente, os incentivos para não desistir, e, pelos maravilhosos momentos de descontração vividos;

A minha família pela minha formação pessoal e profissional, meus especiais agradecimentos.

EPÍGRAFE

Por mais que lutemos por um mundo melhor, sabemos que não podemos mudá-lo sozinhos. Mas a esperança é sabermos que o aprendizado torna possível fazê-lo juntos!

Bruno Ahnert

RESUMO

O depósito de W-Sn Igarapé Manteiga é formado por um *stock* granítico intrusivo em rochas do embasamento paleoproterozóico (Complexo Jamari) e encoberto por sedimentos colúvio-aluvionares sub-atuais. O *stock* granítico é composto pelos tipos petrográficos biotita-álcali feldspato granito e topázio-albita granito. A fase magmática precursora da mineralização é atribuída ao topázio-albita granito, a qual exibe caráter peraluminoso, subalcalina de médio K₂O e padrão côncavo de distribuição dos ETR, com anomalia negativa em Eu (Eu/Eu_N = 0,07) e ausência de fracionamento dos ETR leves em direção aos ETR pesados ([La/Yb]_N = 0,8). A mineralização de W-Sn (wolframita e cassiterita) está associada a greisens, brechas e sistemas de veios e vênulas. Nos greisens, wolframita e cassiterita ocorrem associados a quartzo, topázio, mica-Li, fluorita, esfalerita, pirita, marcassita, pirrotita, galena, calcopirita, molibdenita, bismutinita, siderita, fengita (mica branca), monazita, xenotímio e hematita. Na brecha a mineralização ocorre disseminada e/ou formando fragmentos de tamanhos variados distribuídos de modo caótico. No sistema de veios e vênulas é possível identificar, pelo menos, duas gerações. Esse sistema é normalmente contornado por cristais de mica-Li em arranjo do tipo *comb* e *stocksneider*, com a mineralização ocupando tanto as bordas como as partes centrais, associada à pirita, calcopirita, galena, molibdenita, bismutinida e siderita. Estudo preliminar sobre inclusões fluidas nos greisens demonstram a existência de dois sistemas fluidos: H₂O-NaCl e H₂O-CO₂-NaCl. O sistema H₂O-NaCl é dominante, o qual apresenta densidade baixa (0,8 a 0,9 g/cm³) e salinidade entre 0,1 a 6,7 wt%NaCl, enquanto que o sistema H₂O-CO₂-NaCl apresenta salinidade entre 9 e 9,8 wt%NaCl. No geral, o principal intervalo de temperatura de homogeneização total do sistema fluido está entre 250 e 300° C. Análises de isótopos de oxigênio (δ¹⁸O) e enxofre (δ³⁴S) demonstram que o fluido hidrotermal responsável pela mineralização é de natureza magmática, cujas temperaturas isotópicas de cristalização do par mineral wolframita-quartzo está entre 220 e 270° C, compatível com os dados preliminares de inclusões fluidas. A idade ⁴⁰Ar/³⁹Ar do obtida para micas-Li de greisens, determinam valor de 988 ± 5 Ma, interpretado como a idade de resfriamento desse sistema hidrotermal, a qual ocorreu por volta de 350° C. A evolução do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga envolveu no final da cristalização da fase magmática topázio-albita granito um processo de separação das fases magmática e hidrotermal, que se tornaram imiscíveis. A fase hidrotermal impulsionada pelos voláteis carregou grande maioria dos elementos incompatíveis, alojando-se na interface cúpula granítica - rocha encaixante. A tensão sob a carapaça de rocha encaixante proporcionou a ruptura da mesma, aliviando a tensão e gerando fraturas de extensão que se propagaram acima da cúpula granítica, produzindo brechas hidrotermais e uma segunda geração de veios e vênulas, abaixamento da temperatura no sistema hidrotermal e proporcionou a precipitação do conteúdo metálico. Tal processo ocorreu sob um intervalo de temperatura entre 200° e 300° C, sob pressão confinante estimada entre 0,5 e 1,5 kbar e ha cerca de 988 ± 5 Ma atrás.

Palavras Chave: Província Estanífera de Rondônia, depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, Granitos Jovens de Rondônia, wolframita, cassiterita, sistema hidrotermal.

ABSTRACT

The Igarapé Maneiga W-Sn deposit is composed of a granitic intrusive stock in Paleoproterozoic basement rocks (Jamari Complex) and covered by alluvial-colluvial sediments. The stock granite is formed by two petrographic types: biotite-alkali feldspar granite and topaz-albite granite. The precursor stage magmatic mineralization is attributed to the topaz-albite granite, which displays geochemical signature peraluminous, subalkaline with medium K_2O and REE distribution in concave pattern, with negative anomalies in Eu ($Eu/Eu_N = 0.07$) and with fractionation absence between LREE and HREE ($[La/Yb]_N = 0.8$). The W-Sn ore (wolframite and cassiterite) is associated with greisens, breccia and veins-veinlets systems. In the greisens the wolframite and cassiterite crystals occur associated with quartz, topaz, Li-mica, fluorite, sphalerite, pyrite, marcasite, pyrrhotite, galena, chalcopyrite, molybdenite, bismuthinite, siderite, phengite, monazite, xenotime and hematite. The ore in the breccia occurs distributed so widespread and irregular, while in the veins-veinlets system can be identified at least two generations, usually surrounded by Li-mica crystals arrangement in comb and stocksheider structures, with the ore occupying both the edges as the central parts associated with pyrite, chalcopyrite, galena, molybdenite, bismuthinite and siderite. The preliminary study about fluid inclusions in greisens has recognized two fluid systems: $H_2O-NaCl$ and H_2O-CO_2-NaCl . The system $H_2O-NaCl$ is dominant, which has low density (0.8 to 0.9 g/cm^3) and salinity between 0.1 to 6.7 wt% NaCl, while the system H_2O-CO_2-NaCl has salinity 9-9.8 wt% NaCl. Overall, the main temperature range of total homogenization of the fluid system is between 250 and 300° C. Analyses of oxygen ($\delta^{18}O$) and sulfur ($\delta^{34}S$) isotopes show that the ore hydrothermal fluid is likely magmatic, whose temperature isotopic to crystallization of the mineral pair wolframite-quartz is between 220 and 270° C, consistent with the preliminary data from fluid inclusions studies. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages obtained for the Li-micas from greisens determine value of 988 ± 5 Ma, interpreted as the age-cooling of the system hydrothermal, which occurred around 350° C. The geological evolution proposed to the Igarapé Manteiga W-Sn deposit involved in the late-stage of crystallization of the topaz-albite granite magmatic phase, a segregation process of two stages: magmatic and hydrothermal. The hydrothermal stage driven by volatile added vast majority of incompatible elements, lodging at the interface granite and host-rocks. The tension in the host-rock provided a burst relieving of tension and generating fractures that have spread over the granite dome, producing hydrothermal breccia and a second generation of veins-veinlets systems, lowering the temperature in the hydrothermal fluid and provided the precipitation of ore-metallic content. This process took place under a temperature range 200-300° C, and confining pressure estimated at between 0.5-1.5 kbar and about of 988 ± 5 Ma.

Keywords: Rondônia Tin Province, Igarapé Manteiga W-Sn deposit, Young Granites of Rondônia, wolframite, cassiterite, hydrothermal system.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

- Figura 1.1. Mapa do contexto geográfico e geológico da região central da Província Estanífera de Rondônia e a localização do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....16
- Figura 1.2. Principais propostas de compartimentação geocronológicas para o Cráton Amazônico.....20
- Figura 1.3. Compartimentação geotectônica do Estado de Rondônia proposta por Scandolara *et al.* (1999 e 2001).....22

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1. Mapa geológico regional e simplificado da área de estudo em torno do depósito de W-Sn do Igarapé Manteiga.....27
- Figura 2.2. Exemplos de afloramentos de rochas do Complexo Jamari.....28
- Figura 2.3. Fotomicrografias dos ortognaisses do Complexo Jamari.....29
- Figura 2.4. Fotomicrografias dos paragnaisses do Complexo Jamari.....31
- Figura 2.5. Fotomicrografias do charnoquito e do anfibolito do Complexo Jamari.....33
- Figura 2.6. Fotomicrografias dos fácies petrográficos identificados no *stock* granítico do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....35
- Figura 2.7. Características geoquímicas do topázio-albita granito.....37
- Figura 2.8. Fotos panorâmicas da frente de lavra do depósito Igarapé Manteiga.....39
- Figura 2.9. Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR e multielementos das fases magmáticas tipo albita granito e similares.....42

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. Amostras dos aspectos texturais de alguns tipos de rocha.....	44
Figura 3.2. Diagrama de classificação de greisens.....	45
Figura 3.3. Aspectos microtexturais dos greisens.....	45
Figura 3.4. Fotomicrografias de wolframita e cassiterita em greisens.....	47
Figura 3.5. Sequência esquemática de cristalização mineral nos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....	48
Figura 3.6. Feições metalográficas microscópicas à luz refletida de esfalerita, calcopirita, pirita, pirrotita, galena, molibdenita, bismutinita, pirita de segunda geração.....	49
Figura 3.7. Aspectos texturais da brecha hidrotermal.....	51
Figura 3.8. Feições de campo associadas aos veios.....	52
Figura 3.9. Três principais tipos de depósitos de W-Sn discutidos por Plimer (1987), os quais são encontrados no depósito do Igarapé Manteiga.....	53

CAPÍTULO 4

Figura 4.1. Cristal de quartzo zonado contendo vários tipos e gerações de Inclusões fluidas (IF).....	56
Figura 4.2. Exemplos dos diferentes tipos de IF identificados preliminarmente dos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....	64
Figura 4.3. Índice F que estabelece a relação de proporcionalidade entre as fases vapor e líquido (Shepherd <i>et al.</i> 1985).....	64
Figura 4.4. Imagens de IF por meio de microscopia de infra-vermelho em cristais de wolframita.....	65
Figura 4.5. Frequência de medidas microtermométricas encontradas no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....	68

CAPÍTULO 5

Figura 5.1. Idades platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	75
--	----

CAPÍTULO 6

Figura 6.1. Modelo esquemático de compartimentação geológica e evolução metalogenética proposto para o depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....	78
---	----

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 2.1. Resultados de análises químicas em duas amostras do topázio-albita granito Igarapé Manteiga.....	38
--	-----------

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1. Medidas microtermométricas preliminares sobre os sistemas fluidos do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....	66
---	-----------

CAPÍTULO 5

Tabela 5.1. Valores de isótopos de oxigênio em quartzo e wolframita do sistema de greisens do depósito Igarapé Manteiga.....	71
--	-----------

Tabela 5.2. Fracionamentos isotópicos do oxigênio para o sistema quartzo-wolframita (Zhang 1992).....	71
---	-----------

Tabela 5.3. Valores de temperaturas isotópicas obtidas para o sistema quartzo-wolframita no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.....	72
--	-----------

Tabela 5.4. Valores de isótopos de enxofre em calcopirita, pirita, esfalerita e molibdenita do sistema de greisens do depósito Igarapé Manteiga.....	73
--	-----------

Tabela 5.5. Dados analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ da amostra TIM-03-08 sumarizados.....	74
--	-----------

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	14
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS.....	14
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
1.3 MÉTODOS DE TRABALHO.....	17
1.4 CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL.....	19
1.5 ESBOÇO DA LITOESTRATIGRAFIA.....	23
2 GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE W-SN IGARAPÉ MANTEIGA	26
2.1. INTRODUÇÃO.....	26
2.2. EMBASAMENTO (COMPLEXO JAMARI).....	26
2.2.1. Gnaisses	26
2.2.1.1. Ortognaisses	27
2.2.1.2. Paragnaisses	30
2.2.2. Charnoquito	32
2.2.3. Anfibolito	33
2.3. <i>STOCK</i> GRANÍTICO.....	34
2.3.1. Biotita-álcali feldspato granito	34
2.3.2. Topázio-albita granito	36
2.4. COBERTURAS SEDIMENTARES.....	38
2.5. DISCUSSÃO COMPARATIVA.....	39
3 SISTEMAS MINERALIZADOS DO DEPÓSITO DE W-SN IGARAPÉ MANTEIGA	43
3.1. INTRODUÇÃO.....	43
3.2. GREISENS.....	43
3.3. BRECHA.....	50
3.4. VEIOS E VÊNULAS.....	51
3.5. MECANISMO DE FORMAÇÃO DE GREISEN, BRECHA E VEIO.....	53
4. INCLUSÕES FLUIDAS	55
4.1. INTRODUÇÃO.....	55
4.2. CLASSIFICAÇÃO.....	57
4.2.1. Quanto à Morfologia	57
4.2.2. Quanto à Origem	58
4.2.3. Quanto ao Número de Fases	58
4.2.4. Quanto à Composição	59
4.3. MÉTODOS DE ESTUDOS.....	60

4.3.1. Microscopia Petrográfica	60
4.3.2. Microtermometria	60
4.3.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	61
4.3.4. Espectroscopia Raman	62
4.4. SISTEMA FLUIDO DO DEPÓSITO W-SN IGARAPÉ MANTEIGA (INVESTIGAÇÃO PRELIMINAR)	62
4.4.1. Características petrográficas	62
4.4.2. Microtermometria	65
4.4.3. Discussão Preliminar	69
5. ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO, ENXOFRE E ARGÔNIO	70
5.1. INTRODUÇÃO.....	70
5.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$).....	70
5.3. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ENXOFRE ($\delta^{34}\text{S}$).....	72
5.4. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	73
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	76
6.1. DISCUSSÃO.....	76
6.2. CONCLUSÕES.....	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

A busca por metais base no mundo vinha se intensificando até a segunda metade do ano de 2008, quando uma crise econômica global provocou a brusca desaceleração e até o corte nos investimentos do setor mineral e metalúrgico. No Estado de Rondônia, tradicional produtor nacional de Sn-W associados a granitos paleo-neoproterozóicos, os reflexos dessa crise foram marcados pela diminuição na produção mineral, fuga de empresas multinacionais que investiam em pesquisa mineral, e até o fechamento de algumas minas. Esse foi o caso da mina de W-Sn Igarapé Manteiga, a qual foi descoberta em 2003 e chegou a produzir até meados de 2008 cerca 3.000 ton de minério, sendo 70% W (wolframita) e 30% Sn (cassiterita). Contudo, devido ao atual cenário econômico mundial mostrar fortes indícios da retomada dos investimentos no setor mineral e metalúrgico, a empresa METALMIG - Mineração Indústria e Comércio Ltda, detentora dos direitos minerários da mina Igarapé Manteiga, já está projetando a reabertura da mina para os anos de 2010-2011.

Apesar da posição de destaque do Estado de Rondônia no setor extrativista mineral (Sn, W, Cu, Pb, Zn, Au, gemas, etc.), o desenvolvimento de pesquisas científicas que auxiliem no entendimento dos processos metalogenéticos na região ainda são modestas e estão concentradas nos depósitos de Sn-W (Romanini 1982, Frank 1990, Bettencourt *et al.* 1999 e 2005, Leite Jr. 2002, Souza 2003, Sparrenberger 2003). Nesse contexto, esta pesquisa que se apresenta sob a forma de uma dissertação de mestrado, como requisito básico para a obtenção do grau de Mestre em Geociências, tem como foco principal o depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, cujas informações apresentadas permitiram elaborar uma proposta de evolução geológica e avançar na caracterização dos processos metalogenéticos da Província Estanífera de Rondônia. Nesse sentido, os principais objetivos desta pesquisa são:

- Caracterização do contexto geológico do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga;

- Caracterização petrográfica da paragênese mineral associada à mineralização de W-Sn hospedadas em sistemas de veios de greisens;
- Caracterização composicional e microtermométrica do sistema fluido responsável pela mineralização por meio do estudo de inclusões fluidas;
- Estudo de isótopos estáveis (O, S e H) e radiogênicos (Ar-Ar) sobre a paragênese mineral silicatada e sulfetada, com a finalidade de demonstrar a natureza dos fluidos mineralizantes, a temperatura de fechamento isotópico ou de formação da mineralização e a idade isocrônica desse sistema hidrotermal;
- Propor um modelo geológico e metalogenético para os processos geológicos envolvidos na gênese do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O depósito de W-Sn Igarapé Manteiga está localizado na porção central da Província Estanífera de Rondônia, distante cerca de 30 km a leste da sede do Município de Ariquemes (Fig. 1.1). Nessa região são reconhecidos vários sistemas magmáticos representantes dos *Young Granites* de Rondônia (Kloosterman 1968), os quais são formados por sucessivos pulsos magmáticos, contendo estruturas anelares e intrudidos através de mega-falhas no embasamento paleoproterozóico de médio-alto graus metamórficos (Kloosterman 1966, 1967 e 1968, Priem *et al.* 1971, Priem *et al.* 1989, Waghorn 1974, Bettencourt *et al.* 1999 e 2005). Tais sistemas magmáticos hospedam mineralizações primárias associadas a veios, greisens, brechas e pegmatitos, bem como importantes concentrações de minérios em paleocanais de aluviões subatuais e atuais (Yokoi *et al.* 1987, Bettencourt *et al.* 1999 e 2005, Souza 2003).

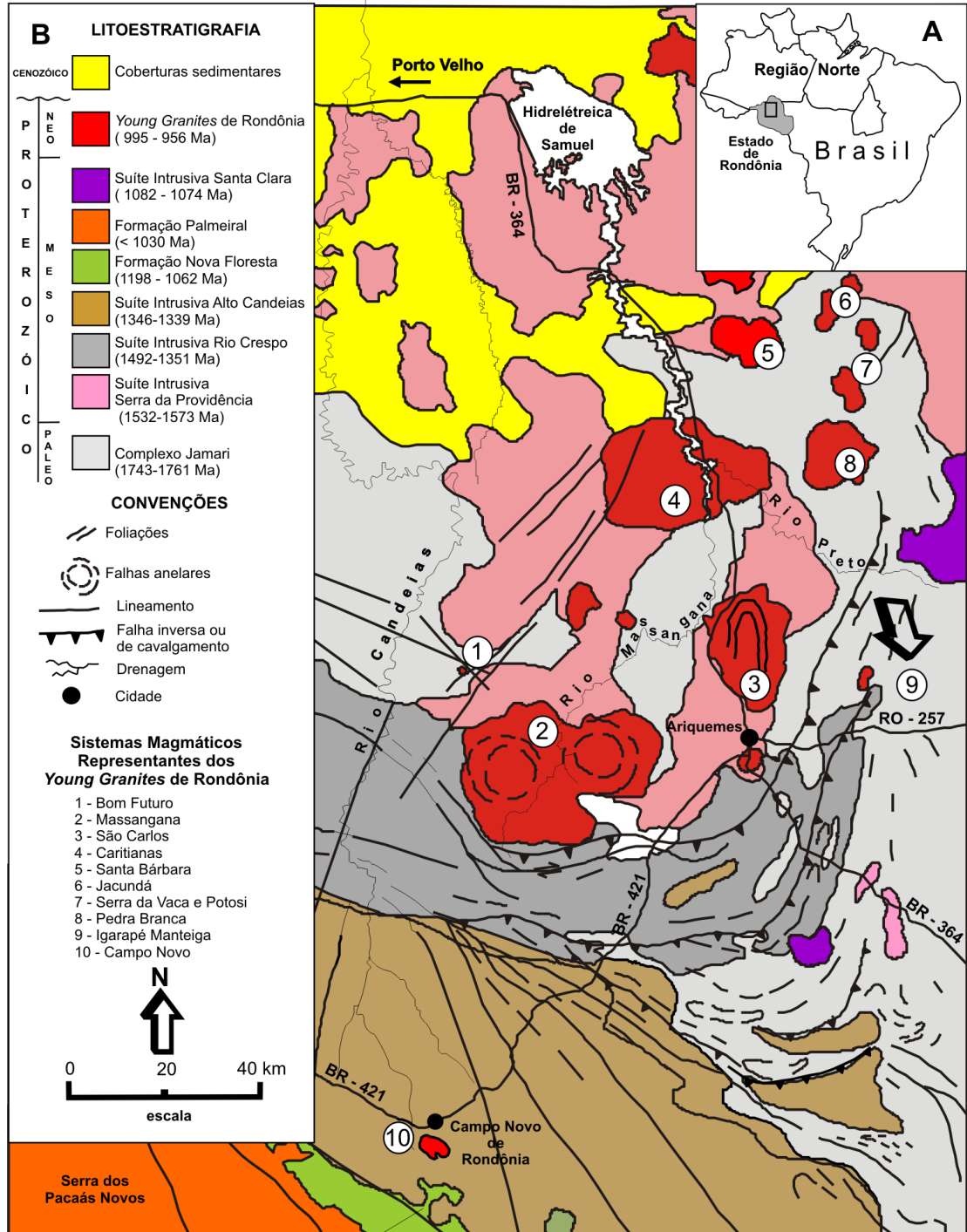


Figura 1.1. A) mapa do contexto geográfico da região de trabalho e B) mapa geológico da região central da Província Estanífera de Rondônia, ressaltando a distribuição dos Young Granites mais conhecidos (CPRM 2007). A seta indica a localização do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

1.3 – MÉTODOS DE TRABALHO

Esta pesquisa foi desenvolvida em quatro etapas de trabalho: 1) pesquisa bibliográfica; 2) pesquisa de campo; 3) pesquisa laboratorial; e 4) tratamento e interpretação das informações obtidas.

Pesquisa Bibliográfica. Nesta etapa foram coletadas informações bibliográficas sobre a Província Estanífera de Rondônia, além de relatórios técnicos, mapas geológicos e imagens de satélite, disponibilizados pela empresa METALMIG e CPRM-RO, sobre a área do depósito de W-Sn do Igarapé Manteiga. Foram também coletadas informações bibliográficas sobre as características geológicas, geoquímicas, geocronológicas e metalogenéticas de outras províncias estaníferas no mundo com o objetivo de minuciar a pesquisa de informações científicas atualizadas.

Pesquisa de campo. Foram realizadas três viagens até o depósito de W-Sn do Igarapé Manteiga, no período de abril e outubro de 2008 e maio de 2009, coletando informações de campo. Nesta etapa, foi realizado mapeamento geológico de detalhe na frente de lavra acompanhado de coleta de amostras, para compreender as relações de campo entre rocha hospedeira e minérios. Além de mapeamento geológico, foram disponibilizados pela METALMIG testemunhos de furo de sondagem.

Pesquisa Laboratorial. Nesta etapa, as amostras coletadas durante a etapa de campo foram então identificadas e selecionadas para serem submetidas às seguintes análises:

- Descrição petrográfica de lâminas delgadas polidas de rochas, ressaltando os arranjos microtexturais e as associações minerais;
- Investigação por microscopia eletrônica de varredura (MEV) sobre algumas lâminas delgadas polidas de rochas foi realizada no laboratório de microscopia eletrônica do Museu Paraense Emílio Goeldi (Belém – PA). Utilizou-se o equipamento LEO modelo 1450VP, cujas lâminas polidas foram metalizadas com Au por cerca de 2':30", em atmosfera de Ar, com pressão de 2.10^{-2} mbar. Para a obtenção das imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BSE) utilizou-se aceleração de voltagem de 20 kV. As análises foram realizadas por detector EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) marca Gresham, equipado com janela de Be, acoplado ao MEV.

As análises foram processadas por analisador multicanal Q500 da IXRF, utilizando software próprio. Todas as análises foram realizadas com aceleração de voltagem de 20 kV e tempo de contagem de 30".

- Estudo de inclusões fluidas (petrografia e microtermometria) foi desenvolvido em quatro seções bipolidas de greisens, com o objetivo de caracterizar a composição e as condições físico-químicas mínimas de aprisionamento desses fluidos. No estudo petrográfico, utilizou-se um microscópio Olympus do Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), equipado com objetivas de até 100x e ocular de 10x. Já no estudo microtermométrico, utilizou-se uma platina LINKAM modelo THS 600, do Laboratório de Inclusões Fluidas do IG-UnB. O equipamento foi calibrado utilizando-se inclusões fluidas sintéticas, com precisão variando de $\pm 1^\circ\text{C}$ para resfriamento até -120°C e de $\pm 5^\circ\text{C}$ para aquecimento até 450°C , imprimindo-se uma velocidade de cerca de $1^\circ\text{C}/\text{min}$;

- Análise química de duas amostras de rocha. As amostras de rocha total foram britadas e posteriormente pulverizadas em panela de ágata, produzindo cerca de 20 g de material. Duas alíquotas de cerca de 10 g de amostras foram então encaminhadas ao laboratório Acme - *Analytical Laboratories Ida* (Vancouver, Canadá). Os pacotes de análises escolhidos foram os grupos 4A (elementos maiores e menores) e 4B (alguns elementos traços e todos os terras raras), aplicados análises por ICP-AES e ICP-MS, respectivamente.

- Análises de isótopos estáveis (O e S) em minerais, foram realizadas no laboratório da *Queen's University, Department of the Geological Sciences & Geological Engineering*, Ontário (Canadá). Tais análises empregaram métodos de diluição com posterior extração e leitura do conteúdo isotópico.

- A análise geocronológica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi realizada no laboratório de geologia isotópica da *Queen's University, Department of the Geological Sciences & Geological Engineering*, Ontário (Canadá). Foi aplicada em amostras de mica de greisens, as quais foram irradiadas por cerca de 40 horas em um reator nuclear do tipo *McMaster*, na cidade de *Hamilton*, Ontário,

Canadá. Foi empregado um laser de íon específico (Ar) de 8w tipo Lexel 3500, um espectômetro de massa do tipo MAP 216, com fonte *Signer Baur* e um multicoletor de elétrons. As medidas dos isótopos de argônio são normalizadas à razão atmosférica $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ usando as razões propostas por Roddick (1983). As idades e os erros foram corrigidos usando as fórmulas propostas por Steiger & Jäger (1977) e Dalrymple *et al.* (1981). As idades e erros apresentados representam uma precisão analítica de 2σ ou 0,5%, adequados ao espectro de variação para forma de platô (McDougall & Harrison 1988). As idades obtidas foram referenciadas para o padrão Hb3Gr (hornblenda) em 1072 Ma (Roddick 1983).

Tratamento e Interpretação das Informações Obtidas. Esta etapa consistiu em integrar todas as informações obtidas nas etapas anteriores, ilustrar e tratar por meio de gráficos e diagramas específicos, cujas interpretações e conclusões estão redigidas nesta dissertação de mestrado.

1.4 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A região Amazônica brasileira hospeda a maior parte de uma das mais vastas áreas cratônicas do planeta, denominada por Almeida (1978) de Cráton Amazônico, cuja evolução geológica tem sido foco de diversas discussões a respeito das concepções de modelos teóricos nem sempre satisfatórios, produtos das limitadas informações geológicas sobre a região. Contudo, atualmente duas principais concepções de compartimentação e evolução do Cráton Amazônico têm sido mais aceitas no mundo científico (Fig. 1.2), as quais, com base em informações geológicas, geofísicas e isotópicas (Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd), dividem a região em províncias geocronológicas (Tassinari & Macambira 1999 e 2004, Santos 2000, Santos *et al.* 2004 e 2006). Segundo tais concepções, a evolução geotectônica da região ocorreu ao redor de um núcleo arqueano estabilizado (idade > 2.3 Ga), envolvendo ciclos orogênicos com retrabalhamento de crosta continental e adição de material juvenil, impulsionados por mecanismos físicos da moderna tectônica de placas, com formação de sucessivos arcos magmáticos que se amalgamaram ao proto-continente e formaram faixas de rochas com similaridades petrográficas, geoquímicas e isotópicas, cujas idades diminuem progressivamente de leste para oeste do cráton (Cordani & Neves 1982; Gibbs & Barron,

1983; Gaudette & Olszewski Jr. 1985; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1981; Tassinari & Macambira 1999 e 2004, Santos 2000, Santos *et al.* 2004 e 2006).

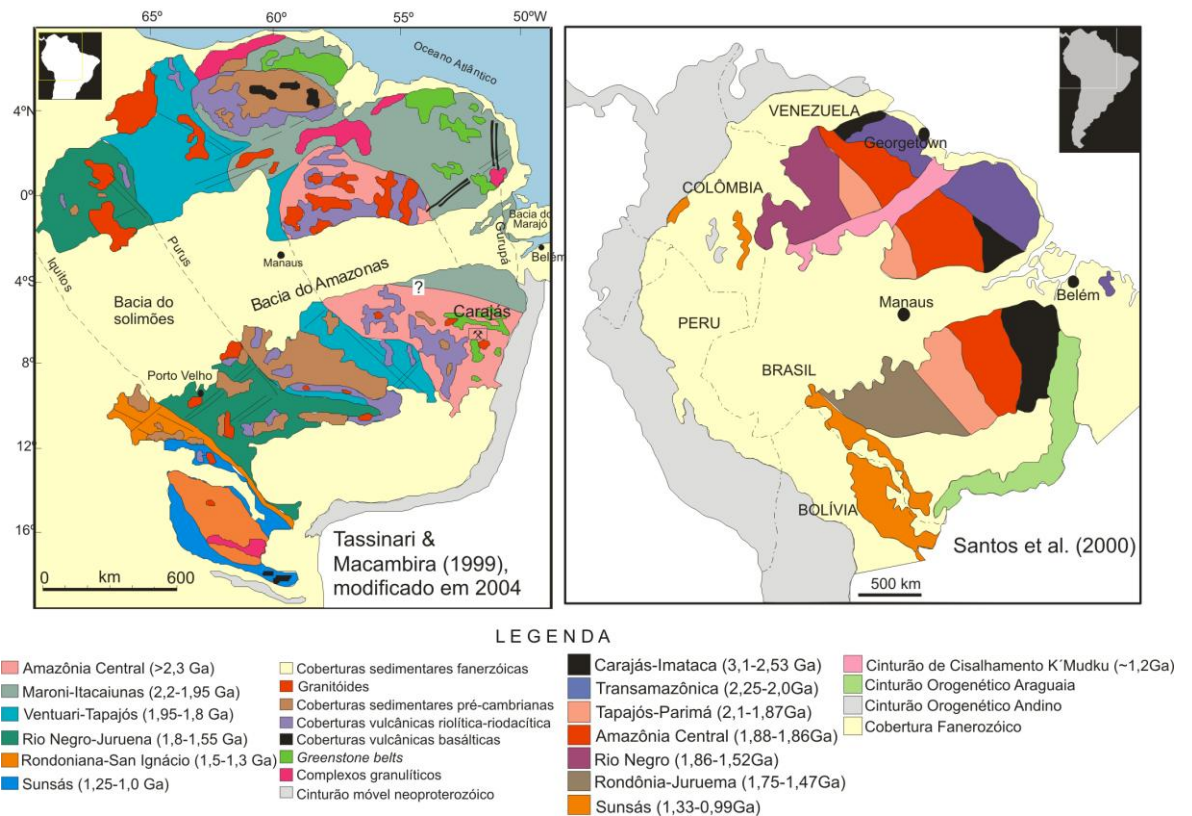


Figura 1.2. Principais propostas de compartimentação geocronológicas para o Cráton Amazônico.

