UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO DA MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA ESTANÍFERA
ASSOCIADA AO MACIÇO GRANÍTICO SANTA BÁRBARA,
RONDÔNIA**

IRENA SPARRENBARGER

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt	<u>Jorge Silva Bettencourt</u>
Examinadores: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial	<u>Alcides Nóbrega Sial</u>
Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho	<u>Nilson Francisquini Botelho</u>
Prof. Dr. Roberto Perez Xavier	<u>Roberto Perez Xavier</u>
Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach	<u>Silvio Roberto Farias Vlach</u>

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900012306

**EVOLUÇÃO DA MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA
ESTANÍFERA ASSOCIADA AO MACIÇO GRANÍTICO
SANTA BÁRBARA, RONDÔNIA**

Irena Sparrenberger

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2003

AGRADECIMENTOS

A execução desta Tese contou com a valiosa colaboração de diversas pessoas, a quem a autora agradece profundamente.

Inicialmente, ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt, amigo e orientador, que não poupou esforços na tentativa de conduzir a autora pelas veredas da ciência. Seu critério científico e brilhantismo intelectual são incomuns.

À Companhia Estanífera do Brasil, especialmente na pessoa do diretor da empresa no ano de 1998, Sr. Antônio Gomes Angeiras, que autorizou a realização dos estudos e a utilização dos arquivos da empresa por parte da autora. Igualmente, ao Chefe do Setor de Geologia da companhia, geólogo José Antônio Jerônimo Vian, que providenciou toda a base e a infra-estrutura para a execução dos trabalhos, inclusive deliciosos e reconfortantes caldos de peixes amazônicos. Pela sua amizade.

A todos os funcionários da empresa que, carinhosamente, tornaram minha longa estada nas paragens amazônicas muito agradáveis. Em especial, a Mara Lis S. Cordeiro Costa, Ildemberg N. Costa, João Vicente Soares Filho, Ramilde Zegarra Aguiar, Murilo Pereira dos Reis, Antônio Gomes da Costa, Antônio Joaquim Paiva, Maria do Carmo de Souza Viana, José Ernesto Viana, Leandro Rocha de Oliveira, Gilberto Ferreira da Rocha e ao engenheiro Romildo Ribeiro Patriota Júnior.

À Dra. Rosa Maria da Silveira Bello, que participou efetivamente de todas as etapas do estudo de inclusões fluidas, desde a execução das medidas microtermométricas até a interpretação dos dados e mesmo a redação do texto final. Sem sua ajuda, o capítulo relativo ao uso dessa técnica certamente não seria o mesmo.

À garotada que, desprendidamente, participou comigo dos trabalhos de mapeamento e de descrição de testemunhos de sondagem, por vezes extremamente maçantes: Carolina Almeida Michelin, Carolina Rodrigues de Araújo Corrêa, Juliana Baitz Viviani, Daniel Andreas Klein e Fabrício Barreto. Hoje, orgulhosamente, posso chamá-los de amigos.

Aos geólogos e amigos, participantes da equipe de pesquisa da Província Estanífera de Rondônia comandada pelo Prof. Bettencourt, Washington Barbosa Leite Júnior e Bruno Leonello Payolla. Boas foram as cervejas e os sucos de cupuaçu tomados juntos.

Ao Dr. Anthony Edward Fallick, do *Scottish Universities Environmental Research Centre*, que acolheu entusiasticamente a proposta de colaboração científica no estudo dos isótopos estáveis e me recepcionou atenciosamente no seu centro de pesquisa. Pelo tempo despendido e pelo envolvimento demonstrado. Também à Maria da Glória Motta Garcia, cujo incentivo possibilitou minha ida à Escócia.

Ao Prof. Dr. Nilson Pinto Teixeira, colega da pós-graduação nos primeiros anos desta empreitada, e que sempre me deu uns “toques” sobre esses granitos tão especiais.

Aos Profs. Drs. Caetano Juliani e Sílvio Vlach, do Departamento de Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que colaboraram muito para a melhoria desta tese por meio de críticas e sugestões no Exame de Qualificação.

Ao Dr. Kazuo Fuzikawa, do CDNT, que muito gentilmente me recepcionou em Belo Horizonte para a execução das análises por microespectrometria Raman. Pelas proveitosas discussões, pela delicadeza e generosidade, pelo empenho.

Ao Prof. Dr. Gérgely Szabó do Departamento de Mineralogia e Geotectônica deste instituto, pelas orientações cuidadosas sobre o uso do Laboratório de Ótica do mesmo departamento.

Ao corpo técnico do Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, pela execução das análises no microscópio eletrônico de varredura.

À todo corpo de funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, especialmente ao José Paulo Sertek (LTA), ao Flávio Machado de Carvalho, do Laboratório de Difração de Raios-X, à Angélica Morente, do Laboratório de Ótica do Departamento de Mineralogia

e Geotectônica, ao Marcos Mansueto, do Laboratório de Microsonda Eletrônica, às meninas da biblioteca – Brenda Mascarenhas, Maristela Prestes Severino, Érica do Nascimento e Maria Aparecida Bezerra, aos rapazes da gráfica e da laminação, e à Ana Paula Cabanal e Magali Fernandes Rizzo, da Secretaria da Pós-Graduação. Também ao Tadeu Caggiano.

Aos Profs. Drs. João Batista Moreschi e Gianna Maria Garda, pela orientação sobre o uso do microscópio ótico do Laboratório de Ótica do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental deste instituto.

A Richard Tosdal e Joe Wooden, pelo acompanhamento e execução de análises de SHRIMP-RG em zircão.

Ao corpo técnico do LAPEGE, na UNESP, Campus Rio Claro, pelo auxílio no procedimento de separação de zircão para datação.

Ao Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, na pessoa do Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel, pela execução das análises geocronológicas pelo método Sm-Nd.

Muito carinhosamente, aos amigos de outros tempos, que permaneceram: Artur Takashi Onoe, Liliane Aparecida Petronilho e Walter Maurício Sprösser. À Cláudia Regina Passarelli, pela presteza.

Ao Laboratório de Química e ICP-AES do GMG-IGc-USP, pela determinação do conteúdo de lítio em rochas e minerais, bem como limpeza dos concentrados de minerais para análise de isótopos estáveis.

Ao corpo técnico do Laboratório de Informática Geológica, em todas as suas fases.

Ao grande número de amigos que cultivei durante minha estada nesta instituição, incluindo Mestrado e Doutorado. Enumerar qualquer um deles seria correr o risco de esquecer alguém. Assim, aqui fica meu profundo carinho para toda a galera.

Finalmente, ao meu marido, Marco Aurélio Bonfá Martin, cuja inestimável ajuda durante a confecção e correção do mapa geológico, durante a impressão deste volume, bem como ao longo dos difíceis meses de conclusão desta Tese, foram indispensáveis para que essa empreitada fosse levada a cabo.

Ao Sérgio Gaino, “cadista”, que deu ao meu mapa geológico uma “cara” muito legal.

Dedico esta Tese de à minha família.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	iii
I. INTRODUÇÃO	1
1.1. Introdução	1
1.2. As tendências atuais de estudo de sistemas graníticos com metais raros	2
1.3. Objetivos	3
1.4. Localização, extensão e acesso	5
II. MATERIAIS E MÉTODOS	7
2.1. Introdução	7
2.2. Materiais e Métodos de Trabalho	7
2.2.1. Pesquisa Bibliográfica	7
2.2.2. Integração de Mapas	7
2.2.3. Trabalhos de Campo	8
2.2.4. Caracterização Petrográfica	8
2.2.5. Contagem Modal	9
2.2.6. Microscopia Eletrônica de Varredura	11
2.2.7. Litogeoquímica	11
a) Preparação de alíquotas de rocha	11
b) Abertura e análise química de amostras	12
2.2.8. Química Mineral	12
2.2.9. Determinação do Conteúdo de Lítio em Rochas e Micas	12
2.2.10. Geocronologia	13
a) U-Pb	13
- Separação mineral	13
- Abertura das Amostras	15
- Espectrometria de Massa por Ionização Térmica e Cálculos das Idades	16
- Análises por SHRIMP-RG	16
b) Sm-Nd	17
- Espectrometria de Massa e Cálculo das Idades	17
2.2.11. Petrografia e microtermometria de inclusões fluidas	17
2.2.12. Geoquímica Isotópica de Oxigênio e Hidrogênio	18
a) Separação de minerais	18
b) Análises isotópicas por criogenia e <i>laser fluorination</i>	19
- Oxigênio	19
- Hidrogênio	20
c) Equações de fracionamento empregadas	20
III. GEOLOGIA REGIONAL	22
3.1. Introdução	22
3.2. A Margem Sudoeste do Cráton Amazônica	24
3.3. A Província Estanífera de Rondônia	29
3.3.1. Complexo Jamari (Isotta <i>et al.</i> 1978)	29
3.3.2. Formação Mutum-Paraná (Lobato <i>et al.</i> 1966)	33
3.3.3. Suítes Intrusivas	33
a) Suíte Intrusiva Serra da Providência (Tassinari <i>et al.</i> 1984)	33
b) Suíte Intrusiva Santo Antônio (Payolla 1994)	34
c) Suíte Intrusiva Teotônio (Payolla 1994)	34
d) Suíte Intrusiva Alto Candeias (Bettencourt <i>et al.</i> 1997)	35
e) Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (Bettencourt <i>et al.</i> 1997)	35
f) Suíte Intrusiva Santa Clara (Bettencourt <i>et al.</i> 1997)	36
g) Suíte Granitos Últimos de Rondônia (Bettencourt <i>et al.</i> 1997)	36
3.3.4. Formação Nova Floresta (Leal <i>et al.</i> 1978)	40
3.3.5. Formação Palmeiral (Lobato <i>et al.</i> 1966)	40
3.3.6. Formação Prosperança (Caputo <i>et al.</i> 1971)	40
3.3.7. Coberturas Cenozóicas Continentais	40
a) Coberturas Sedimentares Indiferenciadas	40
b) Terraços Fluviais	41
c) Depósitos de Planície de Inundação/Canal Fluvial	41

IV. GEOLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO SANTA BÁRBARA	42
4.1. Introdução.....	42
4.2. Faciologia do Maciço	42
4.2.1. Unidades Litológicas Magmáticas.....	45
a) Fácies Serra do Cícero (fSC)	45
b) Fácies Serra Azul (fSA).....	46
c) Associação de Fácies Santa Bárbara (afSB)	46
4.2.2. Hidrotermalitos	47
4.3. Arranjo tridimensional de fácies magmáticas e hidrotermais.....	50
4.4. Características da mineralização	51
4.4.1. Estilos da mineralização	51
4.4.2. Tipos morfológicos/estruturais da mineralização	53
a) Corpos tabulares de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i>	53
b) <i>Stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i>	53
c) Veios	55
- Veios de quartzo-cassiterita.....	55
- Veios de muscovita.....	57
- Veios de quartzo estéreis	57
d) <i>Stockwork</i> argiloso.....	57
4.5. As estruturas planares rúpteis no contexto regional.....	57
V. PETROGRAFIA.....	61
5.1. Introdução.....	61
5.1.1. Granitos rapakivi	61
5.1.2. Feldspatização potássica.....	62
5.1.3. Feldspatização sódica.....	63
5.1.4. Greisenização	65
5.2. Caracterização petrográfica do Maciço Granítico Santa Bárbara.....	66
5.2.1. Composição modal das rochas do maciço	66
5.2.2. Unidades Litológicas Magmáticas.....	66
a) Fácies Serra do Cícero (fSC)	66
b) Fácies Serra Azul (fSA).....	72
c) Associação de fácies Santa Bárbara (afSB).....	74
- Fácies Santa Bárbara média (fSBm)	74
- Fácies Santa Bárbara fina (fSBf)	76
5.2.3. Hidrotermalitos	78
a) Estágio transicional.....	78
- Granitos greisenizados e greisens	78
- Granito albitizado salmão	81
- Pegmatóides.....	82
b) Estágio pós-magmático	82
- <i>Stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i>	82
- Veios de muscovita	82
- <i>Stockwork</i> argiloso	83
5.3. Microscopia Eletrônica de Varredura	85
5.3.1. Fácies Magmáticas	85
a) Fácies Serra do Cícero (fSC)	85
b) Fácies Serra Azul (fSA).....	85
c) Associação de fácies Santa Bárbara (afSB).....	87
- Fácies Santa Bárbara média (fSBm)	87
- Fácies Santa Bárbara fina (fSBf)	89
5.3.2. Hidrotermalitos.....	89
a) Estágio transicional.....	89
- Topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i>	89
b) Estágio pós-magmático	89
- Veios de muscovita	89
- Veios de quartzo estéreis.....	90
- <i>Stockwork</i> argiloso	90
5.4. Evolução magmática e quadro paragenético da mineralização.....	92

VI. LITOGEOQUÍMICA	108
VII. QUÍMICA MINERAL.....	126
7.1. Química das Micas	126
7.1.1. Introdução.....	126
7.1.2. Micas trioctaédricas	126
7.1.3. Micas dioctaédricas.....	138
VIII. GEOCRONOLOGIA.....	141 (79)
IX. INCLUSÕES FLUIDAS	157
9.1. Introdução.....	157
9.2. Classificação	157
9.3. Litótipos e gerações de inclusões fluidas associadas.....	158
9.3.1. Estágio magmático	158
a) Albita-microclínio granito fino branco.....	158
b) Pegmatito	166
9.3.2. Estágio transicional	168
a) Bolsão de quartzo com siderofilita e topázio	168
b) Topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular.....	177
c) Granito albitizado salmão.....	183
9.3.3. Estágio pós-magmático	186
a) <i>Stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i>	186
b) Veio de quartzo e cassiterita	189
c) Veio de quartzo estéril.....	190
9.4. A evolução dos fluidos no sistema <i>greisen</i> do Maciço Granítico Santa Bárbara.....	193
9.4.1. Estágio magmático	193
a) Albita-microclínio granito branco	193
b) Pegmatito	196
9.4.2. Estágio transicional	198
a) Bolsão de quartzo com siderofilita e topázio.....	198
b) Topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular.....	200
c) Granito albitizado salmão.....	202
9.4.3. Estágio pós-magmático	205
a) <i>Stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i>	205
b) Veio de quartzo-cassiterita	205
c) Veio de quartzo estéril.....	208
9.4.4. Evolução geral do sistema <i>greisen</i>	208
X. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE OXIGÊNIO E HIDROGÊNIO.....	217
10.1. Introdução.....	217
10.2. Isótopos Estáveis no Estudo de Granitóides e Mineralizações Associadas.....	218
10.2.1. Comportamento isotópico do magma.....	218
a) Sistema Oxigênio.....	218
b) Sistema Hidrogênio	219
10.2.2. Comportamento isotópico dos fluidos magmáticos	219
10.2.3. Interações rocha/fluido.....	221
10.2.4. Uso dos isótopos de O e H na pesquisa metalogenética.....	222
10.3. Resultados Parciais e Considerações Preliminares.....	222
XI. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	229
XII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	234

ANEXO I - Mapa geológico da área da mina – *Greisen* Taboquinha e Morro Santa Bárbara

ANEXO II - Dados de composição química das micas obtidos com EPMA

ANEXO III - Dados microtermométricos das inclusões fluidas

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.....	6
Figura 3.1 - Estruturação geocronológica do Cráton Amazônico mostrando a localização da Província Estanífera de Rondônia (PER). Adaptado de Tassinari (1996). Mapa interno: CA - Cráton Amazônico (Ca1 - Escudo da Guiana, Ca2 - Escudo do Brasil Central (Guaporé)).....	23
Figura 3.2 - Mapa tectônico do sudoeste do Cráton Amazônico. Adaptado de Litherland & Bloomfield (1981), Litherland et al. (1986, 1989), Tassinari (1996), Tassinari & Macambira (1999), Scandolara (1999a, 2001),	

Van Schmus et al. (1999), Rizzotto (2001a e b), Tassinari et al. (2000, 2001), Geraldés et al. (2001), Bettencourt & Geraldés (em preparação)	25
Figura 3.3 - Mapa geológico esquemático da Província Estanífera de Rondônia (PER) e áreas adjacentes, mostrando a distribuição das suítes de granitos rapakivi com 1,60 a 0,97 Ga. Modificado de Leal et al. (1978), Bettencourt et al. (1995, 1996) e Bettencourt et al. (1999a)	30
Figura 3.4 - Mapa de associações litológicas da região centro-leste da Província Estanífera de Rondônia. Simplificado de Payolla et al. (2002)	32
Figura 4.1 - Mapa geológico do Maciço Granítico Santa Bárbara. Compilado e modificado de Frank (1990), CESBRA (1994), e Payolla et al. (2002)	43
Figura 4.2 - Perfil geológico de sondagens rotativas no Greisen Taboquinha ao longo da linha 7N (vide Anexo I). Abreviações: N, E - coordenadas; Z - cota da boca do furo; C - comprimento do furo	48
Figura 4.3 - Perfil geológico do furo de sondagem rotativa 22,15, linha 1,8N, localizado no Morro Santa Bárbara, em que se observa estratificação magmática definida pela intercalação centimétrica de albita-microclínio granito e greisen finos	52
Figura 4.4 - Mapa geológico parcial de detalhe do stockwork de topázio-siderofilita-quartzo greisen do Morro Santa Bárbara. À esquerda, diagramas de roseta dos a) veios de greisen, b) veios de quartzo, e c) fraturas	54
Figura 4.5 - Diagramas em roseta das direções de veios e vênulas de a) topázio-siderofilita-quartzo greisen de granulação média; b) topázio-siderofilita-quartzo greisen de granulação fina; c) quartzo; e d) muscovita; e) diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, dos polos de planos das vênulas de caulinita	56
Figura 5.1 - a) Diagrama QAP (Streckeisen 1976) exibindo a composição modal das rochas das facies Serra do Cícero, Serra Azul e associação de facies Santa Bárbara - subdividida nas facies média, fina, e branca. b) Diagrama de Kuhne et al. (1972) para a classificação de greisens, mostrando a composição modal daqueles que ocorrem na forma de corpos tabulares, de veios de granulação média e de veios de granulação fina. Nomenclatura: I - quartzo; II e VI - topázio; III e VII - mica-topázio; IV e VIII - topázio-mica; V e IX - mica. Adiciona-se a palavra quartzo aos nomes dos greisens dos campos II a V	70
Figura 5.2 - Espectros de difração de raios-X de a) nódulos manganésíferos associados com a alteração muscovítica pós-magmática e, b) das vênulas do <i>stockwork</i> argiloso	84
Figura 5.3 - Espectros de dispersão de energia obtidos por microscopia eletrônica de varredura, modo composicional, de a) xenotima e b) monazita na fSC (AM-52B); c) cerianita associada com fluorita na fSA (AM-53B); zircão da fSA (M-53B) d) na região límpida, com faces de crescimento preservadas, e e) na região turva, que compõe grande parte do núcleo e da borda do cristal; f) cerianita inclusa em fluorita na fSBm (AM-224B)	86
Figura 5.4 - Espectros de dispersão de energia obtidos por microscopia eletrônica de varredura, modo composicional, de a) columbita inclusa em mica na fSBm (AM-224B); b) e c) de torita presente na fSBm (AM-224B); d) e e) de óxido de La e Nd incluso em mica no albita-microclínio granito branco da fSBf (AM-134)	88
Figura 6.1 - a) Padrão de ETR normalizado pelo condrito (Boynton 1984); b) diagrama multi-elementar normalizado pelo condrito (Thompson et al. 1982); c) diagrama A/CNK x A/NK (Maniár & Piccoli 1989) para os granitos do maciço. Símbolos na Fig. 6.1.c.	113
Figura 6.2 - Diagramas de 10000Ga/Al versus a) K ₂ O + Na ₂ O, b) FeOT/MgO, c) Zr, d) Y, e) Nb, e f) Ce de Whalen et al. (1987) para a discriminação de granitos do tipo A. Símbolos: círculos verdes - fSC ; triângulos ciano - fSA ; quadrados magenta preenchidos - fSBm ; quadrados magenta vazios - fSBf ; xizes magenta - fSBfb ..	114
Figura 6.3 - Diagramas de 10000Ga/Al versus a) K ₂ O + Na ₂ O, b) FeOT/MgO, c) Zr, d) Y, e) Nb, e f) Ce de Whalen et al. (1987) para a discriminação de granitos do tipo A. Símbolos: círculos verdes - fSC ; triângulos ciano - fSA ; quadrados magenta preenchidos - fSBm ; quadrados magenta vazios - fSBf ; xizes magenta - fSBfb ..	115
Figura 6.4 - a) Diagrama SiO ₂ versus FeOT/(FeOT+MgO) (Frost et al. 2001) para a classificação de rochas graníticas; b) diagrama F versus P ₂ O ₅ (Förster et al. 1998) para a classificação de granitos. As rochas do Maciço Granítico Santa Bárbara situam-se no campo dos granitos do tipo A nos dois diagramas. Legenda para a Fig. b: círculos verdes - fSC ; triângulos azuis invertidos - fSA ; quadrados rosa - fSBm ; triângulos invertidos rosa - fSBf ; xizes rosa - fSBfb	116
Figura 6.5 - a) Diagrama Y versus Nb para a discriminação tectônica de granitos (Pearce et al. 1984); b) diagrama La versus Yb para a discriminação entre granitos tardi- e pós-colisionais (Förster et al. 1995)	117
Figura 6.6 - Diagramas de variação química do TiO ₂ versus SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ T, MgO, CaO e Na ₂ O para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5	118
Figura 6.7 - Diagramas de variação química do TiO ₂ versus K ₂ O, P ₂ O ₅ , F, Rb, Ba e Sr para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5	119
Figura 6.8 - Diagramas de variação química do TiO ₂ versus Li, Nb, Ta, Zr, Th e Sn para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5	120
Figura 6.9 - Diagramas de variação química do TiO ₂ versus Y, La, Ce, K ₂ O/Na ₂ O, K/Rb e Rb/Sr para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5	121