O Estado de Rondônia está inserido no contexto geológico e geotectônico da região SW do Cráton Amazônico. Tal região, segundo a concepção de Tassinari & Macambira (1999, 2004), abrange as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1.80-1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.50-1.30 Ga) e Sunsás (1.25-1.0 Ga). Por outro lado, segundo a concepção de Santos (2000) e Santos *et al.* (2004 e 2006), essa região está inserida na articulação entre as províncias geocronológicas Rondônia-Juruena (1.75 – 1.47 Ga) e Sunsás (1.33 – 0.99 Ga).

A evolução geotectônica da região SW do Cráton Amazônico, no período de 1,8 a 1,0 Ga, envolveu acreção crustal por meio de sucessivos magmatismo, metamorfismo e deformação regional, cujos regimes tectônicos migraram de NE para SW. Na Província Rio Negro-Juruena é registrada atuação de, pelo menos, dois sistemas de arcos magmáticos nos períodos de 1,8 a 1,7 Ga e 1,6 a 1,55 Ga. No sistema mais antigo ocorreram atividades graníticas e deformacionais entre 1,8 e 1,7 Ga, vulcanismo félsico e sedimentação continental

entre 1,7 e 1,65 Ga e intrusões de granitos rapakivis entre 1,6 e 1,57 Ga. No sistema mais jovem, ocorreram deformação e recristalização de granitóides sin a tardi-tectônicos, incluindo os granitos rapakivis de 1,6 a 1,57 Ga, além de vulcanismo félsico e sedimentação entre 1,5 a 1,4 Ga. O intervalo entre 1,5 e 1,35 Ga marca o período de estabilidade da Província Rio Negro-Juruena, caracterizado por um regime tectônico distensivo com geração de megafaturas que permitiram o alojamento das suítes graníticas anorogênicas Santo Antônio, Teotônio e Alto Candeias, além de corpos máficos e complexos alcalinos. Esse regime distensivo estaria vinculado à orogenia ensialica Rondoniana-San Ignacio, cujo *front* colisional tem amplos registros magmático, metamórfico e deformacional na região leste do território boliviano (Tassinari *et al.* 1996; Tassinari 1996; Tassinari *et al.* 2000; Scandolara *et al.* 2001).

No período de 1,3 a 1,0 Ga desenvolve-se a orogênese colisional Sunsás, correlacionada geocronológica, geotectônica e paleogeograficamente à orogênese Grenvilleana do final do Mesoproterozóico, ligando os crátons Amazônico, Laurentia e Báltica, como parte do supercontinente Rondínia (Hoffman 1991; Sadowski & Bettencourt 1996; Bettencourt *et al.* 1996; Urung 1996; Weill *et al.* 1998; Tassinari *et al.* 2000; Geraldès *et al.* 2001; Buchan *et al.* 2001; Van Schmus 2001; Keppie *et al.* 2001; Condie 2001; Payolla *et al.* 2002). Entretanto, outras informações isotópicas ($^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) e paleomagnéticas, obtidas na região sudoeste do Cráton Amazônico, não evidenciam essa ligação paleogeográfica entre esses crátons (Tohver *et al.* 2001; D'Agrella-Filho *et al.* 2001). Mais recentemente, Tohver *et al.* (2002) reinterpretam as informações isotópicas e paleomagnéticas obtidas em basaltos e gabros da Formação Nova Floresta, propondo a ligação da região sudoeste do cráton Amazônico com o segmento Lino da Laurentia no início da orogênese Grenvilleana.

Conforme Tassinari *et al.* (2000) e Sadowski & Bettencourt (1996), a evolução tectônica da Província Sunsás é caracterizado por uma distensão continental representada por magmatismo basáltico e deposição de sedimentos dos grupos Sunsás e Vibosi na Bolívia e do Grupo Aguapeí no Brasil em ambiente de margem continental. Posteriormente, essa bacia teria sido fechada, durante a Orogenia Sunsás, concomitantemente à evolução da Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e a formação de granitos sin-tectônicos. Esses episódios foram seguidos por deformações e plutonismo alcalino, associados ao estágio evolutivo final da orogenia (Sadowski & Bettencourt 1996; Bettencourt *et al.* 1996; Bettencourt *et al.* 1999).

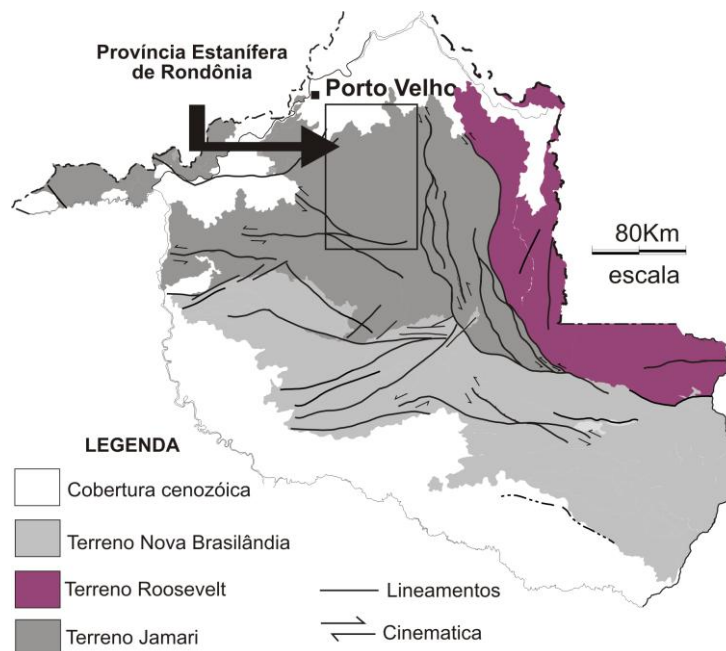


Figura 1.3. Compartimentação geotectônica do Estado de Rondônia proposta por Scandolaro *et al.* (1999 e 2001). Observar a área de abrangência da Província Estanífera de Rondônia.

Scandolaro *et al.* (2001) apresentam uma proposta de compartimentação tecto-estratigráfica para o Estado de Rondônia, separando a região nos chamados Terrenos Roosevelt, Jamari e Nova Brasilândia (Fig. 1.3). Os Terrenos Roosevelt e Jamari teriam evoluído desde o Paleoproterozóico, juntamente com a orogenia colisional edificadora do cinturão móvel Rio Negro-Juruena, enquanto que o Terreno Nova Brasilândia teria evoluído entre o Meso e Neoproterozóico, durante a orogenia colisional dos cinturões Sunsás-Greenville. Scandolaro *et al.* (1999 e 2001) subdividiram ainda o Terreno Jamari em dois domínios, denominando-os de Domínio Ariquemes-Porto Velho e Domínio Central de Rondônia.

A Província Estanífera de Rondônia está inserida no contexto do Terreno Jamari, dentro do Domínio Ariquemes-Porto Velho. Esta unidade tectono-estratigráfica merece atenção especial, pois hospeda diversos complexos graníticos anorogênicos, em geral, com associações de rochas rapakivíticas e contendo mineralizações de Sn, W, Nb, Ta, F, ETR, topázio e berilo. Segundo Veneziani *et al.* (2001) e Okida (2001), a alternância de movimentos transpressivos e transtensivos regionais ao longo das principais linhas de fraqueza crustais gerou estruturas de alívio dos tipos *releasing bends* e *rhombo-chasms*, permitindo o alojamento desses complexos graníticos.

1.5 - ESBOÇO DA LITOESTRATIGRAFIA

As primeiras pesquisas geológicas no então Território Federal de Rondônia foram também impulsionadas pela busca de estanho na década de 60. Alguns dos corpos graníticos estaníferos apresentavam características particulares, tais como: a) eram ricos em flúor e pobres em boro, diferentes dos depósitos de estanho da Bolívia (Ljunggren 1964); b) estavam associados a rochas vulcânicas riolíticas e zonas de brechas, compondo um sistema vulcano-plutônico típico de ambiente subvulcânico (Kloosterman 1966); e c) apresentavam formas ovais e até estruturas anelares concêntricas, alinhadas segundo a direção geral NNE-SSW (Kloosterman 1967). Estas características levaram os complexos graníticos estaníferos de Rondônia a serem comparados aos *Younger Granites* de idade mesozóica, que ocorrem no norte da Nigéria e no Níger, sendo assim batizados como *Younger Granites* de Rondônia (Kloosterman 1968).

As primeiras análises isotópicas nos complexos graníticos estaníferos de Rondônia, utilizando o método Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotita, apresentaram idades em torno de 940 ± 20 Ma. interpretadas como idades de alojamento destes corpos graníticos (Priem *et al.*, 1966). Entretanto, datações posteriores Rb-Sr e K-Ar apresentaram idades de 977 ± 20 Ma. (Priem *et al.*, 1971), 919 ± 20 Ma. (Amaral, 1974) e 1192 ± 39 Ma. (Leal *et al.*, 1978). Contudo, as primeiras tentativas de integração litoestratigráfica do Estado de Rondônia surgiram apenas na década de 70.

Nesse contexto, as rochas interpretadas como representantes do embasamento cristalino regional foram denominadas informalmente por Souza *et al.* (1975) como Complexo Basal, as quais eram formadas por granitos anatóticos, migmatitos, gnaisses, anfíbolitos e charnoquitos, posicionando-as no Pré-Cambriano Inferior a Médio. Tais rochas seriam intrudidas pelos granitos estaníferos de Rondônia, denominados então de Unidade Pré-Cambriano I posicionados no Pré-Cambriano Superior. Leal *et al.* (1978) correlacionaram as rochas cristalinas polimetamórficas do embasamento, constituídas por granulitos, migmatitos, ortognaisses, granitóides, kinzigitos, anfíbolitos e metabásicas, ao Complexo Xingu, definido por Silva *et al.* (1974) para a região sul do Estado do Pará. Leal *et al.* (1978) denominaram então os complexos graníticos estaníferos de Granitos Rondonianos e os posicionaram no Proterozóico Superior. Isotta *et al.* (1978) consideraram imprópria a correlação do embasamento com o Complexo Xingu, proposto por Leal *et al.* (1978), e propuseram então o termo Complexo Jamari para as rochas cristalinas polimetamórficas formadas pela associação

de metamorfitos de alto grau, fácies anfibolito a granulito, e constituída por biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, migmatitos, granitos anatóxicos, anfibolitos, granulitos e charnoquitos. Isotta *et al.* (1978) designaram os complexos graníticos estaníferos como Suíte Intrusiva Rondônia, pertencente ao Supergrupo Madeira, posicionando-os no Proterozóico Superior.

Apenas na década de 1990 é que foram retomadas as pesquisas sobre a litoestratigrafia da região por Scandolara *et al.* (1996 e 1999), que restringiram ao Complexo Jamari apenas as rochas ortoderivadas e separaram áreas com predomínio de paragnaisses, xistos e migmatitos que passaram a chamar de Complexo Jaru. Entretanto, Amorim e Rizzotto (1998) e Amorim *et al.* (1999a e 1999b) descreveram o Complexo Jamari como uma associação supracrustal, constituída por paragnaisses quartzo-feldspáticos, granada-biotita gnaisses, sillimanita gnaisses, biotititos, kinzigitos, rochas calcissilicatadas e anfibolitos, sugerindo tratar-se de uma sequência metavulcano-sedimentar parcialmente migmatizada e, localmente, interdigitada tectonicamente com augen-gnaisses de composição granítica a monzogranítica, considerados como os representantes deformados da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Scandolara *et al.* (2001), em uma revisão, propõem a fusão dos complexos Jamari e Jaru sob a denominação única de Complexo Jamari, compondo o “Terreno Jamari”, o qual seria formado por rochas de orto e paraderivação, reunidas nos domínios Ariquemes-Porto Velho e Central de Rondônia. Por outro lado, Payolla *et al.* (2001 e 2002) não utilizam o termo Complexo Jamari e definiram cinco associações litológicas que constituem o embasamento da região centro-oeste de Rondônia, dentro do Domínio Ariquemes-Porto Velho proposto por Scandolara *et al.* (1996 e 1999). Essas associações seriam representadas por: 1) gnaiss tonalítico (1,75 Ga); 2) granulito enderbítico (1,73 Ga); 3) paragnaisses; 4) augen-gnaisses graníticos a charnoquíticos (1,57 a 1,53 Ga); e 5) gnaisses graníticos de granulação fina e granulito charnoquítico (1,43 Ga).

Em geral, as rochas do embasamento na região central de Rondônia foram submetidas a um evento metamórfico regional de grau médio a alto, ocorrido em torno de 1,32 Ga e relacionado à orogênese Rondoniano-San Ignácio (Tassinari & Macambira 1999, Scandolara *et al.* 2001, Payolla *et al.* 2002, Silva *et al.* 2002, Souza *et al.* 2005 e 2006, Scandolara 2006).

Quanto aos sistemas graníticos portadores de mineralizações de Sn-W, Lima *et al.* (1988) mantiveram o termo Suíte Intrusiva Rondônia proposto por Isotta *et al.* (1978) para os complexos graníticos estaníferos, porém dividiram a unidade em três fácies, denominadas de Massangana, São Lourenço e São Domingos. Esses autores posicionaram a Suíte Intrusiva

Rondônia no Proterozóico Médio a Superior. Dall'Agnol *et al.* (1987) e Bettencourt *et al.* (1987) subdividiram a Província Estanífera de Rondônia em três grupos: a) Suíte Serra da Providência com abundância de rochas rapakivíticas (1400 a 1200 Ma.); b) Granitos rapakivitis e tipos análogos mais jovens que o anterior (1270 a 1180 Ma.); e c) Granitos Jovens ou *Younger Granites* de Rondônia mineralizados em estanho (980 Ma.). Priem *et al.* (1987 e 1989) identificaram para a região de Rondônia quatro eventos magmáticos: a) um primeiro evento entre 1545 e 1300 Ma., correspondente à granitogênese do embasamento; e b) outros três eventos sucessivos, em torno de 1270, 1025 e 955 Ma, correspondentes às fases anorogênicas dos granitos portadores de mineralizações de estanho.

No final da década de 80 e durante a década de 90, a aplicação dos métodos U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar nas investigações geocronológicas, juntamente com informações petrogenéticas, conduziram a uma nova reinterpretação do quadro da granitogênese na região de Rondônia. Bettencourt *et al.* (1997a, 1997b e 1999) propuseram três ciclos tectônicos com sete episódios sucessivos de magmatismo rapakivítico associado a rochas máfica-ultramáficas e vulcânicas ácidas a intermediárias, ocorridos no intervalo de 1600 a 950 Ma. O primeiro ciclo corresponde a um regime extensional do final da orogenia Rio Negro-Juruena, com o alojamento da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606±24 a 1532±4.5 Ma). O segundo ciclo representa um magmatismo mais jovem dentro da Província Rio Negro-Juruena e parte da Província Rondoniana-San Ignácio, correspondente às suítes intrusivas Santo Antônio (1406±32 Ma), Teotônio (1387±16 Ma), Alto Candeias (1347±4.7 a 1346±4.6 Ma) e São Lourenço-Caripunas (1314±13 a 1309±24 Ma). As suítes intrusivas Santo Antonio, Teotônio e Alto Candeias foram alojadas, provavelmente, durante um ciclo de rifteamento intracontinental do tipo *back-arc* ocorrido na orogenia Rondoniana-San Ignácio, enquanto que a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas foi alojada durante o processo extensional final, anterior à orogenia Sunsás/Aguapeí (1.25 -1.00 G.a). No terceiro ciclo ocorre o alojamento da Suíte Intrusiva Santa Clara (1082±4.9 a 1080±27 Ma) e dos Granitos Jovens de Rondônia (998±0.5 a 991±14 Ma), considerados representantes distais dos efeitos da orogenia Sunsás-Aguapeí. Os mais expressivos depósitos de estanho estão associados aos complexos graníticos pertencentes às últimas fases magmáticas.

CAPÍTULO 2

Geologia do Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga

2.1. INTRODUÇÃO

O depósito de W-Sn Igarapé Manteiga é formado por um *stock* granítico intrusivo em rochas do embasamento paleoproterozóico e encoberto por sedimentos colúvio-aluvionares sub-atuais (Fig. 2.1). Essas rochas mostram-se lateritizadas ao nível do horizonte saprolítico-mosqueado e a exposição de rocha fresca só foi possível na frente de lavra ou por meio de furos de sondagem.

2.2. EMBASAMENTO (COMPLEXO JAMARI)

Essa unidade é formada pela associação de gnaisses, charnoquito e anfibolito, inseridos na unidade regional denominada Complexo Jamari (Payolla *et al.* 2002). Essas rochas se mostram intercaladas em um arranjo lenticular de dimensões métricas a decamétricas, apresentando marcante foliação (bandamento gnáissico e/ou foliação milonítica) orientada preferencialmente na direção geral N 25-35° E, com mergulhos verticais a subverticais variando para SE e NW (Fig. 2.2). Comumente esse conjunto de rochas se mostra atravessado por falhas, fraturas e zonas de cisalhamento em regime dúctil a rúptil-dúctil, as quais geram milonitos e até ultramilonitos. Na frente de lavra, devido à interação com fluidos decorrentes da intrusão do *stock* granítico, as rochas do embasamento se mostram parcialmente greisenizadas.

2.2.1. Gnaisses

Essas rochas representam os litotipos predominantes e são formadas pela intercalação de gnaisses considerados de orto e paraderivação, com discreto predomínio do primeiro tipo. Em geral, os gnaisses exibem um marcante bandamento composicional metamórfico, definido pela alternância de faixas félsicas de constituição quartzo-feldspática e níveis máficos de constituição micácea (Fig. 2.2).

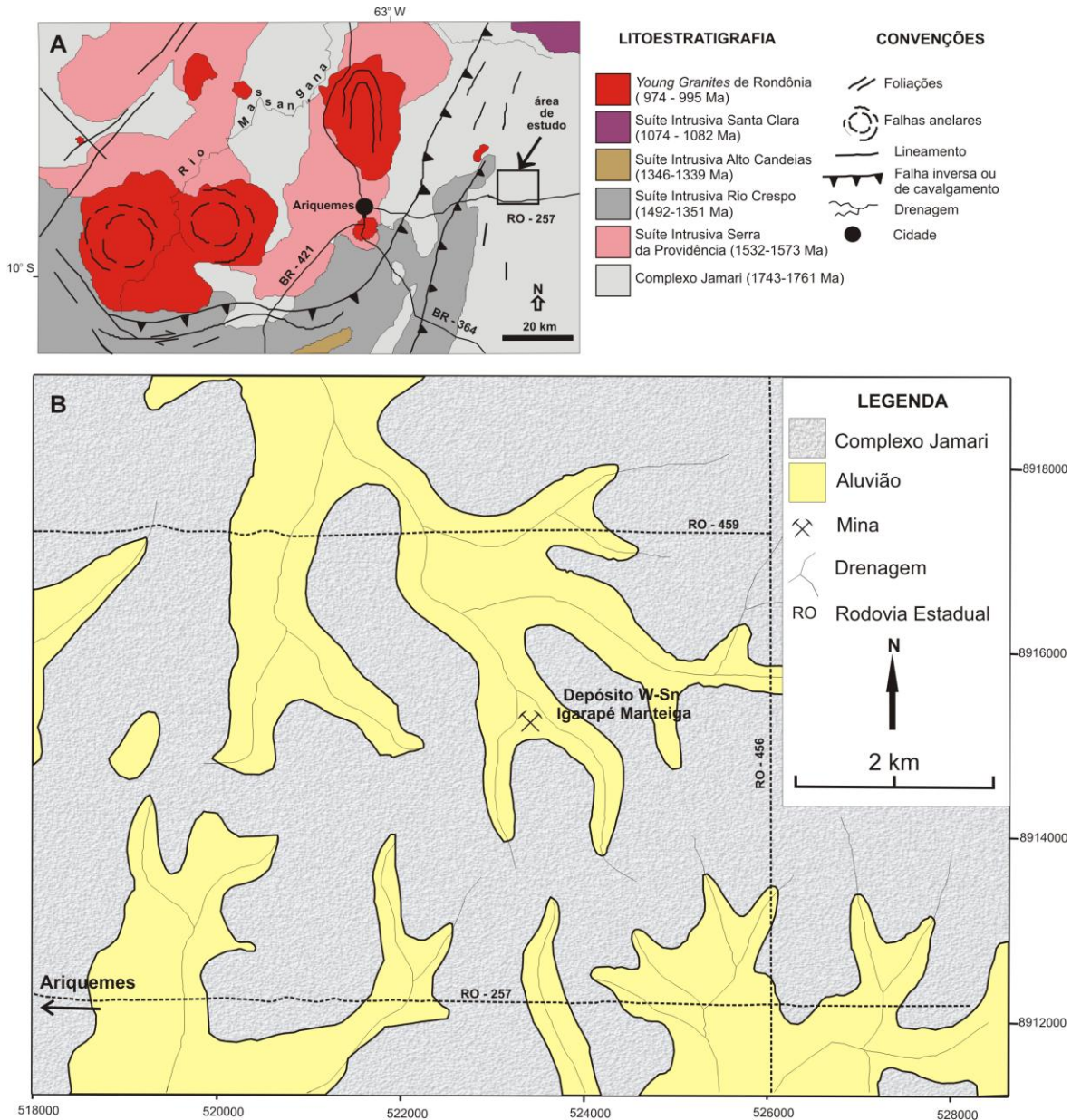


Figura 2.1. A) Mapa geológico regional indicando área de desenvolvimento deste estudo (CPRM 2007); B) mapa geológico simplificado da área de estudo em torno do depósito de W-Sn do Igarapé Manteiga (METALMIG 2003).

2.2.1.1. Ortognaisses.

Exibem cor variando de cinza rosado a rosa com matizes de cinza, granulação média a grossa e arranjo microtextural granolepidoblástico heterogranular a localmente milonítico. Dois tipos petrográficos foram identificados: a) biotita-álcali feldspato gnaisse e b) augen gnaisse.

a) Biotita-álcali feldspato gnaisse. Esse é o litotipo dominante, exibe marcante arranjo microtextural grano-lepidoblástico heterogranular (Fig. 2.3A e 2.3B). As frações

félsicas são constituídas predominantemente por cristais de álcali feldspato (microclínio), quartzo e plagioclásio (An_{26-35}), os quais se mostram estirados e parcialmente recristalizados. Já as frações máficas são constituídas essencialmente por cristais de biotita, além dos seguintes minerais acessórios: fengita, zircão, monazita, apatita e opacos (pirita e ilmenita).

Nas frações félsicas os cristais microclínio exibem tamanho entre 0,5 e 2,0 mm, estão parcialmente sericitizados, pouco a moderadamente pertitizados, com planos de geminação albita-periclínio irregulares e descontínuos, contendo ocasionalmente inclusões de grãos de quartzo e apatita. Os cristais de quartzo exibem tamanho entre 0,3 e 1,4 mm, forte extinção ondulante e contatos suturados a poligonizados ($\cong 120^\circ$) com geração discreta de zonas de subgrãos. Já os cristais de plagioclásio exibem tamanho entre 0,4 e 1 mm, extinção levemente ondulante, parcialmente sericitizados, com planos de geminação polissintética (lei da albita) descontínuos e deslocados por microfraturas, além de discretos intercrescimentos mirmequíticos sob a forma de filetes e bulbos, desenvolvidos nas áreas de contato com grãos de quartzo.

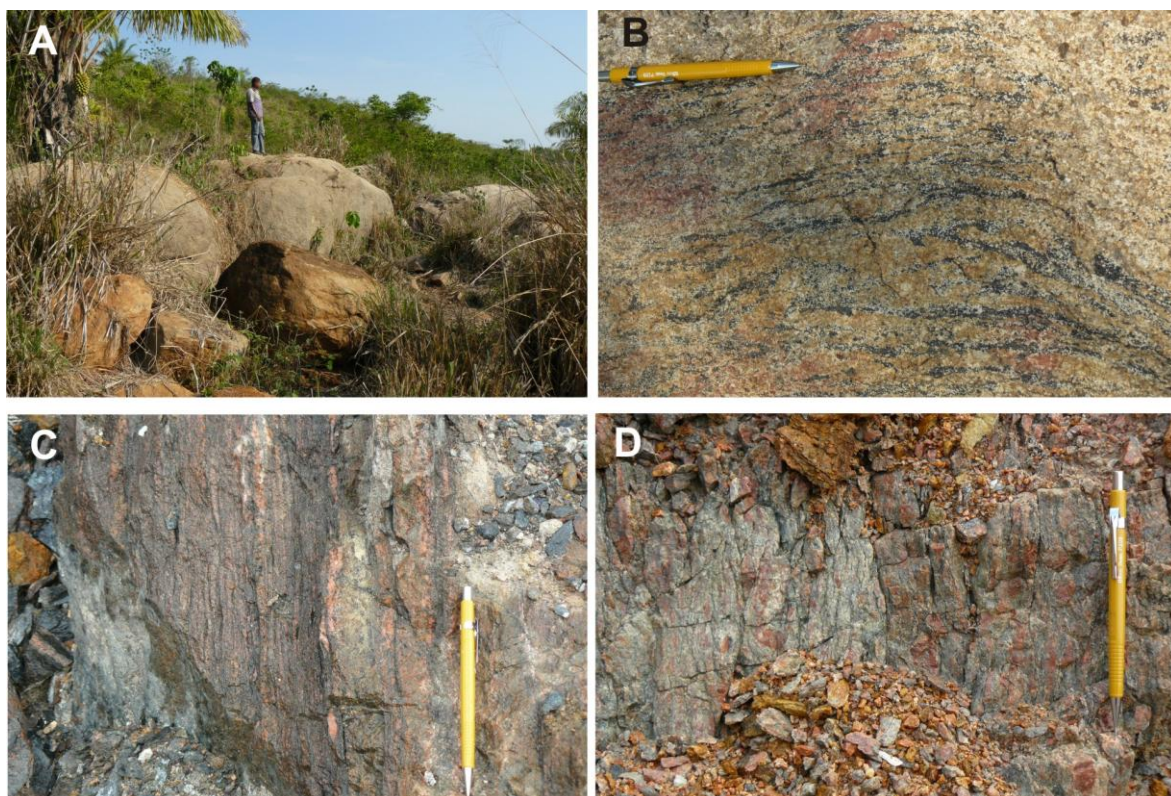


Figura 2.2. Exemplos de afloramentos de rochas do Complexo Jamari. A) afloramento de paragnaisses; B) aspecto textural da foliação em paragnaisses; C) aspecto textural da foliação em ortognaisses; e D) aspecto textural de augen ganisses.

Nas frações máficas os cristais de biotita estão parcialmente cloritizados e orientados na direção da foliação S_n , desenhando formas encurvadas e localmente retorcidas. A esses

níveis micáceos associam-se, preferencialmente, a maioria dos minerais acessórios, com destaque para os cristais de zircão e monazita que chegam a desenvolver halos pleocroícos quando inclusos nas micas. Destacam-se também os níveis de fengita, as quais podem ser produtos da desestabilização de feldspatos ou de fluidos hidrotermais.

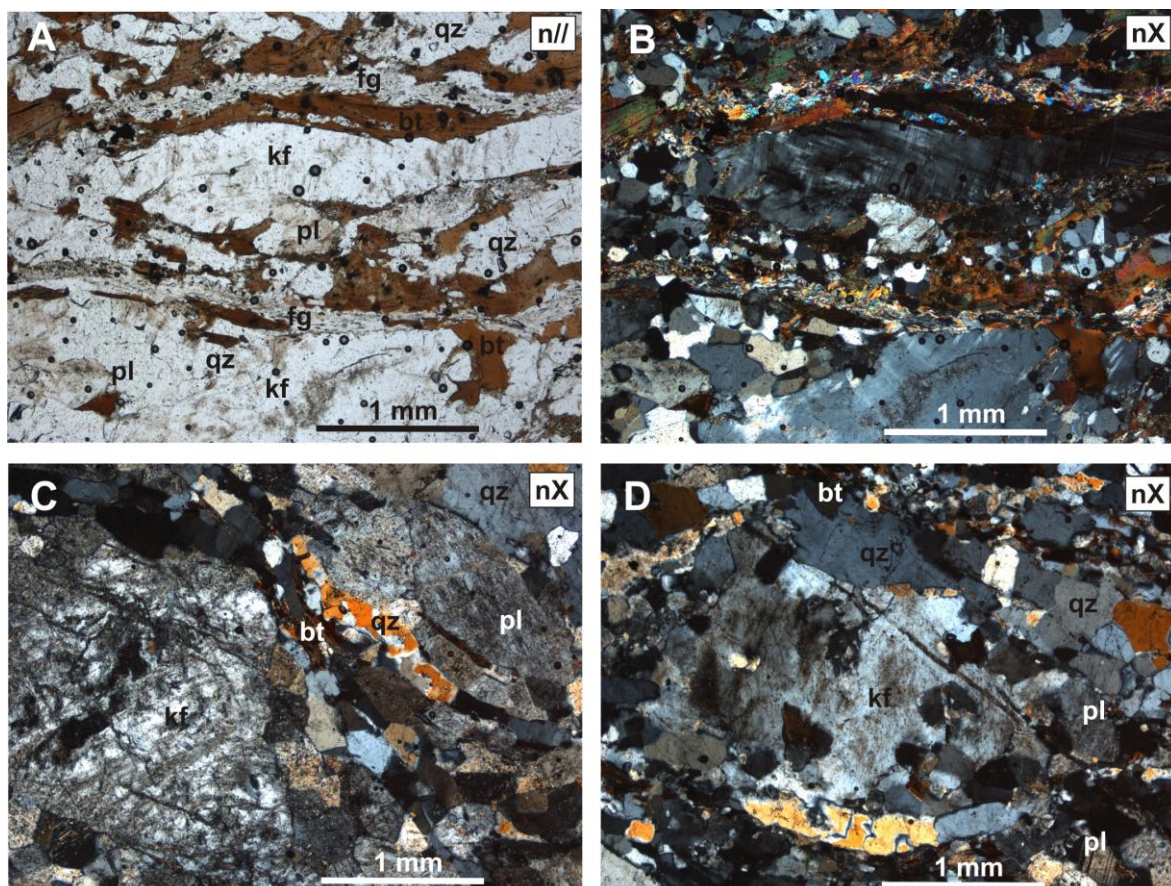


Figura 2.3. Fotomicrografias dos ortognaisses do Complexo Jamari. A e B, arranjo microtextural e paragénese mineral do biotita-álcali feldspato gnaisse ; C e D, arranjo microtextural e paragénese mineral do augen gnaisse. (n// = nicóis paralelos, nX = nicóis cruzados, qz = quartzo, kf = álcali feldspato, pl = plagioclásio, bt = biotita, fg = fengita).

b) Augen gnaisse. Esse litotipo se caracteriza pela presença de porfiroclastos oclares ou elípticos de álcali-feldspato, com tamanhos entre 0,5 e 3 cm, contornados por frações félsicas quartzo-feldspáticas e frações máficas micáceas, desenhando um arranjo textural tipicamente milonítico (Fig. 2.3C e 2.3D).