Figura 6.10 – Diagramas de variação química do TiO_2 versus Rb/Ba , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}+\text{MgO})$ e $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$, e do Na_2O versus Sr , CaO e F para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5.....	122
Figura 6.11 - a) Diagramas de covariação Sr versus Rb/Sr , b) Sn versus TiO_2 e c) Sn versus Rb/Sr para as rochas do maciço. Campos de Lehmann & Mahavat (1989): retângulos cinza - área onde os teores de Sn estão abaixo do limite analítico de detecção; campos rosa - tendências de diferenciação magmática extrapoladas; linha vermelha - limite entre granitos menos alterados e aqueles afetados por interação rocha- fluido. Legenda conforme Fig. a.....	123
Figura 6.12 - Diagramas de covariação a) Sn versus Na_2O e b) F versus Sn para as rochas do Maciço Granítico Santa Bárbara.....	124
Figura 6.13 - Composição normativa dos granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara em termos de quartzo, ortoclásio e albita. As composições experimentais de fusões de temperatura mínima são exibidos para comparação: losangos roxos - sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-(CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ a 1 kbar (Tuttle & Bowen, 1958, James & Hamilton 1969); cruz vermelha circunscrita e asteriscos marrons - sistema haplogranito- H_2O a 1 kbar com 0,5% de Li (Martín 1983) e 1 e 2% de F (Manning 1981), respectivamente. Símbolos conforme Fig. 6.4.b.....	125
Figura 7. 1 - Classificação das micas estudadas conforme os diagramas de a) AlIV x $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e b) AlVI x $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; c) diagrama de Nockolds (1947) ilustrando a paragênese máfica associada com a biotita esperada em função dos seus conteúdos de MgO , $\text{FeO}(\text{total})$ e Al_2O_3 . Campos: I) muscovita, topázio, espodumênio e outros minerais aluminosos; II) biotita ocorrendo como única fase máfica; III) hornblenda, piroxênio ou olivina. Símbolos para os pontos analíticos das composições das mica obtidos com EPMA e química analítica - facies Serra do Cícero (AM-52): núcleo, borda; facies Serra Azul (AM-53): mica primária (?), mica secundária; facies Santa Bárbara fina (AM-145): núcleo, borda; facies Santa Bárbara média (AM-224B): núcleo, borda; albita-microclínio granito branco (AM-134): núcleo, borda; granito pegmatóide (AM-211A): núcleo, borda; granito albitizado salmão (AM-14A): núcleo, borda.....	128
Figura 7.2 - Diagrama de Gokhale (1968) para distinção entre biotitas de origem ígnea daquelas metamórfico-metassomáticas. Em cinza - campo das micas ígneas. Símbolos conforme Fig. 7.1.....	131
Figura 7.3 - a) Diagrama Li x Fe , que demonstra que a substituição 1:1 dos referidos elementos não é o mecanismo operante nas micas do Maciço Granítico Santa Bárbara; b) diagrama (Li, Al) x (Fe, Ti) de Stone et al. (1988), que ilustra que esse mecanismo de substituição é mais adequado para explicar a evolução das micas do maciço.....	131
Figura 7.4 - a) Correlação negativa entre Al_2O_3 e SiO_2 no estágio magmático, em contraposição à correlação positiva existente nos estágios transicional e pós-magmático. Em ambos, a tendência é a de perda de FeO , como indicado em b.....	134
Figura 7.5 - a) Diagrama mgli-feal modificado de Tischendorf et al. (1997) pela exclusão do campo da protolitionita e inclusão de outro limite entre zinnwaldita e siderofilita, conforme parâmetros de Rieder (1970) e Stone et al. (1988); b) diagrama F x Fe (Henderson et al. 1989) ilustrando a substituição das micas do estágio transicional, predominantemente, pela muscovita, com pronunciada perda de Fe e F . Símbolos conforme Fig. 7.3 acrescidos do círculo amarelo, representativo das micas dioctaédricas.....	137
Figura 9.1 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás/vapor das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em quartzo e topázio do albita-microclínio granito branco (AM-134). Legenda conforme Fig. 9.1. ^a	163
Figura 9.2 - Diagramas de correlação da TE versus a) salinidade; e b) Th. c) Espectro de efeito Raman da fase gasosa das inclusões aquo-carbônicas primárias presentes no quartzo do albita-microclínio granito fino branco (AM-134).....	164
Figura 9.3 – Temperatura de fusão do CO_2 nas inclusões aquo-carbônicas primárias em quartzo e aquo-carbônicas secundárias em topázio do albita-microclínio granito branco (AM-134).....	166
Figura 9.4 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás/vapor, b) temperatura do ponto eutético, e c) salinidade das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em quartzo do pegmatito (AM-213). Legenda conforme Fig. 9.4.a.....	167
Figura 9.5 - Espectros de efeito Raman demonstrando a presença de a) CO_2 e de b) CH_4 nas inclusões aquo-carbônicas secundárias do tipo 3 em quartzo do pegmatito (AM-213); c) de sólido presente em inclusão fluida aquosa multifásica no topázio do bucho de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A).....	169
Figura 9.6 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o vapor das inclusões aquosas hospedadas em topázio (AM-168A) do bucho de quartzo com siderofilita e topázio. Legenda conforme Fig. 9.6.a.....	171
Figura 9.7 – Diagrama de covariação salinidade versus temperatura do ponto eutético (TE) para o topázio (AM-168A) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio.....	172

Figura 9.8 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio. Legenda conforme Fig. 9.8.a. Barras incolores – inclusões sem classificação.....	174
Figura 9.9 - Espectros de efeito Raman de a) sólido em inclusão aquo-carbônica primária hospedada no quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168C); b) e c) dos gases presentes na fase gasosa das inclusões aquo-carbônicas.]	175
Figura 9.10 - Temperaturas de fusão do CO ₂ (T _f CO ₂) das inclusões aquo-carbônicas hospedadas no quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio	176
Figura 9.11 - Diagrama de covariação salinidades <i>versus</i> temperatura do ponto eutético para o conjunto das inclusões estudadas no quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio	177
Figura 9.12 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o vapor/gás das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em topázio e quartzo do topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35). Legenda conforme Fig. 9.12.a.....	179
Figura 9.13 - a) Histograma das temperaturas de fusão do CO ₂ (T _f CO ₂) das inclusões aquo-carbônicas hospedadas em topázio e quartzo. Espectros de efeito Raman demonstrando a presença b) do CO ₂ e c) do CH ₄ nas inclusões aquo-carbônicas hospedadas em topázio. Dados relativos ao topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35)	180
Figura 9.14 - Espectros de efeito Raman da fase gasosa das inclusões aquo-carbônicas hospedadas no quartzo mostrando a presença de a) CO ₂ e b) de CH ₄ . c) Diagrama de co-variação da salinidade <i>versus</i> a temperatura do ponto eutético (TE) da totalidade das inclusões analisadas na amostra. Dados relativos ao topázio-siderofilita-quartzo greisen acamadado (AM-35).....	182
Figura 9.15 - Espectro de efeito Raman da fase gasosa de inclusão aquo-carbônica bifásica hospedada em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B).....	184
Figura 9.16 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás/vapor das inclusões aquosas hospedadas em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B). Legenda conforme Fig. 9.16.a	185
Figura 9.17 - Diagrama de covariação da salinidade <i>versus</i> a temperatura do ponto eutético (TE) para as inclusões aquosas primárias e pseudo-secundárias hospedadas em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B).....	186
Figura 9.18 - Histograma das temperaturas de fusão do CO ₂ (T _f CO ₂) nas inclusões aquo-carbônicas hospedadas no topázio do stockwork de topázio-siderofilita-quartzo greisen (AM-130).....	187
Figura 9.19 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético (TE), e c) temperatura de homogeneização (Th) para o líquido ou para o vapor/gás das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em topázio e quartzo do veio de topázio-siderofilita-quartzo greisen (AM-130). Legenda conforme Fig. 9.19.a.....	188
Figura 9.20 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético (TE), e c) temperatura de homogeneização (Th) para o líquido ou para o vapor das inclusões aquosas hospedadas em quartzo do veio de quartzo e cassiterita (AM-131). Legenda conforme Fig. 9.20.a	191
Figura 9.21 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético (TE), e c) temperatura de homogeneização (Th) para o líquido ou para o vapor das inclusões aquosas hospedadas em quartzo do veio de quartzo estéril (AM-159). Legenda conforme Fig. 9.21.a.....	192
Figura 9.22 - a) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> Th, b) salinidade <i>versus</i> Th, c) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> salinidade do albíta-microclínio branco (AM-134).....	194
Figura 9.23 - a) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> Th, b) salinidade <i>versus</i> Th, c) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> salinidade do pegmatito (AM-213)	197
Figura 9.24 - Diagrama salinidade <i>versus</i> Th das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas presentes no a) topázio e b) no quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A e AM168C, respectivamente).....	199
Figura 9.25 - Diagrama Th <i>versus</i> $V_{v/g}/V_{lf}$ para as inclusões aquosas e aquo-carbônicas presentes no quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio	200
Figura 9.26 - Diagramas de a) salinidade e b) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> Th das inclusões aquosas e aquo-carbônicas, primárias e secundárias, do topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35).....	201
Figura 9.27 - a) Diagrama $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> salinidade e b) densidade <i>versus</i> Th das inclusões aquosas e aquo-carbônicas, primárias e secundárias, do topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35). Legenda conforme Fig. 9.26.a.....	203
Figura 9.28 - Diagramas a) salinidades <i>versus</i> Th, b) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> Th e c) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> salinidade para as inclusões fluidas do quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B).....	204
Figura 9.29 - Diagramas a) salinidade <i>versus</i> Th, b) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> Th e c) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> salinidade para as inclusões em quartzo e topázio do veio de topázio-siderofilita-quartzo greisen (AM-130)	206
Figura 9.30 - Diagramas a) salinidade <i>versus</i> Th, b) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> Th e c) $V_{v/g}/V_{lf}$ <i>versus</i> salinidade para as inclusões em quartzo do veio de quartzo-cassiterita (AM-131)	207

Figura 9.31 - Diagramas a) salinidade <i>versus</i> Th, b) V_v/V_H <i>versus</i> Th e c) V_v/V_H <i>versus</i> salinidade para as inclusões em quartzo do veio de quartzo estéril (AM-159)	209
Figura 9.32 - Diagramas Th <i>versus</i> salinidade para as inclusões primárias aquosas e aquo-carbônicas a) no topázio do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio, b) no quartzo e no topázio do <i>greisen</i> tabular e, c) no quartzo e no topázio do <i>stockwork</i> de <i>greisen</i> . As isóbaras são de Bodnar <i>et al.</i> (1985).....	213
Figura 10.1 - Diagrama da composição isotópica da água em equilíbrio com a mica nas diversas fácies do Maciço Granítico Santa Bárbara. Campo da composição isotópica da água magmática e linha da água meteórica atual de Sheppard (1986).....	225

LISTA DE TABELAS E QUADROS

Tabela II.1 - Amostras e métodos empregados na contagem modal	10
Tabela II.2 - Equações de fracionamento isotópico empregadas neste estudo	21
Tabela IV.1 - Estágios de formação de rochas no Maciço Granítico Santa Bárbara.....	44
Tabela V.1 - Proporções modais dos litotipos magmáticos do Maciço Granítico Santa Bárbara.....	67
Tabela V.2 - Proporções modais dos litotipos magmáticos do Maciço Granítico Santa Bárbara.....	68
Quadro V.1 - Quadro paragenético da mineralização estanífera primária do Maciço Granítico Santa Bárbara	93
Tabela VI.1 - Dados de análises químicas dos granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara.....	126
Tabela VII.1 - Médias das composições das micass do Maciço Granítico Santa Bárbara obtidas com EPMA (Li_2O) determinado por química analítica)	127
Tabela VII.2 - Médias das composições das micas do Maciço Santa Bárbara obtidas com EPMA com Li_2O calculado conforme Tischendorf <i>et al.</i> (1997)	136
Tabela VII.3 - Médias das composições das micas dioctaédricas do Maciço Santa Bárbara obtidas com EPMA incluindo Li_2O medido por química analítica.....	140
Quadro IX.1 - Características microtermométricas das inclusões fluidas estudadas no Maciço Granítico Santa Bárbara.....	159
Tabela X.1 - Dados de composição isotópica de oxigênio em minerais e rocha total	226
Tabela X.2 - Dados de composição isotópica de hidrogênio em minerais	227
Tabela X.3 - Composição isotópica do fluido calculada com base em equações de equilíbrio mineral-água	228

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 4.1 - a) Contato vertical abrupto entre a fácies Serra Azul, à esquerda, e a fácies Santa Bárbara fina, à direita, em seção vertical. Ambas são cortadas pelo sistema <i>stockwork</i> argiloso; b) encrave elipsoidal com 6 cm de eixo maior, de contatos difusos e irregulares, de granito da fácies Santa Bárbara fina dentro de granito da fácies Serra Azul, em seção horizontal; c) arranjo estratificado horizontal da alteração hidrotermal à direita de corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> que aparece na extrema esquerda da foto, em cinza; d) estrutura estratificada encimando corpo tabular de topázio-siderofilita <i>greisen</i> pobre em quartzo na transição entre os <i>greisens</i> e o granito da fácies Santa Bárbara fina não alterado, na porção superior do perfil. Compreende <i>greisens</i> (verde-escuros), granitos finos (rosa) e pegmatóides (brancos, com quartzo e siderofilita) em corpos de 5 a 20 cm de espessura, alternados. No topo da estrutura ocorrem bolsões arredondados, de extensão métrica, dos mesmos pegmatóides; e) bolsão pegmatóide de quartzo, com topázio (amarelo) e siderofilita (preta) subordinados, com 1,7 m de eixo maior, circundado por borda centimétrica de siderofilita; f) nódulos manganíferos associados com a alteração muscovítica. Seção vertical.....	59
Prancha 4.2 - a) Alteração muscovítica tardia, controlada por fratura subvertical. Observa-se escape lateral na base do corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> , localizado no topo da seção, sugerindo que o mesmo agiu como tampão para essa alteração hidrotermal; b) visão do <i>pit</i> do <i>Greisen</i> Taboquinha, que destaca corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> equigranular médio, na porção superior do corte, hospedado em granito albitizado e greisenizado, em tons amarelados, na parte inferior; c) aspecto lenticular dos corpos tabulares de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> ; d) limites laterais bruscos, de alto ângulo ($N77^\circ E$, $74^\circ SE$), entre corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> , à direita, e as encaixantes hidrotermalizadas, à esquerda; e) <i>stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> em seção horizontal. A lapiseira amarela e o cabo do martelo marcam a direcional $N30^\circ E$; f) veio subvertical (direcional $N60^\circ E$) de quartzo grosso com cassiterita subordinada em seção vertical; g) zona de alteração muscovítica no núcleo de veio de <i>greisen</i> (direcional $N15^\circ E$), em seção vertical. Compreende porção central verde, muscovítica equigranular fina, com 15 cm de espessura, um nível intermediário de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> muscovitizado, equigranular médio, com 11 cm de espessura, e borda externa de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> com muscovita Feldspatizaçõesubordinada, equigranular médio, de 30 cm de espessura; h) aspecto do <i>stockwork</i> caulínítico em seção vertical.....	60
Prancha 5.1 - a) Granito rosa, maciço, homogêneo, leucocrático, porfirítico de matriz média, com megacristais euédricos, subédricos e ovóides de feldspato potássico de até 2,5 cm de comprimento em matriz de feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita. Facies Serra do Cícero (FSC); b) granito rosa, maciço,	

- homogêneo, leucocrático, inequigranular, médio, composto por feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita. Facies Serra Azul (fSA); c) granito rosa, maciço, homogêneo, leucocrático, porfirítico de matriz média, com megacristais de feldspato potássico euédricos, subédricos e ovóides esparsos com 1 cm de comprimento em média, em matriz de feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita, Facies Santa Bárbara média (fSBm); d) granito rosa-esbranquiado, maciço, homogêneo, leucocrático, equigranular médio, composto por feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita. Facies Santa Bárbara fina (fSBf); e) granito branco, maciço, homogêneo, leucocrático, microporfirítico fino, composto por feldspatos brancos, quartzo e siderofilita (fSBf).....94
- Prancha 5.2 – a) Megacristal mesoperitítico ovóide com abundantes inclusões anédricas de quartzo e poucas inclusões de mica na borda, fácies Serra do Cícero. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; b) megacristal ovóide de microclínio manteado por plagioclásio sericitizado na fácies Serra do Cícero – textura wiborgítica. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; c) aspecto da matriz de granito da fácies Serra do Cícero, com cristais de microclínio subédricos e anédricos, com macla em grade distinta, cristais de plagioclásio com núcleo sericitizado e borda de albita límpida sobrecrecida, além de quartzo e mica. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; d) inclusões de zircão euédrico pardo, à esquerda, e de zircão incolor, à direita, na mica primária da fácies Serra do Cícero. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; e) mica primária da fácies Serra do Cícero, de cor marrom, substituída por clorita verde nas bordas. Nicóis paralelos. Amostra AM-52B; f) hábito euédrico a subédrico, hexagonal, das inclusões de quartzo em microclínio. Pertitas de substituição em gânglios no microclínio e coroas trocadas (*swapped rims*) de albita entre cristais de microclínio adjacentes. Nicóis cruzados. Amostra AM-53B; g) borda de intercrescimento de microclínio, quartzo e mica sobre megacristal subédrico de microclínio da fácies Santa Bárbara média. Nicóis cruzados. Amostra AM-119; h) aspecto da matriz da fácies Santa Bárbara média. Nicóis cruzados. Amostra AM-119.....95
- Prancha 5.3 – a) Agregados cúspides de mica marrom-esverdeada primária na fácies Santa Bárbara média. Nicóis paralelos. Amostra AM-125; b) presença de cassiterita na fácies Santa Bárbara média. Nicóis cruzados. Amostra AM-170; c) diminutas inclusões subédricas de albita orientadas paralelamente aos planos de clivagem do megacristal de microclínio. Fácies Santa Bárbara fina. Nicóis cruzados. AM-38; d) intercrescimento granofírico de feldspato potássico e quartzo na matriz de granito da fácies Santa Bárbara fina. Nicóis cruzados. AM-145; e) textura alotriomórfica do albita-microclínio granito branco da fácies Santa Bárbara fina. Maclas da albita acunhadas e desencontradas no plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra AM-134; f) cavidade miarolítica preenchida por topázio no albita-microclínio granito branco. Nicóis cruzados. AM-134; g) aspecto microscópico dos *spots* de greisenização incipiente nucleados sobre megacristais de microclínio. À direita, observa-se megacristal fortemente substituído por siderofilita e muscovita (microcristalina). À esquerda, auréola adjacente ao megacristal onde o plagioclásio está inteiramente substituído por mica branca. Nicóis cruzados. AM-260; h) megacristal de microclínio em granito greisenizado fortemente substituído por siderofilita, muscovita e fluorita. Nicóis cruzados. AM-1996
- Prancha 5.4 – a) Granito porfirítico de matriz média da fácies Santa Bárbara média cujos megacristais de feldspato potássico e diversos cristais de feldspatos da matriz exibem pigmentação branca que denota composição albitica. Amostra AM-224; b) ocorrência, na forma de manchas de contatos difusos, de porções de albita-microclínio granito branco na fácies Santa Bárbara média. Amostra AM-237; c) granito greisenizado, rosa-acinzentado, equigranular de granulação média, composto por feldspatos, quartzo e mica. AM-190; d) greisenização incipiente na forma de *spots* nucleados sobre megacristais de feldspato potássico da fácies Santa Bárbara média. AM-263; e) quartzo *greisen* equigranular médio. Amostra AM-227; f) topázio-siderofilita-quartzo *greisen* equigranular médio cinza. Amostra AM-35; g) mica *greisen* pobre em quartzo, equigranular médio, preto. Amostra AM-74; h) granito albitizado salmão, leucocrático, equigranular médio, cujos cristais de quartzo mostram-se bem formados e arredondados enquanto que a matriz feldspática carece de contornos cristalinos definidos. Amostra AM-14B97
- Prancha 5.5 – a) Pronunciada substituição de microclínio por siderofilita nos granitos greisenizados. Nicóis cruzados. Amostra AM-19; b) topázio-siderofilita-quartzo *greisen* com cristais de cassiterita marrom-escura no centro. Nicóis paralelos. Amostra AM-35; c) aspecto microscópico dos topázio-mica *greisens* pobres em quartzo. Nicóis paralelos. Amostra AM-72; d) abundância de albita *chessboard* no granito albitizado salmão. Forma irregular da mica. Nicóis cruzados. Amostra AM-14B; e) composição monomineralica dos *fronts* de albitização. Nicóis cruzados. Amostra AM-273C; f) inclusões ripiformes de plagioclásio orientada segundo as superfícies de crescimento do quartzo hospedeiro, configurando textura *snowball*. Quartzo dos pegmatóides. Amostra AM-212; g) muscovitização extensiva de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, gepólosranfáciesdfáciesofácies rocha de textura fina quase monomineralica. Nicóis paralelos. Amostra AM-12.....98
- Prancha 5.6 – a) Aspecto macroscópico do *front* irregular de albitização, representado pela porção salmão hololeucocrática da rocha. Amostra AM-273; b) pegmatóide com cristais de feldspato potássico de textura “plumosa”, mica e quartzo intercrescidos. Amostra AM-240; c) pegmatóide composto por feldspato potássico euédrico, além de mica e quartzo intercristalinos. Amostra AM-247; d) granito greisenizado