Os porfiroclastos de álcali-feldspato se mostram parcial a totalmente serecitizados, pouco a moderadamente pertitizados, com as bordas cuminuidas e recristalizadas, microfraturados e, por vezes, desenhando feições rotacionadas com desenvolvimento discreto de sombra de pressão, produtos da deformação dinâmica em estado sólido.

As frações félsicas são constituídas basicamente por cristais anédricos e inequi-granulares de quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio (An_{24-28} 15-20 %). O quartzo forma esteiras de cristais estirados com marcante extinção ondulante e recristalizados, cujos contatos são em mosaicos com junções tríplices ($\cong 120^\circ$). Os feldspatos (álcali-feldspato e plagioclásio) desenham formas amendoadas simétricas e assimétricas, com as bordas parcialmente cuminuidas e recristalizadas.

Já as frações máficas são constituídas por cristais de biotita parcialmente cloritizados, encurvados e orientados na direção da foliação S_n . A essas frações associam-se preferencialmente a maioria dos minerais acessórios, representados por zircão, titanita, monazita, apatita, epidoto e opacos (pirita, calcopirita, ilmenita).

2.2.1.2. Paragnaisses

Exibem cor variando de cinza claro a médio, granulação fina a média e marcante arranjo microtextural granolepidoblástico heterogranular. Dois tipos petrográficos foram identificados: a) granada-biotita gnaiss e b) granada-hornblenda-biotita gnaiss.

a) Granada-biotita gnaiss. Esse litotipo apresenta composição mineralógica definida por quartzo, plagioclásio (An_{27-35}), K-feldspato (microclínio) e biotita (Fig. 2.4A e 2.4B), tendo como minerais acessórios granada, zircão, monazita, epidoto, apatita e opacos (pirrotita, pirita e ilmenita).

As frações félsicas são constituídas por agregados estirados e heterogranulares quartzo-feldspáticos, onde o quartzo é a fase mineral principal, e está disposto sob a forma de cristais anédricos, recristalizados, pouco fraturados, com tamanho entre 0,2 e 0,5 mm, exibindo extinção ondulante e contatos em mosaicos com junções tríplices ($\cong 120^\circ$). Por vezes, os grãos de quartzo também se mostram estirados, com forte extinção ondulante e tamanho entre 0,5 e 1 mm. Os cristais de plagioclásio e microclínio ocorrem dispostos de maneira intersticial na massa quartzosa, normalmente sob a forma de grãos subédricos a anédricos, pouco a parcialmente serecitizados e tamanho variando de 0,3 a 0,5 mm. Ocasionalmente, plagioclásio e microclínio também ocorrem sob a forma de cristais estirados, com forte extinção ondulante e tamanho entre 1 e 2 mm. O plagioclásio exhibe geminação polissintética simples (lei da albita), cujos planos de geminação mostram-se descontínuos e deslocados por microfraturas, enquanto o microclínio é pouco a moderadamente peritítico e apresenta geminação albita-periclina descontínua e irregular.

Os níveis micáceos são constituídos por agregados de cristais de biotita pouco a parcialmente cloritizada e fengita, orientados na direção da foliação S_n , cavalgando uns sobre os outros, desenhando formas encurvadas, retorcidas e até pisciformes. Nestes níveis micáceos observa-se uma concentração preferencial dos minerais acessórios, os quais estão distribuídos tanto de maneira intersticial como inclusos na biotita. Destacam-se os cristais de granada, os quais se mostram estirados, fraturados e parcialmente cloritizados.

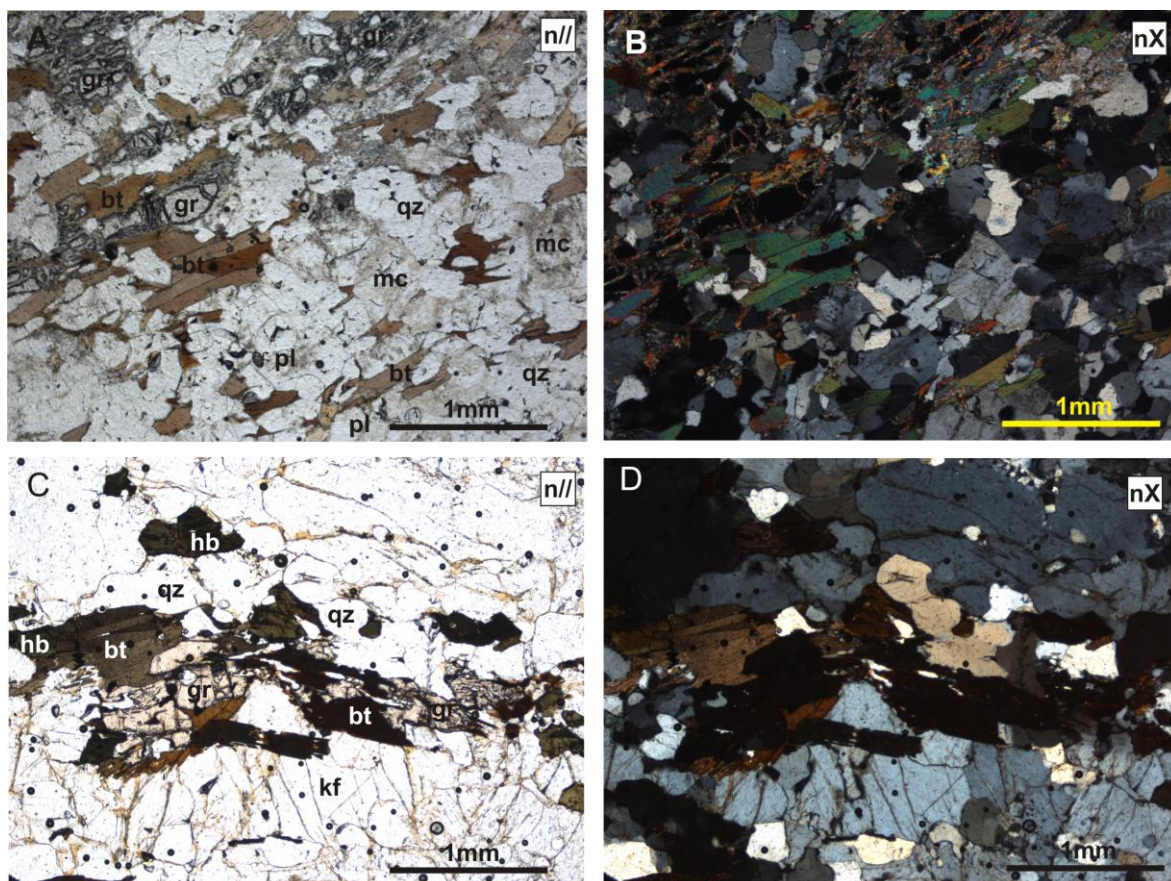


Figura 2.4. Fotomicrografias dos paragnaisses do Complexo Jamari. A e B, arranjo microtextural e paragênese mineral do granada-biotita gnaisse ; C e D, arranjo microtextural e paragênese mineral do granada-hornblenda-biotita gnaisse. (n// = nicóis paralelos, nX = nicóis cruzados, qz = quartzo, mc = microclínio, kf = álcali feldspato, pl = plagioclásio, bt = biotita, hb = hornblenda, gr = granada).

b) Granada-hornblenda-biotita gnaisse. Esse litotipo apresenta composição mineralógica definida por quartzo, K-feldspato (microclínio), plagioclásio (An_{30-35}), biotita e hornblenda (Fig. 2.4C e 2.4D), tendo como minerais acessórios granada, zircão, monazita, epidoto, apatita e opacos (pirrotita, pirta e ilmenita).

As frações félsicas são constituídas por agregados estirados e heterogranulares quartzo-feldspáticos em proporções aproximadamente iguais. Os cristais de quartzo são anédricos, recristalizados, pouco fraturados, com tamanho entre 0,3 e 1 mm, exibindo

extinção ondulante e contatos poligonizados e/ou serrilhados. Os cristais de microclínio e plagioclásio são subédricos a anédricos, pouco a parcialmente sericitizados, com tamanho variando de 0,3 a 1,2 mm e exibindo extinção ondulante. O microclínio é pouco a moderadamente pertítico e apresenta geminação albita-periclina descontínua e irregular, enquanto que o plagioclásio exhibe geminação polissintética (lei da albita), cujos planos de geminação mostram-se descontínuos e deslocados por microfraturas. É comum a presença de mirmequitas em formas de bulbos e filetes, desenvolvidas sobre os feldspatos ou no contato entre feldspatos e quartzo.

Os níveis máficos são constituídos por agregados de cristais de biotita e hornblenda, além de granada e a maioria dos minerais acessórios. Os cristais de biotita e hornblenda se mostram pouco a parcialmente cloritizados e estão orientados na direção da foliação S_n , cavalgando uns sobre os outros, desenhando formas encurvadas, retorcidas e até pisciformes. Nestes níveis máficos os minerais acessórios estão distribuídos tanto de maneira intersticial como inclusos na biotita e/ou hornblenda. Destacam-se os cristais de granada, os quais se mostram estirados, fraturados e parcialmente cloritizados, principalmente ao longo dos planos de fraturas.

2.2.2. Charnoquito

Rocha de cor verde escuro, granulação média a grossa e arranjo microtextural granoblástico heterogranular, variando localmente para granolepidoblástico pouco desenvolvido. A constituição mineral é formada por quartzo, plagioclásio (An_{26-32}), k-feldspato, anfibólio, biotita, clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx) (Fig. 2.5A 2.5B), tendo como acessórios granada, monazita, zircão, apatita, epidoto e opacos (pirrotita e pirita).

O quartzo está distribuído de modo intersticial junto à trama feldspática, ocorrendo sob a forma de cristais anédricos, com tamanho entre 0,1 a 0,8 mm, pouco fraturado e exibindo extinção ondulante, por vezes, o quartzo forma agregados de cristais cumiunidos e recristalizados. O plagioclásio aparece como cristais subédricos a anédricos, com tamanho entre 0,5 e 1,5 mm, exibindo geminação polissintética simples (lei da albita), cujos planos de geminação estão, por vezes, encurvados e/ou deslocados por microfraturas. Já o k-feldspato mostra-se sob a forma de cristais subédricos a anédricos, com tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, pouco a moderadamente pertítico e contendo, por vezes, inclusões de plagioclásio e quartzo. Comumente nas bordas dos cristais de k-feldspato ou nas zonas de contato entre k-feldspato-plagioclásio, observa-se o desenvolvimento de mirmequitas nas formas de filetes e gotas.

O anfibólio e a biotita ocorrem normalmente associados e em proporções aproximadamente iguais, formando agregados de cristais subédricos e pouco estirados, as quais se associam cpx, opx e a maioria dos minerais acessórios. As proporções entre cpx e opx são próximas, com um discreto predomínio de opx. Tanto opx como cpx ocorrem sob a forma de cristais anédricos a subédricos, estirados, pouco a parcialmente desestabilizados para associação mineral tremolita-actinolita, principalmente ao longo dos planos de clivagem e fraturas.

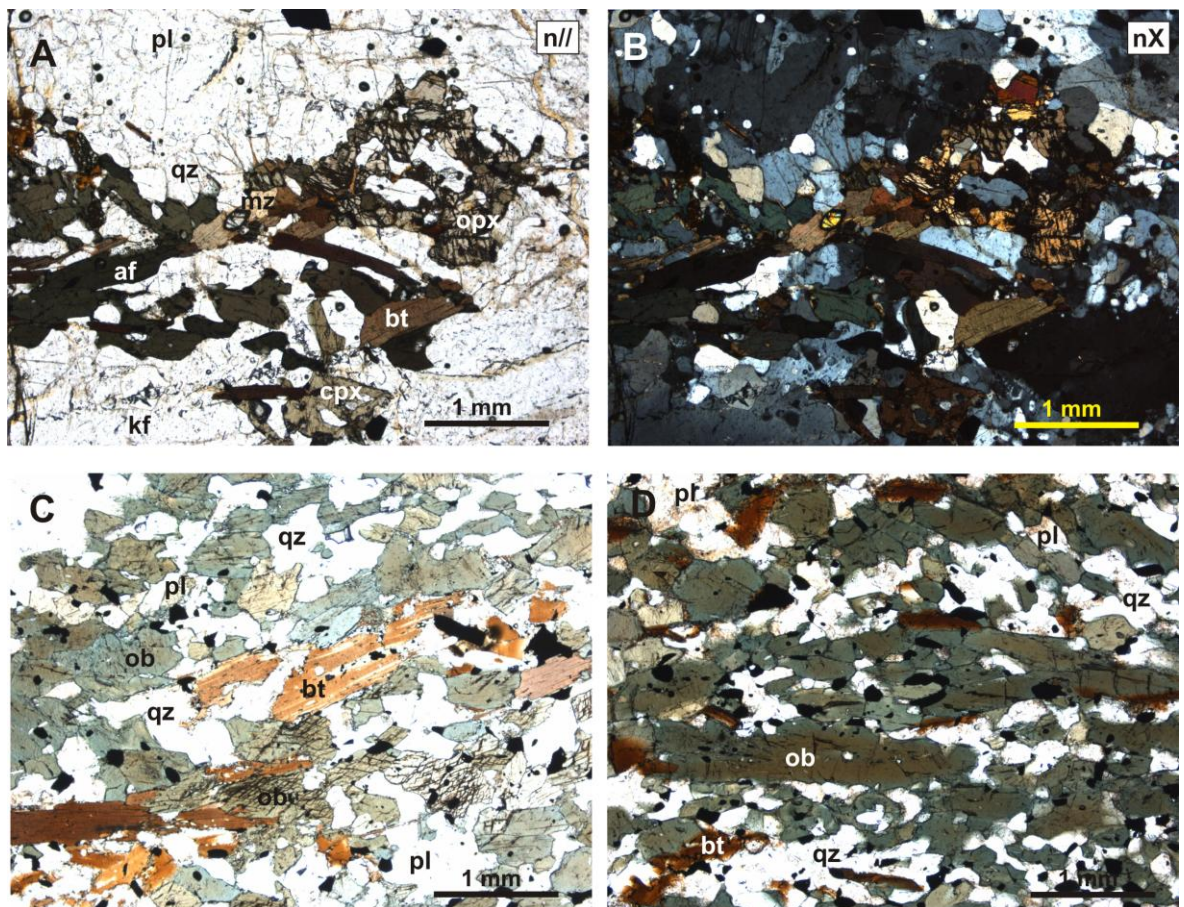


Figura 2.5. Fotomicrografias do charnoquito e do anfibolito do Complexo Jamari. A e B, arranjo microtextural e paragênese mineral do charnoquito; C e D, arranjo microtextural e paragênese mineral do anfibolito. (n// = nicóis paralelos, nX = nicóis cruzados, qz = quartzo, kf = álcali feldspato, pl = plagioclásio, bt = biotita, opx = ortopiroxênio, cpx = clinopiroxênio, af = anfibólio, ob = horblenda, mz = monazita).

2.2.3. Anfibolito

Apresenta cor verde escuro a preto esverdeado, granulação fina a média e arranjo microtextural granonematoblástico a nematoblástico heterogranular, definido pela orientação

de seus minerais máficos (hornblenda e biotita) contornando agregados quartzo-feldspáticos lenticulares (Fig. 2.5C e 2.5D). A constituição mineral é dada por hornblenda, plagioclásio (An₄₀₋₅₀), biotita e quartzo, tendo como acessórios apatita, titanita, zircão e opacos (pirrotita, pirita, calcopirita e ilmenita).

A hornblenda representa a fase mineral principal e ocorre sob a forma de cristais euédricos a subédricos, com tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, exibindo diferentes graus de substituição mineral, variando desde discretas lamelas de biotita marron, desenvolvidas ao longo dos seus planos de clivagens, até a parcial substituição por agregados de actinolita+clorita. A andesina ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, distribuídos de maneira intersticial, parcial a totalmente substituídos pela associação serecita-epidoto e exibindo geminação complexa do tipo albita-periclina. Os cristais de biotita ocorrem em íntima associação com a hornblenda e mostram-se parcialmente cloritizados ao longo dos seus planos de clivagem. O quartzo ocorre sob a forma de grãos anédricos, pouco fraturados e distribuídos de maneira intersticial. Os minerais acessórios apresentam-se sob a forma de cristais subédricos a euédricos e ocorrem, preferencialmente, em íntima associação com hornblenda e biotita.

2.3. STOCK GRANÍTICO

As poucas informações obtidas por testemunhos de sondagem demonstram que o sistema granítico do Igarapé Manteiga é formado principalmente por dois tipos petrográficos: biotita-álcali feldspato granito e topázio-albita granito (Fig. 2.6). Entretanto, a relação estratigráfica entre esse dois litotipos ainda não está clara, pois o *stock* granítico não aflora e as investigações de subsuperfície, por meio de sondagem rotativa, ainda não são suficientes.

2.3.1. Biotita-álcali feldspato granito

Exibe cor vermelho claro, textura inequigranular média a grossa e é composto essencialmente por quartzo, feldspatos e mica. Petrograficamente a rocha é constituída por K-feldspato (microclínio, 35-40%), quartzo (25-30%), plagioclásio An₁₈₋₂₄, (20-25%) e biotita (2-5%), tendo como acessórios zircão, apatita, fluorita e opacos (pirita e calcopirita), definindo uma composição modal no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) entre os campos de sieno-granito e álcali-feldspato granito (Fig. 2.6A e 2.6B).

O microclínio ocorre sob a forma de cristais anédricos a subédricos, com tamanho entre 0,8 e 4,5 mm, exibindo geminação albita-periclina irregular e descontínua, pouco pertítico e discreto zonamento. O microclínio se mostra moderadamente desestabilizado para a associação sericita-muscovita-fluorita, além de conter freqüentes inclusões de cristais arredondados a subarredondados de quartzo e cristais de plagioclásio, desenhando, por vezes, arranjo tipo “retalho”. Nas áreas de contato entre microclínio e plagioclásio observa-se o desenvolvimento de mirmequitas sob a forma de filetes e gotas. O quartzo ocorre sob a forma de cristais anédricos, com tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, pouco fraturados e com extinção levemente ondulante, contendo ocasionalmente inclusões de zircão, biotita e fluorita. O plagioclásio está sob a forma de cristais subédricos, exibindo geminação complexa do tipo albita-periclina descontínua e irregular, mostra-se moderadamente sericitizado e contém freqüentes inclusões de cristais arredondados a subarredondados de quartzo. Já a biotita ocorre distribuída de modo intersticial, está moderadamente desestabilizada para clorita e normalmente está acompanhada por cristais de muscovita e os demais acessórios.

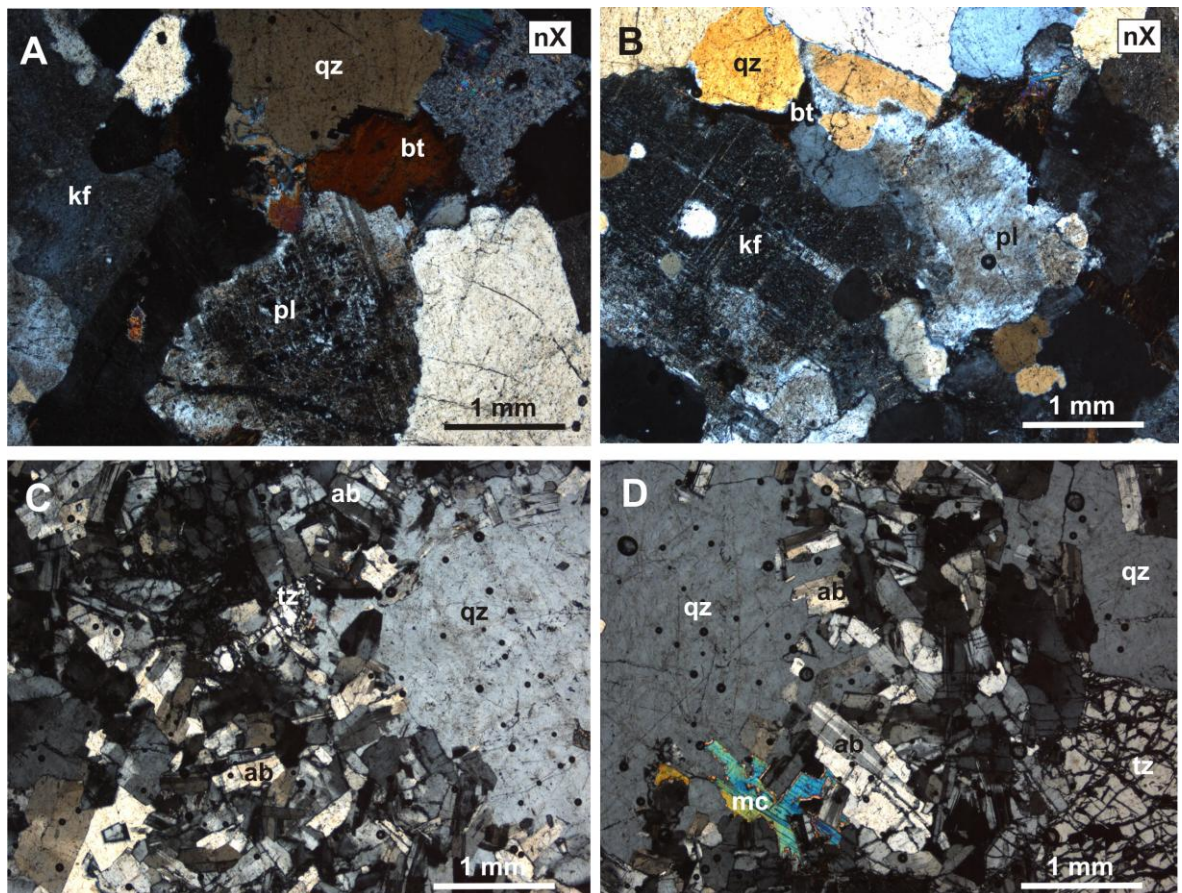


Figura 2.6. Fotomicrografias dos fácies petrográficas identificados no *stock* granítico do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga. A e B, arranjo microtextural e paragéneses mineral do biotita-álcali feldspato granito; C e D, arranjo microtextural e paragéneses mineral do topázio-albita granito. Observar na figura C, o discreto desenvolvimento de textura do tipo *snowball* na borda superior do fenocristal de quartzo.

2.3.2. Topázio-albita granito

Apresenta cor rosa claro e um arranjo textural variando de inequigranular a porfirítico, ressaltado por agregados e/ou fenocristais de quartzo e k-feldspato imersos em matriz granítica de granulação fina a média. Ao microscópio esta matriz exhibe arranjo textural inequigranular constituída por albita (An_{4-6} 45-50%), microclínio (15-20%), quartzo (15-20%), topázio (8-12%) e mica (5-8%), tendo como acessórios fluorita, esfalerita, zircão e opacos (pirita e wolframita).

Os agregados e/ou fenocristais de quartzo e K-feldspato (microclínio) são anédricos a subédricos e com tamanho variando de 1,5 a 3,5 mm (Fig. 2.6C e 2.6D). O quartzo é a fase mineral predominante e mostra-se pouco fraturado, com extinção levemente ondulante e contém inclusões de cristais tabulares de albita, os quais, por vezes, tendem a formar, embora discretamente, um discreto arranjo do tipo *snowball* (Fig. 2.6C), denunciando a origem magmática dessa rocha (Schwartz 1992, Zhu *et al.* 2001). Já os fenocristais de microclínio mostram-se pertitizados, pouco sericitizados, exhibe geminação albita-periclina descontínua e irregular, e também contem inclusões de cristais tabulares de albita.

Na matriz, a albita é a fase mineral dominante, ocorre sob a forma de cristais prismáticos curtos, com tamanho entre 0,3 a 0,5 mm e exibindo geminação polissintética simples, orientada segundo a lei da albita. (Fig. 2.4C e 2.6D) Os cristais de albita mostram-se discretamente orientados segundo a direção do fluxo magmático contornando os agregados e/ou fenocristais de quartzo e k-feldspato. O microclínio ocorre sob a forma de cristais anédricos a subédricos, com tamanho variando de 0,4 a 0,6 mm, pouco pertítico e com geminação albita-periclina descontínua e irregular. Os cristais de quartzo são anédricos, com tamanho entre 0,2 e 0,5 mm e pouco fraturados. Os cristais de topázio são anédricos a subédricos, com tamanho entre 0,5 e 1,5 mm, fraturados e distribuídos de maneira intersticial. Já a mica comparece sob a forma de cristais euédricos a subédricos, cujo tamanho varia de 0,1 a 0,8 mm, está distribuída de modo disseminado e/ou formando, por vezes, agregados que desenham um arranjo em leque ou radial.

Análises químicas de apenas duas amostras do topázio-albita granito revelaram concentrações de $SiO_2 = 71,88$ a $72,46\%$, $Al_2O_3 = 17,08$ a $17,11\%$, $Fe_2O_{3total} = 0,98$ a 1% , $CaO = 0,14\%$, $Na_2O = 5,57$ a $5,55\%$, $K_2O = 1,95$ a $2,03\%$ e teores dos óxidos TiO_2 , MnO , MgO e P_2O_5 abaixo de $0,04\%$ (Tabela 2.1). A rocha exhibe natureza subalcalina (Fig. 2.7A) e, em relação ao índice de saturação em alumina (ISA_{total}), representado pela relação molar

$Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ou relação A/CNK, este varia de 1,47 a 1,48, evidenciando um caráter fracamente peraluminoso de médio K_2O (Fig. 2.7B).

Em relação aos elementos traços, apresenta teores acima de 100 ppm para Rb, Ta e Zn, teores entre 50-100 ppm para Ga, Nb, Zr e Pb, e teores abaixo de 50 ppm para a maioria dos elementos traços analisados, ou seja, Be, Co, Cs, Hf, Sc, Sn, Sr, Th, U, W, Y, Bi, Cd, Cu, Mo e Ni (Tabela 2.1). O topázio albíta granito mostra ainda um baixo conteúdo em elementos terras raras (ETR), com apenas cerca de 4 a 8 vezes maior que o conteúdo no condrito (Fig. 2.7C). O padrão de distribuição dos ETRs mostra-se aproximadamente côncavo, com anomalia negativa em Eu da ordem de $Eu/Eu_N = 0,07$, além da ausência de fracionamento dos ETRs leves em direção aos ETRs pesados ($[La/Yb]_N = 0,8$). Em diagrama multielementar a rocha exibe anomalias positivas em Ta, Th e Hf, e anomalias negativas em La, Sr, Ti e Y (Fig. 2.7D).

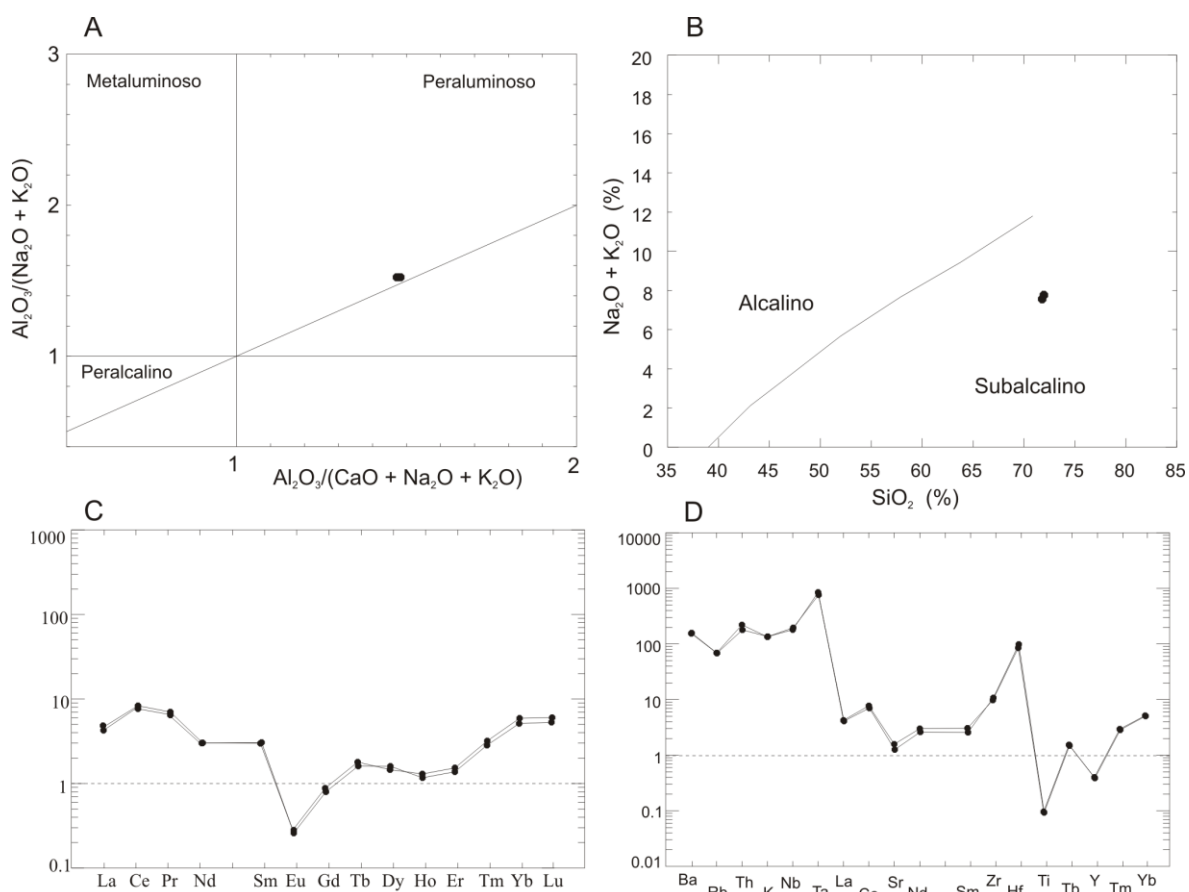


Figura 2.7. Características geoquímicas do topázio-albíta granito. A, o índice de saturação em alumina (ISA ou A/CNK) de Shand (Maniar & Piccoli 1989); B, o índice de alcalinidade estabelecido pela correlação entre $Na_2O+K_2O \times SiO_2$ (Irvine & Baragar 1971); C, padrões de distribuição dos ETR, cujos valores estão normalizados segundo o condrito de Boynton (1984); D, padrão de distribuição de multielementos, cujos valores estão normalizados segundo o condritos de Thompson (1982, *in* Rollinson 1993).