	afetado por muscovitização, mais intensa nas regiões amarela. Amostra AM-1; e) quartzo <i>greisen</i> equigranular médio afetado por muscovitização; f) topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> inteiramente substituído por muscovita, com cassiterita (preta) abundante. Amostra AM-307.....	99
Prancha 5.7	- a) Associação frequente de monazita com a mica primária na fácies Serra do Cícero. A xenotima está associada à monazita como produto de substituição da mica; b) zircão associado com monazita e com sobrecrecimento de xenotima na fácies Serra do Cícero; c) aspecto de granito da fácies Serra do Cícero mostrando grandes e abundantes cristais prismáticos de zircão sem zonação aparente, fraturados. Substituição da mica primária por anatásio subédrico; d) tipo de zircão predominante na fácies Serra do Cícero, caracterizado pelo hábito prismático curto e pela ausência de faces de crescimento aparentes. Associação com fluorita	100
Prancha 5.8	- a) Tipo de zircão de ocorrência subordinada na fácies Serra do Cícero, caracterizado pela forma prismática com terminações bipiramidais, intercrescimento com xenotima no núcleo e faces de crescimento bem marcadas; b) cerianita em associação com mica secundária substituindo mica primária na fácies Serra Azul; c) cerianita granular anédrica inclusa em fluorita com zonação concêntrica na fácies Serra Azul; d) cerianita prismática em agregados de cristais associada à fluorita e à mica na fácies Serra Azul.....	101
Prancha 5.9	- a) Grande cristal de fluorita em associação com mica e quartzo, com padrão de zonação irregular e diversas inclusões de zircão. Fácies Serra Azul; b) cristal de zircão com faces de crescimento parcialmente destruídas nas regiões de núcleo e borda, onde apresenta aspecto turvo; c) ocorrência de óxido de ETR incluso na fluorita tardia associada com mica na fácies Santa Bárbara; d) presença de columbita em associação com mica e fluorita na fácies Santa Bárbara	102
Prancha 5.10	- a) Zircão parcialmente substituído por torita na fácies Santa Bárbara; b) zircão inteiramente pseudomorfizado por torita na fácies Santa Bárbara; c) diversas inclusões de óxido de La, Nd e Y na mica secundária do granito albitizado branco; d) presença de columbita inclusa na mica secundária do albita-microclínio granito branco.....	103
Prancha 5.11	- a) Aspecto dos topázio-mica-quartzogreises com fluorita, topázio, mica e quartzo, podendo também estar presente a cassiterita. A monazita e a columbita são acessórias, inclusas na fluorita e na mica, respectivamente; b) cassiterita anédrica e isenta de inclusões, substituída por óxido de ferro nas fraturas, associada com quartzo e mica zonada cujo núcleo é mais pobre em ferro do que a borda. Topázio-mica greisen; c) pseudomorfismo de volframita por scheelita em topázio-mica greisen; d) precipitação de óxido de ferro associada ao pseudomorfismo de volframita por scheelita em topázio-mica greisen.....	104
Prancha 5.12	- a) Associação textural de dois tipos de mica nos topázio-mica greises pobres em quartzo, onde a mais escura e mais pobre em ferro substitui a precoce a partir das bordas, gerando segregações de óxido de ferro; b) fengitização de topázio-mica greisen, promovendo a substituição da mica original, mais clara, por fengita (cinza médio), e a precipitação de fluorita; c) zonação da fengita com núcleo mais rico em ferro e borda mais pobre; d) consumo de topázio nos topázio-mica greises devido à alteração fengítica superposta.....	105
Prancha 5.13	- a) Rocha composta por fengita e cassiterita oriunda da fengitização extensiva de topázio-mica greisen; b) e c) associação de fengita com litioforita, hollandita e cerianita nos nódulos manganíferos oriundos da alteração fengítica; d) óxido de ferro como películas e formas botrioidais sobre as terminações de cristais de quartzo, na porção central dos veios de quartzo estéreis	106
Prancha 5.14	- a) Carbonato (buracos negros), pirita, barita, óxido de ferro e fluorita presentes nas bordas de alteração das encaixantes geradas pelos veios de quartzo estéreis; b) substituição pronunciada da mica primária por óxido de ferro nas bandas de alteração laterais aos veios de quartzo estéreis. Neste exemplo, a encaixante alterada é um granito da fácies Serra Azul; c) cualinita, predominante, e haloysita do stockwork argiloso	107
Prancha 9.1	- a) Inclusões primárias aquosas e aquo-carbônicas em quartzo do albita-microclínio granito branco (AM-134); b) inclusões aquo-carbônicas secundárias no topázio-mica greisen da população 2 (porção direita da foto) no quartzo do pegmatito (AM-213) e grupo de inclusões secundárias aquo-carbônicas da população 3 (maiores, de forma irregular, no centro da foto); d) detalhe das inclusões aquosas secundárias da população 2 da foto anterior; e) detalhe das inclusões aquo-carbônicas secundárias da população 3 da foto c; f) inclusões aquosas primárias, orientadas, presentes no topázio do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A); g) inclusões aquosas pseudo-secundárias, não orientadas, presentes no topázio do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A); h) inclusões aquosas secundárias presentes no quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168C).....	214
Prancha 9.2	- a) Inclusões aquosas "primárias" localizadas nas faces de crescimento do quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168C); b) detalhe da foto anterior; c) <i>melt inclusion</i> com fase vapor de composição aquo-carbônica aquo-carbônicas presente no topázio do topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular (AM-35); d) aspecto geral da distribuição de <i>melt inclusions</i> , inclusões aquosas e aquo-carbônicas primárias no topázio do topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular (AM-35); e) inclusões aquosas e aquo-carbônicas primárias presentes no quartzo (campo 5) do topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular	

(AM-35); f) inclusões aquosas pseudo-secundárias presentes no quartzo (campo 3) do topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular (AM-35); g) inclusões aquosas primárias e <i>melt inclusions</i> em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B); h) detalhe da foto anterior.....	215
Prancha 9.3 – a) Aspecto geral da distribuição de inclusões aquosas e aquo-carbônicas primárias no topázio do <i>stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> (AM-130); b) ídem foto anterior, em outro foco; c) inclusões aquosas primárias do tipo 1 em topázio do <i>stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> (AM-130); d) inclusões compostas cujas fase vapor aparenta escape iminente durante o trapeamento – quartzo do <i>stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> (AM-130); e) inclusões aquosas primárias em quartzo do veio de quartzo-cassiterita (AM-131); f) detalhe da porção direita da foto anterior; g) inclusões aquosas primárias distribuídas ao longo das faces de crescimento de quartzo do veio de quartzo estéril (AM-159); siderofilita) micasdetalhe da foto anterior.....	216

RESUMO

O Maciço Granítico Santa Bárbara integra a Suíte Granitos Últimos de Rondônia, que compreende rochas com idades entre 998 e 974 Ma e afinidade geoquímica com granitos rapakivi, intraplaca, do tipo A, intrusivas em embasamento de médio a alto grau metamórfico de idades entre 1,75 e 1,43 Ga. Ocorre como um *stock* semicircular com cerca de 7 km de diâmetro médio, localizado no Distrito Mineiro de Santa Bárbara, norte de Rondônia. Apresenta três unidades magmáticas *subsolvus*: fácies Serra do Cícero, fácies Serra Azul e associação de fácies Santa Bárbara. A fácies Serra do Cícero compreende sienogranito rosa porfirítico de matriz média, com textura wiborgítica e caráter metaluminoso. A fácies Serra Azul é composta por albita-microclínio granito rosa equi a inequigranular de matriz média a grossa e natureza peraluminosa. Duas fácies de albita-microclínio granito de contato transicional fazem parte da associação de fácies Santa Bárbara: uma rosa porfirítica de matriz média com textura piterlítica (fácies Santa Bárbara média); e outra, restrita à porção de cúpula da unidade, de granito equigranular ou microporfirítico rosa-esbranquiçado a branco, de matriz fina (fácies Santa Bárbara fina), todos peraluminosos. Em todas elas, o mineral máfico presente é a siderofilita com teores decrescentes de ferro e crescentes de lítio e flúor da fácies Serra do Cícero para a associação de fácies Santa Bárbara, e ocorrem fluorita e topázio magmáticos como minerais acessórios. Outras fases acessórias são a monazita, o zircão, a xenotima, e a cassiterita. Datações U-Pb convencional em monazita forneceram idades de 993 ± 5 Ma e 989 ± 13 Ma para as fácies Serra do Cícero e Serra Azul, respectivamente. A datação U-Pb SHRIMP em zircão da fácies Santa Bárbara fina apontou uma idade média de 978 ± 13 Ma. Em todas as unidades, reconheceu-se a participação de núcleos herdados com idades mínimas correlacionáveis à Suíte Intrusiva Santa Clara (1042 a 1096 Ma) e aos orto e paragneisses do embasamento (1335 Ma, 1617 a 1651 Ma, 1979 a 2067 Ma). As idades Sm-Nd T_{DM} são crescentes da fácies Serra do Cícero (1711 Ma) para a fácies Serra Azul (1846 Ma) e para a fácies Santa Bárbara fina (2220 Ma), enquanto que os valores de $\xi_{Nd(1)}$ são de -2,95, -3,69 e -4,58, respectivamente. A mineralização estanífera está hospedada na associação de fácies Santa Bárbara, restrita a uma região de cerca de 500 x 150 m em planta, e ocorre associada a corpos de topázio-siderofilita-quartzo *greisens* tabulares, com grande extensão lateral e até 40 m de espessura, configurando modelo de *greisens* acamadados. Na fácies Santa Bárbara fina são reconhecidos bolsões pegmatóides de até 2 m de diâmetro compostos por quartzo, siderofilita e topázio, estruturas estratificadas do tipo *magmatic layering* e *unidirectional solidification textures*, além de cavidades miarolíticas e as texturas *snowball* e granofírica, que indicam condições de saturação em H_2O durante sua cristalização. Aumento do volume de albita, dos teores de lítio e flúor na siderofilita, e enriquecimento em Y e ETR nos granitos da fácies Santa Bárbara fina relativamente aos da fácies Santa Bárbara média também diferenciam essas fácies. A alteração hidrotermal que afeta essas rochas é subdividida nos estilos pervasivo e pervasivo fissural. O primeiro tem como produtos os corpos de topázio-siderofilita-quartzo *greisens* tabulares com até 0,5% de cassiterita (greisenização I) e os granitos albitizados salmão (feldspatização sódica), ambos espacialmente associados e dispostos concordantemente, configurando uma estratificação concordante com o contato superior do granito. A alteração pervasiva fissural, representada por greisenização II, silicificação I, muscovitização, silicificação II e argilização, compreende, como tipos morfológicos, *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, veios de quartzo-cassiterita, veios de muscovita, veios de quartzo estéreis e *stockwork* argiloso, os dois primeiros tipos portadores de cassiterita. São predominantemente verticais e subverticais e ocorrem alojados principalmente na fácies Santa Bárbara fina. Os fluidos mineralizantes são de origem principalmente magmática no estágio transicional, aquo-carbônicos, com salinidades de 6 a 14% em peso NaCl eq., observando-se a incidência de misturas com fluidos meteóricos aquosos de baixa salinidade (0 a 13% em peso NaCl eq.) já nas etapas finais desse estágio. Condições de imiscibilidade operaram no sistema no intervalo térmico de 370-390°C. Dados isotópicos de oxigênio apontam temperaturas da ordem de 570 e 500°C para a gênese dos bolsões de quartzo da fácies Santa Bárbara fina e para os corpos tabulares

de *greisen*, respectivamente. Para os veios de quartzo-cassiterita, a temperatura de cristalização foi estimada em cerca de 415°C. As composições isotópicas da água em equilíbrio com os diversos hidrotermalitos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=3,3$ a $10,4\text{‰}$) situam-se no intervalo composicional das águas magmáticas, com exceção dos produtos de muscovitização ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}= -6,4\text{‰}$) e silicificação II ($\delta^{18}\text{O}_{\text{qz}}= -3,8\text{‰}$), bem como os mica *greisens* ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}= 1,6\text{‰}$) e o *stockwork* argiloso ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}= 2,6\text{‰}$), que sugerem mistura com fluidos meteóricos, aquosos, de baixa salinidade (0 a 13% em peso NaCl eq.). O controle da deposição da cassiterita no sistema estudado tem três vias: 1) o processo de imiscibilidade, com alto grau de interação rocha/fluido, no caso dos corpos de *greisen* tabulares e no sistema *stockwork* de *greisen*, 2) o boiling de fluidos aquosos sódicos nos veios de quartzo-cassiterita, e 3) a mistura dos fluido magmáticos de alta temperatura, mais salinos, com grandes proporções de fluidos meteóricos, frios, de baixa salinidade, nos veios de muscovita.

ABSTRACT

The Santa Bárbara massif is part of the Younger Granites of Rondônia (998-974 Ma), composed of granitic rocks which show geochemical affinities with within-plate A-type rapakivi granites. The massif is located in the Santa Bárbara mining district, northern Rondônia, and is semicircular in shape with diameter of 7 km. It comprises three subsolvus magmatic units, emplaced into medium to high-grade metamorphic rocks (1.75 and 1.43 Ga), such as: Serra do Cícero facies, Serra Azul facies, and Santa Bárbara facies association. The Serra do Cícero facies is a metaluminous pink medium-grained porphyritic syenogranite, which shows wiborgitic texture. The Serra Azul facies is a peraluminous pink medium to coarse-grained albite-microcline-granite. Two albite-microcline granite facies, with transitional contacts, are distinguished in the Santa Bárbara facies association: a pink-medium grained porphyritic pyterlite granite (medium-grained Santa Bárbara facies), restricted to the granite cupola system, and an even-grained or microporphyritic whitish to pink-whitish fine-grained granite (fine-grained Santa Bárbara facies), both described as peraluminous in character. Siderophyllite is the dominant mafic mineral, which exhibit decreasing Fe contents, and increasing Li and F values from the Serra do Cícero facies toward the Santa Bárbara facies. Fluorite, magmatic topaz, monazite, zircon, xenotime and cassiterite are the accessory mineral phases. U-Pb monazite conventional dating of the early-stage Serra do Cícero facies and late-stage Serra Azul facies, yielded ages of 993 ± 5 Ma and 989 ± 13 Ma, respectively. SHRIMP U-Pb ages for the Santa Bárbara facies association yielded a weighted-mean age of 978 ± 13 Ma. Preservation of inherited older zircons are remarkable in all the granitic rock units, and the minimum SHRIMP U-Pb zircon ages are correlatable to the Santa Clara Intrusive Suite (SHRIMP U-Pb zircon ages: 1042 to 1096 Ma), and to the ortho and paragneiss associations of the basement rocks (1335 Ma, 1617 to 1651 Ma, and 1979 to 2067 Ma). Sm-Nd model ages increase from the Serra do Cícero facies (1711 Ma) and Serra Azul facies (1846 Ma) to the fine-grained Santa Bárbara facies (2220 Ma), whereas the $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{I})$ values are -2,95, -3,69 and -4,58, respectively. The tin mineralization is closely related to the Santa Bárbara facies, covers a 500 m by 150 m zone, and is mainly expressed by horizontal to subhorizontal lens-shaped topaz-siderophyllite-quartz greisen (up to 40 m thick) which define a bedded-greisen cupola model. Within the fine-grained Santa Bárbara facies pegmatoid pods (up to 2 m) composed of quartz, siderophyllite and topaz, as well as prominent manifestations of magmatic layering, unidirectional solidification textures, miarolitic cavities, snowball and granophyric textures, have been found in the upper part of the cupola system. They indicate H_2O saturation conditions during their formation. Enrichment in albite, F and Li contents in siderophyllite, and Y and REE in the fine-grained Santa Bárbara facies are additional features of importance to distinguish this facies from the medium-grained Santa Bárbara facies. The hydrothermal alteration, which affected the granites, can be divided into: 1) pervasive alteration style which is represented by sheet-like bodies of topaz-siderophyllite-quartz greisens (0.5% SnO_2) (greisenization I), and albitized salmon granite (sodic feldspathization). Both metasomatites are spatially associated, denoting a concordant layering in relation to the granite upper contact, 2) pervasive fissural alteration style is well exemplified by greisenization II, silicification I, muscovitization, silicification II and argillization, which encompass morpho-structural bodies, such as: cassiterite-bearing topaz-siderophyllite-quartz greisen stockwork, and cassiterite-quartz veins, muscovite veins, barren-quartz veins and argillic stockwork. These structures are vertical to subvertical and are mainly developed within the fine-grained Santa Bárbara facies. The mineralizing fluids related to the transitional stage, are dominantly magmatic, aqueous-carbonic, have salinities varying from 6 to 14 wt% NaCl eq., but at the end of this stage, low-salinity (1 to 3 wt% NaCl eq.) meteoric fluids partly mixed with magmatic fluids are largely confirmed. Immiscibility conditions prevailed in the system at temperatures varying from 370 to 390°C. Oxygen isotope data for the quartz-pods and sheet-like greisens, of the fine grained Santa Bárbara facies, indicate temperatures of the order of 570°C and 500°C, respectively, for the ore genesis. The

crystallization temperature for the quartz-cassiterite veins is 415°C. The isotopic composition of the water ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.3$ to 10.4 permil), in equilibrium with metasomatites, plot in the magmatic water field, save the muscovitization ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -6.4$ permil), and silicification II products ($\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}} = -3.8$ permil), as well as mica greisens ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 1.6$ permil) and argilic stockwork ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 2.6$ permil) which suggest mixture with aqueous low-salinity (0 to 3% wt% NaCl eq.) meteoric fluids. Three processes are responsible for cassiterite genesis: 1) immiscibility in conditions of high degree of rock/fluid interaction in bedded-greisen bodies and greisen stockwork, 2) boiling of sodic aqueous fluids in quartz-cassiterite veins, and 3) mixing of saline magmatic fluids with high proportions of cold low-salinity meteoric fluids, in muscovite veins.

I. INTRODUÇÃO

1.1. Introdução

A Província Estanífera de Rondônia, com uma produção acumulada de estanho da ordem de 222.000 toneladas (Dall'Igna 1996) detém, atualmente, a segunda posição de maior produtor nacional de estanho, com uma produção de 7.250 toneladas em 1995 (DNPM 1996). Segundo o DNPM (1994), haverá necessidade de se investir em pesquisa mineral para estanho um montante da ordem de US\$ 70 milhões, apenas para repor as reservas que deverão ser consumidas até o ano de 2010.

Os depósitos secundários do tipo *placer* raso, com profundidade menor que 20 metros, têm contribuído com a maior parte dessa produção na província. Porém, com a expectativa de exaustão desses depósitos a médio prazo, a sobrevivência da indústria mineira na região dependerá da potencialidade dos *placers* profundos (mais que 20 metros de profundidade) e dos depósitos primários, ambos ainda bastante desconhecidos em termos geológicos e econômicos.

O Maciço Granítico Santa Bárbara ostenta um dos poucos campos estaníferos atualmente em operações de lavra, iniciadas em 1971 (Franke 1994), na Província Estanífera de Rondônia. Desde então até o ano de 1999, a mina produziu mais de 40.000 toneladas de estanho contido. Foi pioneira no desenvolvimento dos métodos de lavra e beneficiamento na província, bem como na lavra da rocha dura (*greisens*) (Bates 1999).

A mina tem capacidade de produção anual de 1.000 toneladas de estanho, com teor de 0,32% de Sn. Os recursos estimados somam cerca de 100.000 toneladas, que garantem a produção por mais vinte anos. Além da jazida em exploração, denominada *Greisen* Taboquinha, há os paleo-aluviões Taboquinha, com profundidades da ordem de 42 a 45 m, e Village (Bates 1999).

As fases intrusivas tardias do Maciço Granítico Santa Bárbara, representadas pela associação de fácies Santa Bárbara, hospedam minério estanífero, com tungstênio subordinado, segundo o modelo dos *greisens* acamadados, contidos nas zonas apicais de granitos estaníferos (Sparrenberger & Bettencourt 2000).

Esse tipo de sistema “contido”, ou seja, cuja circulação dos fluidos e alteração hidrotermal e

mineralização decorrentes não são controlados por fraturas rúpteis, constitui “a melhor oportunidade para observar a evolução fluidal próximo ao seu ponto de origem”. O maior problema na interpretação genética desse tipo de sistema é a questão da fonte e do acesso dos fluidos hidrotermais (Pollard *et al.* 1988).

1.2. As tendências atuais de estudo de sistemas graníticos com metais raros

Depósitos de elementos raros ocorrem frequentemente em complexos intrusivos rasos, polifásicos e pós-cinemáticos, e a mineralização está geralmente em associação espacial com as zonas apicais das últimas fases intrusivas de batólitos e *stocks* de rochas graníticas (Pollard 1983; Taylor & Pollard 1988). Em depósitos estaníferos do tipo disseminado, a cassiterita forma-se como mineral de preenchimento de cavidades ou de substituição em granitos alterados pervasivamente (Pollard & Taylor 1986).

Os granitos rapakivi constituem batólitos e *stocks* múltiplos e epizonais em contato abrupto com as encaixantes metamórficas. Não raro ocorrem em associação com rochas máficas. Podem hospedar depósitos de estanho polimetálicos e de Fe-Cu. Depósitos de Sn (-W-Be-Zn-Pb-Ag) dos tipos *greisen*, escarnito e veios estão associados com microclínio-albita granitos com topázio especializados geoquímica e mineralogicamente, que exibem expressivas reações *subsolidus* e podem mostrar-se inteiramente alterados hidrotermalmente (Haapala 1977; Rämö & Haapala 1995).

As alterações hidrotermais que afetam granitos mineralizados com elementos raros incluem, principalmente, os estilos feldspatização potássica, feldspatização sódica, e greisenização (Pollard 1983).

Cabe ressaltar que, historicamente, os pesquisadores russos (*e.g.*, Serebryakov 1961; Beus & Zalashkova 1964) atribuíam todos esses processos de alteração ao estágio pós-magmático, denominando-os, conjuntamente, autometassomatismo. Devem-se a eles os modelos clássicos de alteração de granitóides mineralizados, com uma estruturação vertical das diferentes zonas e tipos de alteração, bem como a definição das relações temporais relativas desses processos como microclinização precoce, albitização precoce, greisenização, albitização tardia e microclinização tardia. Essa sequência corresponderia a uma evolução da atividade máxima relativa de cátions nas soluções pós-magmáticas do tipo $K \rightarrow Na \rightarrow Si \rightarrow Al \rightarrow Na \rightarrow K$. A maior parte do minério primário, em depósitos de metais raros, ocorre associada à greisenização.

O estudo de sistemas graníticos mineralizados com metais raros, hoje, baseia-se em trabalhos experimentais focalizados na evolução de magmas ricos em voláteis e aos sistemas hidrotermais magmáticos associados. Os aspectos de interesse dizem respeito:

a) à identificação e análise de inclusões de fundidos (vidros) em granitos a metais raros (Kovalenko & Yarmolyuk 1995), uma vez que as mesmas demonstram a existência de magmas com uma composição global similar aos granitos com metais raros;

b) ao papel da alteração pós-magmática e alteração pervasiva resultante de fluidos hidrotermais magmáticos;

c) à formação de metassomatitos com Ta, Nb, Be, Zr, ETR, etc. em zonas de cisalhamento;

d) aos avanços alcançados na modelagem de pegmatitos com metais raros;

e) aos estudos das relações de fases líquidas saturadas em vapor, com adição de componentes (F, Li) (Manning 1981; Pichavant 1981, 1987; London *et al.* 1993), bem como aos experimentos em ambientes saturado e subsaturado, a vapor, usando materiais naturais com composição muito similar aos granitos com metais raros e pegmatitos (London *et al.* 1988, 1989).

Além disso, o conhecimento dos mecanismos que conduzem ao ultrafracionamento magmático e composição química extrema dos magmas residuais é de muito interesse, pois esses processos levam à partição e precipitação elementar metálica.

Finalmente, deixa-se evidente que a questão central a ser resolvida em relação a esses sistemas ultrafracionados é saber, em face do conhecimento dos fatores físicos e químicos do magma (composição, estado de oxidação, *timing* de cristalização, ascensão, exsolução da fase volátil magmática, profundidade de posicionamento, etc.), se a natureza química e a especialização metálica são devidas ao estágio magmático, às modificações no estado subsólido ou, então, à presença de uma fase fluida aduzida ao sistema.

A preocupação maior da linha de pesquisa à qual a tese está vinculada é de estar em consonância com estas tendências de pesquisa, obedecidas pelos principais grupos de pesquisa desses sistemas em nível mundial.

1.3. Objetivos

A pesquisa desenvolvida durante este Doutorado visou à caracterização da gênese do depósito de estanho e metais associados do distrito Santa Bárbara, com enfoque na origem dos metais e fluidos mineralizantes, bem como na cronologia, mecanismos, e condições

termobarométricas da deposição desses metais. Assim, pretende-se contribuir para a elaboração de um modelo metalogenético geral para os depósitos primários de estanho associados aos Granitos Últimos de Rondônia.

Os objetivos mais específicos deste estudo, para que se cumprissem as metas últimas do projeto, constaram de:

- caracterização petrográfica, petroquímica e geocronológica das rochas magmáticas do Maciço Granítico Santa Bárbara, bem como de hidrotermalitos relacionados à mineralização de metais raros;
- identificação e caracterização das fácies de alteração hidrotermal associadas à mineralização primária, no que diz respeito à petrografia, quimismo e condições de hidrotermalismo;
- identificação e caracterização química e petrográfica das fases minerais presentes nos granitos e hidrotermalitos associados, visando à determinação da evolução do sistema granítico nos estágios magmático e tardi a pós-magmático;
- identificação e caracterização química e petrográfica das fases minerais da mineralização e estabelecimento de paragêneses;
- caracterização da natureza, origem e evolução da fase fluida, mais especificamente em relação ao entendimento das condições físico-químicas reinantes e da origem e condições de precipitação metálica no sistema mineralizante;
- estabelecimento da cronologia relativa das fácies magmáticas e hidrotermais do complexo e da mineralização correlata;
- esboço preliminar de modelo genético da mineralização de metais raros como ferramenta fundamental a contribuir para a melhoria de modelos de pesquisa mineral aplicados à Província Estanífera de Rondônia.

O tratamento petrológico e geoquímico das fácies magmáticas do maciço foi desenvolvido com vistas à caracterização geral e classificação tectônica e geoquímica desses granitos, visando à obtenção de subsídios para o enquadramento do depósito em um modelo metalogenético. A ênfase, entretanto, ficou por conta da caracterização físico-química dos fluidos mineralizantes, desde a definição de sua provável origem até a elucidação de sua evolução e dos processos em que estiveram envolvidos, na intenção de contribuir para a definição do mecanismo que governou a gênese desse depósito.

Cabe ressaltar que o depósito Santa Bárbara constitui o único exemplo conhecido, até a presente data, de mineralização estanífera de interesse econômico em *greisens* acamadados na Província Estanífera de Rondônia e no Brasil, daí a importância de seu estudo.

A possibilidade de que os demais maciços da suíte e, quiçá, da província, representem sistemas mais profundamente erodidos, onde a parcela da cúpula granítica, exemplificada no Maciço Granítico Santa Bárbara, tenha sido removida, não pode ser descartada. O depósito Santa Bárbara, portanto, constitui um testemunho raro e bastante completo dos mecanismos envolvidos nas concentrações econômicas de metais raros na província.

1.4. Localização, extensão e acesso

O Maciço Granítico Santa Bárbara está localizado na região norte do estado de Rondônia, cerca 116 km a sudeste da capital, Porto Velho.

O acesso à área é feito pela BR-364, a partir de Porto Velho, até a cidade de Itapuã D'Oeste (km 601,5), de onde se toma estrada vicinal com cerca de 15 km de extensão até a sede da Companhia Estanífera do Brasil (CESBRA).

O maciço caracteriza-se pela forma semi-circular, com diâmetro máximo de cerca de 10 km na direção norte-sul e 6 km leste-oeste. A ênfase durante os trabalhos de campo foi dada à área da mina propriamente dita e suas adjacências.

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.

II. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Introdução

Os métodos de trabalho empregados nesta pesquisa envolveram: 1) pesquisa bibliográfica; 2) mapeamento geológico com prancheta e alidade na escala 1:500 das zonas mineralizadas principais; 3) amostragem e descrição sistemáticas de afloramentos e de testemunhos de sondagem rotativa; 4) análises petrográficas de seções delgadas, além de contagens modais; 5) análises químicas em rocha total de elementos maiores, menores e traços; 6) análises em fases minerais com microsonda eletrônica; 7) análises texturais de fases minerais com microscópio eletrônico de varredura; 8) análises petrográficas e microtermométricas de inclusões fluidas; 9) análises de isótopos de O e H em rochas e minerais; e 10) análises geocronológicas através dos métodos U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total. A maior parte das técnicas foram aplicadas em litotipos tanto magmáticos quanto hidrotermais.

2.2. Materiais e Métodos de Trabalho

2.2.1. Pesquisa Bibliográfica

Consistiu de ampla compilação bibliográfica sobre a geologia regional e local da área de estudo, além de levantamento e acompanhamento bibliográfico do conhecimento geológico acerca da petrologia, litogeoquímica, geoquímica isotópica, alterações hidrotermais e mineralizações de granitóides, visando à obtenção de parâmetros comparativos para aplicação na área de estudo.

2.2.2. Integração de Mapas

Compreendeu a integração das informações geológicas existentes em mapas prévios, especialmente os de Frank (1990) e da CESBRA (1994), além daquelas obtidas durante os trabalhos de mapeamento da presente pesquisa.

2.2.3. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo desta pesquisa de Doutorado foram realizados entre os anos de 1998 e 2001, em quatro etapas, totalizando 88 dias.

Dentre outras, as atividades desenvolvidas envolveram excursões de cunho regional, incluindo visitas ao depósito do Morro Potosi e a afloramentos ao longo das linhas de assentamento do INCRA, mapeamento de reconhecimento de fácies e contatos na área da mina e adjacências, e caminhamentos ao longo de picadas em serras contíguas à mina.

Quarenta e nove testemunhos de sondagem rotativa, de um acervo de cento e setenta e cinco, foram descritos e amostrados na presente pesquisa. Tratam-se de testemunhos predominantemente verticais, de até 95 m de profundidade, executados pela Companhia Estanífera do Brasil (**CESBRA**) no ano de 1987.

A aluna procedeu também ao mapeamento em escala 1:100 de quadricula de 10 x 15 metros visando à elucidar a distribuição e as relações angulares e temporais dos diversos sistemas de veios e fraturas presentes no depósito.

Finalmente, os trabalhos de campo da presente pesquisa envolveram o mapeamento 1:500 com prancheta e alidade das faces verticais das bancadas dentro do *pit* da mina no intervalo de cotas entre 100 e 132 metros, totalizando uma área de 400 x 200 metros coberta por 800 pontos de leitura topográfica.

O total de amostras coletadas, incluindo exemplares de afloramentos e de testemunhos de sondagem, foi de cerca de 310.

A notação adotada para a representação de medidas de direção tomadas com bússola é a de rumo.

2.2.4. Caracterização Petrográfica

Com o objetivo de padronizar e uniformizar as descrições dos testemunhos de sondagem, estabelecendo correlações com os *logs* de descrição dos testemunhos confeccionados pelos geólogos da **CESBRA**, e de identificar e caracterizar os principais litotipos do Maciço Granítico Santa Bárbara, efetuou-se a descrição petrográfica de 129 seções delgadas de rochas julgadas representativas das principais fácies magmáticas e hidrotermais do maciço.

Adotou-se a classificação granulométrica de Heinrich (1972), que admite granulação fina para

rochas que contenham cristais menores que 1,0 mm, média para aquelas cujos cristais situam-se no intervalo de 1,0 a 10,0 mm, grossa quando concentram-se no intervalo de 10 mm a 30 mm, e muito grossa quando predominantemente maiores que 30 mm.

Para a medida do teor de anortita do plagioclásio utilizou-se o método do ângulo de extinção na seção normal a “*a*” (Tröger 1929). Já a estimativa da composição das micas foi feita com base na tabela 2 de Wilcox (1984).

A classificação dos granitos seguiu as recomendações da IUGS, em Streckeisen (1976).

A classificação dos *greisens* teve como base a proporção modal de quartzo, mica e topázio+fluorita, conforme o diagrama ternário de Kühne *et al.* (1972 *in* Stempok 1987).

2.2.5. Contagem Modal

A moda dos granitos e hidrotermalitos do Maciço Granítico Santa Bárbara foi estimada através de contagem de pontos em fatias de rocha, em lâmina delgada, ou ainda pela combinação dos dois métodos, no caso dos litotipos inequigranulares, porfiríticos, ou com granulação superior a 3 mm, conforme ilustrado na Tabela II.1.

Na contagem modal em fatias de rocha foram empregados ladrilhos previamente tingidos com cobaltinitrito de sódio (*cf.* Gabriel e Cox 1929, Nold e Erickson 1967), que permite a pronta diferenciação entre o feldspato potássico, que fica amarelo, e o plagioclásio, que se torna esbranquiçado. A área de contagem mínima foi de 10 x 8 cm, sobre a qual aplicou-se folha plástica transparente contendo malha de pontos espaçados de 2 mm, para as rochas das fácies cuja granulação é menor do que 2 mm, e 4 mm, para rochas com granulação maior do que 3 mm. O total de pontos foi de 1566 a 3250 e de 547 a 708, respectivamente.

Para a contagem em lâmina delgada utilizou-se o método de Neilson e Brockman (1977), que preconiza a leitura dos pontos em diversos conjuntos aleatoriamente dispostos sobre a lâmina. Os espaçamentos dos pontos foram de 0,8 e 1,0 mm, para rochas de granulação menor do que 2 mm, e 1,2 mm, para aquelas de granulação maior, configurando conjuntos de 36, 30 e 20 pontos, respectivamente. O total de conjuntos contados foi de 12 a 38, utilizando-se de uma até duas seções delgadas por amostra. A porcentagem dos minerais em cada amostra, a variância e o erro das medidas (2σ) a 95% de confiança foram calculados conforme as fórmulas dos autores, listadas abaixo:

$$p = 100 \{ \Sigma (x) / kN \};$$

$$s^2p = \left\{ 10^4 / [(k-1)N^2k] \right\} \left\{ \sum (x^2) - (\sum x)^2 / k \right\};$$

$$\text{erro} = \pm 2 (s^2p)^{1/2};$$

onde p é a porcentagem do mineral na lâmina, x é número de pontos contados para o mineral em questão, k é o número de conjuntos, N é o número de pontos em cada conjunto, e s^2p é a variância.

TABELA II.1 - Amostras e métodos empregados na contagem modal.

AMOSTRA	ROCHA	MÉTODO		
		FATIA DE ROCHA	LÂMINA DELGADA	COMBINADO
AM-8	greisen equigranular			
AM-13A	hidrotermalito equig.			
AM-14B	hidrotermalito equig.			
AM-34	greisen equigranular			
AM-35	greisen equigranular			
AM-38	granito equigranular			
AM-41A	greisen equigranular			
AM-50A	granito equigranular			
AM-52B	granito porfirítico			
AM-53B	granito inequigranular			
AM-102A	hidrotermalito equig.			
AM-119	granito porfirítico			
AM-121	granito equigranular			
AM-125	granito porfirítico			
AM-130	greisen equigranular			
AM-134	granito equigranular			
AM-144	granito porfirítico			
AM-145	granito porfirítico			
AM-149	granito inequigranular			
AM-159	granito inequigranular			
AM-170	granito equigranular			
AM-188	greisen equigranular			
AM-203	greisen equigranular			
AM-221	granito porfirítico			
AM-224B	granito porfirítico			
AM-239	granito equigranular			
AM-252	granito porfirítico			
AM-275	granito equigranular			
AM-278	granito equigranular			
AM-282	granito porfirítico			
AM-287	granito porfirítico			
AM-288	granito equigranular			
AM-291	granito porfirítico			

A moda das rochas porfiríticas foi estimada conforme o método de Nesbitt (1964), em que os megacristais com diâmetros maiores do que 3 mm foram contados em ladrilhos de rocha tingidos, e a matriz (≤ 3 mm) em lâmina delgada, e ambos os resultados integrados para o cálculo da moda final.

2.2.6. Microscopia Eletrônica de Varredura

As análises ao microscópio eletrônico de varredura com espectrometria de raios-X por dispersão de energia (EDS) foram efetuadas em equipamento Leica Stereoscan 440/Quantimet 600S, com voltagem de 20 KeV, utilizando-se lâminas delgadas polidas cobertas com carbono. Tiveram lugar no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

Foram caracterizadas 15 seções delgadas e o enfoque foi dado às fases varietais e acessórias.

2.2.7. Litogeoquímica

a) Preparação de alíquotas de rocha

Vinte e sete amostras foram selecionadas para análises litogeoquímicas totais, incluindo elementos maiores, menores e traços (com ETR). Destas, 10 constituem exemplares de afloramentos isolados, enquanto que 17 fazem parte de dois testemunhos de sondagem representativos da sequência completa de fácies da alteração hidrotermal que afeta o Maciço Granítico Santa Bárbara. A análise das amostras desses testemunhos tem como objetivo a construção de um perfil litogeoquímico vertical integrado que elucide a entrada e saída de elementos propiciada pelo evento mineralizante, bem como cálculos de balanço de massa.

Os procedimentos foram executados no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Na etapa de britagem, as amostras de afloramentos, com pesos da ordem de 3,5 a 8 Kg, passaram pelo britador de mandíbulas 2 vezes. Foram então passadas em peneira com 8 # de malha, e a porção retida na peneira foi cominuída em prensa hidráulica até tornar-se 100% passante. A seguir, foram homogeneizadas 50 vezes em membrana plástica e quarteadas até 1/8 do seu volume (1/16 no caso da amostra de 8 Kg), repetindo-se a homogeneização antes de cada quarteamento. Já as amostras de testemunhos de sondagem foram britadas diretamente na prensa hidráulica, por apresentarem volume bem menor e porque o procedimento diminui significativamente a possibilidade de contaminação.

A moagem das 24 amostras para a granulação $\leq 0,105$ mm (150#, Tyler) foi efetuada em moinho de ágata.

b) Abertura e análise química das amostras

Subseqüentemente, as alíquotas das amostras foram enviadas ao Activation Laboratories Ltd., no Canadá, que efetuou as análises químicas conforme procedimentos em rotina.

c) Tratamento dos dados

O tratamento dos dados e construção de diagramas foram executados com auxílio dos programas *Minpet* (Richard 1988-1995) e *Excel for Windows*, da Microsoft.

2.2.8. Química Mineral

As análises de minerais com Microsonda Eletrônica foram executadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em duas etapas. Grosso modo, a primeira etapa contemplou basicamente o estudo de micas (66 pontos) e feldspatos (97 pontos) das fácies magmáticas e metassomático-hidrotermais do Maciço Granítico Santa Bárbara. A última etapa privilegiou o estudo da cassiterita (27 pontos) e da monazita (2 pontos). O equipamento utilizado foi o Superprobe JXA-8600, da marca JEOL.

Para as micas e feldspatos empregou-se voltagem de 15 kV, corrente do feixe de 20,1 nA e diâmetro do feixe de 10 μm . Para a cassiterita, a voltagem foi de 20 kV e o diâmetro do feixe de 5 μm , mantida a mesma corrente de feixe. As análises de monazita diferiram daquelas da cassiterita unicamente pela corrente de feixe empregada, que foi de 50,1 nA. As correções necessárias foram efetuadas pelo programa PROZA.

2.2.9. Determinação do Conteúdo de Lítio em Rochas e Micas

Para a determinação dos conteúdos de lítio selecionaram-se 17 das 24 amostras submetidas às análises litogeoquímicas no Actlabs e 11 concentrados de micas. As primeiras já estavam devidamente cominuídas a $\leq 0,105$ mm, enquanto que os concentrados de micas necessitaram do uso de almofariz e pistilo de ágata para diminuição da granulação ao tamanho silte. A massa de material submetido foi de 500 mg.

O procedimento foi executado no Laboratório de Química e ICP-AES do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

A abertura das amostras foi feita via ataque ácido, com emprego de HF 48%, HNO₃ 65% e

HCl 37%, a quente (aquecimento em forno de microondas por 1 hora e quarenta e cinco minutos). Seguiu-se, então, a eliminação do HF a quente (100-110°C), por evaporação, a adição de HNO₃ 1:1 e de HCl 1:1, e a diluição da amostra até o volume final de 100 mL.

Estas soluções, juntamente com aquelas oriundas da preparação dos materiais de referência (MA-N e YG-1) e os brancos, tiveram seus teores de lítio aferidos no Espectrômetro de Emissão Atômica com Plasma Induzido Acoplado (ICP-AES), modelo 3410, da Applied Research Laboratories (ARL). As micas foram analisadas com Nebulizador tipo Meinhard, enquanto que as amostras de rocha foram analisadas com Nebulizador Ultrassônico da CETAC, modelo U5000AT.

Treze amostras apresentaram resíduo branco insolúvel (provavelmente zircão) após o ataque ácido em microondas. Foram, então, filtradas e submetidas a microfusão com tetraborato de sódio. Seus teores de lítio foram somados ao valores aferidos nas soluções provenientes do ataque ácido.

2.2.10. Geocronologia

a) U-Pb

✓ Separação mineral

Efetuiu-se a separação de zircão no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas (LAPEGE) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro. Utilizaram-se três amostras, uma de cada fácies magmática do Maciço Santa Bárbara.

No LAPEGE, as amostras sofreram cominuição em dois britadores. A seguir, foram peneiradas em peneirador elétrico por 30 minutos, utilizando-se três peneiras com malhas no intervalo de 80 a 270#, e então submetidas à separação gravimétrica em bateador mecânico. Procedeu-se, então, à separação dos minerais fortemente magnéticos com auxílio de ímã, seguida da separação dos minerais paramagnéticos através do Separador Isodinâmico de Frantz, inicialmente com 0,5 ampère de corrente elétrica, 8° de inclinação lateral e 20° de inclinação frontal. Haja vista constatar-se a presença de zircão na fração magnética, a mesma foi repassada no Frantz, desta vez com 1,5 ampère de corrente. O material retido no aparelho foi descartado, enquanto que as frações magnética e não-magnética resultantes foram reunidas com a não-magnética da primeira passada. Finalmente, procedeu-se à separação dos minerais leves e pesados (fração concentradora de zircão), com o uso de bromofórmio ($d=2,8899 \text{ g/cm}^3$). Aquelas amostras que apresentaram percentual significativo de impurezas foram ainda classificadas granulometricamente com um conjunto de

quatro minipeneiras com 100, 115, 150 e 200# de malha, tendo o zircão concentrado-se preferencialmente da fração mais fina (200#).

A conclusão da separação dos minerais para datação U-Pb teve lugar nas dependências do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Constatou-se uma etapa adicional de separação gravimétrica com líquidos densos, tendo-se utilizado desta vez o iodeto de metileno ($d=3,325 \text{ g/cm}^3$), com o objetivo primordial de eliminar o topázio presente nas amostras. Esse mineral, entretanto, apresenta um intervalo de densidades extenso ($d=3,174$ a $3,500 \text{ g/cm}^3$) em função da substituição $\text{OH} \Rightarrow \text{F}$, e que abrange valores tanto maiores quanto menores que a densidade do iodeto de metileno. Lamentavelmente, grande parte do topázio incorporou a fração pesada, que contém também zircão, monazita, cassiterita, xenotima e, ocasionalmente, anatásio.