Tabela 2.1. Resultados de análises químicas em duas amostras do topázio-albita granito Igarapé Manteiga.

Amostra	TIM-1	TIM-2
SiO ₂ (%)	71.88	72.46
TiO ₂	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	17.11	17.08
Fe ₂ O _{3total}	0.98	1.00
MnO	0.04	0,04
MgO	0.03	0.03
CaO	0.14	0.14
Na ₂ O	5.57	5.55
K ₂ O	1.95	2.03
P ₂ O ₅	0.01	0.03
P.F.	2.10	1.40
Total	99.82	99.87
Ba (ppm)	54	57
Be	6	5
Co	0.6	0.6
Cs	1.8	1.8
Hf	17	20.4
Nb	63.1	70.8
Rb	478.3	487.5
Sc	2	2
Sn	13	15
Sr	18.6	15.4
Ta	169.4	158.8
Th	9.3	7.8
U	13.4	14.2
W	3.5	3.7
Y	0.8	0.8
Zr	66.9	76.2
Bi	4.2	5.1
Cd	10.3	9.3
Cu	10.8	9.3
Mo	0.9	1.2
Ni	0.7	1.0
Pb	76.6	71.5
Zn	1366	1272
La (ppm)	1.4	1.4
Ce	6.7	6.3
Pr	0.86	0.80
Nd	1.9	1.7
Sm	0.62	0.54
Eu	0.02	0.02
Gd	0.22	0.22
Tb	0.08	0.08
Dy	0.55	0.45
Ho	0.09	0.09
Er	0.31	0.31
Tm	0.10	0.10
Yb	1.13	1.15
Lu	0.18	0.18

2.4. COBERTURAS SEDIMENTARES

Os sedimentos coluviais e paleo-aluviais encobrem todo o depósito de W-Sn Igarapé Manteiga (Fig. 2.8A e 2.8B). O pacote de sedimentos paleo-aluviais apresenta espessura variando de 2 a 15 metros e é caracterizado pela intercalação de níveis conglomeráticos, arenosos e argilosos de cores diversas (vermelho, laranja, marrom, etc), distribuídos em um padrão estratificado plano-paralelo a localmente acanalado de dimensões métricas a

decamétricas (Fig. 2.8C e 2.8D). Os níveis conglomeráticos ocupam a base dos paleo-canais e hospedam concentrações de wolframita e cassiterita. Os níveis arenosos são de granulometria média a grossa, formado por grãos subarredondados a subangulosos, enquanto que os níveis argilosos são finamente laminados e apresentam constituição areno-argilosa a argilo-arenosa intercalado com filmes de argila plástica e argila negra rica em fragmentos vegetais. Já os sedimentos coluviais estão depositados sobre os paleo-aluviões, apresentam espessura em torno de 1,5 a 2 metros, consistência areno-argilosa, aspecto maciço e de cor creme amarelado.

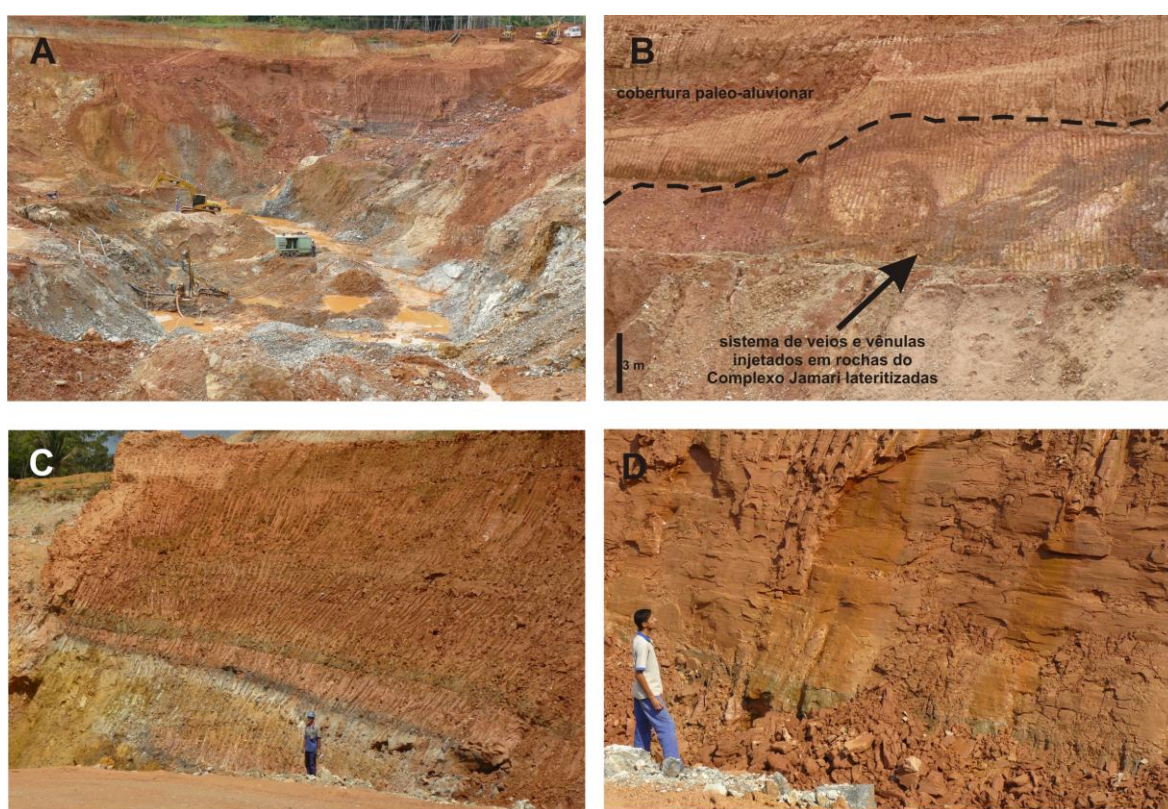


Figura 2.8. Fotos panorâmicas da frente de lavra do depósito de W-Sn do Igarapé Manteiga. A, frente de lavra principal; B, cobertura paleo-aluvionar depositada sobre o sistema de veios e vênulas injetados em rochas do Complexo Jamari lateritizadas; C e D, aspectos gerais da cobertura paleo-aluvionar, ressaltando seus estratos plano-paralelos.

2.5. DISCUSSÃO COMPARATIVA

O estudo de terrenos pré-cambrianos normalmente enfrenta dificuldades quanto à caracterização petrográfica e geoquímica das rochas que formam os chamados complexos polideformados ou polimetamórficos, principalmente quando o estudo busca a definição da gênese de tais rochas. Isso se deve ao fato de tais complexos associarem grande variedade de rochas de orto e paraderivação, cuja separação nem sempre é possível. Na região central do

Estado de Rondônia, as rochas que constituem o embasamento paleoproterozóico, por hora definida como Complexo Jamari, têm sido nos últimos anos alvo de questionamentos quanto a sua natureza e área de abrangência.

O Complexo Jamari foi definido por Issotta *et al.* (1978) como uma unidade constituída principalmente por rochas ortoderivadas, dos tipo gnaisses, migmatitos, granulitos e anfibolitos. Scandolara *et al.* (1996) também caracteriza o Complexo Jamari na região central de Rondônia como uma associação de gnaisses de composições graníticas a granodioríticas, porém com contribuições restritas de rochas paraderivadas (biotita-granada gnaiss, sillimanita-granada gnaiss e granada-cordierita gnaiss). Entretanto, Amorim *et al.* (1999a e 1999b) descrevem o Complexo Jamari como uma associação supracrustal, composta por paragnaisses quartzo-feldspáticos, granada-biotita gnaiss, sillimanita gnaiss, biotititos, kinzigitos e anfibolitos, localmente interdigitadas com augen gnaisses graníticos, interpretados como representantes deformados da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1.606 a 1.532 Ma). Scandolara *et al.* (2001) propuseram a inserção do Complexo Jamari no que os autores chamaram de “Terreno Jamari”, para caracterizar uma associação de rochas de orto e paraderivação na região central de Rondônia. Por outro lado, Payolla *et al.* (2002) não utilizam a denominação Complexo Jamari e caracterizam na região centro-nordeste de Rondônia uma associação de rochas paleo a mesoproterozóicas, formada por ortognaisses, paragnaisses, anfibolitos e granulitos charnoquíticos a enderbíticos. Souza (2003) e Souza *et al.* (2005), caracterizam as rochas do Complexo Jamari no depósito de estanho do Bom Futuro, como uma associação intercalada de ortognaisses, paragnaisses, ortoanfibolitos, paraanfibolitos e xistos.

Na área do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, os litotipos por nós caracterizados como representantes do embasamento e inseridos no Complexo Jamari estão de acordo com os litotipos identificados por Payolla *et al.* (2002), o qual define tal embasamento paleo a mesoproterozóico como uma associação de paragnaisses, ortognaisses, augen gnaisses, granulitos charnoquíticos a enderbíticos, anfibolitos e metabásicas, cujas idades estão entre 1.67 e 1.42 Ga. Em geral, essas rochas foram submetidas a um evento metamórfico regional de grau médio a alto, ocorrido em torno de 1.32 Ga e relacionado à orogênese Rondoniano-San Ignácio (Tassinari & Macambira 1999, Scandolara *et al.* 2001, Payolla *et al.* 2002, Silva *et al.* 2002, Souza *et al.* 2005 e 2006, Scandolara 2006).

Quanto ao sistema magmático do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, embora esse tenha sido pouco amostrado através dos furos de sondagem, as informações petrográficas e geoquímicas do topázio-albita granito sugerem algumas considerações. A principal

consideração diz respeito à inserção dessa rocha junto aos chamados *Young Granites* de Rondônia. Pois, segundo Bettencourt *et al.* (1999), os *Young Granites* de Rondônia, cuja idade está entre 974 e 995 Ma, pode ser subdivididos em duas sub-suítes: 1) uma sub-suíte mais antiga exibe características *subsolvus*, composição subalcalina e está formada por três fases: a) primeira fase composta por biotita sienogranito porfirítico a piterlítico grosso; b) segunda por sienogranitos e alcali-feldspato granito; e c) terceira por rochas mais raras, tipo topázio-albita granito e (topázio) quartzo-feldspato pórfiro, normalmente portadoras de mineralização de Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn e F) uma sub-suíte mais jovem com característica *hypersolvus*, composição alcalina e formada por alcali-feldspato granito, granito peralcalino, alcali-feldspato sienito, traquito, microsienito, quartzo-feldspato porfirítico e rochas híbridas tipo quartzo microsienito e quartzo sienito.

O topázio-albita granito do Igarapé Manteiga, exibe feição petrográfica de sistema *subsolvus* e característica geoquímica peraluminosa, subalcalina de médio K_2O e hospeda mineralizações de W-Sn. Essa rocha também exibe baixo conteúdo em ETR, com ausência de fracionamento entre os ETR pesados e ETR leves, bem como alto conteúdo de Nb e Ce, elevada razão Ga/Al (7,26 a 7,08), baixos teores de TiO_2 , MgO, CaO, P_2O_5 , MnO, Sr e Eu (Tabela 2.1), sugerindo tratar-se de magma bastante fracionado e semelhante aos do tipo A, definidos por Whalen *et al.* (1987) e Eby (1992).

Em uma análise comparativa do conteúdo de ETR e de multielementos entre o topázio-albita granito do Igarapé Manteiga e os termos Li-mica álcali-feldspato granito da Suíte Intrusiva Santa Clara (Leite Júnior 2002), albita-microclínio granito do maciço granítico Santa Bárbara (Sparrenberger 2003) e albita granito Bom Futuro (Souza 2003), considerados como representantes das fases magmáticas mais evoluídas dos *Young Granites* de Rondônia (Fig. 2.9), observa-se as seguintes peculiaridades: a) o baixo conteúdo de ETR do topázio-albita granito do Igarapé Manteiga, porém com anomalia negativa em Eu e um padrão de distribuição côncavo a sub-horizontal, são semelhantes aos demais tipos comparativos; b) o baixo conteúdo dos ETR também influencia no padrão de distribuição multielementar, marcado por similaridades nos conteúdos de Ba, Rb, Th, K e Nb, anomalias positivas em Ta e Hf, e anomalias negativas em Sr e Ti.

As características petrográficas e geoquímicas aqui apresentadas nos permitem caracterizar o topázio-albita granito do Igarapé Manteiga como mais um representante dos últimos pulsos magmáticos registrados na Província Estanífera de Rondônia e denominados de *Young Granites*, a qual representa o pulso magmático mais evoluído e responsável pela

geração da fase hidrotermal tarde a pós-magmática, a qual está vinculada à mineralização de W-Sn presente no depósito Igarapé Manteiga.

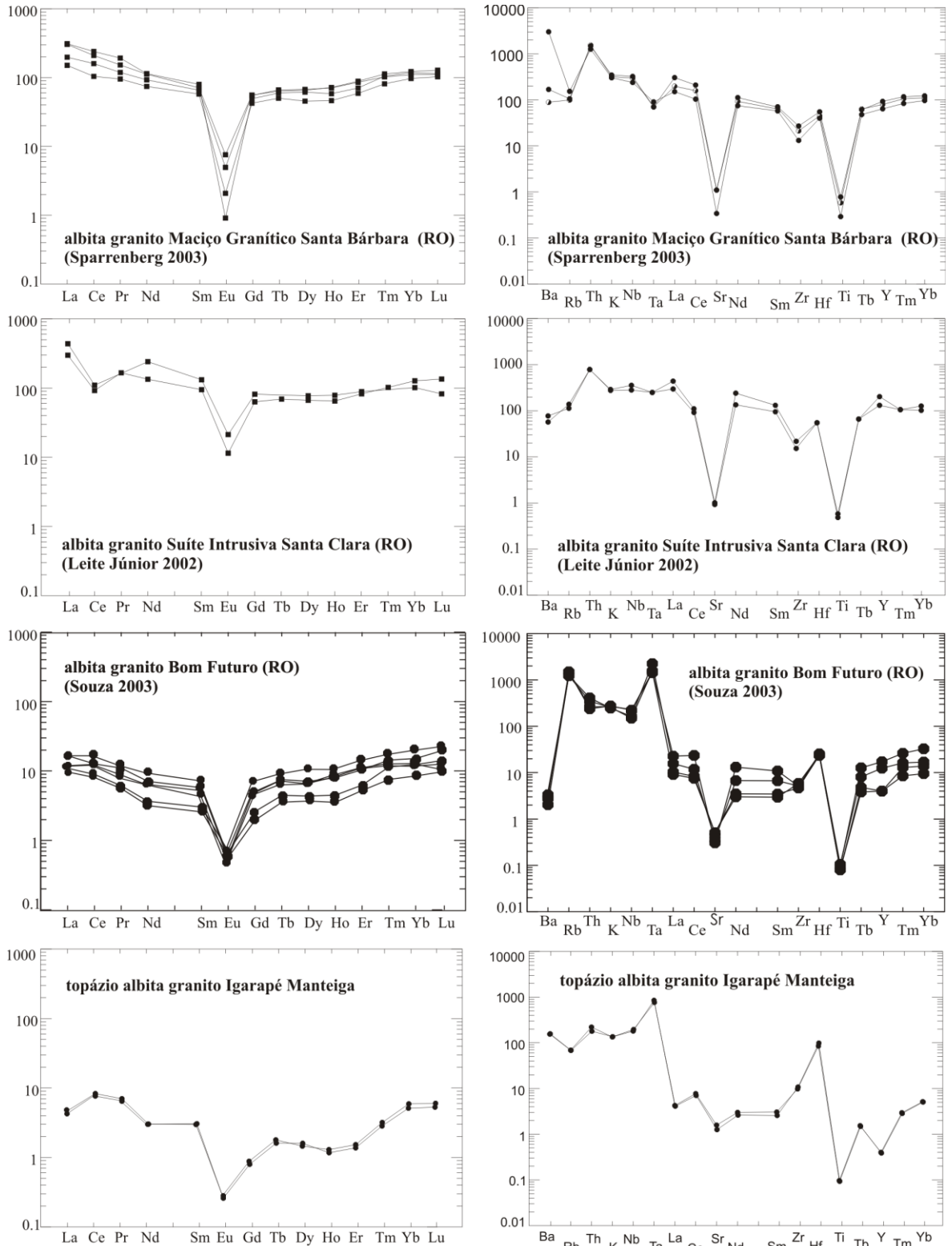


Figura 2.9. Comparação entre os padrões de distribuição dos ETR e multielementos das fases magmáticas tipo albita granito e similares, considerados como os representantes evoluídos dos *Young Granites* de Rondônia. Valores normalizados, respectivamente, segundo os condritos de Boynton (1984) e Thompson (1982).

CAPÍTULO 3

Sistemas Mineralizados do Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga

3.1. INTRODUÇÃO

As informações obtidas por meio de furos de sondagem, combinadas com as observações de campo na frente de lavra, indicam que a zona de ápice do *stock* granítico do Igarapé Manteiga é marcada pelo desenvolvimento de zonas de greisens, brechas e sistemas de veios e vênulas, representantes da fase hidrotermal tarde a pós-magmática responsável pela mineralização de W-Sn. Os greisens representam a fase mais precoce dessa mineralização, o qual é seguido por brechas e um complexo sistema de veios e vênulas de quartzo. Entretanto, a compreensão das relações de contato entre esses diferentes sistemas mineralizados ainda não está clara.

3.2. GREISENS

Os greisens são representados por rocha de cor variando de cinza esverdeada a creme acinzentado, exibem granulação média a grossa e, localmente, desenvolvem agregados de cristais de topázio com hábito prismático a fibroso (Fig. 3.1A e 3.1B). Essas rochas hospedam agregados de cristais de wolframita + cassiterita distribuídos de modo disseminado ou formando conjunto de cristais euédricos com tamanhos anômalos de 30 a 40 cm de comprimento (Fig. 3.1C e 3.1D).

Os principais tipos petrográficos dos greisens se mostram ricos em quartzo, sendo classificados com base na proposta de Kühne et al. (1972, *in* Stemprok 1987), em: topázio-quartzo greisen, mica-topázio-quartzo greisen, topázio-mica-quartzo greisen e quartzo-mica-topázio greisen (Fig. 3.2). Entretanto, também foram localizadas variações para o tipo quartzo-mica greisen.

Em geral, essas rochas exibem arranjo microtextural inequigranular, onde a mineralogia principal, formada por proporções variadas de quartzo-topázio-mica±fluorita, compreende cristais subédricos a euédricos com tamanhos variando de 0.2 a 6.5 mm (Fig. 3.3). Os cristais de quartzo são anédricos, moderadamente fraturados e exibem extinção ondulante, enquanto que os cristais de topázio são subédricos a euédricos e estão pouco a

moderadamente fraturados. A mica ocorre freqüentemente associada à fluorita, com os cristais comumente disseminados e/ou formando agregados de com hábito radial, enquanto que a fluorita ocorre como cristais anédricos e fraturados, normalmente distribuída de modo disseminado e/ou intersticial.

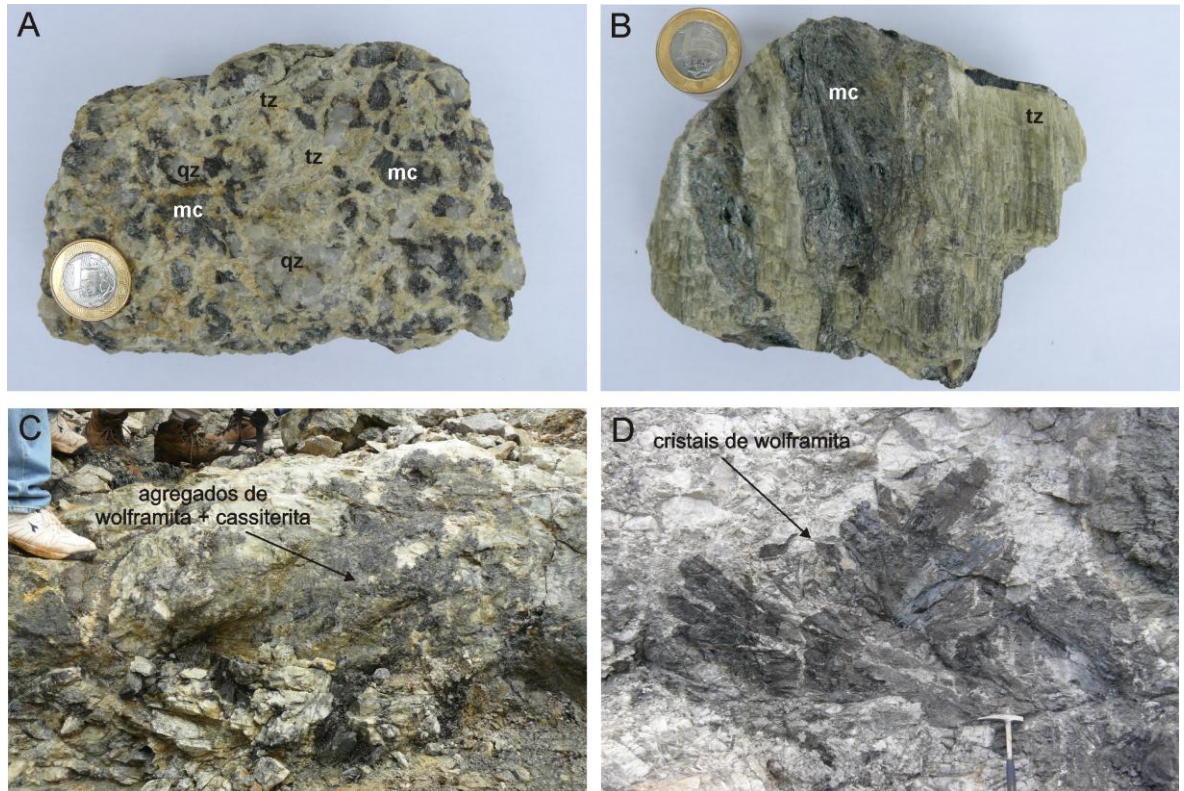


Figura 3.1. Amostras dos aspectos texturais de alguns tipos de greisens (A e B). Agregados de cristais de wolframita + cassiterita em greisens (C e D) na frente de lavra do depósito Igarapé Manteiga. (qz = quartzo, tz = topázio, mc = mica).

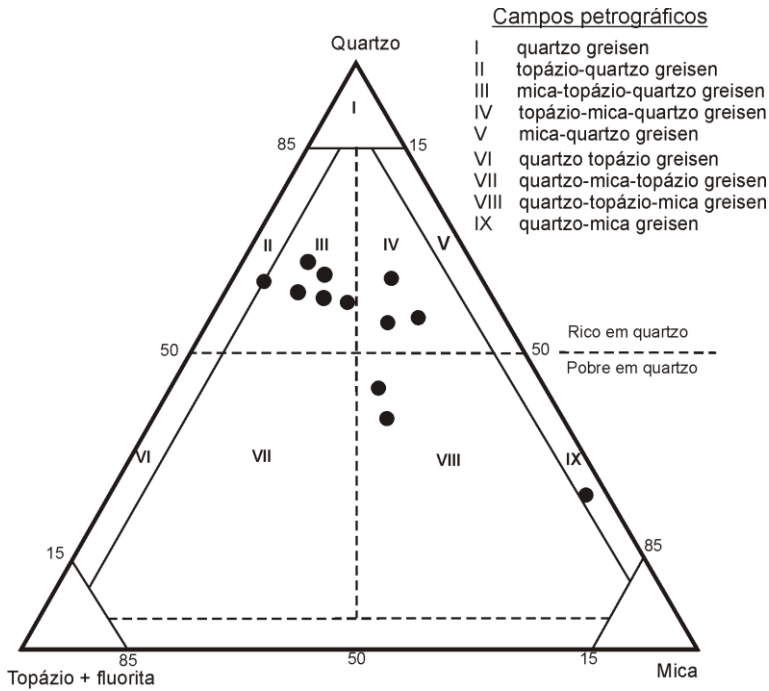


Figura 3.2. Diagrama de classificação de greisens de Kühne et al. (1972, *in* Stemprok 1987), onde se observa a distribuição dos principais tipos de greisens encontrados no depósitos de W-Sn Igarapé Manteiga.

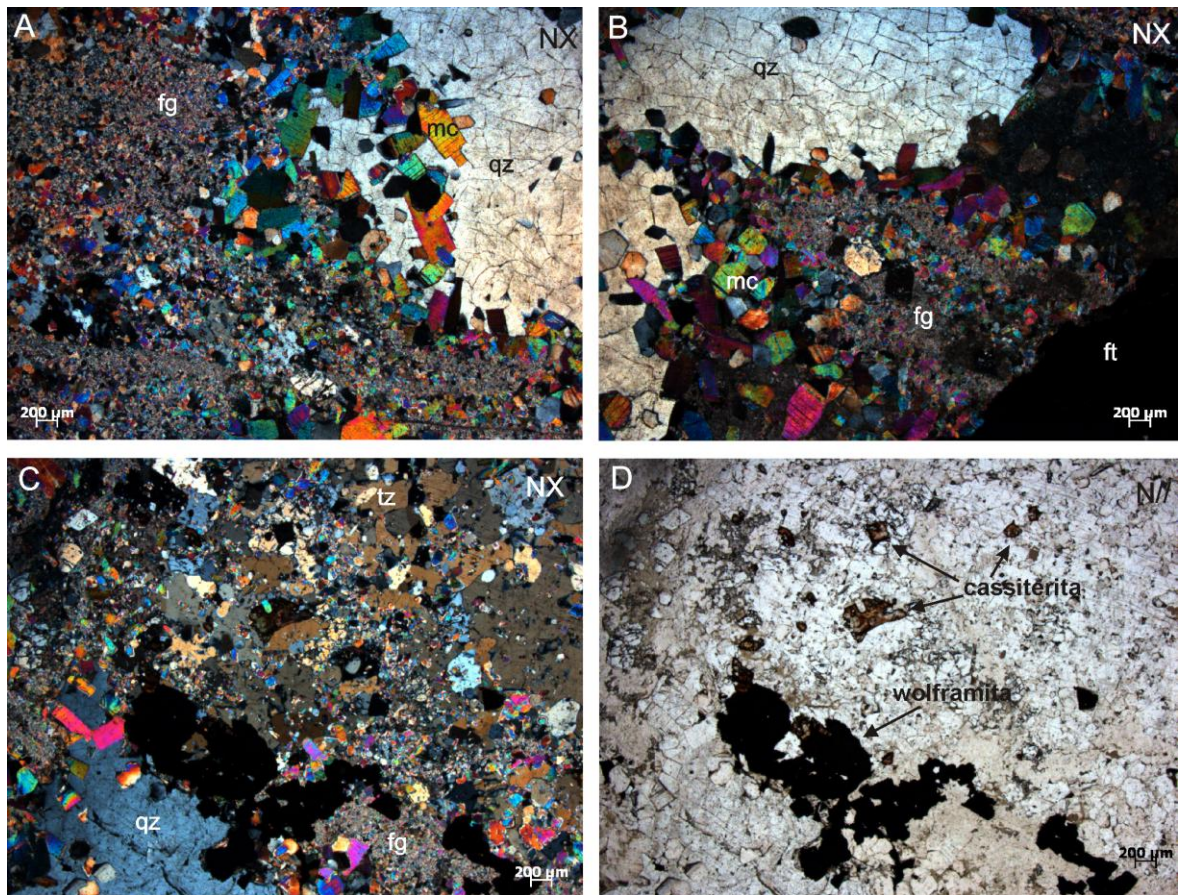


Figura 3.3. Aspectos microtexturais dos greisens. A e B, representam o tipo topázio-mica-quartzo greisen; C, representa o tipo mica-topázio-quartzo greisen; D, ressalta a distribuição dos cristais de wolframita e cassiterita no mica-topázio-quartzo greisen da fotomicrografia C (NX = nicóis cruzados, N// = nicóis paralelos, qz = quartzo, tz = topázio, mc = mica, fg = fengita, ft = fluorita).

Associado à mineralogia principal ocorre ainda, distribuída de modo disseminado e/ou formando pequenos agregados, a seguinte associação mineral: esfalerita, pirita, marcassita, pirrotita, galena, calcopirita, molibdenita, bismutinita, siderita, fengita (mica branca), wolframita, cassiterita, monazita, xenotímio e hematita. Pereira et al. (2008), identificaram também a presença de alguns minerais exóticos tipo sulfotelureto de Ag (cervelleita) e teluretos de bismuto.

Os cristais de wolframita e cassiterita são anédricos a subédricos, mostram-se fraturados e ocorrem freqüentemente associados e/ou disseminados (Fig. 3.3D). Investigações através de MEV revelaram que tanto wolframita como cassiterita raramente possuem micro-inclusões ou exsoluções de outros minerais, exceto ao longo de fraturas, as quais são freqüentemente preenchidas por minerais sulfetados (Fig. 3.4). Entretanto, Pereira et al. (2008) registraram a presença de inclusões de monazita e xenotímio em wolframita e de columbita-tantalita em cassiterita. Nesta pesquisa também identificamos micro-inclusões de xenotímio em wolframita (Fig. 3.4F).