Os concentrados de minerais pesados foram então acondicionados em *savillex* de teflon com HNO_3 concentrado e aquecidos a uma temperatura de $60\text{-}70^\circ \text{C}$ durante 4 horas, visando à eliminação de incrustações e superfícies oxidadas. Após este período, foram lavados abundantemente com H_2O Milli-Q em filtro de papel e secos sob lâmpada incandescente.

A separação dos concentrados em alíquotas foi feita em Separador Isodinâmico de Frantz e compreendeu uma purificação inicial para separação de xenotima e monazita conforme Hutchinson (1974, pg. 119), em que foram empregados 15° de inclinação frontal, 25° de inclinação lateral e 1,0 ampère de corrente elétrica. O zircão incorpora a fração não-magnética resultante desse procedimento, enquanto que a xenotima e a monazita concentram-se na fração magnética. Volume significativo de material foi retido na fração magnética da amostra AM-52B (fácies Serra do Cícero), ao passo que na amostra AM-53B a quantidade de material retido foi muito pequena, indicando a pouca abundância desses minerais na fácies Serra Azul.

A separação final dos concentrados seguiu o método de Krogh (1982a), e constou de passagens sucessivas da fração não-magnética do procedimento descrito anteriormente e das frações não magnéticas geradas a cada uma das passagens sucessivas no Separador Isodinâmico de Frantz, regulado com inclinação frontal e corrente elétrica constantes de 20° e 1,5 ampère, respectivamente, e inclinações laterais progressivamente decrescentes de 10, 6, 4, 3, 2, 1, 0, -1, -2, -3, -4 e -5° , até não restar mais material na fração não-magnética. As amostras AM-53B e AM-145 foram submetidas a *split* até a inclinação lateral -5° , enquanto que a amostra AM-52B atingiu apenas a inclinação -3° . De modo geral, volume significativo das amostras ficou retido na fração M(10) (magnética da passada com 10° de inclinação lateral), e as frações M(-4) e M(-5) concentraram predominantemente o

topázio, sendo muito pobres em zircão.

A preparação final das amostras compreendeu a seleção dos melhores cristais sob lupa binocular. Em todas as amostras foram identificados dois tipos principais de zircão: um predominantemente translúcido, incolor, cinza, amarelo ou amarelo-alaranjado, freqüentemente muito turvo e com faces rugosas, com superfícies de crescimento distintas quando límpido, sem inclusões fluidas ou sólidas e com raras fraturas, euédrico e com arestas vivas, pertencente aos tipos D e P de Pupin (1980); e outro límpido e transparente, incolor até amarelo, com abundantes inclusões fluidas e raras fraturas, euédrico com faces lisas e arestas vivas, predominantemente do tipo D de Pupin (1980).

O primeiro tipo de zircão predomina largamente na fácies Serra Azul (AM-53B), enquanto o segundo compreende a maior parte dos cristais na fácies Serra do Cícero (AM-52B). O tipo predominante em cada uma das fácies foi utilizado para datação.

Para a fácies Serra Azul selecionaram-se cristais das frações M(6), M(4) e as composições M(1)+M(0)B+M(-1) e M(0)A+M(-2)+M(-3), compreendendo alíquotas com massas variáveis de cerca de 70 até 110 µg. A fração M(6) foi submetida à abrasão, conforme Krogh (1982b).

Concentrados de zircão das frações M(-1), M(-2), M(-3) e NM(-3), com massas de 60 a 120 µg, foram escolhidos para a datação U-Pb da fácies Serra do Cícero.

A fácies Santa Bárbara (AM-145) possui pouco zircão, provavelmente em consequência de sua substituição por torita, descrita *a posteriori*. Dentre os cristais presentes, é mais abundante o zircão do primeiro tipo, porém exemplares de ambos os tipos foram selecionados e encaminhados para datação U-Pb pelo método SHRIMP.

Adicionalmente, selecionou-se monazita das três fácies, constituindo alíquotas de 10 a 30 µg.

✓ **Abertura das Amostras**

As análises U-Pb em zircão por espectrometria de massa por ionização térmica (TIMS) foram executadas no CPGeo, conforme os procedimentos descritos em Krogh (1973) e Corfu e Stott (1986), que estão sintetizados em Basei *et al.* (1995).

O ataque do zircão é feito com 0,5 mL de ácido fluorídrico concentrado, em bombas de teflon[®] mantidas em jaquetas de aço a 180°C por oito dias. Após esse período, o ácido é evaporado e adiciona-se 0,5 mL de HCl 6N sobre o resíduo, que retorna ao forno, a temperatura de 180°C, por mais uma noite. No caso da monazita, o ataque é feito em bombas Savilex[®], sobre chapas

aquecedoras (100 a 120°C), por 5 dias.

A solução resultante é dividida nas alíquotas para análise por diluição isotópica (DI; determinação dos conteúdos de chumbo e de urânio) e de medição da composição isotópica do chumbo (CI).

A separação do Pb e do U é feita em colunas de troca iônica, pela passagem da solução clorídrica através da resina AG-1-X-8 (200-400 *mesh*), utilizando-se HCl 6N, 3N e 1N como reagentes, HCl 1N para a coleta do chumbo e H₂O para a coleta do urânio.

Ao concentrado final da amostra são adicionados uma gota de H₃PO₄ e 2 µL de SiO₃ (sílica gel). A solução é, então depositada sobre filamento simples de rênio e encaminhada ao espectrômetro de massa.

✓ *Espectrometria de Massa por Ionização Térmica e Cálculo das Idades*

A determinação das composições isotópicas foi feita em espectrômetro de massa de fonte sólida do tipo Finnigan MAT 262.

Os resultados finais das análises foram calculados e plotados com auxílio do programa ISOPLOT/Ex, versão 2.10, de Ludwig (1999), observando-se as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger e Jäger 1977).

✓ *Análises por SHRIMP-RG*

As datações U-Pb em zircão da amostra AM-145, fácies Santa Bárbara, pelo método SHRIMP-RG, foram executadas no *Stanford USGS Micro Analysis Center* (SUMAC), na Universidade de Stanford, Califórnia, por Jorge Silva Bettencourt, Richard M. Tosdal e Joseph Wooden.

Os cristais de zircão selecionados foram montados em fatias circulares de epóxi com 2,54 centímetros de diâmetro e 6 milímetros de espessura, dispostos ao longo de até seis fileiras de 1 centímetro juntamente com os padrões. Essas fatias foram polidas em ambas as faces e cobertas com 10 nm de ouro naquela onde é feita a leitura. Imagens de catodoluminescência em equipamento JEOL 5600LV SEM foram tomadas para a caracterização dos cristais e escolha dos pontos para análises, bem como observações ao microscópio petrográfico em luz transmitida e refletida.

O equipamento utilizado foi o SHRIMP-RG (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe – Reverse Geometry*) e os procedimentos seguiram os mesmos preconizados em Compston *et al.* (1984) e Williams (1997).

b) Sm-Nd

As análises Sm-Nd em rocha total para obtenção das idades T_{DM} e do $\xi_{Nd}(T)$ foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, segundo os procedimentos descritos em Gioia e Pimentel (2000). O material utilizado foram os mesmos pós de rocha preparados para análises litogeoquímicas.

✓ *Espectrometria de Massa e Cálculo das Idades*

As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com multicoletor. O cálculo das idades foi efetuado conforme o modelo do Manto Empobrecido de DePaolo (1981).

Demais detalhes a respeito dos métodos empregados na geocronologia podem ser consultados no Capítulo VIII.

2.2.11. Petrografia e microtermometria de inclusões fluidas

Esse estudo foi efetuado no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, sob a supervisão da Dr^a. Rosa Maria da Silveira Bello, conforme as técnicas descritas em Roedder (1962, 1963).

Utilizaram-se nove seções delgadas polidas em ambas as faces de oito litotipos magmáticos e hidrotermais. A petrografia das inclusões e a obtenção das medidas microtermométricas foi realizada em quartzo e topázio, em microscópio Leitz, com objetivas de 50 e 80x, ao qual está acoplada uma platina de resfriamento/aquecimento marca Chaixmeca, modelo MTM 85, conectada a uma unidade controladora de temperatura e a um sistema de circulação de N_2 líquido. O intervalo térmico abrangido pelas medidas efetuadas nesse tipo de sistema é dos -180 aos 600°C . A taxa de aquecimento nos intervalos térmicos de interesse foi de cerca de $1^\circ\text{C}/\text{min}$. A reprodutibilidade das medidas no ciclo de aquecimento é de $0,2^\circ\text{C}$.

A calibração do ponto triplo do CO_2 ($-56,6^\circ\text{C}$) foi feita com amostra natural proveniente de Calanda, Suíça, enquanto que água deionizada foi utilizada para o ponto triplo da H_2O . Para as temperaturas no intervalo de 100 a 398°C , utilizaram-se os padrões MSP (Merck Schmelzkörper Product) nºs 9700, 9735, 9780, 9800 e 9847, bem como o KNO_3 e o $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ (Merck 4864).

Os cálculos dos parâmetros de salinidade, densidade, pressão e ponto crítico dos sistemas,

bem como de concentração dos solutos, foram executados no programa FLINCOR (Brown 1989), com as equações de estado de Brown & Lamb (1989).

O estudo de espectrometria Raman foi efetuado no Laboratório de Ótica do Departamento de Física, Instituto de Ciências Exatas, da Universidade Federal de Minas Gerais pelo Dr. Kazuo Fuzikawa, do Laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese, Serviço de Física Aplicada e Técnicas Especiais, do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN), em Belo Horizonte, conjuntamente com a autora desta tese.

O equipamento utilizado foi o Triplo-espectrômetro micro-Raman *DILOR XY*, acoplado a microscópio Olympus com detector CCD refrigerado por N₂ líquido. O *laser* é de Ar-Kr, modelo *Coherent Innova – 70*. Empregou-se a raia verde do *laser* (Ar), potência média de 350 mw e 10 acumulações com contagens de 10 s.

2.2.12. Geoquímica Isotópica de Oxigênio e Hidrogênio

a) Separação de minerais

Para análises de isótopos estáveis em minerais foram separados quartzo, feldspato potássico, mica, cassiterita e topázio segundo procedimentos específicos para cada um desses minerais. Análise em rocha total foi efetuada em dois litotipos magmáticos bem como em material proveniente de vênula, composto em mais de 95% por caulinita e halloysita, que não sofreu nenhum tratamento prévio.

O material de partida foram os excedentes do quarteamento das rochas preparadas para análises litogeoquímicas, que foram peneirados. O intervalo utilizado para a separação mineral foi definido primordialmente em função da fase de interesse: 14# a 60# no caso daquele destinado à obtenção de quartzo e cassiterita, e 60# a 100# quando a pretensão era a separação de mica. Como o feldspato de interesse era o potássico cristalizado na forma de megacristais, foi extraído principalmente das amostras de rocha, utilizando-se para tanto brocas odontológicas.

Com exceção das micas, procedeu-se à catação manual de cristais e de fragmentos desses com auxílio de lupa binocular para a geração de concentrados puros de minerais. Mesmo os fragmentos de feldspato separados das rochas por meio das brocas foram observados com a lupa, na tentativa de eliminar aqueles ricos em inclusões.

As micas sofreram tratamento diverso, pois sua separação é muito eficiente quando efetuada com o Separador Isodinâmico de Frantz. Primeiramente, uma inclinação lateral de 15° e uma

inclinação frontal de 20°, aliadas à corrente elétrica de 0,5 A, proporcionaram a separação delas dos demais minerais presentes na rocha. As outras passadas (duas ou três) foram efetuadas com corrente significativamente menor (0,3 ou 0,25 A, dependendo do tipo de mica), o que permitiu a exclusão de agregados da fase com outros silicatos para a fração não-magnética, gerando concentrados com alto grau de pureza.

Nesta fase, procurou-se a obtenção de concentrados com massa mínima de 100 mg para análises de $\delta^{18}\text{O}$ (quartzo, cassiterita, topázio e mica; no caso do feldspato, pelo menos 200 mg), e de 500 mg para análises de δD (mica e topázio; no caso do feldspato, pelo menos 300 mg).

O procedimento final da separação foi a limpeza dos concentrados. Como alguns dos tipos de mica foram supostamente cristalizados a temperaturas relativamente baixas (da ordem de 250 a 300° C), preferiu-se limpá-las unicamente com água destilada em um banho de ultra-som por vinte minutos, após os quais foram abundantemente lavadas com água destilada em funis forrados com papel filtro e secas sob lâmpada incandescente.

O quartzo e a cassiterita foram lavados com H_2SO_4 50%, a quente, até a eliminação de películas de óxido de ferro sobre os cristais, bem como minimização do volume de eventuais e raríssimas incrustações de feldspatos e micas. O feldspato potássico e o topázio não necessitaram limpeza.

b) Análises isotópicas por criogenia e *laser fluorination*

As análises de isótopos estáveis foram efetuadas no *Isotope Geosciences Unit* do *Scottish Universities Environmental Research Centre* (SUERC), em East Kilbride, Escócia, e também no *Geochron Laboratories*, em Cambridge, Estados Unidos da América.

✓ *Oxigênio*

A análise de isótopos de oxigênio em silicatos por *laser fluorination*, conforme realizada no SUERC, está descrita em Macaulay *et al.* (2000).

Resumidamente, compreende a utilização de alíquota de cerca 1,0 mg de rocha pulverizada ou de cristais, que é acondicionada em platina motorizada, operada remotamente, no interior de câmara de polycarbonato dotada de sistema de vídeo-câmera e monitor de televisão acoplado. A amostra é então aquecida com laser de CO_2 ($\lambda = 10640$ nm) na presença do gás clorotrifluoreto (ClF_3), para liberação do oxigênio. O oxigênio é convertido em CO_2 por meio de reação com um pequeno cilindro de carbono aquecido (degaseificado). O CO_2 é coletado com nitrogênio líquido

($T = -196^{\circ}\text{C}$) e transferido *online* para o espectrômetro de massa VG PRISM III, onde a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é medida. A precisão analítica é de $\pm 0,2\%$.

✓ **Hidrogênio**

A análise de isótopos de hidrogênio em minerais no SUERC é feita a partir de alíquotas de cerca de 40 mg de amostra, previamente aquecidas a 120°C por uma noite para remoção de voláteis adsorvidos (*cf.* Fallick *et al.* 1993). As alíquotas são então aquecidas por indução até 1400°C para desidroxilação. O vapor de água e o CO_2 são coletados e posteriormente separados criogenicamente, ficando retido o primeiro, que é reduzido a H_2 em forno de cromo a 830°C (*cf.* Donnnelly *et al.* 2001). O H_2 é coletado e transferido para o espectrômetro de massa VG Optima, da Micromass. A precisão analítica é $\leq 0,5\%$.

As análises isotópicas iniciais dos gases liberados das micas por este procedimento resultaram valores de δD inesperados, tanto altos quanto baixos, além de baixa precisão interna durante as análises. As altas razões entre a pressão de gás da amostra e a pressão do gás de referência no espectrômetro para o pico de intensidade relativo à razão massa/carga igual a 2 sugeriram a presença de outros gases juntamente com o H_2 . Tais gases foram interpretados como produtos de reação química do flúor presente nas micas, que não foram completamente separados do hidrogênio pelo método criogênico tradicional. Alternativamente, procedeu-se ao congelamento desses gases com nitrogênio líquido no tubo de amostra, previamente à liberação do seu conteúdo para análise no espectrômetro. Obtiveram-se, assim, pressões de gás idênticas para amostra e referência, e precisão interna aceitável. A reprodutibilidade dos dados foi de 6 ou menos (1σ) para 5 de 7 amostras.

c) Equações de fracionamento empregadas

Os dados isotópicos de oxigênio e de hidrogênio são apresentados em permil como valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de δD , respectivamente, onde

$$\delta = ((\text{razão isotópica da amostra} / \text{razão isotópica do padrão}) - 1) \times 1000.$$

As razões isotópicas exibem o isótopo mais pesado no numerador e o mais leve no denominador. O padrão adotado na presente pesquisa é o V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

Duas fases A e B em equilíbrio isotópico têm suas composições isotópicas governadas por um fator de fracionamento, expresso pela letra α :

$$\alpha_{AB} = \text{razão isotópica de A} / \text{razão isotópica de B}.$$

Como o $\ln(1+x) \cong x$, se $x \ll 1$, pode-se utilizar a relação aproximada

$$1000 \ln \alpha \cong \delta_A - \delta_B, \text{ ou } \Delta_{A-B},$$

onde $1000 \ln \alpha$ é proporcional a $1/T^2$ e $1/T$ a altas e baixas temperaturas, respectivamente (Urey 1947, Bigeleisen e Mayer 1947), e assume a forma de uma equação de segundo grau do tipo

$$1000 \ln \alpha = A \times 10^6/T^2 + B \times 10^3/T + C.$$

As equações de fracionamento isotópico empregadas para o cálculo de temperaturas e de composição isotópica de fases estão listadas nas Tabelas II.2 e II.3.

Tabela II.2. Equações de fracionamento isotópico de oxigênio empregadas neste estudo.

Par Isotópico	Temperatura (°C)	A	B	C	Referência
quartzo-felds. alc.	0-1200	0,16	1,50	-0,62	Zheng (1993a)
quartzo-H ₂ O	250-500	3,34	0	-3,31	Matsuhisa <i>et al.</i> (1979)
	500-800	2,05	0	-1,14	
quartzo-H ₂ O	500-800	4,10	0	-3,70	Bottinga e Javoy (1973)
felds. alc.-H ₂ O	350-800	2,91	0	-3,41	O'Neil e Taylor (1967)
felds. alc.-H ₂ O	500-800	3,13	0	-3,70	Bottinga e Javoy (1973)
felds. alc.-H ₂ O	0-1200	4,32	-6,27	2,00	Zheng (1993a)
biotita-H ₂ O	0-1200	3,84	-8,76	2,46	Zheng (1993b)
quartzo-topázio	0-1200	0,30	2,41	-1,00	Zheng (1993b)
topázio-H ₂ O	0-1200	4,18	-7,18	2,17	Zheng (1993b)
quartzo-cassiterita	400-500	-6,87	26,29	-15,49	Zhang <i>et al.</i> (1994)
cassiterita-H ₂ O	250-370	10,13	-26,09	12,58	Zhang <i>et al.</i> (1994)
caulinita-H ₂ O	0-350	2,76	0	-6,75	Sheppard e Gilg (1996)
muscovita-H ₂ O	0-1200	4,10	-7,61	2,25	Zheng (1993b)

Tabela II.3. Equações de fracionamento isotópico de hidrogênio empregadas neste estudo.

Par Isotópico	Temp. (°C)	A	B	C	Referência
mica-H ₂ O	400-850	-22,4	0	$26,3 + (2X_{Al} - 4X_{Mg} - 68X_{Fe^{2+}} - 30,1X_{Fe^{3+}} - 4,4X_{Ti})$	Jenkin (1988)
caulinita-H ₂ O	0-330	-2,20	0	-7,70	Gilg e Sheppard (1979)

onde "X" é a fração molar dos cátions no sítio octaédrico.

III. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Introdução

A evolução geológica do Cráton Amazônico (Almeida 1974, 1978) remonta ao Arqueano, tendo-se estabelecido condições de plataforma estável no Neoproterozóico. Alguns dos modelos evolutivos, de concepção fixista, consideram o cráton como uma vasta plataforma arqueana/paleoproterozóica sucessivamente retrabalhada e reativada durante o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico (Almeida 1974, 1978; Amaral 1974, 1984; Issler 1977; Santos 1984; Santos & Loguércio 1984; Hasui *et al.* 1984; Hasui e Almeida 1985; Montalvão & Bezerra 1985; Jones 1985; Costa & Hasui 1991, 1997). Outros modelos, de concepção mobilista, admitem evolução do cráton via acréscimos episódicos de material juvenil a um núcleo continental antigo durante o Proterozóico, bem como retrabalhamento de crosta continental (Cordani *et al.* 1979; Cordani & Brito Neves 1982; Gibbs & Barron 1983; Gaudette & Olszewski 1985; Litherland *et al.* 1986, 1989; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1996; Tassinari *et al.* 1996, 2000; Sato & Tassinari 1997; Scandolara *et al.* 1998; Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.* 1999, 2000; Scandolara 1999; Amorim & Scandolara 1999; Scandolara & Amorim 1999; Geraldles *et al.* 2001).

Na margem sudoeste do Cráton Amazônico, onde está inserida a área de estudo, as idades Rb-Sr e K-Ar inicialmente obtidas permitiram identificar os eventos Paraense (1,70 a 1,55 Ga), Madeirense (1,40 a 1,25 Ga) e Rondoniense (1,05 a 0,90 Ga) (Amaral 1974), e Parguazense (1,60 a 1,50 Ga; Bellizzia 1972), no caso dos modelos fixistas.

Segundo os modelos mobilistas, essas mesmas idades indicam migração dos regimes tectônicos de NE para SW e definem um zoneamento regional em províncias geocronológicas de direção NW-SE, denominadas Rio Negro-Juruena (1,80 a 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,50 a 1,30 Ga) e Sunsás (1,25 a 1,00 Ga) (Cordani *et al.* 1979; Litherland *et al.* 1986; Teixeira & Tassinari 1984; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1996; Tassinari *et al.* 1996; Tassinari & Macambira 1999), ou províncias Rondônia-Juruena (1,75 a 1,47 Ga) e Sunsás (1,25 a 0,99 Ga) segundo Santos *et al.* (1999a, b; 2000), conforme ilustrado na Figura 3.1. A proposta mobilista é adotada no presente estudo.

PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

- Amazônia Central (>2,3 Ga)
- Maroni-Itacaiunas (2,2 - 1,95 Ga)
- Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga)
- Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga)
- Rondoniana-San Ignacio (1,5 - 1,3 Ga)
- Sunsás (1,25-1,0 Ga)

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Coberturas Fanerozóicas
- Granitóides
- Coberturas Sedimentares Pré-cambrianas
- Coberturas Vulcânicas Ácido-Intermediárias
- Vulcanismo Básico
- Greenstone Belts
- Complexos Granulíticos
- Cinturão Móvel Neoproterozóico
- Alto Estrutural do Embasamento

Figura 3.1 - Estruturação geocronológica do Cráton Amazônico mostrando a localização da Província Estanífera de Rondônia (PER). Adaptado de Tassinari (1996). Mapa interno: CA - Cráton Amazônico (CA₁ - Escudo da Guiana, CA₂ - Escudo do Brasil Central (Guaporé)).

3.2. A Margem Sudoeste do Cráton Amazônico

A região sudoeste do Cráton Amazônico é considerada um multi-orógeno em que magmatismo, metamorfismo e deformação sucessivos ocorreram no intervalo entre 1,8 e 1,0 Ga. Abrange as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignacio e Sunsás, com limites de idade redefinidos e compartimentadas nas seguintes unidades (Tassinari *et al.* 2000; Bettencourt & Geraldès, em preparação; Fig. 3.2):

✓ **Província Rio Negro-Juruena (1,79 a 1,52 Ga)**

Orógeno Alto Jauru (1,79 a 1,74 Ga)

Terreno Roosevelt (*ca.* 1,75 Ga)

Terreno Jamari (*ca.* 1,75 Ga)

Orógeno Cachoeirinha (1,58 a 1,52 Ga)

✓ **Província Rondoniana-San Ignacio (1,51 a 1,29 Ga)**

Orógeno Rio Alegre (1,51 a 1,48 Ga)

Orógeno Santa Helena (1,45 a 1,42 Ga)

Orógeno San Ignacio (1,41 a 1,29 Ga)

Evento Metamórfico Rondoniano (1,34 a 1,32 Ga)

✓ **Província Sunsás (1,30 a 0,98 Ga)**

Orógeno Sunsás (1,25 a 0,90 Ga)

Orógeno Aguapeí (1,00 a 0,95 Ga)

Orógeno Nova Brasilândia (1,11 a 1,00 Ga)

O **Orógeno Alto Jauru** (Van Schmus *et al.* 1999), previamente considerado um *greenstone belt* (Monteiro *et al.* 1986), localiza-se no Mato Grosso e compreende cinturões de rochas metavulcânicas e metassedimentares entremeados por tonalitos e intrudidos por doleritos e granitóides. Rochas metavulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, xistos, *metacherts* e magnetitos granatíferos (BIF's), são descritos na unidade. Datações U-Pb em zircão no intervalo de 1,79 a 1,72 Ga, e idades Sm-Nd T_{DM} de 1,93 a 1,78 Ga, com ξ_{Nd} de +2,0 a +2,8 (Ruiz 1992; Pinho 1996; Van Schmus *et al.* 1998; Geraldès *et al.* 1999, 2001; Geraldès 2000), levaram Geraldès *et al.* (1999) a interpretar a unidade como uma possível extensão sudeste da Província Rio Negro-Juruena.

Figura 3.2 - Mapa tectônico do sudoeste do Cráton Amazônico. Adaptado de Litherland & Bloomfield (1981), Litherland *et al.* (1986, 1989), Tassinari (1996), Tassinari & Macambira (1999), Scandolara (1999a, 2001), Van Schmus *et al.* (1999), Rizzotto (2001a e b), Tassinari *et al.* (2000, 2001), Geraldles *et al.* (2001), Bettencourt & Geraldles (em preparação).

Na região norte de Rondônia, a Província Rio Negro-Juruena está representada pelos terrenos Jamari e Roosevelt (Fig. 3.2), definidos por Scandolara *et al.* (1999a, 2001). O **Terreno Jamari** ocupa a porção centro-norte e noroeste do estado, e inclui o Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978), as suítes intrusivas Rio Crespo (Payolla *et al.* 2001a e b, 2002), Santo Antônio, Teotônio, Alto Candeias, São Lourenço-Caripunas, Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia (Payolla 1994; Bettencourt *et al.* 1997, 1999), além das formações Mutum-Paraná e Palmeiral (Lobato *et al.* 1966), descritos no item 3.3. Caracteriza-se pela superposição de cisalhamento tangencial com tensor compressivo N50°/60°E sobre bandamento gnáissico relacionado a tensor compressivo N10°/15°E (Scandolara *et al.* 2001).

O **Terreno Roosevelt** localiza-se no setor nordeste do estado, e consiste de megalentes e megaxenólitos do Complexo Jamari, além da Sequência Metavulcano-sedimentar Roosevelt (Rizzotto *et al.* 1995), de granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Serra da Providência (Tassinari *et al.* 1984, Bettencourt *et al.* 1999), de rochas máficas da Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal (Scandolara 1999b), bem como coberturas sedimentares indeformadas da Formação Palmeiral. A idade U-Pb SHRIMP para rochas metavulcânicas dacíticas é de 1,74 Ga (Santos *et al.* 1999a, b), enquanto que a idade T_{DM} é de 1,70 Ga (Sato & Tassinari 1997).

Granitóides gerados em ambiente de arco magmático, intrusivos no Orógeno Alto Jauru, foram incluídos no denominado **Orógeno Cachoeirinha** (Tassinari *et al.* 2000; Geraldles *et al.* 2001). Idades U-Pb em zircão limitam esse episódio tectônico ao período de 1,56 a 1,54 Ga. As idades Sm-Nd T_{DM} situam-se no intervalo de 1,88 a 1,75 Ga, com ξ_{Nd} variável entre -0,8 e +1,0. Granitos e granodioritos anorogênicos da região foram datados em 1,48 a 1,39 Ga, com idades T_{DM} de 1,77 a 1,74 Ga e ξ_{Nd} de -1,3 a +1,7. A unidade é considerada parte da Província Rio Negro-Juruena (Van Schmus *et al.* 1998; Geraldles *et al.* 1999; Geraldles 2000; Geraldles *et al.* 2001).

A leste do Orógeno Alto Jauru afloram rochas metaplutônicas máfico-ultramáficas, metavulcânicas básicas a intermediárias, BIF's, rochas metassedimentares químicas e clásticas, além de *metacherts*, incluídos na Sequência Vulcano-sedimentar Rio Alegre (Matos 1992), elevada à categoria de **Orógeno Rio Alegre** por Tassinari *et al.* (2000). As idades U-Pb em zircão das metavulcânicas concentram-se no intervalo de 1,52 a 1,51 Ga, enquanto que as idades T_{DM} variam de 1,54 a 1,48 Ga, com ξ_{Nd} entre +4,3 e +4,7. Rocha metabásica plutônica foi datada em 1,45 Ga, com idade T_{DM} de 1,68 Ga e ξ_{Nd} de +2,5. Tonalitos intrusivos na sequência têm idades U-Pb em zircão entre 1,48 e 1,46 Ga, idades T_{DM} variáveis de 1,53 a 1,50 Ga e ξ_{Nd} entre +3,8 e +4,1. O conjunto dos dados Sm-Nd aponta caráter juvenil para essas rochas (Matos *et al.* 2001, Geraldles *et al.* 2001).

O **Orógeno Santa Helena** (Tassinari *et al.* 2000) compreende granitóides com assinatura geoquímica variável entre granitos do tipo *I* e do tipo *A* (Gerald *et al.* 2001), primeiramente incluídos no Batólito Santa Helena (Saes *et al.* 1984). É limitado a leste pelos orógenos Alto Jauru e Cachoeirinha, e a oeste pelos orógenos Rio Alegre e Aguapeí. Suas idades U-Pb em zircão variam de 1,45 a 1,42 Ga. Idades Sm-Nd T_{DM} situam-se no intervalo de 1,70 a 1,50 Ga, enquanto que os valores de ξ_{Nd} são de +2,6 a +4,1, representativos de crosta juvenil. Tendo em vista a assinatura geoquímica e isotópica das rochas do batólito, Gerald *et al.* (2001) propuseram gênese relacionada à subducção para leste, sob as rochas recém-acrescidas do Orógeno Rio Alegre.

A definição da Orogênese Santa Helena (Gerald 2000), cuja evolução se deu em ambiente de arco magmático com acreção de material juvenil, permitiu o desmembramento de outro evento orogênico na Província Rondoniana-San Ignacio, representado pela Orogênese San Ignacio (Tassinari *et al.* 2001).

Na Bolívia, a Orogênese San Ignacio (Litherland & Bloomfield 1981; Litherland *et al.* 1986, 1989; Teixeira & Tassinari, 1984) é reconhecida por idades Rb-Sr do metamorfismo, de fácies anfibolito a granulito, de cerca de 1344 ± 18 Ma e de magmatismo cálcio-alcálico sin a pós-tectônico entre 1,38 e 1,28 Ga. Idades-modelo Sm-Nd desses granitos (Darbyshire 1979, 2000) variam entre 2,09 a 1,51 Ga, com valores de ξ_{Nd} desde levemente negativos até +3,9. Granitos tardi a pós-orogênicos apresentam idades T_{DM} de 1,73 a 1,69 Ga e ξ_{Nd} de +1,0 a +1,4, enquanto que os pulsos finais, alcalinos, possuem idade-modelo de 1,88 Ga com ξ_{Nd} de -0,9, todos com idade de cristalização, estimada por Rb-Sr, em 1,29 Ga (Darbyshire 1979, 2000).

A **Orogênese San Ignacio** foi estendida ao território brasileiro por Tassinari *et al.* (2001) com base em idades de cristalização U-Pb em zircão (SHRIMP e TIMS) entre 1,41 e 1,38 Ga, bem como idades de metamorfismo de cerca de 1,31 Ga, obtidas em granitóides do Mato Grosso. As idades Sm-Nd T_{DM} situam-se no intervalo de 1,69 a 1,52 Ga, com valores de ξ_{Nd} de +3,4 a +3,6. É entendida como desenvolvida em ambiente de arco magmático.

Em Rondônia, eventos cronocorrelatos envolvem volumosa granitogênese anorogênica, representada pela Suíte Intrusiva Rio Crespo (Payolla *et al.* 2001a e b, 2002) e pelas suítes rapakivi Santo Antônio, Teotônio, Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas (Bettencourt *et al.* 1999), além de metamorfismo, efeitos térmicos e sedimentação. A Suíte Intrusiva Rio Crespo, composta por gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos, tem idades U-Pb em zircão de 1,43-1,42 Ga, idades Sm-Nd T_{DM} de 1,75 a 1,73 Ga e valores de ξ_{Nd} entre +0,6 e +1,2, sendo considerada

cronocorrelata ao Orógeno Santa Helena. As suítes rapakivi apresentam idades de cristalização U-Pb em zircão de 1,41 a 1,31 Ga, idades Sm-Nd T_{DM} de 1,87 a 1,52 Ga, e valores de ξ_{Nd} entre 0 e +2,7 (Bettencourt *et al.* 1999a e b). O metamorfismo, de fácies anfibolito alto, foi datado por U-Pb (zircão e monazita) em 1,36-1,30 Ga (Tassinari *et al.* 1996, 1999, 2000; Payolla *et al.* 2002; Bettencourt *et al.* 2002, Rizzotto *et al.* 2002a, b), bem como por $^{40}Ar/^{39}Ar$ em hornblenda e muscovita (1,31 Ga) das rochas da Suíte Metamórfica Colorado, definida recentemente (Rizzotto *et al.* 2002a, b). A sedimentação está representada pelas formações Palmeiral e Prosperança, cuja gênese é atribuída a ambiente de *rift* (Geraldes *et al.* 2001, Saes *et al.* 2002).

O desenvolvimento do **Cinturão Móvel Sunsás** (Litherland & Bloomfield 1981), na Bolívia, envolveu distensão continental, plutonismo alcalino e deposição dos sedimentos continentais e marinhos dos grupos Sunsás e Vibosi, posteriormente deformados e metamorfizados sob condições de fácies xisto-verde, com ocorrência de magmatismo básico e ácido, sin e pós-tectônico, associado. Metamorfismo, deformação e plutonismo ocorreram no período de 1,28 a 0,95 Ga (Litherland & Bloomfield 1981; Litherland *et al.* 1986).

O Cinturão de Cavalcamento Aguapeí (Saes & Fragoso Cesar 1996), ou **Orógeno Aguapeí** (Rizzotto 2001a e b), compreende conglomerados, arenitos e pelitos fluviais e marinhos, deformados em ambiente cratônico (Figueiredo *et al.* 1974; Souza & Hildred 1980; Saes *et al.* 1992; Menezes *et al.* 1993), correlatos ao Grupo Sunsás, da Bolívia (Litherland & Bloomfield 1981; Litherland *et al.* 1986; Saes 1999). A idade máxima de quartzito da unidade foi estimada em 1231 ± 14 Ma (Santos *et al.* 2001). Datações $^{40}Ar/^{39}Ar$ em hornblenda e biotita das rochas do cinturão indicam idade de deformação entre 970 ± 6 e 957 ± 2 Ma, e 912 ± 12 e 890 ± 2 Ma, respectivamente (Tohver *et al.* 2000). O magmatismo granítico do tipo S, controlado por zonas de cisalhamento e gerado no final do evento Aguapeí, foi datado por U-Pb em zircão em 939 e 914 Ma, e apresenta idades Sm-Nd T_{DM} de 2,21 Ga (ξ_{Nd} de -7,1 e 7,6). Magmatismo anorogênico bimodal apresenta idade Sm-Nd de 1,29 Ga e ξ_{Nd} de +1,27, que sugere a contribuição de material juvenil e crustal na geração do magma (Geraldes 2000).

O **Orógeno Nova Brasilândia** (Rizzotto 2001b) inclui uma seqüência de rochas metaplutono-sedimentares e metavulcâncias predominantes na área, denominada Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto 1999), granitos das Suítes Rio Pardo e Costa Marques e do Granito Rio Branco, além de coberturas continentais (Formação Primavera e grupos Palmeiral e Vilhena). O Grupo Nova Brasilândia compreende uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática, e outra de rochas ígneas bimodais com intercalações subordinadas de gnaisses cálcio-silicáticos, cuja formação

e evolução se deram por extensão e instalação de *rift* intracontinental, seguidos por transpressão e espessamento crustal. Finalmente, houve nova extensão por colapso pós-orogênico, com geração de bacias e cratonização (Rizzotto 1999, 2001a e b; Rizzotto *et al.* 1999a, b).

A idade máxima da sedimentação dos metaturbiditos é estimada em 1215 ± 20 Ma (Rizzotto 2001a e b), enquanto que o magmatismo bimodal se deu em dois pulsos: um de cerca de 1110 Ma, representado por rochas metabásicas plutônicas e granitos do tipo A; e outro de 1005 Ma, de granitos epizonais do tipo A contemporâneos aos Granitos Últimos de Rondônia, além de basaltos e gabros. No primeiro caso, as idades Sm-Nd T_{DM} das rochas graníticas concentram-se no intervalo de 1,66 a 1,63 Ga, e os valores de ξ_{Nd} variam de -0,4 a -1,5, indicando derivação crustal para o magma com alguma participação de material mantélico. Valores de ξ_{Nd} para a unidade metabásica, caracterizadas como do tipo P-MORB, variam de +3,1 a +5,0, sugerindo acresção de material juvenil nesta porção do Cráton Amazônico. Os dados Sm-Nd para os granitos tardi a pós-tectônicos (T_{DM} de 1,5 Ga e ξ_{Nd} de +0,5) relacionados ao segundo pulso revelam fusão de crosta mais antiga com forte contribuição juvenil e curto tempo de residência crustal (Rizzotto 2001a e b; Rizzotto *et al.* 2001). Uma idade U-Pb em zircão de 1110 ± 10 Ma para metagabro foi interpretada como a idade do metamorfismo da unidade (Rizzotto 1999), enquanto que a deformação relacionada ao desenvolvimento de falhas transcorrentes tardias foi estimada em 970-966 Ma (Tohver *et al.* 2000) e 965 ± 23 Ma (Tassinari 1993).

No entendimento de Santos *et al.* (2002), a Orogênese Sunsás corresponde a um ciclo orogênico completo, desenvolvido no intervalo de 1,45 a 1,09 Ga, composto pelas orogêneses Santa Helena (1,45 Ga), Candeias (1,32 Ga), pré-Nova Brasilândia (1,19 Ga) e Nova Brasilândia (1,11 Ga), as duas primeiras relacionadas a ambiente de arco e as duas últimas de caráter colisional.

3.3. A Província Estanífera de Rondônia

3.3.1. Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978)

O Maciço Granítico Santa Bárbara integra a Província Estanífera de Rondônia (PER; Fig. 3.3), cujo embasamento é constituído predominantemente pelas rochas ortoderivadas de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, com rochas básicas e paraderivadas menos expressivas, metamorfizadas sob condições de fácies anfibolito até granulito, do Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978).

Figura 3.3 - Mapa geológico esquemático da Província Estanífera de Rondônia (PER) e áreas adjacentes, mostrando a distribuição das suítes de granitos rapakivi com 1,60 a 0,97 Ga. Modificado de Leal *et al.* (1978), Bettencourt *et al.* (1995, 1996) e Bettencourt *et al.* (1999a).

Payolla *et al.* (2001b; 2002a) identificaram cinco associações litológicas no embasamento da porção centro-leste da **PER**: 1) gnaisses tonalíticos (1,75 Ga; $\xi_{Nd}(T)$ -1,5 a +0,1; T_{DM} 2,2 a 2,1 Ga); 2) granulitos enderbíticos (1,73 Ga; $\xi_{Nd}(T)$ -0,6 a +0,1; T_{DM} 2,1 Ga); 3) paragneisses (idade incerta; T_{DM} 2,2 a 2,1 Ga); 4) *augen*-гнаisses graníticos e charnockíticos (1,57 a 1,53 Ga; $\xi_{Nd}(T)$ +0,6 a +2,0; T_{DM} 1,9 a 1,8 Ga); e 5) gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos (1,43 a 1,42 Ga; $\xi_{Nd}(T)$ +0,7 a +1,2; T_{DM} $\xi_{Nd}(T)$ 1,8 a 1,7 Ga) (Fig. 3.4).

As duas primeiras associações apresentam afinidade geoquímica cálcio-alcalina, e são interpretadas como produtos de ambiente de margem continental do tipo andino. A associação de paragneisses tem seu intervalo de deposição limitado entre 1,65 e 1,57 Ga, com contribuição da crosta da Província Geocronológica Ventuari-Tapajós, definida por Tassinari (1996), e das associações dos gnaisses tonalíticos e dos granulitos enderbíticos (Payolla *et al.* 2002a, b). Essas três associações estão relacionadas ao desenvolvimento da Província Rio Negro-Juruena, e representam a crosta mais antiga da região (Payolla *et al.*, 2002a).

Os *augen*-гнаisses graníticos e charnockíticos têm afinidades geoquímicas com granitos do tipo *A*, intraplaca, e são interpretados como derivados de mistura de magma do manto empobrecido com crosta mais antiga. Payolla *et al.* (2002a) os correlacionam à Suíte Intrusiva Serra da Providência (Bettencourt *et al.* 1999b), uma associação MCG (de mangerito-charnockito-granito rapakivi; Emslie 1991; Rizzotto *et al.* 1996) contemporânea ao Orógeno Cachoeirinha (Tassinari *et al.* 2000; Geraldès *et al.* 2001), reconhecido no Estado do Mato Grosso.

Os gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos constituem o primeiro registro de magmatismo do tipo *A*, intraplaca, no norte de Rondônia relativo ao intervalo de 1,43-1,42 Ga. Foram denominados Suíte Intrusiva Rio Crespo (Payolla *et al.* 2001a, b). Payolla *et al.* (2002) propõem fonte a partir de mistura de material juvenil e crosta antiga para essas rochas, e defendem serem expressões *inboard* dos processos acrescionários de margem continental reconhecidos por Geraldès *et al.* (2001) no Mato Grosso e responsáveis pelo Orógeno Santa Helena.

A região centro-leste da **PER** foi submetida a um episódio tectono-metamórfico de fácies anfibolito alto entre 1,36-1,30 Ga, que é interpretado como o pico metamórfico da orogênese Rondoniana-San Ignacio (Tassinari *et al.* 1996, 1999, 2000; Payolla *et al.* 2002; Bettencourt *et al.* 2002).

Figura 3.4 - Mapa de associações litológicas da região centro-leste da Província Estanífera de Rondônia. Simplificado de Payolla *et al.* (2002).