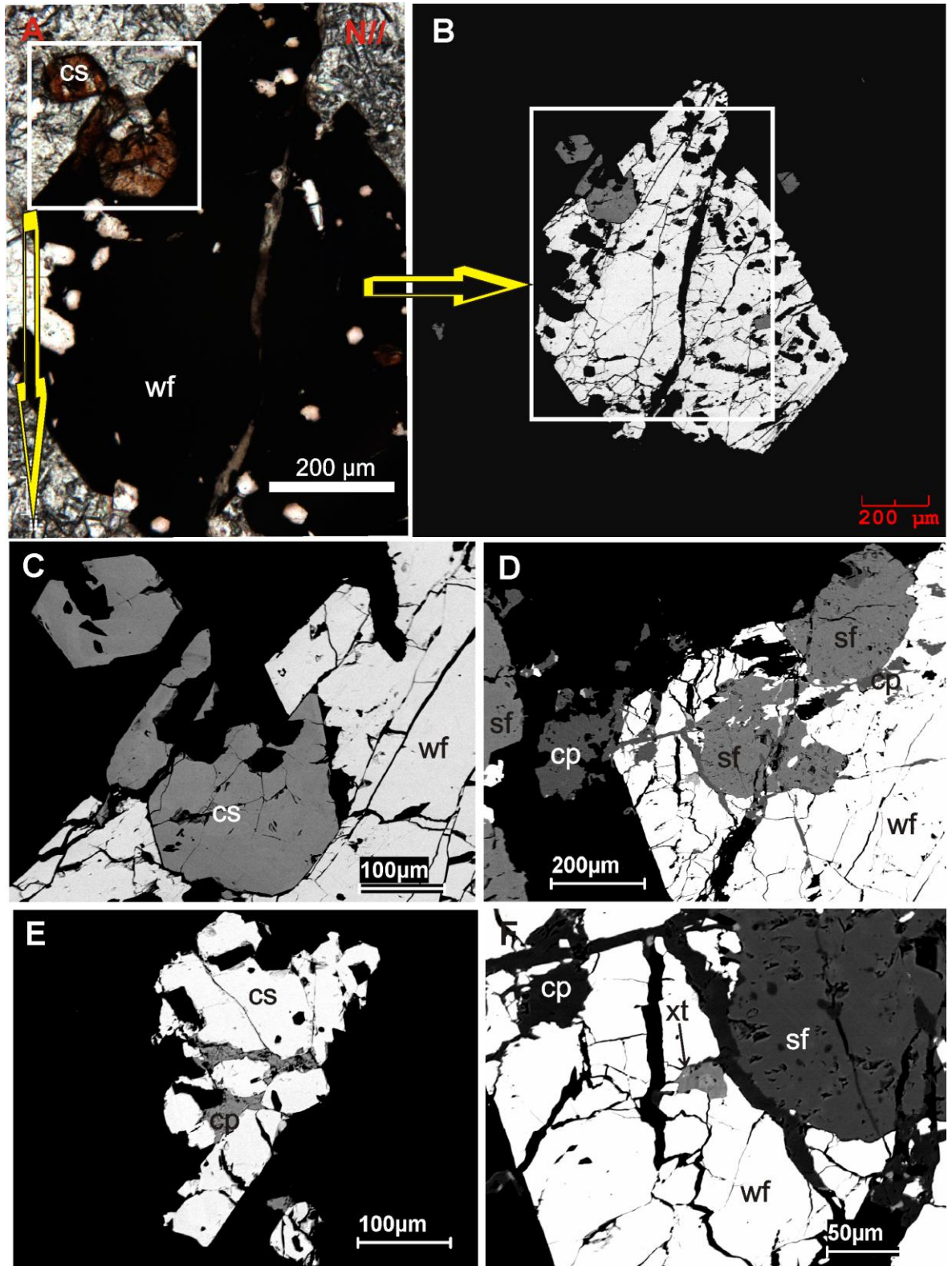


Figura 3.4. Fotomicrografias de wolframita e cassiterita em greisens. A, associação de cristais euédricos a subédricos de wolframita e cassiterita; B, imagem de elétrons retroespalhados (BSE) dos cristais de wolframita e cassiterita da imagem anterior; C, imagem BSE detalhando as feições superficiais dos cristais de wolframita e cassiterita da imagem anterior; D e E, imagens BSE ressaltando as micro-inclusões de sulfetos ao longo de fraturas de wolframita e cassiterita; F, imagem BSE ressaltando micro-inclusão de xenotímio em wolframita (N// = nicóis paralelos, cs = cassiterita, wf = wolframita, sf = esfalerita, cp = calcopirita, xt = xenotímio).

A paragênese mineral sulfetada exibe feições diagnósticas de uma cronologia na cristalização mineral, controlada principalmente pelo abaixamento da temperatura. Observações petrográficas demonstram haver estágios sequenciados de precipitação do conteúdo metálico e formação da paragênese mineral nos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, conforme ilustrado na figura 3.5.

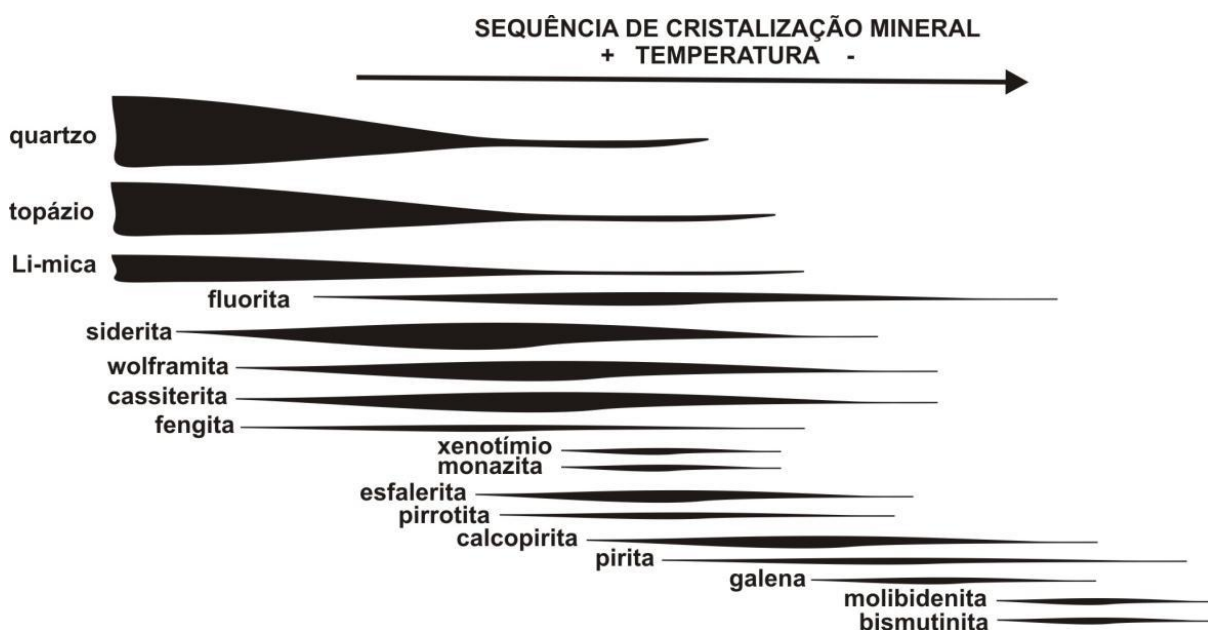


Figura 3.5. Sequência esquemática de cristalização mineral nos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

A esfalerita, por exemplo, representa a fase mineral sulfetada mais precoce, que juntamente com a pirrotita, compõem a associação mineral sulfetada de mais alta temperatura nos ambientes hidrotermais de derivação magmática (Stanton 1972, Ohmoto & Rye 1979, Figueiredo 2000). A esfalerita ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, bordas pouco corroída, fraturados e hospedam inclusões de pirita, calcopirita e galena, distribuídas principalmente ao longo de seus planos de fratura (Fig. 3.6A). Já os cristais de pirrotita são subédricos a anédricos, com tamanho entre 30 e 80 μm , ocorrem disseminados e/ou inclusos nos cristais de esfalerita, calcopirita e pirita (Fig. 3.6B).

Já associação pirita + calcopirita \pm galena representam a principal fase mineral sulfetada subsequente a esfalerita \pm pirrotita. A pirita ocorre sobre a forma de agregados de cristais subédricos a anédricos exibindo franca marcassitização (Fig. 3.6C e 3.6D), ou seja, a substituição polimórfica parcial a total da pirita (sistema isométrico) pela marcassita (sistema ortorrômbico). Tal processo é atribuído, principalmente, ao abaixamento da temperatura, pois a marcassita é estável sobre delicadas condições físico-químicas ($\text{pH} < 5$, $T < 240^\circ\text{C}$,

presença de solução hidrotermal contendo H₂S₂, Murowchick & Barnes 1986, Murowchick 1992).

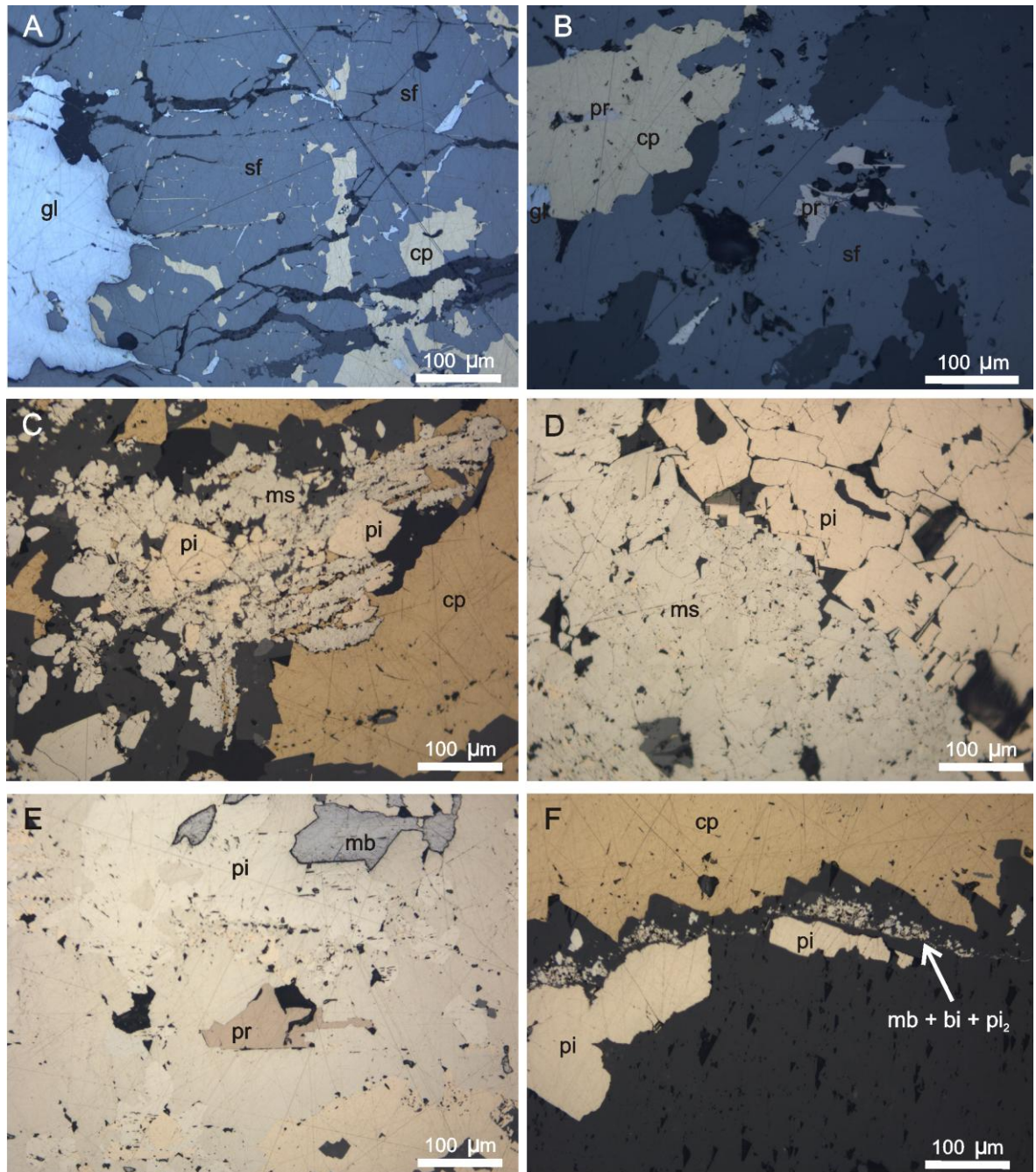


Figura 3.6. Feições metalográficas microscópicas à luz refletida. A, esfalerita hospedando micro-inclusões de galena e calcopirita; B, micro-inclusões de pirrotita em esfalerita; C, pirita parcialmente marcassitizada; D, frente de contato entre pirita e pirita marcassitizada; E, micro-inclusão de pirrotita em pirita; F, incrustações de molibdenita + bismutinita + pirita₂ (sf = esfalerita, cp = calcopirita, pi = pirita, ms = marcassita, pr = pirrotita, gl = galena, mb = molibdenita, bi = bismutinita, pi₂ = pirita de segunda geração).

Considerando que a pirita também hospeda micro-inclusões irregulares de pirrotita (Fig. 3.6E), algumas das quais mostram as bordas corroídas indicando processo de

substituição, e que a associação pirita + pirrotita em sistema hidrotermal é estável até cerca de 210°C (Stanton 1972, Kissin & Scott 1982), é provável que o abaixamento da temperatura aliada à ação de soluções redutoras tenham sido determinantes na cristalização dessas fases minerais sulfetadas.

Calcopirita e galena ocorrem distribuídas de modo disseminado, formando massas irregulares que normalmente preenchem os interstícios da paragênese mineral silicatada. Por outro lado, molibdenita e bismutinita representam a fase mineral sulfetada tardia, ou seja, de mais baixa temperatura, pois estão distribuídas de modo intersticial em relação aos demais sulfetos e/ou formando incrustações que recobrem o contorno de minerais pretéritos (Fig. 3.6F). Nessas incrustações também ocorrem pirita \pm marcassitizada, denunciando a existência de uma segunda fase de formação da pirita, ou seja, pirita 2, provavelmente devido ao consumo do excedente de S presente na solução hidrotermal residual.

3.3. BRECHA

Imediatamente acima da cúpula greisenizada encontra-se uma brecha hidrotermal, além de um complexo sistema de veios e vênulas. A brecha é formada, principalmente, por fragmentos angulosos de quartzo leitoso de veio, com contribuições subordinadas de fragmentos de rochas do embasamento e de pegmatitos (Fig. 3.7A e 3.7B). Esses fragmentos compõem cerca de 80% da rocha e estão distribuídos em um arranjo caótico tipo fragmento suportado, cimentados por matriz composta por paragênese mineral hidrotermal idêntica aos greisens (quartzo + topázio + mica \pm fluorita \pm siderita). Na brecha hidrotermal a mineralização de W-Sn ocorre disseminada e/ou formando fragmentos de tamanhos variados distribuídos de modo igualmente caótico (Fig. 3.7C e 3.7D).

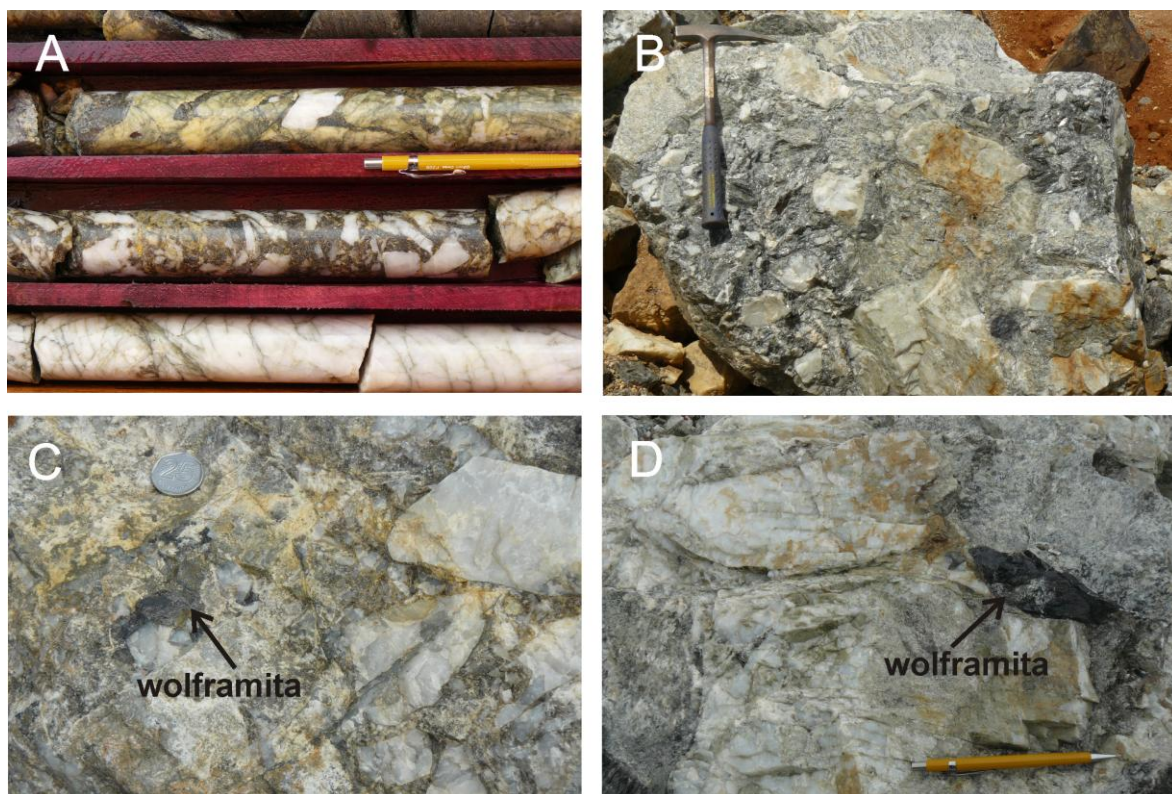


Figura 3.7. Aspectos texturais da brecha hidrotermal. A, amostra da brecha retirada em furtos de sondagem; B, bloco de brecha encontrado no pátio de rejeito da mina, onde se observa o arranjo textural caótico; C e D, fragmentos de wolframita encontrados na brecha hidrotermal.

3.4. VEIOS E VÊNULAS

No sistema de veios e vênulas é possível identificar, pelo menos, duas gerações. Os veios considerados como de primeira geração são mais espessos, constituídos essencialmente por quartzo leitoso com contribuições subordinadas de topázio, mica e fluorita, são bastante fraturados, com os limites laterais marcados pelo desenvolvimento de grandes cristais de micas em arranjo do tipo leque ou *comb* (Fig. 3.8A e 3.8B). Esses veios são truncados pela brecha hidrotermal, com o minério de W-Sn, quando presente, ocorrendo distribuído de modo disseminado e/ou ocupando as partes mais centrais associada a sulfetos. Já os veios considerados de segunda geração são menos espessos, constituídos por quartzo hialino a leitoso, além de topázio, micas e fluorita, com seus limites laterais também marcados pelo desenvolvimento de micas num arranjo em leque ou *comb*, ou ainda formando estruturas do tipo *stocksheider* (Fig. 3.8C e 3.8D). Entretanto, esses veios atravessam a brecha hidrotermal, com o minério de W-Sn mais freqüente e ocupando tanto as bordas como as partes mais centrais associada a pirita, calcopirita, galena, molibdenita, bismutinida e siderita (Fig. 3.8E e 3.8F).

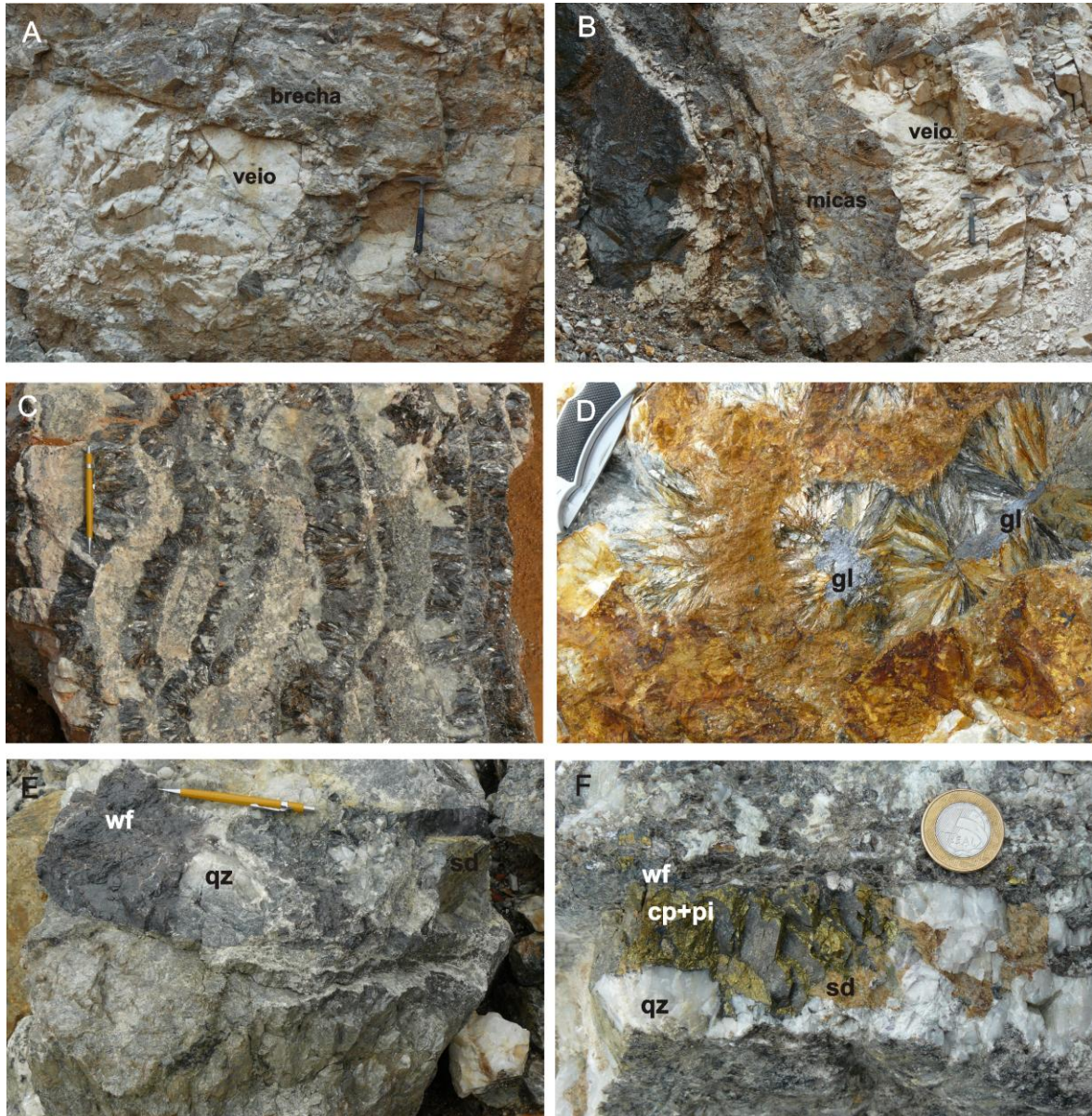


Figura 3.8. Feições de campo associadas aos veios. A e B, veios de primeira geração; C, estrutura *stocksheider* associada aos veios de segunda geração; D, micas exibindo hábito radial associada a sulfetos (gl = galena); E e F, veios de segunda geração mineralizados (wf = wolframita, sd = siderita, cp = calcopirita, pi = pirita, qz = quartzo).

O desenvolvimento de estruturas do tipo *comb* e *stocksheider* ao redor dos veios de primeira e segunda geração são feições indicativas de que o sistema hidrotermal no depósito Igarapé Manteiga permaneceu aquecido por um considerável período de tempo. Tal fato proporcionou a circulação generalizada de fluidos, o crescimento de minerais em zonas de alívio, reabertura cíclica de zonas de alívio com preenchimento mineral, substituição e zonamento mineral, incrustação mineral, etc (Jensen & Bateman 1981, Plimer 1987, Stempok 1987,). Tais características tem sido reportadas em outros depósitos estaníferos em

Rondônia associados aos *Young Granites* (Leite Júnior 2002, Souza 2003, Sparrenberg 2003).

3.5. MECANISMO DE FORMAÇÃO DE GREISEN, BRECHA E VEIO.

Normalmente os depósitos de W-Sn associados a granitos tem seus jazimentos minerais hospedados em greisens, pegmatitos, brechas, veios e vênulas. Porém, a geometria dos corpos de minério, a concentração metálica, a paragénese mineral associada, etc, são características que dependem diretamente do grau de fracionamento magmático, composição do fluido hidrotermal derivado, natureza da rocha encaixante, grau de interação fluido-rocha encaixante, entre outros (Taylor 1979, Lehmann 1990).

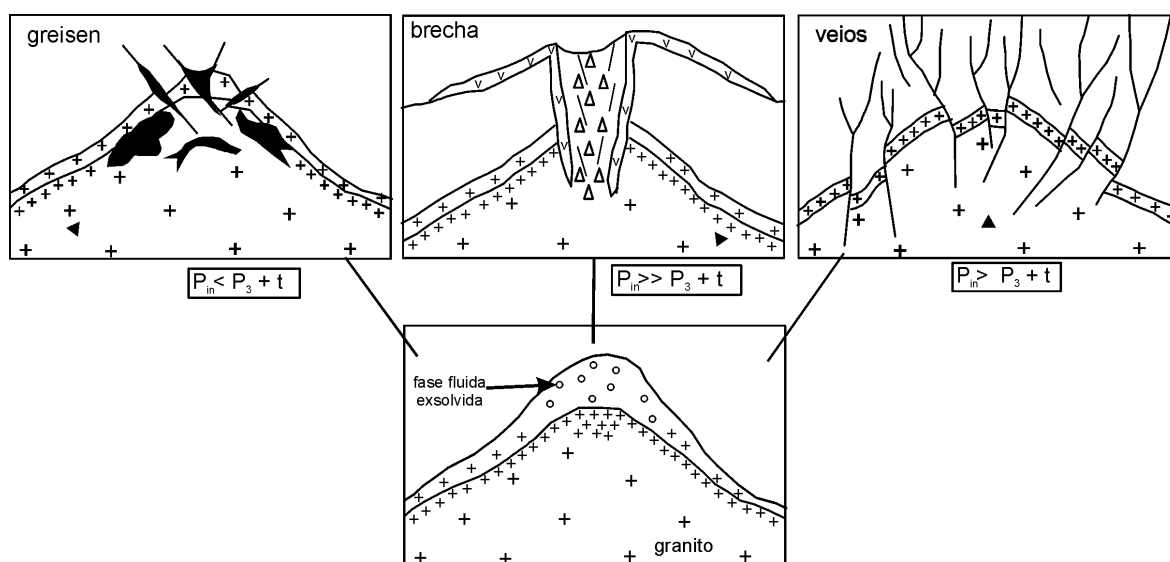


Figura 3.9. Três principais tipos de depósitos de W-Sn discutidos por Plimer (1987), os quais são encontrados no depósito do Igarapé Manteiga.

Plimer (1987) considera que a formação de greisens, brechas e veios é controlada pela pressão exercida pela fase fluida exsolvida do magma residual (P_{in}), pela componente ao longo do eixo de tensão mínima (P_3) e pela tensão de ruptura da rocha encaixante (t). Quando a pressão da fase fluida é inferior à componente de tensão mínima (P_3) e à tensão de ruptura da rocha encaixante (t), ou seja, $P_{in} < P_3 + t$, a fase fluida é aprisionada por um longo período de tempo, permitindo que o abaixamento da temperatura favoreça o desenvolvimento de reações tarde a pós-magmáticas, gerando os greisens (Fig. 3.9). Se a pressão da fase fluida for muito elevada ($P_{in} \gg P_3 + t$), o súbito relaxamento da sobrepressão fluidal é normalmente marcado pela formação de condutos brechados (Fig. 3.9). Por outro lado, quando a pressão da

fase fluida não é tão elevada ($P_{in} > \sigma_3 + t$), o alívio da sobrepressão fluidal ocorre através do fraturamento hidráulico, acompanhado da percolação de fluidos ao longo das fraturas extensionais com a posterior formação dos veios (Fig. 3.9).

As transformações hidrotermais tarde a pós-magmáticas associadas ao alojamento de granitos ácidos a ultra-ácidos em níveis crustais rasos ocorrem a temperaturas entre 400 e 250°C, e pressões de 2 a 0,5 kbar. Tais transformações podem se desenvolver de modo generalizado ao longo das zonas de contatos litológicos ou restrita a zonas de falhas e fraturas que atravessam tanto o granito como a rocha encaixante. Esse processo implica num conjunto de complexas reações físico-químicas, que favorecem a extração e deposição de elementos químicos maiores e traços responsáveis pela formação do depósito mineral. Dependendo das condições de pressão, temperatura, pH, Eh, fO_2 , composição do fluido hidrotermal magmático e da natureza da rocha encaixante, diferentes tipos de zonas de alteração metassomática podem ser progressivamente geradas (Scherba 1970a e 1970b, Groves & McCarthy 1978, Stemprok 1987, Pollard & Taylor 1986).

No caso do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga a presença conjunta de greisen, brecha e veios, revela que a pressão da fase fluida exsolvida evoluiu com o tempo. Num primeiro estágio, a P_{in} se comportou de modo inferior a $P_3 + t$, ou seja, $P_{in} < P_3 + t$ (Plimer 1987), gerando greisens no ápice da intrusão granítica. Porém, devido ao aumento progressivo da P_{in} , aliada a natureza da rocha encaixante, a qual é formada por litologias distintas e com anisotropias pretéritas (foliação, falhas e fraturas), proporcionou ao brusco relaxamento da sobrepressão fluidal, gerando brechas e famílias de fraturas que deram origem aos sistemas de veios.

CAPÍTULO 4

INCLUSÕES FLUIDAS

4.1. INTRODUÇÃO

As inclusões fluidas (IF) são porções minúsculas de fluidos aprisionados na estrutura do mineral durante o crescimento e/ou fraturamento (Fig. 4.1). Esses fluidos ficam retidos nas irregularidades da superfície do crescimento do mineral, por motivos diversos, tais como: defeitos na rede cristalina, presença de impurezas, suprimento irregular de nutrientes, fraturas decorrente de esforços diversos, etc. As IF contêm importantes informações reliquias das fases (líquida e/ou gasosa) que intervieram na gênese do mineral hospedeiro, cujo estudo permite determinar as condições físico-químicas reinantes à época da cristalização ou recristalização do mineral que as contém, além de compreender a origem e evolução durante a formação de uma jazida mineral (Roedder, 1984 e 1990, Roedder & Bodnar 1980, Fuzikawa, 1985, Shepherd *et al.* 1985, Lattanzi 1991, Noronha, 1999, Wilkinson 2001, Bodnar 2003).

Embora pareça que este ramo das geociências seja relativamente novo, há registros de estudos de IF desde o século IV. Entretanto, foi só a partir do século IX que os estudos sobre as IF se intensificaram, quando Sorby (1858) e Zirkel (1870), com base em descrições de fases (líquido, gás e sólido), propuseram idéias que ficaram sustentadas por anos e servem de base para a corrente pesquisa de inclusões fluidas até hoje. Foram Sorby (1858) e Zirkel (1870) quem propuseram a tese de que as bolhas presentes nos fluidos da maioria das inclusões eram os resultados da contração diferencial do líquido e do mineral hospedeiro durante o resfriamento, a partir de uma temperatura mais elevada de aprisionamento até a temperatura ambiente de observação. Assim, raciocinavam Sorby (1858) e Zirkel (1870), se o processo pudesse ser revertido, aquecendo-se a inclusão, poder-se-ia chegar à temperatura de aprisionamento da inclusão no momento da homogeneização do fluido (Roedder 1972, 1984 e 1990, Roedder & Bodnar 1980, Shepherd *et al.* 1985, Fuzikawa, 1985).

Apesar dos conceitos e interpretações básicas do estudo de IF elaborados no século XIX ainda permanecerem válidos, as técnicas de observação, medidas de mudanças de fases e determinação da composição de fluidos e gases evoluíram vertiginosamente. A aplicação de

equipamentos modernos de aquecimento e resfriamento, técnicas de espectrometria Raman, microscopia eletrônica, infra-vermelho, raios-x, *laser-ablation* (ICP-MS), entre outras, tem permitido, por exemplo, identificar e quantificar com relativa precisão as condições mínimas de aprisionamento dos fluidos, suas composições químicas, fases minerais capturada, etc. Atualmente o estudo de IF está tão difundido que é tratado como uma atividade rotineira na maioria dos institutos de pesquisas geológicas, empresas do setor mineral e de exploração petrolífera, produzindo considerável volume de artigos científicos, teses, livros textos e simpósios internacionais específicos.

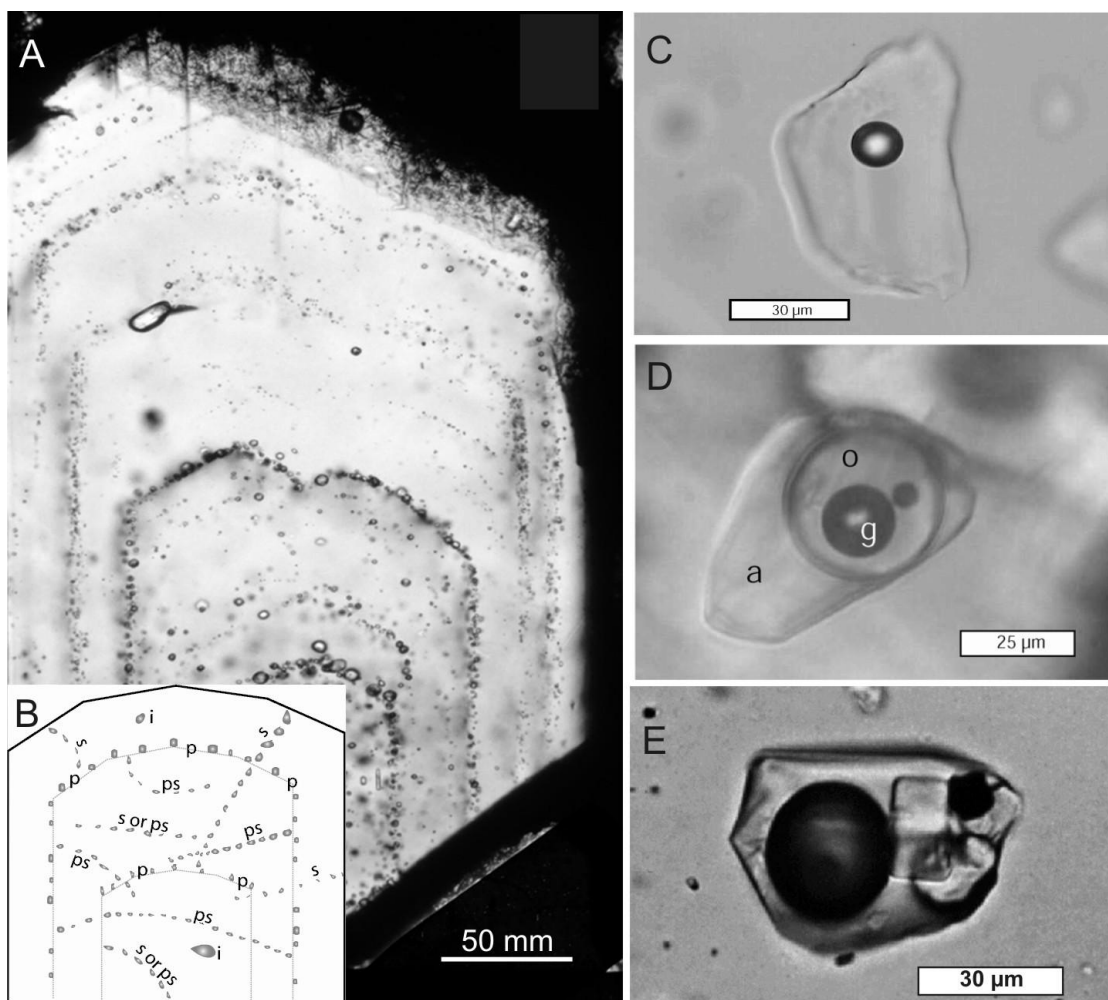


Figura 4.1. A) cristal de quartzo zonado contendo vários tipos e gerações de IF; B) Exemplo da distribuição das IF em um cristal hipotético zonado (p = primária, ps = pseudo-secundária, s = secundária, i = indeterminada); C) IF bifásica; D) IF trifásica com sólido de captura (a = água, G = CO₂ gás, O = CO₂ líquido) ; E) IF multifásica (Goldstein 2003, Bodnar 2003)

4.2. CLASSIFICAÇÃO

O estudo de IF se desenvolveu ao longo do tempo através de observações em minerais com elevada a moderada transparências, tais como quartzo, feldspatos, calcita, granadas, topázio, turmalinas, berilos, etc, os quais expõem com nitidez seus conteúdos de IF durante as investigações petrográficas à luz incidente. Entretanto, recentes técnicas aplicando infravermelho tem permitido também observar IF em minerais opacos ou de baixa transparência, tipo hematita, wolframita, cassiterita, esfalerita, cromita, galena, etc.

Uma das principais dificuldades em estudar IF reside no tamanho das mesmas, o qual geralmente não excede 1 mm. A grande maioria das IF é estudada no intervalo de 1-20 μm , porém, isso não invalida a importância desses estudos. Nesse sentido, as IF podem ser classificadas quanto à morfologia, origem, número de fases e composição.

4.2.1. Quanto à Morfologia

As características morfológicas das IF incluem parâmetros tipo tamanho, formato, cor e índice de refletividade, os quais são de fundamental importância durante o estudo petrográfico, pois podem conter valiosas informações preliminares quanto às condições de evolução e aprisionamento dos fluidos (Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985, Van den Kerkhof & Hein 2001, Bodnar 2003, Goldstein 2003).

Em geral, as IF podem se apresentar nos mais diversos formatos: circulares, elípticas, alongadas, bastões, retangulares, cristais negativos, irregulares, etc, produtos das imperfeições na rede cristalina dos minerais hospedeiros durante o crescimento e cristalização ou até tensões externas ao ambiente de cristalização (Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985, Van den Kerkhof & Hein 2001). A ação de mudanças físicas no ambiente de cristalização provoca, por exemplo, estrangulamento (*necking down*), dilatação (*stretching*) e/ou vazamento (*leakage*) nas IF. Esses processos dividem as IF em outras partes menores, afetando, assim, as análises microtermométricas, pois conterão fluidos com densidades e características físico-química distintas da original (Shepherd *et al.*, 1985).

A cor e o índice de refletividade das IF também são parâmetros que podem dar informar a respeito da provável composição das IF, por exemplo, a presença de CO₂,

hidrocarbonetos e percentual de salinidade (Roedder 1984, Shepherd *et al.*1985, Van den Kerkhof & Hein 2001).

4.2.2. Quanto à Origem

As IF podem ser classificadas quanto a origem em dois grupos: as intracristalinas e as intercristalina (Roedder 1984, Shepherd *et al.*1985). As IF intracristalinas são aquelas denominadas de primária e pseudo-secundária, as quais são de maior importância por registrarem as composições mais próximas das dos fluidos que formaram o cristal hospedeiro. As IF primárias são aquelas consideradas contemporâneas ao crescimento do mineral onde os fluidos ficam retidos nas irregularidades da superfície durante o crescimento do mineral. Já as IF pseudo-secundárias são aquelas formadas pela cicatrização de fraturas que se desenvolveram contemporaneamente ao crescimento do mineral (Fig. 4.1 A e B).

As IF intercristalinas são as secundária, que também são importantes, pois registram os fluidos que percolaram no sistema ao longo de sua evolução. As IF secundárias são formadas após o término da cristalização do mineral, quando através de esforços diversos, o mineral pode sofrer fraturas que serão percoladas por fluidos e a posterior cicatrização destas fraturas poderá ocorrer o aprisionamento desses fluidos. Essas inclusões são facilmente reconhecidas, pois são numerosas, geralmente estão alinhadas em estruturas que atravessam de um grão mineral para outro (Fig. 4.1 A e B). Entretanto, nem sempre é possível classificar a origem das IF, principalmente quando o mineral hospedeiro foi submetido a distintos esforços pós-cristalização.

4.2.3. Quanto ao Número de Fases

As IF podem ser formadas, a temperatura ambiente ($\pm 25^{\circ}\text{C}$), desde uma única fase (líquida ou gasosa) até multifases associadas (líquida + gasosa + sólida), o que permite classificá-las em monofásica, bifásica, trifásica e polifásica ou multifásica (Roedder 1984, Shepherd *et al.*1985, Fuzikawa, 1985).

As IF monofásicas são aquelas que apresentam uma única fase, seja ela líquida ou gasosa. As IF bifásicas possuem duas fases (Fig. 4.1C), sejam elas, líquida + gasosa, líquida +

sólida, duas fases líquidas (no caso de líquidos imiscíveis) e sólida + gasosa (no caso de inclusões vítreas). As IF trifásicas são as que possuem combinações de três fases (Fig. 4.1D), onde as mais comuns são líquido + líquido + gasosa ou líquido + gasosa + sólido. Por fim, as IF polifásicas ou multifásicas que são constituídas por quatro ou mais fases (Fig. 4.1E) como por exemplo, líquido + líquido + gasosa + sólido ou líquido + gasosa + dois sólido.

4.2.4. Quanto à Composição

A composição das IF depende da natureza físico-química do meio fluido no qual a mesma foi aprisionada. As IF, em função do seu conteúdo, podem ser classificadas basicamente em aquosas, áquo-carbônicas e gasosas. Entretanto, não existe uma regra geral clara que normatize a classificação das IF quanto a sua composição, principalmente no caso de IF complexas ou multifásicas. Por esse motivo, várias maneiras têm sido aplicadas, as quais utilizam letras e símbolos nem sempre fáceis de serem entendidos.

Shepherd *et al.*(1985), propôs classificar as IF em L, V, S e GL, conforme as seguintes características: 1) IF do tipo L são predominantemente líquidas, e por isso chamadas de aquosas, onde há predominância de H₂O, mas a presença de CO₂ não é incomum; 2) IF do tipo V são predominantemente constituídas por uma fase vapor (H₂O, CO₂, CO, CH₄, N₂, SO₂, H₂S e H₂); 3) IF do tipo S são aquelas que contêm fases sólidas inclusas, saturadas e/ou capturadas. São formadas a partir de soluções complexas ou muito concentradas que podem conter uma ou mais fases sólidas de minerais de saturação (*daughter minerals*), tipo haletos (halita e silvita), cloreto de Na, K, Ca, Mg, e Fe, sendo que os três últimos ocorrem na forma de hidratos, carbonatos, sulfetos, óxidos e alguns silicatos. Identificando os minerais de saturação junto com a estimativa das suas proporções relativas, pode-se ter a indicação a cerca da composição, em termos de componentes maiores, da IF; 4) IF do tipo GL são formadas por aprisionamento de uma fusão que depois pode ou não se cristalizar.

4.3. MÉTODOS DE ESTUDOS

O estudo em IF pode ser efetuado através de diversos métodos que tenham em vista a caracterização completa dos fluidos aprisionados, ou seja, a composição dos fluidos e sólidos, densidade dos fluidos, pressão e temperatura de aprisionamento e história evolutiva.

Habitualmente, os estudos são divididos em dois grupos: não destrutivos e destrutivos (Roedder, 1967, 1972 e 1979). Os métodos não destrutivos mais empregados são: a microscopia petrográfica, a microtermometria, a espectrometria Raman e a microscopia eletrônica de varredura (MEV). Outras técnicas tipo cathodoluminescência, infravermelho, raios-x e *laser-ablation* (ICP-MS) também têm sido empregados, porém em estudos mais específicos, tais como na caracterização de IF em minerais opacos ou em IF contendo hidrocarbonetos (Goldstein 2003).

4.3.1. Microscopia Petrográfica

Esta é o método de estudo fundamental para as IF, pois fornece informações sobre a classificação paragenética, como morfologia, origem, número de fases, diferença na razão entre as fases (também conhecida por n°. F), etc. Todo o êxito no desenvolvimento dos subsequentes métodos de estudo está na realização de um estudo petrográfico de qualidade.

4.3.2. Microtermometria

O estudo microtermométrico consiste em medir as temperaturas em que se observam mudanças no estado físico das fases fluidas quando alteradas as condições de temperatura. Para isso, ao microscópio é acoplada uma platina de aquecimento e resfriamento, a qual pode trabalhar com temperaturas (T) em torno de -180°C a 600°C e cujo valor de T é medido devido a um termopar da platina ligado a um voltímetro. Dentre as temperaturas que podem ser registradas, as de maior importância são a temperatura de homogeneização (também chamada de temperatura mínima de aprisionamento) e a temperatura de fusão. Segundo Roedder & Bodnar (1997), as análises microtermométricas são baseadas nas seguintes

premissas: a) o fluido era homogêneo na época da deposição; b) não houve mudança de volume após o aprisionamento; c) nada foi perdido ou adicionado após o aprisionamento; d) o efeito da pressão é insignificante ou é conhecido; e) a origem da inclusão é conhecida.

A temperatura de homogenização é aquela para a qual, fases fluidas distintas presentes na inclusão se homogeneízam formando uma única fase. Essa temperatura pode ser utilizada, depois de uma correção (correção de pressão) para calcular a temperatura de formação do cristal que é a temperatura que o fluido foi aprisionado (Shepherd *et al.* 1985).

A temperatura de fusão do último cristal de gelo são observadas, normalmente, após ser efetuado um resfriamento, de cerca de -80°C , quando verifica-se solidificação da fase ou fases líquidas presentes. Depois, com o aquecimento gradual até a temperatura ambiente, registra-se as temperaturas da passagem das fases sólida para a líquida. As medidas de fusão que devem tentar observar-se as seguintes mudanças: a) a primeira temperatura de fusão do gelo ($T_{f_{\text{gelo}}}$); b) a temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f_{\text{CO}_2}}$); c) a temperatura de dissolução dos clatratos do CO_2 ($T_{f_{\text{cla}}}$). Assim, quando coexistem três fases (líquida, gasoso e sólido) de um determinado componente a T_f deve corresponder ao ponto triplo do sistema relativo a esse componente. As temperaturas de fusão no ponto triplo dão indicações muito úteis acerca da composição do fluido. A temperatura de fusão do gelo é de cerca de 0°C , no caso de presença de sais dissolvidos, estes conduzem a uma queda na temperatura de fusão do gelo ($T_{f_{\text{gelo}}}$), e esta queda não é só em função da concentração dos sais, mas também de sua natureza. Os sais que existem nas inclusões tem predominância de NaCl. Por esta razão exprimi-se convencionalmente a salinidade em % equivalente em peso de NaCl, com base nos valores do diagrama temperatura *versus* composição do sistema NaCl- H_2O (Shepherd *et al.*, 1985)

4.3.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O uso desta técnica vem se tornando mais freqüente por fornecer informações de detalhe, com aumentos de até 300.000 vezes. Ao MEV pode ser acoplado o sistema de EDS (*Energy Dispersive System*), o qual possibilita a determinação da composição qualitativa e semiquantitativa das amostras, a partir da emissão de raios X característicos (Duarte *et al.*, 2003). Para o estudo de IF é possível obter as características morfológicas ou inclusões a serem estudadas (clivagem, fraturas, zonação, inclusões sólidas, etc.) desde que estejam

expostas na superfície analisada, possibilitando sua interação com o feixe de elétrons e assim verificar intercrescimento e exsoluções minerais.

4.3.4. Espectroscopia Raman

Esta é uma sensível técnica que possibilita que feixes elétricos do *laser* de uma microsonda, cujo foco varia de 1 a 2 μm , excitem as espécies moleculares presentes nas IF. A frequência de vibração das moléculas (gases, líquidos e sólidos) presentes nas IF podem então ser identificadas, quantificadas e determinadas suas composições. Essa técnica permite, por exemplo, identificar as proporções entre diferentes tipos de gases (CO_2 , CH_4 e N_2) presentes na fase gasosa de uma IF água-carbônica (Burke 2001, Burruss 2003).

4.4. SISTEMA FLUIDO DO DEPÓSITO W-Sn IGARAPÉ MANTEIGA (INVESTIGAÇÃO PRELIMINAR)

O estudo de inclusões fluidas em depósitos minerais hidrotermais, auxiliado de análises de isótopos estáveis (O, S e H) em minerais de minérios, tem sido amplamente empregado na determinação da temperatura e fonte dos fluidos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações (Smith et al. 1996, Wilkinson 2001). Neste tópico são apresentadas e discutidas as características composicionais e microtermométricas preliminares dos fluidos presentes nos greisens do depósito W-Sn Igarapé Manteiga, objetivando esclarecer condições físico-químicas mínimas de formação desse depósito mineral.

4.4.1. Características petrográficas

O estudo petrográfico realizado nos grãos minerais de quartzo, fluorita e topázio permitiu identificar e classificar três tipos de IF, cujas composições são aquosa e aquo-carbônica (Fig. 4.2). Tal classificação teve como base a origem, morfologia e número de fases das IF à temperatura ambiente ($\pm 23^\circ\text{C}$). Essas inclusões são descritas como primárias, pois ocorrem na maioria das vezes isoladas no grão mineral (intracristalinas), porém ocorrem,

por vezes, alinhadas ao longo de planos de crescimento do cristal hospedeiro, definindo conjunto de IF pseudo-secundárias. Entretanto, algumas IF aquosas são descritas como secundárias, ocorrem alinhadas ao longo de planos de fraturas do mineral e ultrapassam os limites dos cristais (intercristalinas). Nesta pesquisa as inclusões fluidas primárias aquosas foram classificadas em IA, IB, enquanto que as inclusões primárias aquo-carbônicas foram classificadas em IIA.

As IF aquosas do **tipo IA** são predominantes nos diferentes grãos minerais estudados (quartzo, topázio e fluorita). Exibem formatos irregulares, por vezes alongados tipo bastonete, subarredondados e até desenhando feição tipo *necking down*. Apresentam cores variáveis, tipo rosa claro, incolor e até verde claro, contorno finos, tamanho entre 10 e 30 μm , são bifásicas, compostas essencialmente por uma fase $\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}$ e uma fase $\text{H}_2\text{O}_{\text{gás}}$ (Fig. 4.2A e 4.2B). Com base na proposta de Shepherd *et al.*(1985) para a relação entre os volumes das fases vapor e líquida (Fig. 4.3), a qual é expressa pela letra F ($F = \text{vol. líquido}/\text{vol. líquido} + \text{vol. vapor}$), nas IF do tipo IA o valor de $F = 0,90$ a $0,70$, demonstrando variação no volume da fase vapor.

As IF aquosas do **tipo IB** são freqüentes apenas em cristais de quartzo e, eventualmente, em topázio. Possuem formas elípticas e irregulares, são incolores, esverdeadas e rosa claro com contornos finos, tamanho entre 0,5 e 15 μm , são monofásicas, compostas por uma fase $\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}$ (Fig. 4.2C).

As IF do **tipo IIA** são freqüentes em cristais de fluorita e topázio, possuem formas de cilindros, circulares e irregulares, apresentam cores esverdeada, tamanhos entre 10 e 20 μm , são trifásicas, compostas por uma fase $\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}$, uma fase $\text{CO}_{2\text{liq}}$ e uma fase $\text{CO}_{2\text{gás}}$, cujo valor de $F = 0,75$ a $0,85$ (Fig. 4.2D).

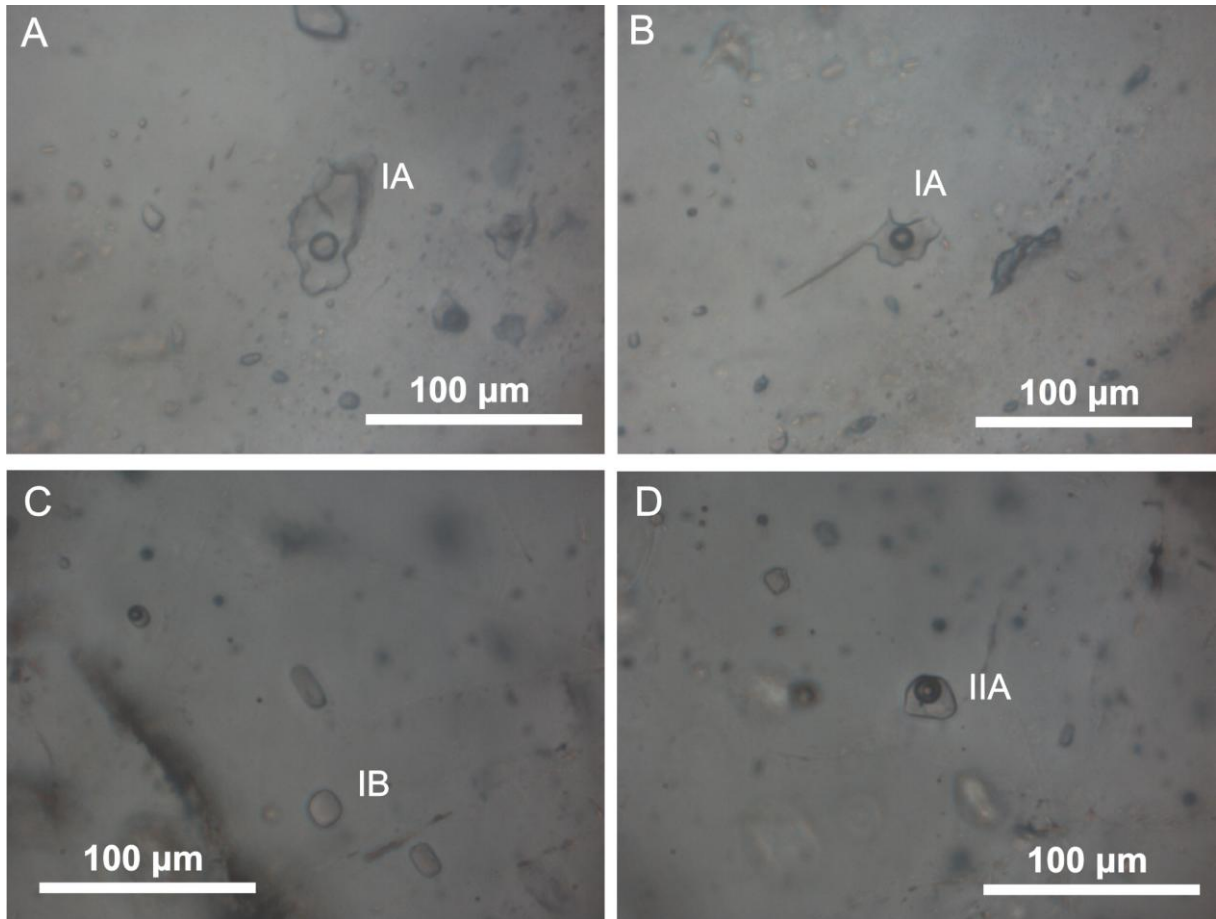


Figura 4.2. Exemplos dos diferentes tipos de IF identificados preliminarmente nos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga. A, IF aquosa bifásica do tipo IA; B, IF do tipo IA exibindo feição de *necking down*; C, IF aquosa monofásica do tipo IB; D, IF áquo-carbônica do tipo IIA.

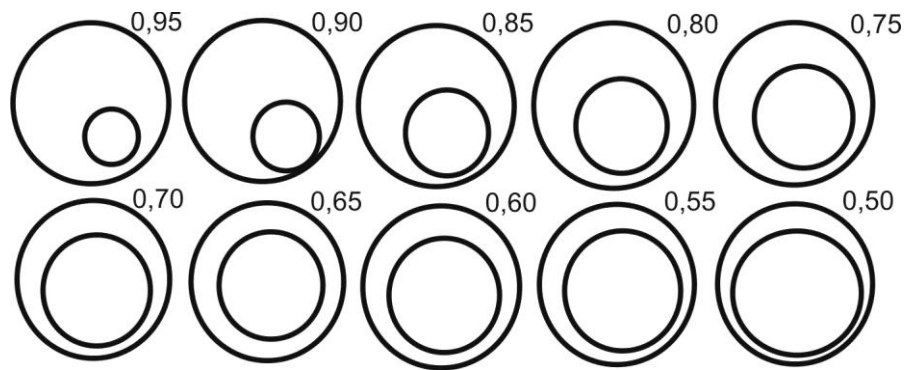


Figura 4.3. Índice F que estabelece a relação de proporcionalidade entre as fases vapor e líquido ($F = \text{vol. líquido} / \text{vol. líquido} + \text{vol. vapor}$), aplicados aos sistemas fluidos $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ e $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (Shepherd *et al.* 1985).

Foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN), em Belo Horizonte (MG), imagens de microscopia por meio de infra-vermelho de inclusões fluidas em cristais de wolframita. Tais IF foram preliminarmente classificadas como aquosas (sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$), bifásicas e monofásicas,

primárias e secundárias. As primárias estavam distribuídas, principalmente, nas faces de crescimento do cristal, enquanto que as secundárias preenchiam micro-fraturas (Fig. 4.4). Entretanto, como as IF apresentaram tamanhos na ordem de 10 a 30 μm , não foi possível avançar na pesquisa, pois o equipamento utilizado e a técnica de microscopia por infra-vermelho exige um tamanho mínimo das IF na ordem 40 μm (Campbell & Robinson 1987, Lüders 1996, Lüders & Ziemann 1999).

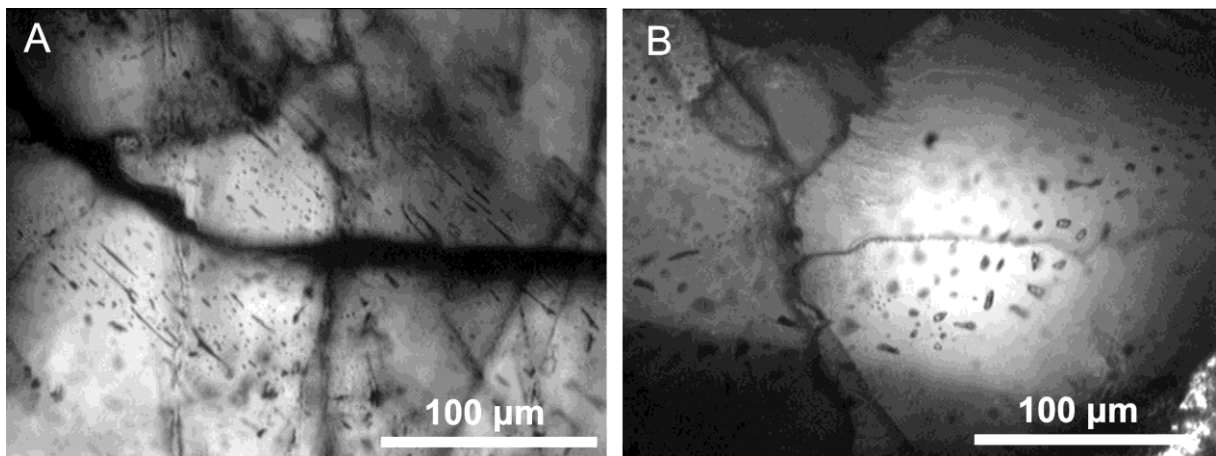


Figura 4.4. Imagens de IF por meio de microscopia de infra-vermelho em cristais de wolframita. A) IF bifásicas e monofásicas alongadas, provavelmente tardias; B) IF bifásicas interpretadas como primárias.

4.4.2. Microtermometria

A tabela 4.1 apresenta as medidas microtermométricas obtidas para os sistemas fluidos identificados nos greisens no sistema hidrotermal do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

As inclusões fluidas do tipo **IA** apresentam valor de F entre 0,70 e 0,90 à temperatura ambiente ($T \pm 23^\circ \text{C}$). Durante a etapa de resfriamento ($T = -80^\circ \text{C}$), observaram-se valores de temperatura de congelamento total (T_{ct}) do sistema entre $-41,8$ e $-69,7^\circ \text{C}$. Durante a etapa de aquecimento, observaram-se valores de temperatura eutética (T_{eu}) entre $-20,1$ e $-23,7^\circ \text{C}$. Apesar da normal dificuldade em observar o ponto exato da T_{eu} , a principal faixa de temperatura aqui determinada, ou seja, entre $-20,7$ e $-21,9^\circ \text{C}$, está aproximadamente em conformidade com o sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Shepherd *et al.* 1985). A temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) oscilou entre $-0,1$ e $-5,1^\circ \text{C}$, o que permitiu calcular uma salinidade equivalente em peso (wt%) de NaCl entre 0,17 e 6,74, aplicando a equação proposta por Bodnar (1993), a qual é expressa por $\% \text{NaCl} = 0,00 + 1,78\theta - 0,0442\theta^2 + 0,000557\theta^3$, onde θ corresponde a

Tfg. Tais valores de salinidade permitem estimar a densidade do fluido entre 0,8 e 0,9 g/cm³, conforme discutido por Shepherd et al. (1985).