LEGENDA

FANEROZÓICO

- Coberturas cenozóicas continentais
- Arenitos feldspáticos e conglomerados

NEOPROTEROZÓICO

Suíte Granitos Últimos de Rondônia (1,00-0,97 Ga)

- Hornblenda sienogranito, hornblenda-biotita sienogranito e monzogranito; biotita sienogranito e monzogranito; hornblenda-(piroxênio) álcali-feldspato sienito e microssienito, biotita-(hornblenda/anfibólio sódico) álcali-feldspato microgranito, traquiandesito, traquito, riólito pórfiro; biotita álcali-feldspato granito, Li-mica-(topázio) álcali-feldspato granito, ongonito

MESOPROTEROZÓICO

Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08-1,07 Ga)

- Hornblenda-biotita quartzo monzonito, biotita(hornblenda) monzogranito e sienogranito; biotita sienogranito e muscovita-biotita microssienogranito; hornblenda álcali-feldspato sienito e microssienito, biotita álcali-feldspato quartzo microssienito, biotita-(anfibólio sódico) álcali-feldspato microgranito, traquiandesito, traquito, basalto; biotita álcali-feldspato granito, alasquito, Li-mica álcali-feldspato granito, riólito pórfiro

MESOPROTEROZÓICO

- Associação de gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos (1433 Ma): gnaisses graníticos finos a médios e granulitos charnockíticos associados, anfibolitos e rochas metabásicas

- Associação de *augen*-гнаisses graníticos e charnockíticos (1570 a 1530 Ma) (Suíte Intrusiva Serra da Providência): granitos megacrísticos rosa a cinza (quartzo sienito, sienogranito e monzogranito), dioritos e gabros, mangeritos e quartzo mangeritos megacrísticos rosados e esverdeados, gabronorito e rochas metabásicas

PALEOPROTEROZÓICO

- Associação de paragneisses (idade incerta): migmatitos metapelíticos de alto grau, granada gnaisses quartzo-feldspáticos, granada *augen*-гнаisses, rochas metabásicas, gnaisses cálcio-silicáticos subordinados
- Associação de granulitos enderbíticos (1730 Ma): gnaisses enderbíticos a charno-enderbíticos homogêneos e bandados, granulitos máficos, clinopiroxênio granulitos, granada anfibolitos
- Associação de gnaisses tonalíticos (1750 Ma): gnaisses tonalíticos homogêneos e bandados; gnaisses tonalíticos com granada, anfibolitos e rochas metabásicas, metagranitos

Outro evento tectono-metamórfico, responsável pelo retrabalhamento das rochas do embasamento no intervalo de 1,2-1,1 Ga, foi identificado na região por Bettencourt *et al.* (1996, 2002) e Tohver *et al.* (2001) e atribuído à Orogênese Sunsás, reconhecida por Tassinari *et al.* (2000).

3.3.2. Formação Mutum-Paraná (Lobato *et al.* 1966)

Compreende quartzo-arenitos, siltitos, filitos, ardósias, argilitos, arenitos arcoseanos, quartzitos, *metachert*, e metatufos de cinza, depositados em mar raso, epicontinental, com episódios de deposição continental restritos a porções da seqüência. Os litotipos mostram-se afetados por metamorfismo de contato resultante da intrusão dos Granitos Últimos de Rondônia (Scandolara 1999b). Recentemente, Santos *et al.* (2001) dataram cristais de zircão de um tufo félsico da unidade, obtendo uma idade concordante de 1751 ± 16 Ma, interpretada como sendo a da cristalização da rocha, além de componentes herdados com idades variáveis entre 1800 e 2720 Ma.

3.3.3. Suítes Intrusivas

Sete suítes de granitos rapakivi e rochas máficas associadas, gerados durante seis episódios magmáticos entre 1,6 e 0,9 Ga, foram identificadas no sudoeste do Cráton Amazônico por Bettencourt *et al.* (1997, 1999b): Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,60 a 1,53 Ga), Suíte Intrusiva Santo Antônio (1,41 Ga), Suíte Intrusiva Teotônio (1,39 Ga), Suíte Intrusiva Alto Candeias (1,34 Ga), Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1,31 Ga), Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08-1,07 Ga), e Suíte Granitos Últimos de Rondônia (1,00-0,97 Ga). A primeira é entendida como magmatismo rapakivi *inboard* relacionado à Orogênese Cachoeirinha (Tassinari *et al.*, 2000; Geraldtes *et al.* 2001). As suítes intrusivas Santo Antônio, Teotônio, Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas são interpretadas como magmatismo *inboard* relacionado ao desenvolvimento da Província Rondoniana-San Ignacio, enquanto que as suítes Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia são consideradas magmatismo *inboard* relacionado ao estágio colisional da Orogênese Sunsás.

a) Suíte Intrusiva Serra da Providência (Tassinari *et al.* 1984)

A denominação dessa unidade foi proposta por Tassinari *et al.* (1984) para designar o batólito Serra da Providência e diversos corpos satélites, originalmente descritos por Leal *et al.* (1976, 1978). Gabros, charnockitos e mangeritos foram posteriormente incluídos na suíte por Bettencourt *et al.* (1987, 1995) e Rizzotto *et al.* (1996). Os *augen* gnaisses graníticos e charnockíticos identificados no embasamento da porção centro-leste da **PER** são correlacionados à essa suíte (Bettencourt *et al.*

1999b).

O batólito propriamente dito compreende gabros, charnockitos e mangeritos, além de quatro fácies graníticas reconhecidas por Rizzotto *et al.* (1995, 1996). São elas monzogranito porfirítico piterlítico com wiborgito subordinado, monzogranito porfirítico, sienogranito equigranular, e granito pórfiro. São rochas predominantemente maciças, mas ocorrem casos de superposição de foliação milonítica sobre foliação ígnea.

Os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, e tardi a pós-orogênicos.

b) Suíte Intrusiva Santo Antônio (Payolla 1994)

As rochas da Suíte Intrusiva Santo Antônio compõem a maior parte do batólito Santo Antônio, e foram pioneiramente identificadas por Souza e Marques (1974).

Adamy e Romanini (1990) descreveram a presença de wiborgitos, piterlitos, granitos porfiríticos e equigranulares, além de pórfiros, no batólito.

Payolla (1994) reconheceu duas unidades graníticas principais: (1) monzo e sienogranitos grossos, seriados a localmente porfiríticos, com texturas rapakivi e anti-rapakivi esparsas, e (2) monzogranito médio equigranular. Fácies menos abundantes incluem quartzo-monzonito, diques de rochas híbridas, e diques de diabásio sinplutônicos. Predominam os granitos *subsolvus*, subalcalinos, metaluminosos a peraluminosos, intraplaca e do tipo *A*.

c) Suíte Intrusiva Teotônio (Payolla 1994)

Aparentemente, a Suíte Intrusiva Teotônio compõe uma pequena parte do batólito Santo Antônio. Suas rochas foram descritas, originalmente, por Leal *et al.* (1978) e Adamy e Romanini (1990).

Payolla (1994) propôs a atual denominação, incluindo na unidade rochas granitóides e sieníticas *hipersolvus* portadoras de olivina e clinopiroxênio e subdivididas nas fácies: (1) álcali-feldspato granito grosso maciço, (2) álcali-feldspato granito médio bandado, e (3) álcali-feldspato quartzo-sienito e sienogranito grosso a médio. Cortam as duas primeiras fácies corpos tabulares de álcali-feldspato sienitos finos a médios e diques sinplutônicos de rochas intermediárias, enquanto que diques de monzogranitos *subsolvus* finos cortam todas os litotipos anteriores.

Os granitos dessa suíte são alcalinos e metaluminosos (Payolla 1994).

d) Suíte Intrusiva Alto Candeias (Bettencourt *et al.* 1997)

As rochas granitóides da região do Alto Candeias foram primeiramente descritas por Lobato *et al.* (1966), Kloosterman (1968), Waghorn (1974), Souza *et al.* (1975), Isotta *et al.* (1978) e Leal *et al.* (1978). Os últimos autores delimitaram, por imagens de radar, o batólito Alto Candeias e dois plútons satélites, mas incluíram-nos no Complexo Jamari.

A Suíte Intrusiva Alto Candeias é composta predominantemente por granitos grossos a médios, porfíricos e piterlíticos, com contribuições menores de granitos equigranulares médios a finos, aplitos, sienitos e charnockitos, todos de caráter subalcalino. Hospeda minério estanífero nos granitos equigranulares com biotita na forma de veios de quartzo com cassiterita, volframita e sulfetos.

e) Suíte Intrusiva São Lourenço–Caripunas (Bettencourt *et al.* 1997)

Kloosterman (1966), Lobato *et al.* (1966), Isotta *et al.* (1978) e Leal *et al.* (1978) foram os primeiros a descrever as rochas da região de São Lourenço, enquanto que Bettencourt e Kaedei (1984) identificaram-nas na região de Caripunas.

Leal *et al.* (1978) chamaram-nas Efusivas Ácidas do Caripunas. Tassinari *et al.* (1984) propuseram a denominação Suíte Intrusiva São Lourenço-Macisa com base em uma isócrona de referência Rb-Sr para todas as rochas ígneas silícicas da região. Posteriormente, Bettencourt e Dall'Agnol (1987) incluíram o plúton São Lourenço na unidade Granitos Rapakivi Jovens de Rondônia (1,30-1,25 Ga), por eles definida. Bettencourt *et al.* (1995) cunharam a denominação Complexo São Lourenço-Caripunas, incluindo no mesmo os corpos São Sebastião, Abunã e Igarapé Preto. A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, conforme a definição atual (Bettencourt *et al.* 1997), inclui rochas cuja idade, redeterminada, é mais antiga do que aquela fornecida pela isócrona Rb-Sr de Tassinari *et al.* (1984).

A suíte compreende principalmente sienogranitos e álcali-feldspato granitos com texturas piterlítica, porfírica, equigranular e wiborgítica. Rochas félsicas vulcânicas e subvulcânicas, quartzo-feldspato pórfiros e gabros também ocorrem. Hospeda minério nos sienogranitos equigranulares médios a finos com biotita e nos álcali-feldspato granitos, na forma de corpos de *greisen* com cassiterita e de veios de quartzo com cassiterita, volframita e sulfetos de Cu-Zn-Pb-Fe.

f) Suíte Intrusiva Santa Clara (Bettencourt *et al.* 1997)

Com base em dados petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, Bettencourt *et al.* (1997, 1999b) e Leite Júnior *et al.* (2001) definiram a Suíte Intrusiva Santa Clara, que compreende o batólito Santa Clara e diversos batólitos menores e *stocks* (Oriente Velho, Oriente Novo, Primavera), previamente considerados parte dos *Younger Granites of Rondônia* de Kloosterman (1967, 1968).

Esta suíte é composta por várias intrusões precoces e tardias. As precoces compreendem dois grupos: (1) biotita (hornblenda) quartzo monzonitos porfiríticos, monzogranitos e sienogranitos, todos com granulação grossa a média, texturas rapakivi e caráter predominantemente metaluminoso a fracamente peraluminoso; (2) biotita sienogranitos e muscovita-biotita microsienogranitos peraluminosos subordinados (Leite Júnior *et al.* 2001).

As intrusões tardias, volumetricamente menos expressivas, também são subdivididas em dois grupos: (1) hornblenda álcali-feldspato sienitos, biotita álcali-feldspato quartzo sienitos, traqui-andesitos, traquitos, biotita (anfíbólio sódico) álcali-feldspato granitos, e basaltos subordinados, metaluminosos a peralcalinos; (2) biotita álcali-feldspato granitos, Li-mica álcali-feldspato granitos e riólitos pórfiros (ongonitos), peraluminosos (Leite Júnior *et al.* 2001).

As rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara apresentam características de granitos do tipo A, intraplaca. Dados isotópicos sugerem que as intrusões precoces representam fusões anatéticas crustais, enquanto que as tardias são interpretadas como produtos do fracionamento de magmas máficos derivados do manto com contribuição crustal em proporções variáveis. Os depósitos de estanho polimetálicos estão associados às intrusões tardias peraluminosas (Leite Júnior *et al.* 2001).

Priem *et al.* (1971) e Leite Júnior *et al.* (2001b) efetuaram datações K-Ar em micas de *greisen* e veio de quartzo da mina Oriente Novo e de *greisen* da mina Rio Branco, ambas em rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara. Os dados, no intervalo de 1006 a 980 Ma, são pelo menos 70 Ma mais jovens do que a idade de cristalização dos granitos tardios peraluminosos da unidade (1074 Ma), e provavelmente refletem perda de argônio devida ao efeito térmico produzido pela intrusão dos Granitos Últimos de Rondônia (Leite Júnior *et al.* 2001b), reconhecida na biotita dos granitos do Maciço Oriente Novo (Priem *et al.* 1971) e por datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rochas do embasamento da porção centro-leste da **PER** (Bettencourt *et al.* 1996).

g) Suíte Granitos Últimos de Rondônia (Bettencourt *et al.* 1997)

Revisões sumariadas sobre as características gerais dos Granitos Últimos de Rondônia e do

minério estanífero associado foram elaboradas por Bettencourt *et al.* (1987, 1996, 1997). Neste tópico serão expostos, sucintamente, apenas os principais fatos, hipóteses e sugestões que contribuíram de modo decisivo para o estágio atual do conhecimento sobre o tema, após mais de três décadas dos primeiros trabalhos científicos publicados.

Os granitos estaníferos de Rondônia foram notoriamente descritos por Kloosterman (1967, 1968, 1970), o qual denominou-os *Younger Granites of Rondônia*, em analogia àqueles reconhecidos na Nigéria. A primeira datação dessas rochas deve-se a Priem *et al.* (1966), que relataram idades Rb-Sr e K-Ar de 930 ± 25 , 950 ± 30 e 960 ± 30 Ma em biotita, e Rb-Sr de 895 ± 40 e 955 ± 40 Ma em rocha total para o Granito Jacundá, situado a nordeste do Maciço Granítico Santa Bárbara. Segundo os autores, esses dados permitiram estabelecer a época de colocação dos granitos da suíte em 940 ± 20 Ma. Posteriormente, Priem *et al.* (1971) dataram os *Younger Granites of Rondônia*, por meio de isócrona de referência Rb-Sr, em 977 ± 20 Ma.

A Suíte Granitos Últimos de Rondônia, redefinida por Bettencourt *et al.* (1997, 1999b), mantém a denominação clássica de Kloosterman (1967, 1968, 1970), porém os maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo, Manteiga e Primavera, entre outros, foram excluídos e passaram a integrar a Suíte Intrusiva Santa Clara.

Outras contribuições importantes foram de Waghorn (1974), que identificou traquitos e sienitos associados aos granitos estaníferos, que posteriormente foram separados em duas suítes: uma de natureza subalcalina e outra de afinidade alcalina (*e.g.*, Leite Júnior 1992; Leite Júnior *et al.* 1993, 1996). Isotta *et al.* (1978) caracterizaram os granitos como sendo do tipo rapakivi, cujo caráter foi confirmado por Bettencourt *et al.* (1996). Priem *et al.* (1989) identificaram, com base em idades Rb-Sr, dois cronogrupos de granitos crustais: um mais antigo, com idade de 1025 Ma ($t_i=0,712$), e outro mais jovem, com idade de 955 Ma ($t_i=0,710$), os quais são correlacionados às idades U-Pb em zircão de 1080 Ma e 990 Ma, respectivamente, de Tosdal *et al.* (1996). Teixeira *et al.* (1989) revelaram a contemporaneidade entre os Granitos Últimos de Rondônia e o desenvolvimento da Província Sunsás, cuja correlação foi estendida aos granitos da Província Grenville por Sadowski e Bettencourt (1996). Leite Júnior (1992) reconheceu a presença de fácies magmáticas ricas em albita, com os termos mais diferenciados da suíte subalcalina, cujos prováveis representantes subvulcânicos (topázio riólitos ou ongonitos) foram identificados por Villanova & Franke (1995).

Datações U-Pb em zircão para os maciços Pedra Branca (998 ± 5 Ma), São Carlos (974 ± 6 Ma) e Massangana (991 ± 14 Ma) permitiram limitar o episódio de intrusão dos Granitos Últimos de Rondônia entre 998 e 974 Ma (Bettencourt *et al.* 1999b).

Bettencourt *et al.* (1999a) dividiram as suítes rapakivi presentes na **PER** em dois grupos, com base em dados de rocha total e isotópicos de Nd, Sr, O e Pb: o primeiro compreende os granitos mais velhos do que 1,3 Ga, enquanto que o mais jovem inclui aqueles com idades inferiores a 1,1 Ga. O segundo grupo, ao qual pertence o maciço em estudo, apresenta valores de $\xi_{Nd}(T)$ entre +0,33 e -3,25 e de idades T_{DM} entre 1,73 e 1,66 Ga.

Sobre o minério primário de estanho e metais associados (W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb), poucos foram os avanços que podem ser destacados nestes últimos anos, com exceção dos vários tipos morfológicos e petrográficos que foram amplamente reconhecidos. Kloosterman (1968, 1970) reconheceu que o minério estanífero relacionado aos Granitos Últimos de Rondônia ocorre em filões de quartzo e cassiterita associados a corpos de *greisen* com topázio e/ou fluorita, porém sem turmalina. Isotta *et al.* (1978) relacionaram as zonas de ocorrências do minério primário de estanho com a presença de granitos rapakivi equigranulares. Korperschoek *et al.* (1980) propuseram uma sobreposição de fases de mineralização (*telescoped style*) para explicar a presença de sulfetos associados com *greisen* portador de cassiterita na jazida Morro do Potosi, hipótese ainda não confirmada por trabalhos posteriores (*e.g.*, Yokoi *et al.* 1987).

Acerca da evolução dos fluidos nos depósitos estaníferos, Pinho (1987) sugeriu ausência de *boiling* e um sistema hidrotermal aberto na formação dos principais *greisens* e veios de quartzo do Maciço Caritianas, cujos fluidos mineralizantes (mistos?), eminentemente aquosos, exibiriam uma salinidade moderada (*ca.* de 18% em peso de NaCl eq.) e uma temperatura de aproximadamente 425°C no início do processo greisenizante. Souza *et al.* (2002) caracterizaram os fluidos envolvidos na gênese de topázio gemológico presente em pegmatitos mineralizados do Complexo Granítico Massangana como aquosos, de salinidades entre 6,5 e 9,2% em peso de NaCl eq., para o sistema de inclusões fluidas bifásicas, e de 42 a 42,5% para o sistema de inclusões trifásicas. Tais fluidos foram aprisionados a uma temperatura mínima de 375°C sob pressão de 0,2 kbar. Finalmente, Souza & Botelho (2002a, b) caracterizaram o sistema vulcano-plutônico do depósito de Bom Futuro, cujos veios apresentam zonamento composicional e microtermométrico interno que indica a evolução de um fluido aquo-carbônico, aprisionado entre 400 e 435°C, para um fluido aquoso, aprisionado entre 325 e 355°C. Nos greisens, o fluido é aquo-carbônico, aprisionado a temperaturas mínimas entre 355 e 425°C. Conjuntamente, esses dados apontam para a deposição do estanho sob condições mínimas de 0,2 kbar e entre 320 e 420°C, com maior frequência entre 360 e 400°C, compatíveis com ambiente subvulcânico (Souza & Botelho 2002a, b).

A mineralização ocorreu imediatamente após a cristalização dos granitos tardios

peraluminosos da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (974 Ma), conforme indicam as datações K-Ar das micas das minas Santa Bárbara e Bom Futuro em 961 ± 19 e 969 ± 27 Ma, respectivamente (Leite Júnior *et al.* 2001b).

Os Granitos Últimos de Rondônia ocorrem como batólitos e *stocks* epizonais polifásicos, cratogênicos e subvulcânicos (Bettencourt 1992). Seu alojamento foi controlado por falhas dos tipos Y ou D orientadas a N70W, de movimento sinistrogiro, e falhas normais do tipo T, orientadas a N70E, que configuram estruturas rúpteis do tipo duplexes divergentes/bacias romboédricas (*rhombo-chasms*) geradas em resposta a fluxo de massa rochosa de ENE para WSW limitado por uma forte componente vertical (Veneziani *et al.* 2001a, b; Okida 2001). A intrusão desses corpos teria provocado a inversão de baixos para altos estruturais, subseqüentemente realçados como altos topográficos pela erosão (Isotta *et al.* 1978, Romanini 1982, Leite Júnior 1992, Okida 2001).

Apresentam características geoquímicas de granitos rapakivi, do tipo A, intraplaca (Bettencourt *et al.* 1995). Recentemente, a suíte foi subdividida em dois subgrupos (Leite Jr. *et al.* 2000, 2001b): precoce, de caráter metaluminoso a levemente peraluminoso; e tardio, subdividido em um grupo metaluminoso a peralcalino, e outro peraluminoso. O subgrupo tardio peraluminoso hospeda a mineralização primária de Sn, W, Ta, Nb, Zn, Cu e Pb, na forma de cassiterita disseminada em albita granitos com Li-mica, cassiterita em pegmatitos e corpos de *greisen*, veios de quartzo com cassiterita e volframita, e veios de quartzo com sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe (Bettencourt *et al.* 1995, 1997).

Predominam litotipos equigranulares e porfiríticos, ocorrendo, subordinadamente, equivalentes (sub)vulcânicos (Payolla & Pinho 1981; Pinho & Payolla 1982; Almeida Filho *et al.* 1984; Pinho 1987; Bettencourt & Dall'Agnol 1987; Bettencourt *et al.* 1991).

Dados isotópicos de estrôncio (Priem *et al.* 1989; Teixeira *et al.* 1989) e chumbo (Tosdal *et al.* 1995) destes maciços indicam origem crustal para os granitos rapakivi e rochas relacionadas.

A associação espacial dos maciços graníticos com rochas mangeríticas, charnockíticas e gabróicas levou Bettencourt (1992) a propor a existência de uma Suíte AMCG (anortosito-mangerito-charnoquito-granito rapakivi; Emslie 1991) nesta região do Cráton Amazônico.

Conforme Dardenne & Schobbenhaus (2001a, b), a mineralização dos Granitos Últimos de Rondônia representa a Época Metalogenética do Estanho, de idade neoproterozóica, reconhecida na Província Rondônia, Escudo Brasil-Central.

3.3.4. Formação Nova Floresta (Leal et al. 1978)

Descritas pioneiramente por Souza *et al.* (1975), as rochas da Formação Nova Floresta foram assim denominadas por Leal *et al.* (1978) como uma associação de rochas basálticas tholeiíticas (Rizzotto 1999), na forma de *sills*, intercaladas com arenitos arcoseanos. Ocorrem também, de forma subordinada, olivina gabros. Foram datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em biotita e plagioclásio, em 1,19 a 1,21 Ga (Tohver *et al.* 2002).