Tabela 4.1. Medidas microtermométricas sobre os sistemas fluidas do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

Amostra	Mineral	IF	Sistema	Tipo	F	TfCO ₂ (°C)	Teut (°C)	Tfgelo (°C)	Tfclat. (°C)	ThCO ₂ (°C)	Thtotal (°C)
TIM-01	Quartzo	01	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	-23,1	-0,5	-	-	278,5
TIM-01	Quartzo	02	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,3	-	-	174,5
TIM-01	Quartzo	03	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	-23,3	-0,1	-	-	224
TIM-01	Quartzo	04	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	-20,7	-0,1	-	-	245
TIM-01	Quartzo	05	H ₂ O-NaCl	IA	0,85	-	n.d.	-2,9	-	-	194
TIM-01	Quartzo	06	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	-21,9	-2,1	-	-	299
TIM-01	Quartzo	07	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	-21,5	-1,8	-	-	321
TIM-01	Quartzo	08	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	-21,8	n.d.	-	-	252,3
TIM-01	Quartzo	10	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,1	-	-	224,3
TIM-01	Quartzo	12	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,3	-	-	268,3
TIM-01	Quartzo	13	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,3	-	-	239
TIM-01	Quartzo	17	H ₂ O-NaCl	IA	0,95	-	n.d.	-1,7	-	-	264,7
TIM-01	Quartzo	18	H ₂ O-NaCl	IA	0,95	-	n.d.	-1,1	-	-	126
TIM-01	Quartzo	19	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,9	-	-	128,2
TIM-01	Quartzo	22	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,7	-	-	261
TIM-01	Quartzo	01	H ₂ O-NaCl	IB	-	-	-22,2	-0,3	-	-	-
TIM-01	Quartzo	02	H ₂ O-NaCl	IB	-	-	-21,7	-0,5	-	-	-
TIM-01	Quartzo	03	H ₂ O-NaCl	IB	-	-	n.d.	-0,3	-	-	-
TIM-01	Quartzo	04	H ₂ O-NaCl	IB	-	-	n.d.	-0,1	-	-	-
TIM-01	Quartzo	06	H ₂ O-NaCl	IB	-	-	-21,5	-0,3	-	-	-
TIM-01	Quartzo	08	H ₂ O-NaCl	IB	-	-	n.d.	-0,4	-	-	-
TIM-03	Fluorita	02	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,8	n.d.	n.d.	5,2	22,3	224,3
TIM-03	Fluorita	03a	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,7	n.d.	n.d.	4,8	21,4	221,6
TIM-03	Fluorita	03b	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,8	n.d.	n.d.	4,4	22,1	231
TIM-03	Fluorita	04	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,8	n.d.	n.d.	n.d.	21,6	228
TIM-03	Fluorita	05	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,9	n.d.	n.d.	4,9	21,2	218,3
TIM-03	Topázio	02	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,8	n.d.	n.d.	5,2	20,7	278
TIM-03	Topázio	02	H ₂ O-NaCl-CO ₂	IIA	0,80	-56,9	n.d.	n.d.	n.d.	20,7	271
TIM-04	Quartzo	01	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	-23,4	n.d.	-	-	249
TIM-04	Quartzo	03	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,5	-	-	150
TIM-04	Quartzo	04	H ₂ O-NaCl	IA	0,85	-	-23,7	-0,2	-	-	293,4
TIM-04	Quartzo	05	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,7	-	-	166,6
TIM-04	Quartzo	06	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,4	-	-	243
TIM-04	Quartzo	07	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,1	-	-	248
TIM-04	Quartzo	10	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	n.d.	-0,4	-	-	254,5
TIM-04	Quartzo	11	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	n.d.	-	-	297
TIM-04	Quartzo	12	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,3	-	-	185
TIM-04	Quartzo	13	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,7	-	-	257,8
TIM-04	Quartzo	14	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,5	-	-	351,5

Amostra	Mineral	IF	Sistema	Tipo	F	TfCO ₂ (°C)	Teut (°C)	Tfgelo (°C)	Tflat. (°C)	ThCO ₂ (°C)	Thtotal (°C)
TIM-04	Quartzo	17	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	n.d.	-	-	298
TIM-04	Quartzo	18	H ₂ O-NaCl	IA	0,85	-	n.d.	n.d.	-	-	248
TIM-01	Topázio	01	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,4	-	-	273,3
TIM-01	Topázio	02	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,9	-	-	315,7
TIM-01	Topázio	04	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	n.d.	-0,6	-	-	311
TIM-01	Topázio	05	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,8	-	-	317,5
TIM-01	Topázio	06	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	-0,8	-	-	298,7
TIM-01	Topázio	07	H ₂ O-NaCl	IA	0,90	-	n.d.	n.d.	-	-	251,3
TIM-01	Topázio	09	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,3	-	-	274
TIM-04	Topázio	02	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	-23,3	-2,8	-	-	318,1
TIM-04	Topázio	03	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-4,2	-	-	297,3
TIM-04	Topázio	04	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-5,1	-	-	241,8
TIM-04	Topázio	07	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-2,7	-	-	261
TIM-02	Topázio	02	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	n.d.	-5,3	-	-	275,4
TIM-02	Topázio	03	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-5,1	-	-	303,4
TIM-02	Topázio	04	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	n.d.	-	-	250
TIM-02	Topázio	07	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	n.d.	-2,5	-	-	314,7
TIM-02	Topázio	08	H ₂ O-NaCl	IA	0,75	-	n.d.	-0,6	-	-	320,5
TIM-02	Topázio	09	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	-22,5	-0,5	-	-	317,9
TIM-02	Topázio	10	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	-21,9	n.d.	-	-	313,6
TIM-02	Topázio	11	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-2,3	-	-	173,7
TIM-02	Topázio	12	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	n.d.	-	-	258,2
TIM-02	Topázio	13	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	-20,1	n.d.	-	-	271,8
TIM-02	Topázio	16	H ₂ O-NaCl	IA	0,80	-	n.d.	-0,4	-	-	312,4
TIM-02	Topázio	17	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,7	-	-	267,8
TIM-02	Topázio	18a	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,6	-	-	259,4
TIM-02	Topázio	18b	H ₂ O-NaCl	IA	0,70	-	n.d.	-0,6	-	-	344,6

A temperatura de homogeneização total (Tht) do sistema variou entre 273° e 351° C, com principal intervalo de Tht entre 200° e 320° C para quartzo e topázio, minerais sobre os quais foi realizado um maior número de medidas microtermométricas (Fig. 4.5B).

Para inclusões fluidas do tipo **IB** a Tct oscilou entre -35,5° e -48,6° C, a Teu entre -21,5° e -22,2° C, a Tfg entre -0,1 e -0,5° C (Fig. 4.5A), definindo uma salinidade entre 0,17 e 0,90 wt% NaCl, aplicando a equação proposta por Bodnar (1993).

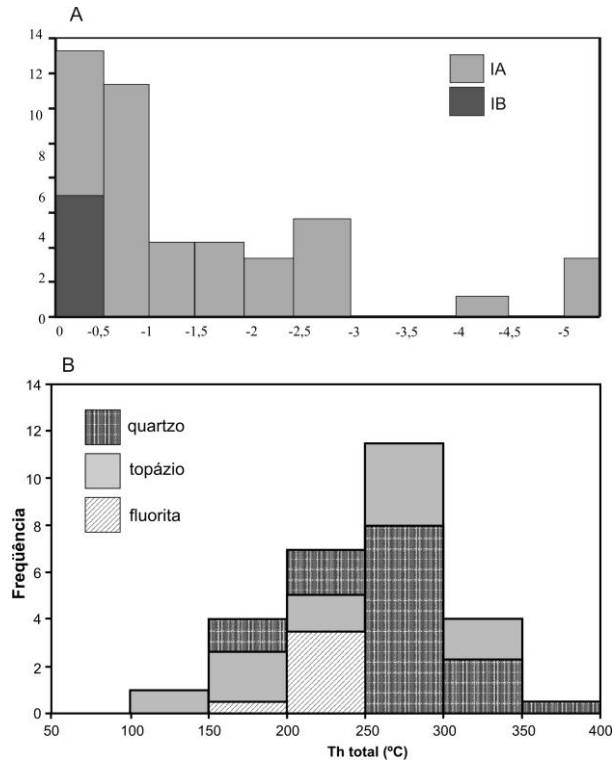


Figura 4.5. Frequência de medidas microtermométricas.; A) Tfg das inclusões fluidas aquosas IA e IB; B) Th totais obtidas para os minerais de greisens quartzo, topázio e fluorita, encontrados no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

As inclusões fluidas áquo-carbônicas do tipo **IIA** apresentam valor de F da ordem de 0,80 à temperatura ambiente ($T \pm 23^\circ \text{C}$). Na etapa de resfriamento ($T = -110^\circ \text{C}$), os valores de Tct oscilaram de $-93,7$ a $-95,2^\circ \text{C}$. Na etapa de aquecimento se observou que a temperatura de fusão da fase CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) ocorreu entre $-56,7^\circ$ e $-56,9^\circ$. Considerando que a temperatura de fusão do CO_2 puro é de $-56,6^\circ \text{C}$ (Shepherd *et al.* 1985), duas hipóteses podem ter influenciado na diferença de $0,2^\circ \text{C}$ obtidas nas medidas microtermométricas: 1) aferição das medias instrumentais, ou seja, o equipamento apresentou um pequeno erro de calibração; 2) presença de outros gases dissolvidos na fase CO_2 , tais como CH_4 e N_2 , cujas presenças diminuem o ponto de fusão do CO_2 (Shepherd *et al.* 1985). A identificação de tais gases e suas concentrações só será possível por meio de análises por microespectroscopia Raman, as quais estão sendo programadas para ser realizada no Laboratório de Física da Universidade Federal de Minas Gerais.

Ainda na etapa de aquecimento, não foi possível diagnosticar claramente a temperatura eutética (T_{eu}) do sistema. Por outro lado, a temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) oscilou entre $-0,8$ e $-2,3^\circ \text{C}$, enquanto que a temperatura de fusão do clatrato (T_{fc}) ocorreu entre $4,4^\circ$ e $4,9^\circ \text{C}$. Segundo Collins (1979), em fluidos áquo-carbônicos a formação do

clatrato favorece o aumento da salinidade da fase aquosa residual, interferindo na precisão das medidas microtermométricas de T_{fg} como parâmetro para determinar a salinidade. Nesse caso então, o melhor cálculo da salinidade deve ser com base na T_{fc} , utilizando a equação proposta por Diamond (1992), onde $\%NaCl = 15,6192 - 1,1406T_{fc} - 0,035(T_{fc})^2 - 0,0007(T_{fc})^3$, a qual permitiu estimar salinidade entre 9 e 9,8 % em peso de NaCl equivalente para o sistema.

4.4.3. Discussão Preliminar

Os resultados preliminares aqui apresentados demonstram a existência nos greisens de, pelo menos, dois sistemas fluidos: $H_2O-NaCl$ e H_2O-CO_2-NaCl .

O sistema $H_2O-NaCl$ é o tipo predominante, cuja salinidade oscila de 0,1 a 6,7% em peso de NaCl equivalente, caracterizando um fluido com amplo espectro de salinidade e densidade baixa. Tal característica deve ser produto da interação de fluidos aquosos de diferentes naturezas, como por exemplo: fluido aquoso de derivação magmática (maior salinidade) interagindo com fluido aquoso meteórico (menor salinidade) durante o processo de greisenização.

A presença do sistema H_2O-CO_2-NaCl sugere que a estruturação do processo hidrotermal tardi a pós-magmático no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga envolveu sistemas fluidos imiscíveis de diferentes composições. Deve-se considerar que nesse tipo de ambiente magmático, marcado pela presença de brechas, sistemas de veios-vênulas são alojados em níveis crustais rasos ou em ambiente subvulcânico, ocorre uma intensa percolação de fluidos ao redor do pluton granítico, promovendo uma generalizada mistura de fluidos originalmente distintos (Sillitoe *et al.* 1975, Sillitoe 1985, Plimer 1987, Hedenquist & Lowenstern 1994). Por outro lado, o baixo conteúdo do sistema H_2O-CO_2-NaCl pode estar relacionado ao súbito processo de descompressão, associado à formação de brechas durante o alojamento da fase hidrotermal, promovendo o processo de degaseificação com perda de boa parte de gases pouco solúveis (Lowenstern 2001).

A pesquisa sobre a caracterização dos sistemas fluidos no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga envolverá um aprofundamento no estudo de inclusões fluidas dos greisens, bem como dos veios de primeira e segunda gerações. Considerando que a evolução dos processos tardi a pós-magmáticos nesse tipo de sistema magmático seja relativamente rápido, produto do alívio brusco da tensão confinante com formação de brechas. É provável que nos sistema

de greisens e veios estejam registrados fluidos semelhantes, com poucos contrastes físico-químicos. Entretanto, tais informações combinadas com uma nova tentativa do estudo de IF em wolframita e os resultados complementares de isótopos de H permite compreender melhor a evolução do sistema fluidal no referido depósito mineral.

CAPÍTULO 5

ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO, ENXOFRE E ARGÔNIO

5.1. INTRODUÇÃO.

O estudo de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) é aplicado em depósitos minerais com o propósito de elucidar problemas referentes às condições de temperatura e natureza do fluido hidrotermal responsável pela mineralização. Tal estudo utiliza os conteúdos isotópicos de oxigênio e enxofre em pares de minerais como ferramenta aplicada à geotermometria. Em geral, utilizam-se as informações de isótopos ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{34}\text{S}$) em pares minerais combinadas com as informações de inclusões fluidas objetivando compreender a evolução do sistema fluido hidrotermal responsável pela mineralização (Kelly & Rye 1979, Alderton 1989, Zheng 1992, Zhang *et al.* 1994, Smith *et al.* 1996, Taylor Jr. 1997).

No caso dos isótopos radiogênicos ^{40}Ar - ^{39}Ar , essa técnica geocronológica busca definir a temperatura de fechamento/resfriamento de um sistema mineral e o marco temporal desse processo. Esse método é largamente aplicado em sistemas hidrotermais tardi a pós-magmáticos, onde a temperatura de fechamento/resfriamento é relativamente baixa, entre 300 e 400° C. Isso porque o Ar é um gás nobre que pode ser facilmente mobilizado da estrutura dos minerais utilizados nesse método, tais como, micas e anfibólios, por qualquer processo geológico que eleve a temperatura acima de 400° C (Harrison 1981, Roddick 1983, Snee *et al.* 1988, McDougall & Harrison 1988, Cheilletz *et al.* 1992, Marsh *et al.* 1997).

5.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)

Amostras de quartzo e wolframita pertencentes a uma mesma associação paragenética encontrados nos greisens foram submetidos à análise isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), cujos resultados analíticos, relacionadas ao padrão internacional V-SMOW(‰), estão na tabela 5.1. Segundo Taylor Jr. (1974) fluidos de derivação magmática apresentam um típico intervalo isotópico $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,5 e 10,0‰. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ aqui obtidos mostram que a paragéneses quartzo-wolframita apresenta intervalo isotópico distinto dos fluidos de derivação magmática (ver tabela 5.1), principalmente em relação à wolframita. A marcante diferença isotópica entre quartzo e wolframita pode ser produto do desequilíbrio isotópico entre as amostras

devido à interação com fluidos meteóricos isotopicamente mais leves durante a greisenização, favorecendo ao rebaixamento do $\delta^{18}\text{O}$. Como o quartzo é um mineral pouco suscetível ao fracionamento isotópico, os registros desse processo ficaram melhor diagnosticados na wolframita (Faure 1986, Taylor Jr. 1978). Portanto, o rebaixamento da composição isotópica entre quartzo e wolframita pode ser considerado produto da interação entre fluidos diferentes e da conseqüente diminuição da temperatura. Tais mecanismos também são considerados como os mais importantes na precipitação do conteúdo metálico (Sn-W) em outros depósitos em Rondônia (Leite Jr. 2002, Souza 2003, Sparrenberger 2003).

Tabela 5.1. Valores de isótopos de oxigênio em quartzo e wolframita do sistema de greisens do depósito Igarapé Manteiga.

Amostra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V SMOW)
TIM-1Q	Quartzo	11,7
TIM-2Q	Quartzo	11,1
TIM-3W	Wolframita	2,9
TIM-4W	wolframita	3,6

Para determinar a temperatura de cristalização do par quartzo-wolframita aplicou-se a curva de fracionamento regida pela equação $1000 \ln \alpha = A \times 10^6/T^2 + B \times 10^3/T + C$, proposta por Zhang *et al.* (1992), onde as constantes A, B e C foram determinados experimentalmente para o sistema quartzo-wolframita para um intervalo de temperatura entre 0 e 1200° C (Tabela 5.2) e o valor de α obtido através da relação $\alpha_{A-B} = 1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}} / 1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{wolframita}}$. Cabe ressaltar que o valor de T é obtido em temperatura absoluta, (grau Kelvin = °K) e, por isso, aplica-se posteriormente a conversão para grau Celsius (°C) através da equação °C = °K – 273,15.

Tabela 5.2. Fracionamentos isotópicos do oxigênio para o sistema quartzo-wolframita (Zhang 1992).

Sistema	A	B	C
$\text{SiO}_2 - (\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$	0,38	4,76	-2,48

Os cálculos geotermométricos para quartzo-wolframita indicam temperatura entre 276° e 220°C para a cristalização da wolframita (Tabela 5.3). Apesar da utilização do par quartzo-wolframita apresentar uma margem de erro para temperatura isotópica até 300°C de cerca de $\pm 11^\circ\text{C}$ (Zheng 1992), o intervalo de temperatura isotópica aqui obtido mostra-se

compatível com o principal intervalo de temperatura de homogeneização mínima obtido através do estudo de inclusões fluidas, o qual variou de 200° a 300° C.

Tabela 5.3. Valores de temperaturas isotópicas obtidas para o sistema quartzo-wolframita no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga.

Par mineral	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V SMOW)	Temperatura (°C)
quartzo + wolframita	11,1 e 3,6	276
quartzo + wolframita	11,1 e 2,9	249
quartzo + wolframita	11,7 e 3,6	244
quartzo + wolframita	11,7 e 2,9	220

5.3. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ENXOFRE ($\delta^{34}\text{S}$).

A aplicação de isótopos de enxofre no estudo de sistemas hidrotermais não é tão simples, pois além da temperatura, envolve também uma série de outros fatores tipo: taxa de interação fluido-rocha, $f\text{O}_2$, pH, Eh, espécie de íon de S atuante, presença do processo de *boiling*, mistura de fluidos e reações químicas de óxi-redução. Tais fatores podem prejudicar a manutenção do equilíbrio isotópico do enxofre no sistema hidrotermal (Ohmoto 1972, Ohmoto & Rye 1979, Ohmoto & Goldhaber 1997). A tabela 5.4 apresenta o conteúdo isotópico de calcopirita, pirita, esfalerita e molibdenita, encontrados nos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, os quais se mostram distribuídos em um intervalo isotópico comum para fluidos hidrotermais de origem magmática entre 0 a $\pm 5 \delta^{34}\text{S}\text{‰}$ (Ohmoto 1972, Rye & Ohmoto 1974).

Tabela 5.4. Valores de isótopos de enxofre em calcopirita, pirita, esfalerita e molibdenita do sistema de greisens do depósito Igarapé Manteiga.

Amostra	Mineral	$\Delta^{34}\text{S}_{\text{‰}}$ (V CDT)
TIM1-py1	Calcopirita	1,36
TIM1-py2	Calcopirita	1,11
TIM1-cpy3	Pirita	1,61
TIM1-cpy4	Pirita	2,38
TIM2-cpy1	Pirita	1,59
TIM2-cpy2	Calcopirita	1,53
TIM2-cpy3	Calcopirita	1,41
TIM2-py4	Calcopirita	1,02
TIM2-sp1	Esfalerita	1,69
TIM2-sp2	Esfalerita	2,05
TIM2-sp3	Esfalerita	1,58
TIM2-sp4	Esfalerita	1,44
TIM2-mo1	Molibdenita	1,80
TIM2-mo2	Molibdenita	2,07
TIM2-mo3	Molibdenita	0,52
TIM2-mo4	Molibdenita	0,63

A aplicação de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) como geotermômetros no estudo de depósitos minerais também utiliza pares minerais que tenham se cristalizado em equilíbrio isotópico. Para o sistema hidrotermal do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga a separação de fases minerais puras de pirita e calcopirita é difícil, pois esses minerais ocorrem associados de modo intrínseco e, freqüentemente, com inclusões de pirrotita. Provavelmente a esse fato tenha influenciado na aplicação de equações de fracionamento isotópico do enxofre nos pares minerais pirita-calcopirita e pirita-esfalerita, as quais revelaram valores discrepantes em relação aos dados de isótopos de oxigênio e de inclusões fluidas, inviabilizando assim a determinação da temperatura.

5.4. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Para a obtenção da idade pelo método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do processo hidrotermal tardi a pós-magmático do depósitos de W-Sn Igarapé Manteiga, utilizam-se micas (muscovita, amostra TIM-03-08) presentes no tipo petrográfico topázio-mica-quartzo greisen, onde o minério de wolframita e cassiterita ocorre disseminada. A separação da mica foi realizado com auxílio de lupa binocular e pinça, sendo coletados cerca de 30 fragmentos minerais com tamanho em torno de 2 e 4 mm. A tabela 5.5 sintetiza os dados analíticos $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para a amostra TIM-03-08.

Tabela 5.5. Dados analíticos ^{40}Ar - ^{39}Ar da amostra TIM-03-08 sumarizados.

$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	Ca/K	% ^{40}Ar	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Idade
0.001131	0.016468	0.082	33.40	0.20	40.43 ± 2.52	868.7 ± 42.9
0.000230	0.019587	0.067	6.80	0.65	47.58 ± 0.92	986.7 ± 14.7
0.000045	0.020385	0.023	1.34	2.66	48.40 ± 0.60	999.7 ± 9.6
0.000005	0.020665	0.010	0.16	6.39	48.31 ± 0.45	998.4 ± 7.2
0.000008	0.020877	0.044	0.22	9.31	47.79 ± 0.49	990.1 ± 7.8
0.000007	0.020808	0.041	0.22	10.72	47.95 ± 0.55	992.6 ± 8.7
0.000002	0.020802	0.002	0.05	8.52	48.05 ± 0.59	994.2 ± 9.5
0.000009	0.020809	0.034	0.26	9.76	47.93 ± 0.47	992.3 ± 7.5
0.000012	0.020749	0.024	0.37	6.44	48.02 ± 0.55	993.7 ± 8.7
0.000010	0.021032	0.039	0.31	10.41	47.40 ± 0.50	983.8 ± 8.0
0.000008	0.020950	0.096	0.24	13.34	47.62 ± 1.06	987.3 ± 16.9
0.000001	0.020954	0.021	0.02	1.88	47.72 ± 0.61	988.9 ± 9.8
0.000000	0.021008	0.047	0.01	0.80	47.60 ± 0.88	987.1 ± 14.1
0.000032	0.020894	0.045	0.94	18.93	47.41 ± 0.83	984.0 ± 13.3

O resultado analítico obtido apresentou um espectro de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar marcado por uma idade platô de $988.81 \pm 5,28$ Ma, com MSWD = 0.638 e erro analítico na ordem de 3.74%, para 90% do ^{39}Ar liberado (Fig. 5.1). Tal idade é interpretada como a idade de resfriamento do sistema hidrotermal do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, o qual ocorreu por volta de 350° C. Esta idade está de acordo com as investigações geocronológicas realizadas em sistemas hidrotermais de outros depósitos associados aos *Young Granites* de Rondônia, cujo intervalo de idade é de 965 a 997 Ma (Priem et al. 1966, 1971, 1987 e 1989, Bettencourt et al. 1999, Leite Jr. 2002, Souza 2003, Sparrenberger 2003).

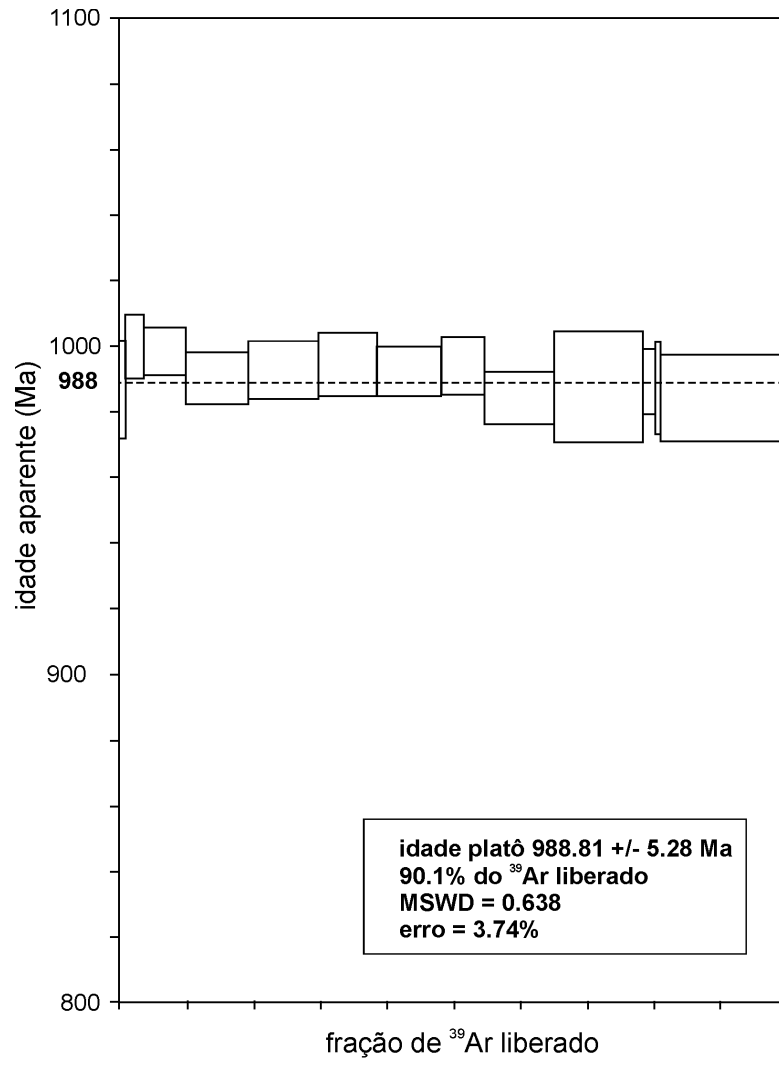


Figura 5.1. Idades platô ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAS

6.1. DISCUSSÃO.

Na Província Estanífera de Rondônia a fase magmática que hospeda as mais expressivas concentrações metálicas (Sn, W, Pb, Cu, Nb, Ta, F e gemas) está associada principalmente aos chamados Granitos Jovens de Rondônia, cuja idade varia entre 995-991 Ma (Priem *et al.* 1966, 1971 e 1989, Isotta *et al.* 1978, Bettencourt *et al.* 1999 e 2005). Em geral, esses sistemas magmáticos são extremamente evoluídos e fracionados, ricos em voláteis e elementos incompatíveis (metais), cujos alojamentos se dão em níveis crustais rasos e, aparentemente, controlados por falhas transcrustais atuando em regime transtensivo (Bettencourt *et al.* 1999, Leite Júnior 2002, Sparrenberg 2003, Souza 2003, Okida 2001).

O sistema magmático do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, embora suas características petrográficas e geoquímicas ainda não estejam devidamente estudadas devido às condições de amostragem, duas características particulares merecem destaque: a) presença das fácies magmáticas dos tipos biotita sienogranito e albita granito, com essa última peraluminosa, subalcalina e com ausência de fracionamento entre os ETR leves e pesados; b) presença de zonas de greisens, brechas, veios e vênulas mineralizadas. Tais características têm sido reconhecidas em vários outros sistemas magmáticos em Rondônia, os quais estão inseridos nos chamados Granitos Jovens (Frank 1990, Villanova & Franke 1995, Silva *et al.* 1995 e 1997, Leite Júnior 2002, Sparrenberg 2003, Souza 2003).

A evolução desses sistemas magmáticos ácidos extremamente fracionados envolve a geração estágios de separação de fases, conforme diminui as condições de temperatura e pressão, proporcionando a formação de fases de diferentes composições e imiscíveis, coexistindo em aparente equilíbrio (Sillitoe *et al.* 1975, Plimer 1987, Hedenquist & Lowenstern 1994, Johnson *et al.* 2002). Contudo, nas fases finais de segregação magmática, onde o magma residual encontra-se enriquecido em voláteis e elementos incompatíveis, o magma residual exsolve uma fase fluida (hidrotermal), a qual, juntamente com os voláteis, começa a exercer forte pressão sob a carapaça de rocha encaixante, impulsionada pelo contínuo e substancial aumento no volume da fase fluida exsolvida (Manning 1982, Pollard & Taylor 1986, Hedenquist & Lowenstern 1994). De acordo com Plimer (1987), caso ocorra

a ruptura da carapaça de rocha encaixante, haverá primeiramente a expansão de fraturas de dilatação e subseqüentemente a formação da brecha hidrotermal, aliviando a tensão e restabelecendo o fluxo fluido, permitindo ainda que parte do magma que ainda estava em consolidação migre e forme diques, aplitos e corpos pegmatíticos.

No caso dos Granitos Jovens de Rondônia, as fases magmáticas mais evoluídas são representadas por rochas tipo albita granito e topázio-albita granito, cuja evolução envolveu um determinado momento em que a fase fluida exsolveu da fase magmática, formando duas fases de diferentes composições e imiscíveis (magmática – hidrotermal) (Leite Júnior 2002, Sparrenberg 2003, Souza 2003). A evolução desse processo culminou com as transformações tarde a pós-magmáticas responsáveis pela formação de greisens, brechas e veios mineralizados, cujas gêneses estão em conformidade com aquelas descritas por Plimer (1987). Tal contextualização geológica é aplicada também à evolução magmática no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, cujo modelo de estruturação geológica e metalogenética está proposto na figura 6.1 (Souza e Nascimento 2009, Souza *et al. no prelo*).

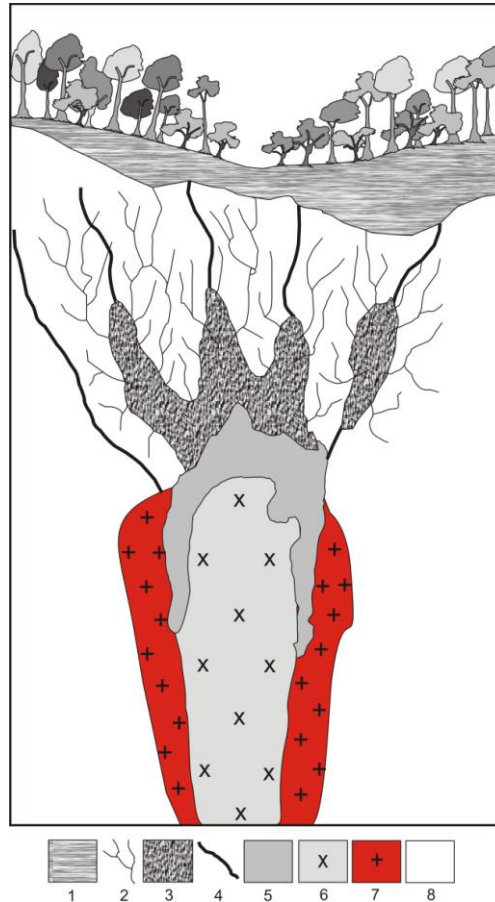


Figura 6.1. Modelo esquemático de compartimentação geológica e evolução metalogenética proposto para o depósito de W-Sn Igarapé Manteiga (Souza *et al.* no prelo). 1 = cobertura colúvio-aluvionar, 2 = veios e vênulas de quartzo de 2ª geração, 3 = brecha hidrotermal, 4 = veios de quartzo de 1ª geração, 5 = greisens, 6 = topázio-albita granito, 7 = biotita-microclínio granito, 8 = Complexo Jamari.

Estudos de inclusões fluidas sobre os sistemas hidrotermais (greisens e veios) mineralizados e associados aos Granitos Jovens de Rondônia têm caracterizado, principalmente, dois sistemas fluidos básicos: $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-(\pm \text{KCl}, \text{CaCl}_2)$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\pm \text{CH}_4)-\text{NaCl}$. Tais sistemas apresentam, em geral, baixa a moderada salinidade, baixa densidade ($d < 0,9 \text{ g/cm}^3$), temperatura de homogeneização na faixa $420^\circ - 240^\circ \text{ C}$ e pressão na ordem $0,5 - 2,4 \text{ kbar}$ (Leite Júnior 2002, Sparrenberg 2003, Souza 2003). As informações preliminares sobre os fluidos dos greisens no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga revelam ampla predominância do sistema fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, o qual exibe baixa salinidade, baixa densidade e temperatura de homogeneização na faixa de $320^\circ - 200^\circ \text{ C}$. Tal temperatura está em conformidade com a temperatura isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) obtida para o par mineral quartzo-wolframita, a qual foi calculada em $220^\circ - 276^\circ \text{ C}$.

Em geral, tais sistemas hidrotermais tarde a pós-magmáticos permanecem aquecidos por um razoável período de tempo, permitindo o desenvolvimento prolongado de células convectivas ao redor do plúton granítico, as quais favorecem a lixiviação fluidal, produzindo

halos de alteração hidrotermal, intensa venulação, desenvolvimento de estruturas dos tipos *comb*, *ribbon* e *stocksheider* (Burnham 1985, Pollard & Taylor 1986, Samson 1990). Nesses sistemas graníticos interação entre fluidos diferentes e da conseqüente diminuição da temperatura são os fatores principais que controlam a precipitação do conteúdo metálico presente nos fluidos e, conseqüentemente, a formação de um jazimento mineral (Campbel *et al.* 1984, Smith *et al.* 1996). No depósito de W-Sn Igarapé Manteiga a diferença isotópica entre quartzo e wolframita pode ser produto da interação com fluidos meteóricos isotopicamente mais leves durante a greisenização, favorecendo ao rebaixamento do $\delta^{18}\text{O}$ acompanhado da conseqüente diminuição da temperatura. Tais mecanismos também são considerados como os mais importantes na precipitação do conteúdo metálico (Sn-W) em outros depósitos em Rondônia (Leite Jr. 2002, Souza 2003, Sparrenberger 2003).

Investigações geocronológicas sobre os sistemas hidrotermais associados aos Granitos Jovens de Rondônia têm demonstrado idades muito próximas à cristalização magmática, ou seja, entre 965 a 997 Ma (Leite Jr. *et al.* 2001, Souza *et al.* 2005). A idade platô pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtida nesta pesquisa, ou seja, 988.81 ± 5.28 Ma, demonstra também que o sistema hidrotermal do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga está dentro do intervalo de idade atribuído as mineralizações associadas aos Granitos Jovens de Rondônia.

6.2. CONCLUSÕES.

As informações obtidas ao longo desta pesquisa nos conduziram as seguintes conclusões:

- O depósito de W-Sn Igarapé Manteiga é mais um representante dos chamados Granitos Jovens de Rondônia intrusivo no embasamento paleoproterozóico, representado pelas rochas do Complexo Jamari;
- O principal conteúdo metálico no depósito de W-Sn Igarapé Manteiga está representado pelo W na forma de wolframita, seguido do Sn na forma de cassiterita;
- A fase magmática responsável pela mineralização de W-Sn é atribuído ao topázio-albita granito, a qual apresenta a fase mais evoluída, cuja composição é peraluminosa, subalcalina e é marcada pela ausência de fracionamento entre os ERT leves e pesados. Tais características geoquímicas também têm sido identificadas em outros sistemas magmáticos inseridos nos Granitos Jovens de Rondônia (Bettencourt *et al.* 1999 e 2005, Leite Jr. 2002, Souza 2003, Sparrenberger 2003);

- No estágio final da evolução da fase magmática topázio-albita granito ocorreu, em determinado momento, a separação de duas fases imiscíveis: fase magmática e fase hidrotermal. A fase hidrotermal impulsionada pelos voláteis carregou grande maioria dos elementos incompatíveis, alojando-se na interface cúpula granítica - carapaça de rocha encaixante;
- A tensão sob a carapaça de rocha encaixante proporcionou a ruptura da mesma, aliviando a tensão e gerando fraturas de extensão que se propagaram acima da cúpula granítica, produzindo posteriormente brechas hidrotermais e uma segunda geração de veios e vênulas, que favoreceram a generalizada percolação de fluidos;
- A ruptura da carapaça de rocha encaixante favoreceu à rápida descompressão do sistema e ao conseqüente processo de degaseificação, semelhando a um episódio de *boiling*, o qual controlou a separação de fases fluidas (fase volátil e fase aquosa). Tal processo, combinado com a interação de fluidos de diferentes naturezas e a conseqüente abaixamento da temperatura no sistema hidrotermal, proporcionou a precipitação do conteúdo metálico presente nesses fluidos;
- Observações petrográficas demonstram haver estágios seqüenciados de precipitação do conteúdo metálico e formação da paragênese mineral nos greisens do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga, conforme ilustrado na figura 3.5 (cap.3, pag. 48).
- Em suma, a formação do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga ocorreu sob um intervalo de temperatura entre 200° e 300° C, sob pressão confinante estimada entre 0,5 e 1,5 kbar, em ambiente hidrotermal de derivação magmática, associado à fase topázio-albita granito representante dos Granitos Jovens de Rondônia, e ha cerca de 988 ± 5 Ma.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução tectônica dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte. In: Anais do 30º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Recife, 6:2393-2407.

AMARAL, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica. IG-USP. São Paulo, Tese de Livre Docência, 212p.

AMORIM, J.L.; Rizzoto, G.J. e Scandolara, J.E. 1999b. Terreno Jamari, região central de Rondônia: evidências de processos tafrogenéticos que precedem a convergência do início do mesoproterozóico no seguimento sudeste do cráton Amazônico. In: Boletim de Resumos Expandidos do 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG(NO), 270-273.

AMORIM, J.L.; Rizzoto, G.J. e Scandolara, J.E. 1999a. Complexo Jamari, sudeste do craton amazônico: reavaliação do contexto geotectônico. In: Anais do 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Lençóis (BA), SBG(BA), 1:28-30.

BETTENCOURT, J.S., Leite Jr. W.R., Goraieb C.L., Sparrenberger I., Bello R.M.S., Payolla B.L. 2005. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos*, **80**:363-386.

BETTENCOURT J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R. and Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonianian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precamb. Res.*, **95**:41-67.

BETTENCOURT, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite Jr., W.R. and Payolla, B.L. 1997b. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr isotopic constraints on the origin of the rapakivi granites of Rondônia. In: South-American Symposium on Isotope Geology (SSAGI). São Paulo. Extended Abstracts, p.47-48.

BETTENCOURT, J.S.; Leite Jr., W.B.; Payolla, B.L.; Scandolara, J.E.; Muzzolon, R. and Vian, J.A.J. 1997a. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM II), Excursions Guide. Salvador (BA). p. 3-31.

BETTENCOURT, J.S.; Onstott, T.C.; Jesus, T.; Teixeira, W. 1996. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, Southwest Amazonian Craton. *International Geology Review*, 38:42-56.

BETTENCOURT, J.S.; Dall'Agnol, R. 1987. The rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador. Excursion Guide. Salvador: SME-BA. 144p. il. p.49-87.

BODNAR R.J. 2003. Introduction to fluid inclusions. In: I.Samson, A. Anderson and D. Marshall (Ed.). *Fluid Inclusions; Analysis and interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Vancouver. Short Course Series 32, ch. 1, pp.1-8.

BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Edt.). Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.

BUCHAN, K.L.; Ernst, R.E.; Hamilton, M.A; Mertanen, S.; Pesonen, L.J.; Elmg, S. 2001. Rodinia: the evidence from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronoly. *Precambrian Research*, 110:9-32.

BURKE E.A.J. 2001. Raman spectroscopy of fluid inclusions. *Lithos*, **55**:139-158.

BURNHAM, C.W. 1985. Energy realease in subvolcanic enviromentes: implications for breccia formation. *Economic Geology*, 80:1515-1522.

BURRUSS R.C. 2003. Raman spectroscopy of fluid inclusions. In: I.Samson, A. Anderson and D. Marshall (Ed.). *Fluid Inclusions; Analysis an interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Vancouver. Shorte Course Series 32, ch. 11, pp.279-289.

CAMPBELL, A.R. & Robinson C. S. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz. *Econ Geol.*, 82:1640-1645.

CAMPBELL, A.R, Rye D.M. and Peterson U. 1984. A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal mine, Peru: implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. *Economic Geology*, 79:1818-1832.

CHEILLETZ, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Archibald, D.A., Boullier, A.M., 1992. Geochimie et geochronologie Rb–Sr, K–Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de complexes granitiques pan-africains de la region de tamanrasset (Algerie): relations avec les mineralisations Sn-W associees et evolution tectonique du Hoggar central. *Bulletin Societe Geologique de France* 163, 733–750.

COLLINS, P.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74:1435-1444.

Cordani, V.G. and Neves, B.B.B. 1982. The geologic evolution of south America during the archean and early proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):78-88.

CONDIE, K.C. 2001. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35 - 0.9 Ga. *Gondwana Research*, 4(1):5-16.

CORDANI, U.G. & Neves, B.B. 1982. The geological evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1/3):78-88.

CPRM. 2007. Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia. Programa Geologia do Brasil, Sistema de Informações Geográficas – SIG, escala 1:1.000.000. MME/CPRM, Rio de Janeiro, CD-ROM.

D'AGRELLA-FILHO, M.; Pacca, I.I.G.; Siqueira, R.; Elming, S.A.; Teixeira, W.; Bettencourt, J.S. & Geraldés, M.C. 2001. Preliminary paleomagnetic results from metabasic and sedimentary rocks from the Amazonian Cráton: tectonic implications for the Rodinia supercontinent. In: Bettencourt, J.S.; Texeira, W.; Pacca, I.G.; Geraldés, M.C.; Sparrenberger, I. (Edt.). Workshop: Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art. Institute of Geosciences – University of São Paulo – Brazil. IGCP Project 426. p.155-158.

DALL'AGNOL, R.; Bettencourt, J.S.; Jorge João, X.S.; Medeiros, H.; Costi, H.T.; Macambirã, M.J.B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):382-403.

DALRYMPLE, G.B., Alexander, Jr., E.C., Lanphere, M.A. and Kraker, G.P. (1981): Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA Reactor, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1176, 55 pages.

DIAMOND, L.W. 1992. Stability of CO_2 clathrate hydrate + CO_2 liquid + CO_2 vapor + aqueous KCl-NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:273-280.

DUARTE, L. C.; Juchem, P. L.; Pulz, G. M.; Brum, T. M. M.; Chodur, N.; Liccardo, A.; Fischer, A. C.; & Acauan, R. B.; 2003. Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: Exemplos Brasileiros. Instituto de Geociências, UFRGS Porto Alegre, RS – Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 30(2): 3-15.

EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.

FAURE, G. 1986. Principles of isotopic geology. John Wiley & Sons, New York. 2nd. 589p.

FIGUEIREDO B.R. 2000. Minérios e ambiente. CNPq/PADCT, Editora da UNICAMP, São Paulo, 401p.

FRANK, R.E. 1990. Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do complexo granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 240p.

FUZIKAWA, K., 1985. Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. Contribuições à geologia e à petrologia. Núcleo de Minas Gerais – SBGM, p. 29-44.

GAUDETTE, H.E. and Olszewski Jr., W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana shield. *Geologie Minjnbouw*, 64:131-144.

- GERALDES, M.C.; Van Schmus, W.R.; Condie, K.C.; Bell, S.; Teixeira, W. and Babinski, M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, 111:91-128.
- GIBBS, A.K. & Barron, C.N. 1983. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, 2:7-14
- GOLDSTEIN R.H. 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I.Samson, A. Anderson and D. Marshall (Ed.). *Fluid Inclusions; Analysis an interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Vancouver. Shorte Course Series 32, ch. 2, pp.9-53.
- GROVES, D.I. & McCarthy, T. S. 1978. Fractional Crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Mineralium Deposita*, 13:11-26.
- HARRISON, T.M. 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78:324-331.
- HEDENQUIST, J.W. & Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370:519-527.
- HOFFMAN, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252:1409-1412.
- IRVINE T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- ISOTTA, C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T. e Barros R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho, vol. I, 407p.
- JENSEN, M.L. & Bateman A.M. 1981. *Economic mineral deposits*. John Wiley & Sons, New York, 593p.
- JOHNSON, S.E.; Schmidt, K.L. and Tate, M.C. 2002. Ring complexes in Peninsular Ranges Batholith, Mexico and USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, 61:187-208.
- KELLY, W. and Rye, R.O. 1979. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, 74(8): 1721-1822.
- KEPPIE, J.D.; Dostal, J.; Ortega-Gutiérrez, F. & Lopes, R. 2001. A Grenvillian arco n the margin of Amazonian: evindence from the southern Oaxacan Complex, southern México. *Precambrian Research*, 112:165-181.
- KISSIN. S.A. & Scott S.D. 1982. Phase Relations Involving Pyrrhotite below 350°C. *Economic Geology*, 77:1739-1754.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLVII (278):59-64 e XLVII (280):167-168.

KLOOSTERMAN, J.B. 1967. Ring-structures in the Oriente e Massangana granite complexes, Rondônia, Brasil. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLV(266):73-77.

KLOOSTERMAN, J.B. 1966. Granites and rhyolites of São Lourenço: a volcano-plutonic complex in southern Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLIV(262):169-171.

LATTANZI, P. 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. *European Journal of Mineralogy*, 3:689-701.

LEAL, J.W.L.; Silva, G.H.; Santos, D.B.; Teixeira, W.; Lima, M.I.C.; Fernandes, C.A.C. e Pinto, A.C. 1978. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SC.20 Porto Velho (I – Geologia). MME/DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.16:19-184.

LEHMANN, B. 1990. Metallogeny of tin. In: S. Bhattacharji et al. (Edt)., *Lecture notes in earth sciences* (32). Springer-Verlag. New York, 211p.

LEITE JR. W.B. 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 247p.

LEITE JR., W.B.; Payolla, B.L.; Bettencourt, J.S. and Tassinari, C.C.G. 2001. New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. In: III Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica. Pucon-Chile. SNGM/SGC/Universidade de Chile. CD-ROM, session 5, p. 484-487.

LIMA, M.I.C.; Silva, G.H.; Silva Jr., O.; Ortiz, L.R.C.; Montes, A.S.L.; Marques, N.M.G. e Dias, J.L. 1988. Geologia e geocronologia de la region de Abunã-Ariquemes (RO). In: *Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém*, 6:2824–2839.

LJUNGGREN, P. 1964. The tin deposits of Rondônia, Brazil, as compared with the Bolivian tin mineralization. In: *Geol. Foren. Stockholm Forh.*, Stockholm, 85(515):431-435.

LOWENSTERN, J. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36:490-502.

LÜDERS, V. 1996. Contribution on infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibnite, bournonite): metallogenic implications. *Econ. Geol.*, 91:1462-1468.

LÜDERS, V. & Ziemann M. 1999. Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions. *Chemical Geol.*, 154:169-178.

MANIAR, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American Bulletin.*, 101:635-643.

MANNING, D.A.C. 1982. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granite melts. In: A.M. Evans (Ed.). *Metallization Associated with Acid Magmatism*. John Wiley & Sons, New York, 191-203.

MARSH, T.M., Einaudi, M.T., and McWilliams, M., 1997, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralization in the Potrerillos district, Chile. *Economic Geology*, 92:784–806.

MCDUGALL, I. and Harrison M.T. 1988. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method—first edition*: New York, Oxford University Press, 212 p.

METALMIG. 2003. Mapas de articulação e caracterização do Projeto Igarapé Manteiga, Processo N^o 886.076/2003 – DNPM. Relatório interno, 17 p.

MUROWCHICK, J. B. & Barnes H. L. 1986, Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 50:2615-2629.

MUROWCHICK, J. B. 1992. Marcasite inversion and petrographic determination of pyrite ancestry. *Economic Geology*, 87:1141-1152.

NORONHA, F., 1999. O estudo das inclusões fluidas. In: Curso sobre o estudo de inclusões fluidas e resumos das palestras. Centro de geologia da Universidade do Porto - Portugal. (<http://www.fc.up.pt/geo/gimef/cursoif.htm>).

OHMOTO, H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(5):551-578.

OHMOTO, H. & Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: H. L. Barnes (Edt.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, 3nd., (11):517-611.

OHMOTO, H. & Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H. L. Barnes (Edt.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, 2nd., (10):509-567.

OKIDA, R. 2001. Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 217p.

PAYOLLA B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schmus R. 2002. 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.*, **119**:141-1698.

PAYOLLA, B.L., Bettencourt, J.S., Leite Jr, W.B., Basei, M.A.S., 2001. The Rio Crespo intrusive suite: geological U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence for a major 1.43 Ga arc-related

magmatism in the Rondônia state, SW Amazonian Craton, Brazil. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.G., Geraldés, M.C., Sparrenberger, I. (Eds.), *Geology of the SW Amazonian craton: State-of-the-Art. Workshop Extended Abstracts*, São Paulo, Brazil, University of São Paulo, pp. 96-99.

PEREIRA, R.M., Neumann R., Castro C.C., Wanderley V.J.R. 2008. A mina de wolframita do Igarapé Manteiga, Rondônia: uma abordagem preliminar. *In: Anais do 44º Congr. Bras. Geol., SBG, Curitiba*, p. 959.

PLIMER, I.R. 1987. Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits. *Geologische Rundschau*, 76(1):23-40.

POLLARD, P.J. and Taylor, R.G. 1986. Progressive evolution of alteration and tin mineralization: controls by interstitial permeability and fracture-related tapping of magmatic fluid reservoirs in tin granites. *Economic Geology*, 81:1795-1800.

PRIEM, H.N.A., Bom E.H., Verdurmen E.A.Th. and Bettencourt J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brasil. *Jour.of South Amer. Earth Sc.*, 2(2):163-170.

PRIEM, H.N.A.; Bom, E.H.; Verdurmen, E.A.Th. and Bettencourt, J.S. 1987. Additional geochronological data of the Precambrian tin province of Rondônia. In: Final Meeting of the Working Group for IGCP Project 204: Precambrian Evolution of the Amazonian Region (Extended Abstracts), 110-112.

PRIEM, H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H. and Bom E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondônia, western Brazil. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 82:1095-1102.

PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verschure, R.H. and Bom, E.H. 1966. Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, 45:191-192.

REED, S. J. B. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*, New York, Cambridge University Press. 201 p.

RODDICK, J.C. 1983. High precision of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards. *Geochemical et Cosmochimical Acta*, 47:887-898.

ROEDDER, E. & Bodnar, R.J. 1997. Fluids inclusions studies of hydrothermal ore deposits. In: Barnes, H.L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, Inc. p. 657 – 698.

ROEDDER, E. & Bonar R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8:263-301.

ROEDDER, E. 1990. Fluid inclusion analysis – Prologue and epilogue. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:495-507

ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy*, vol. 12. Miner. Soc. Amer. 644p.

ROEDDER, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In H. L. Barnes, Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., p.684-737. Wiley, New York.

ROEDDER, E., 1972. Composition of fluid inclusions. *Data of Geochemistry*, USGS., Paper 440JJ, Sixth ed., 164p.

ROEDDER, E., 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, H. L. Barnes (editor), 2nd. edition. John Wiley & Sons, N. York, 798p.

ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New York, 352p.

ROMANINI, S.J. 1982. *Geologia e geoquímica do complexo granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 85p.

RYE, R.O. & Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Economic Geology*, **69**:826-842.

SADOWSKI, G.R. & Bettencourt, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, **76**:213-227.

SAMSON, I.M. 1990. Fluid evolution and mineralization in a subvolcanic granite stock: the Mount Pleasant W-Mo-Sn deposits, New Brunswick, Canada. *Economic Geology*, **85**:145-163.

SANTOS, J.O.S. dos, Hartmann, L.A., Faria, M.S.G. de, Riker, S.R.L., Souza, M.M. de, Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: *SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz.*, 9, Belém, CD-ROM.

SANTOS J.O.S, Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., Mcnaughton N.J., Fletcher, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*. 131:73-109.

SANTOS, J.O.S. 2000. Os terrenos paleoproterozóicos da Província Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado em Ciências. Porto Alegre, CPGG-UFRS, 209p.

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

SCANDOLARA, J.E., Rizzotto G.J., Amorim J.L., Quadros M.L.E.S. e Bahia R.B.C. 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. *In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, 2, Manaus, SBG-NO, 9:251-340.

SCANDOLARA, J.E.; Rizzotto, G.J.; Bahia, R.B.C.; Quadros, M.L. do E.S.; Silva, C.R. da; Amorim, J.L. de. 1999. Mapa geológico do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM.

SCANDOLARA, J.E.; Rizzotto, G.J.; Silva, C.R.; Bahia, R.B.C.; Quadros, M.L.E.S. 1996. Revisão da geologia do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. *In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, SBG, 1: 47-50.

SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids - examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, 27(2):101-108.

SHCHERBA, G.N. 1970b. Greisens (part 2). *International Geology Review*, 12(3):239-255.

SHCHERBA, G.N. 1970a. Greisens (part 1). *International Geology Review*, 12(2):114-255.

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

SILLITOE, R.H. 1985. Ore-related breccias in vulcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80:1465-1514.

SILLITOE, R.H.; Halls, C. and Grant, J.N. 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 70:913-927.

SILVA, G.G.; Lima, M.J.C.; Andrade, A.R.F.; Issler, R.S. e Guimarães, G. 1974. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. MME/DNPM. Projeto

RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.4.

SILVA, L.C., Armstrong R., Pimentel M.M., Scandola J., Ramgrab G., Windler W., Angelin L.A., Vasconcelos A.M., Rizzotto G., Quadros M.L., Sander A., Rosa A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb, SHIRIMP, parte III. Províncias Borborema, Mantiqueira meridional e Rio Negro-Juruena, *Rev. Bras. Geoc.*, **32**(44):529-544.

SILVA, L.F.S.; Costi, H.T.; Dall'Agnol, R. and Teixeira, J.T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM II), Salvador, p.155-156.

SILVA, L.F.S.; Costi, H.T. & Teixeira, J.T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite – Bom Futuro, Rondônia State (Brazil). In: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Edt.). Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstracts Volume). IGCP-Project 315. Belém, p.73-74.

SMITH M., Banks D.A., Yardley B.W.D., Boyce A. 1996. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Cligga Head Sn-W deposit, S.W. England. *European Journal of Mineralogy*, **8**:961-974

SNEE L.W., Sutter J.F., Kelly W.C. 1988. Thermochronology of economic mineral deposits: dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Economic Geology*, **83**:335-354

SORBY, H.C., 1858. On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **14**(1): 453 – 500.

SOUZA, E.C.; Melo, A.F.F.; Adamy, A.; Soeiro, R.S. e Daleiro, V. 1975. Projeto nordeste de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Brasília, v.1, 225p.

SOUZA V.S, Nascimento T.M.F., Wanderley, V. J. R. *no prelo*. Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga (RO): geologia e considerações metalogenéticas. *Revista Brasileira de Geociências*.

SOUZA V.S e Nascimento T.M.F. 2009. Depósito de w-Sn Igarapé manteiga (RO): aspectos geológicos e metalogenéticos. In: Anais do XI Simp. Geol. Amaz., SBG-NO, Manaus, CD-ROM. Seção metalogenia/geologia econômica

SOUZA V. S., Teixeira L.M., Dantas E.L. e Botelho N.F. 2006. Idades U-Th-Pb e U-Pb em monazita de ortognaisse do Complexo Jamari, área do depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Rev. Bras. Geoc.*, **36**(1):71-76.

SOUZA V.S., Botelho N.F., Dantas E.L., Gioia S.M.C.L. 2005. Geoquímica e isótopos de Nd das rochas do Complexo Jamari na área do depósito de estanho do Bom Futuro (RO).

In: A.M.C. Horbe & V.S. Souza (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia, vol.4, p.85-98.

SOUZA V. S., Teixeira L.M. e Botelho N.F. 2005. Datação U-Th-Pb de monazita hidrotermal e sua aplicação na geocronologia da mineralização de estanho em zonas de greisens do sistema plutônico Palanqueta, depósito do Bom Futuro (RO). Revista Brasileira de Geociências, 35(1):43-48.

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

SPARRENBERGER, I. 2003. Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 252p.

STANTON, R.L. 1972. Ore petrology. New York, McGraw-Hill Book, 713p.

STEIGER, R.H. and Jäger, E. (1977): Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology, Earth and Planetary Science Letters, Volume 36, pages 359-362.

STEMPROK, M. 1987. Greisenization (a review). Geologische Rundschau, 76(1):169-175.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, 12:1-33.

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. 2004. A evolução tectônica do cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro, B.B. Brito-Neves. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 2004. p.471-485.

TASSINARI, C.C.G., Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B. and Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani, E.J.; Milani, A.; Thomaz Filho and Campos, D.A. (Edt.) Tectonic Evolution of América. 31st. International Geological Congress, rio de Janeiro, Brazil, p.45-95.

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3):174-182.

TASSINARI, C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 2v., 99p.

TAYLOR JR. H.P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 69:843-883.

TAYLOR JR. H.P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 38:177-210.

TAYLOR JR. H.P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H. L. Barnes (Edt.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, 3rd., p.229-302.

TAYLOR, R.G. 1979. Geology of tin deposits. In: *developments in economic geology* (11). Elsevier Ed. Amsterdam. 543p.

TEIXEIRA, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, V.G. and Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42(3-4):213-227.

TOHVER, E.; Van der Pluijm, B.; Van der Voo, R.; Rizzotto, G.J. & Scandolara, J. 2002. Paleogeograph of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenville collision with the Liano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 6188, 1-16.

TOHVER, E.; Van der Pluijm, B.; Scandolara, J. & Rizzotto, G.J. 2001. A reassessment of the tectonics and paleogeography of the Grenville-aged Sunsas-Aguapeí Belt, SW Amazon Craton: new paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ data. In: Bettencourt, J.S.; Teixeira, W.; Pacca, I.G.; Geraldés, M.C.; Sparrenberger, I. (Edt.). *Workshop: Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art*. Institute of Geosciences – University of São Paulo – Brazil. IGCP Project 426. p.151-154.

URUNG, R. 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, 19:11-20.

VAN DEN KERKHOF, A.M. & Hein V.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55:27-47.

VAN SCHMUS, W.R. 2001. Late Paleoproterozoic to early Neoproterozoic orogenesis in southern Laurentia and possible correlations with SW Amazonian. In: Bettencourt, J.S.; Teixeira, W.; Pacca, I.G.; Geraldés, M.C.; Sparrenberger, I. (Edt.). *Workshop: Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art*. Institute of Geosciences – University of São Paulo – Brazil. IGCP Project 426. p.100-104.

VENEZIANI, P.; Okida, R. & Bettencourt, J.S. 2001. Movimentos tectônicos ao longo das principais linhas de fraquezas crustais na Província Estanífera de Rondônia (PER) e sua implicação no alojamento dos maciços graníticos. In: Bettencourt, J.S.; Teixeira, W.; Pacca, I.G.; Geraldés, M.C.; Sparrenberger, I. (Edt.). *Workshop: Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art*. Institute of Geosciences – University of São Paulo – Brazil. IGCP Project 426. p.105-109.

VILLANOVA, M.T. & Franke, N.D. 1995. Serra do Bom Futuro – Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Edt.). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstracts Volume)*. IGCP-Project 315. Belém, p.83-84.

WAGHORN, J.G. 1974. The geology of Rondonia, western Brazil, with special reference to the tin-bearing granite complexes and placer deposits. PhD Thesis. Faculty of

Science of the London, London, 239p.

WEILL, A.B.; Van der Voo, R.; Niocaill, C.M. & Meert, J.G. 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Precambrian Research*, 154:13-24.

WHALEN, J.B.; Currie, K. L. and Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.

WILKINSON, J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55:229-272

YOKOI, O.Y., Viglio E.P., Waghorn, J.G., Jones, J.P., Figueroa, L.A. 1987. Potosi, a primary tin deposit in Rondônia. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):557-561.

ZHANG, L-G; Liu, J-X; Chen, Z-S and Zhou, H-B. 1994. Experimental investigations of oxygen isotope fractionation in cassiterite and wolframite. *Economic Geology*, 89:150-157.

ZHENG, Y-F. 1992. Oxygen isotope fractionation in wolframite. *European Journal of Mineralogy*, 4:1331-1335.

ZHU, J-C; Li, R-K; Li, F-C; Xiong, X-L; Zhou, F-Y and Huang, X-L. 2001. Topaz-albite granites and rare-metal mineralization in the Limu District, Guangxi Province, southeast China. *Mineralium Deposita*, 36(5):393-405.

ZIRKEL, F., 1870. Mikromineralogische mittheilungen. *Neus Jahrb. Mineralogie, geologie, u. Paläontologie*, 1870:801 – 832.