3.3.5. Formação Palmeiral (Lobato et al. 1966)

Essa formação é constituída por ortoconglomerados polimíticos e quartzo-arenitos finos, com amplo predomínio dos últimos, depositados por sistema fluvial entrelaçado em sinéclise interior, atualmente representada pelos grábens de Pacaás-Novos, São Lourenço e Uopianes. Tiveram as rochas do Complexo Jamari e do Grupo Nova Brasilândia como fontes (Bahia *et al.* 1998; Bahia 2002).

Sua evolução tectônica é relacionada ao desenvolvimento de *rifts* como manifestações *inboard* ao Orógeno San Ignacio por alguns autores (Geraldes *et al.* 2001), ao desenvolvimento do Ciclo Sunsás por outros (Bahia *et al.* 1998), ou mesmo aos estágios pós-Sunsás (Santos *et al.* 2001), com base na ausência de dobras e de metamorfismo regional.

3.3.6. Formação Prosperança (Caputo et al. 1971)

Compreende arenitos arcoseanos, localmente ortoquartzíticos, intercalados com conglomerados polimíticos, arcóseos, siltitos, argilitos e quartzitos, correlacionáveis à Formação Palmeiral (Scandolara 1999b).

3.3.7. Coberturas Cenozóicas Continentais

“As Coberturas Cenozóicas do estado de Rondônia reúnem os depósitos terciários e quaternários continentais, distribuídos principalmente ao longo do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira” (Scandolara 1999b).

a) Coberturas Sedimentares Indiferenciadas

Depósitos pliocênicos a pleistocênicos de ambientes de leques aluviais, canais fluviais, planícies de inundação, e lacustres.

b) Terraços Fluviais

Sedimentos mal selecionados compostos por cascalho, areia e argila, mineralizados com ouro, com níveis de turfa, posicionados acima do nível médio das águas dos rios atuais. São de idade pleistocênica.

c) Depósitos de Planície de Inundação/Canal Fluvial

Depósitos fluviais e/ou flúvio-lacustres relacionados às drenagens atuais. Frequentemente hospedam minério aurífero, e são mais expressivos nas planícies de inundação dos rios Guaporé, Mamoré, Madeira e seus maiores afluentes.

IV. GEOLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO SANTA BÁRBARA

4.1. Introdução

O Maciço Granítico Santa Bárbara tem como encaixante a associação dos *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos (Payolla *et al.* 2002), a leste, e é recoberto pelas rochas das Coberturas Cenozóicas Continentais (Scandolaro 1999b) no entorno norte, oeste e sul (Fig. 4.1).

A associação dos *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos compreende quartzo sienitos, sienos e monzogranitos porfiríticos, rosa a cinza, que predominam no setor norte da região centro-leste da **PER**, entre o Reservatório Samuel e o Rio Jacundá, e são encaixantes diretos do maciço (Fig. 3.4). Essas rochas contêm hornblenda e/ou biotita como mineral varietal, além de titanita e allanita como fases minerais acessórias. Possuem, localmente, encraves ou enxames de diques máficos e de rochas híbridas. Podem apresentar foliação magmática ou estrutura S-C desenvolvida em zonas de cisalhamento. Sua idade de cristalização é estimada em 1570-1530 Ma. Hornblenda e/ou biotita monzo e sienogranitos rosa, porfiríticos ou não, bem como dioritos, gabros, mangeritos e quartzo mangeritos porfiríticos rosados e esverdeados, gabronoritos e rochas metabásicas, também compõem a unidade (Payolla *et al.*, 2002).

4.2. Faciologia do Maciço

A organização faciológica do Maciço Granítico Santa Bárbara é resultado de processos desde magmáticos até hidrotermais (Tabela 4.I). Os magmáticos incluem a cristalização de rochas diretamente a partir dos magmas graníticos e os processos de diferenciação, interação cristais-fundido granítico e saturação em H₂O (líquida) responsáveis pela geração das rochas tardias mais evoluídas da associação de fácies Santa Bárbara.

LEGENDA

FANEROZÓICO

- Paleo-aluvião Taboquinha
- Coberturas cenozóicas continentais

NEOPROTEROZÓICO

Suíte Granitos Últimos de Rondônia (1,00-0,97 Ga)

Maciço Granítico Santa Bárbara

- Topázio-siderofilita-quartzo greisen.
- Associação de facies Santa Bárbara (afSB): albita-microclínio granito rosa porfirítico, médio; albita-microclínio granito rosa a branco, equigranular ou microporfirítico, fino; peraluminoso
- Facies Serra Azul (fSA): albita-microclínio granito rosa inequigranular, médio, peraluminoso
- Facies Serra do Cícero (fSC): sienogranito rosa, porfirítico, médio ou fino, metaluminoso

NEOPROTEROZÓICO

- Granitos indiferenciados
- Veios de quartzo
- Rochas básicas (idade desconhecida)

MESOPROTEROZÓICO

- Associação de *augen*-gnaiesses graníticos e charnockíticos (1570 a 1530 Ma) (Suíte Intrusiva Serra da Providência): granitos megacrísticos rosa a cinza (quartzo sienito, sienogranito e monzogranito), dioritos e gabros, mangeritos e quartzo mangeritos megacrísticos rosados e esverdeados, gabronorito e rochas metabásicas

Figura 4.1 - Mapa geológico do Maciço Granítico Santa Bárbara. Compilado e modificado de Frank (1990), CESBRA (1994), e Payolla *et al.* (2002).

Os processos de alteração magmático-hidrotermal, desenvolvidos sobre a associação de fácies Santa Bárbara, são subdivididos em transicionais e hidrotermais, na acepção de Burnham & Ohmoto (1980). Os autores definem como transicionais aqueles ocorridos após a formação de uma fase volátil magmática separada e que operam em sistemas onde coexistem cristais e H_2O . Tais processos são dominados pelo equilíbrio fundido-voláteis e pelas mudanças de volume que acompanham a reação de *second boiling* “fundido saturado em $H_2O \Rightarrow$ cristais + H_2O ”. No contexto do maciço estudado, esses processos compreendem a evolução, pelo menos em parte, da associação de fácies Santa Bárbara, especialmente nas suas porções mais apicais (fácies Santa Bárbara fina) e todos os tipos de alterações pervasivas (greisenização I, feldspatização sódica; Tabela 4.I).

Processos hidrotermais, pós-magmáticos, são aqueles ocorridos abaixo da curva *solidus* do magma saturado em H_2O , dominados pelo equilíbrio entre cristais e voláteis (Burnham & Ohmoto 1980). Incluem-se nesta categoria as alterações pervasivas fissurais (*sensu* Taylor & Pollard 1988): greisenização II, silicificação I e II, muscovitização e argilização (Tabela 4.I).

Tabela 4.I - Estágios de formação de rochas no Maciço Granítico Santa Bárbara.

	Rocha, fácies ou tipo morfológico	Estilo de alteração
ESTÁGIO MAGMÁTICO	fácies Serra do Cícero (fSC)	
	fácies Serra Azul (fSA)	
	fácies Santa Bárbara de granulação média (fSBm)	
	fácies Santa Bárbara de granulação fina (fSBf)	
	pegmatito	
ESTÁGIO TRANSICIONAL	bolsão de quartzo	
	granito albitizado salmão	feldspat. sódica
	topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> tabular	greisenização I
ESTÁGIO PÓS-MAGMÁTICO	<i>stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> de granulação média	greisenização II
	<i>stockwork</i> de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> de granulação fina	greisenização II
	veio de topázio-siderofilita-quartzo <i>greisen</i> de granulação grossa	greisenização II
	bolsão de siderofilita <i>greisen</i>	greisenização II
	veio de quartzo-cassiterita	silicificação I
	veio de muscovita	muscovitização
	veio de quartzo estéril	silicificação II
	vênula da caulinita	argilização

4.2.1. Unidades Litológicas Magmáticas

Deve-se a Frank (1990) a identificação e mapeamento das fácies primárias do Maciço Granítico Santa Bárbara, denominadas Granito Serra do Cícero, Granito Serra Azul e Granito Santa Bárbara. Doravante, serão referidas como fácies Serra do Cícero (**fSC**), fácies Serra Azul (**fSA**) e associação de fácies Santa Bárbara (**afSB**), respectivamente (Fig. 4.1), conforme Sparrenberger & Bettencourt (2002).

Relações de contato foram identificadas unicamente entre a fácies Serra Azul e a associação de fácies Santa Bárbara. O referido contato é abrupto e irregular (Prancha 4.1.a), com ocorrência esporádica de apófises ou bolsões da primeira unidade dentro da segunda. O oposto também se verifica até cerca de 150 m dele, na forma de encaves elipsoidais, de limites difusos e irregulares e dimensões desde poucos até cerca de 30 cm, de granito da associação de fácies Santa Bárbara dentro da fácies Serra Azul (Prancha 4.1.b). Esta alternância de relações de inclusão de um litotipo no outro sugere contemporaneidade entre os dois.

Estruturas descontínuas com até 10 cm de espessura, grosseiramente bandadas, foram identificadas localizadamente ao longo desse contato. São constituídas por uma banda da ordem de 1 cm de espessura onde observa-se concentração predominante de cristais anédricos de quartzo grosso associados a cristais euédricos de feldspato potássico com até 7 cm de comprimento, os últimos dispostos perpendicularmente em relação ao contato e projetando-se da banda de quartzo para o interior da associação de fácies Santa Bárbara. Conhecidas como UST's (*unidirectional solidification textures*; Shannon *et al.* 1982), são feições de *magmatic layering* típicas de *stocks* graníticos subvulcânicos mineralizados com Mo, W e Sn, e refletem cristalização da rocha a partir da banda de quartzo rumo aos cristais de feldspato (Breiter 2002).

O contato sul da associação de fácies Santa Bárbara com a fácies Serra Azul é localizadamente gradacional, marcado por uma faixa de transição de cerca de 15 m de largura em planta onde blocos angulosos, principalmente losangulares, de granito equigranular ora médio, mais a sul, ora fino, mais a norte, ocorrem imersos em uma “matriz” equigranular muito fina, sugerindo estrutura brechada. Entretanto, dado o avançado grau de alteração intempérica do afloramento, não foi possível identificar claramente a natureza dessa matriz.

a) Fácies Serra do Cícero (fSC)

Ocupa cerca de 26% da área central do maciço (Fig. 4.1), e aflora na forma de lajeados e matacões de 6 m de diâmetro médio (Frank 1990).

É composta por granito maciço, rosa, homogêneo, porfirítico de matriz média a fina, com megacristais de feldspato potássico, predominantemente, e de plagioclásio, de até 2,5 cm de comprimento. Os megacristais de plagioclásio via de regra são verdes ou esverdeados, refletindo sericitização (Prancha 5.1.a).

b) Facies Serra Azul (fSA)

É a unidade com área mais expressiva no Maciço Granítico Santa Bárbara, constituindo cerca de 54% do corpo. Ocupa toda a região periférica do plúton (Fig. 4.1), e aflora como lajeados e matacões (Frank 1990).

É constituída por granito maciço, rosa, homogêneo, equi a inequigranular, médio a grosso. Os cristais maiores, de feldspato potássico, atingem até 4 cm de comprimento (Prancha 5.1.b). Sua textura evolui de equigranular média nas regiões de contato com a associação de fácies Santa Bárbara, até granulações mais grossas e inequigranulares longe desse contato.

c) Associação de fácies Santa Bárbara (afSB)

Ocupa 10% da área do maciço, na sua porção central (Fig. 4.1), mas inclui, também, diques de até 3 m de espessura que cortam as fácies Serra Azul e Serra do Cícero. Aflora como lajeados ou como matacões de 0,5 a 1,0 m de diâmetro (Frank 1990). Hospeda a mineralização estanífera.

Duas fácies não mapeáveis, transicionais, fazem parte da associação de fácies Santa Bárbara: uma rosa porfirítica de matriz média (Prancha 5.1.c), identificada principalmente em testemunhos de sondagem (fácies Santa Bárbara média); e outra de granito equigranular, microporfirítico ou porfirítico, rosa, rosa-esbranquiçado ou branco, de matriz fina (fácies Santa Bárbara fina) (Prancha 5.1.d e e). Sua distribuição espacial é controlada pela profundidade em relação à cúpula granítica, ocupada nas porções mais apicais pela fácies Santa Bárbara fina. A fácies Santa Bárbara média é mais freqüentemente encontrada em cotas equivalentes ou mais profundas do que aquelas onde ocorrem os corpos tabulares de *greisen*, abaixo de 100-110 m.

Na fácies Santa Bárbara média, os megacristais podem ser ovóides, caso em que se mostram bem formados e com diâmetros de 1 a 3 cm; ou angulosos, subédricos até mal formados, com comprimento de 1 cm em média. Ambos os tipos de megacristais coexistem na mesma rocha. Na fácies Santa Bárbara fina, os megacristais, quando presentes, são predominantemente angulosos.

4.2.2. Hidrotermalitos

Hidrotermalitos são reconhecidos no domínio da associação de fácies Santa Bárbara. São produtos de alterações hidrotermais dos tipos pervasiva e pervasiva fissural.

A distribuição espacial dos hidrotermalitos oriundos de alteração pervasiva obedece um arranjo estratificado, ou acamadado, em que produtos de metassomatismo ácido, na forma de corpos tabulares de *greisen* cinza, de granulação média a fina, horizontais ou de baixo mergulho, portadores de cassiterita ou não, ocorrem associados, em contato gradacional, com granitos greisenizados e granitos albitizados, os últimos de cor salmão e entendidos como produtos de metassomatismo alcalino (Fig. 4.2). As referidas alterações são denominadas greisenização I e feldspatização sódica (Tabela 4.1), e estão restritas à área do *pit* da mina, denominada *Greisen* Taboquinha.

Lateralmente aos corpos de *greisen*, essa distribuição tabular resulta da alternância das cores amarela e rosa do granito hospedeiro acompanhada de discreta mudança da granulação da rocha. Encimando a porção estratificada, o granito apresenta aspecto mosqueado, dado pela profusão de *spots* de *greisen* com 1 a 2 cm de diâmetro (Prancha 4.1.c).

Outra feição hidrotermal observada na transição das fácies de alteração para o granito hospedeiro não alterado (cota 118-122 m) consiste de corpos subhorizontais de *greisens*, granitos finos e pegmatóides (quartzo com siderofilita) alternados, cada um deles com espessuras de 5 a 20 cm. O conjunto atinge cerca de 2 m de espessura, e está colocado acima de um corpo tabular de topázio-siderofilita *greisen* pobre em quartzo, paralelamente à sua superfície superior, configurando estrutura estratificada. Imediatamente acima desses corpos são observados, ainda, bolsões arredondados e isolados, decimétricos, de pegmatóides com quartzo e siderofilita (Prancha 4.1.d). Em cotas superiores (148 m, ponto 168), esses mesmos bolsões ou buchos pegmatóides atingem até 2 m de diâmetro, com bordas delineadas por bandas de siderofilita e o núcleo composto predominantemente por quartzo. Estão presentes também poucos cristais prismáticos de topázio de até 10 cm de comprimento, inteiramente circundados por siderofilita. No interior do bolsão observam-se bandas com poucos cm de espessura de material granítico de granulação média. Nas imediações dessas estruturas, as rochas da fácies Santa Bárbara fina mostram-se greisenizadas num raio quase tão extenso quanto o do próprio bolsão (Prancha 4.1.e).

Figura 4.2 - Perfil geológico de sondagens rotativas no Greisen Taboquinha ao longo da linha 7N (vide Anexo I). Abreviações: N, E - coordenadas; Z - cota da boca do furo; C - comprimento do furo.

A transição entre a porção alterada e aquela primária da fácies Santa Bárbara fina é marcada por aspecto manchado irregular, onde a cor original da rocha acha-se modificada para tons variados de cinza, denotando diferentes graus de greisenização pervasiva da rocha primária.

Estruturas elípticas em planta, com eixo maior da ordem de 90 cm, que apresentam zonação interna concêntrica constituída por um núcleo de muscovita-quartzo *greisen*, seguida por uma banda intermediária de quartzo grosso e siderofilita-quartzo *greisen* na porção externa, são observadas junto ao contato da associação de fácies Santa Bárbara com a fácies Serra Azul, e representam estruturas do tipo *pipe*.

A alteração pervasiva fissural é representada por greisenização II, silicificação, muscovitização e argilização (Tabela 4.1). É comum nas regiões de cota mais elevada da área aflorante da fácies Santa Bárbara fina, como o denominado Morro Santa Bárbara.

A greisenização II também tem como produtos topázio-siderofilita quartzo *greisens*, pobres ou não em quartzo, com ou sem cassiterita, de granulação fina a grossa, alojados em sistema fissural cerrado do tipo *stockwork*.

A silicificação I é posterior à greisenização II, e comporta um importante sistema de veios de quartzo com cassiterita. O quartzo ocorre em cristais prismáticos orientados perpendicularmente em relação às paredes dos veios (estrutura *honey comb*).

A muscovitização foi reconhecida no *Greisen* Taboquinha e no Morro Santa Bárbara, controlada predominantemente por fraturas. Tem como produto *greisen* verde, de granulação média a fina, monomineralico a olho nu. A muscovitização afeta as salbandas de fraturas, além de núcleos de veios de topázio-siderofilita-quartzo *greisens*, ou ainda se desenvolve no entorno de veios de *greisen* e de quartzo-cassiterita, como halos de alteração da rocha encaixante, de espessuras centimétricas a decimétricas. Quando essas fraturas ocorrem com espaçamento pequeno, centimétrico, observam-se nódulos pretos de óxidos de manganês associados à essa alteração muscovítica (Prancha 4.1.f).

Localmente, os corpos tabulares de *greisen* parecem ter agido como tampões à muscovitização, porque os veios passam a não estar mais preenchidos por muscovita quando atravessam os corpos, sendo observada apenas a descontinuidade física, na forma de fraturas. A alteração muscovítica das encaixantes relacionada a esses veios também não atinge o *greisen* e parece sofrer um escape lateral na base do corpo, configurando feições na forma de “prato” (Prancha 4.2.a). Mais comumente, porém, o *greisen* está intensamente afetado pela muscovitização, situação em que se observam concentrações significativas de cassiterita.

A silicificação II compreende o preenchimento de fraturas por quartzo na fácies Santa Bárbara fina. Esses veios são pouco espessos, escassos e tardios em relação a todas as estruturas descritas acima, ou são observados preenchendo sistemas de diáclases que cortam a fácies Serra Azul localizadamente. No segundo caso, as rochas encaixantes apresentam discreta alteração avermelhada nas salbandas dos veios. O quartzo configura estrutura em *honey comb*, onde as porções centrais do veio exibem espaços vazios, freqüentemente preenchidos por óxidos vermelhos.

Finalmente, a argilização é a mais tardia das alterações hidrotermais, e se apresenta na forma de um sistema do tipo *stockwork* de vênulas de caulinita com halloysita.

4.3. Arranjo tridimensional de fácies magmáticas e hidrotermais

A organização tridimensional das fácies magmáticas e hidrotermais na associação de fácies Santa Bárbara respeita uma gradação vertical (Anexo I). Da base do sistema rumo ao topo, granito porfirítico, com textura piterlítica hipidiomórfica de granulação média (fácies Santa Bárbara média) dá lugar a granito porfirítico, microporfirítico ou equigranular, de granulação fina e cor rosa a rosa-esbranquiçada (fácies Santa Bárbara fina). O ápice do sistema compreende granito branco, de textura alotriomórfica (fácies Santa Bárbara fina), típico de cúpulas graníticas albitizadas. Os produtos de alteração hidrotermal pervasiva, como corpos tabulares de espessura métrica a decamétrica de *greisen* e granitos albitizados correlatos, ocupam, aparentemente, as porções apicais do sistema, juntamente com a fácies Santa Bárbara fina. Essa distribuição espacial de rochas está bem exemplificada no *Greisen Taboquinha* (Anexo 1).

No domínio da fácies Santa Bárbara fina (**fSBf**), estruturas típicas de *magmatic layering*, representadas por granitos finos e *greisens* em intercalações centimétricas (Fig. 4.3), são observadas, e indicam proximidade em relação à cúpula da intrusão (*cf.* Baluj 1995 e Zarájsky *et al.* 1997 in Breiter 2002). Essa fácies hospeda predominantemente os diferentes sistemas de veios e *stockworks* presentes no depósito, produtos da alteração hidrotermal pós-magmática, de caráter fissural. Está bem exposta no Morro Santa Bárbara e adjacências (Anexo 1).

Arranjos similares têm sido descritos em granitos mineralizados com Sn-W da República Tcheca (Jarchovský *et al.* 1994, Jarchovský 1998), onde albita granitos leucocráticos de textura aplítica apresentam porções apicais greisenizadas em graus variáveis e corpos de *greisen* cuja distribuição espacial é paralela ao contato do granito com o embasamento metamórfico encaixante. Em profundidade, esses albita granitos contêm diversos corpos subhorizontais de feldspatitos de

espessuras entre dezenas de centímetros e dezenas de metros, compostos por ortoclásio e albita, além de quantidades subordinadas de quartzo e apatita. Todo esse conjunto encima Li-F granito de granulação média, não alterado.

A evolução do conjunto é tida como desenvolvida em sistema fechado, no estágio tardi-magmático, com disponibilidade precoce de fluidos. Nesse sentido, os elementos alcalinos liberados pela dissolução dos feldspatos teriam neutralizado, localmente, os fluidos ácidos envolvidos na greisenização, culminando com a geração dos feldspatitos (Jarchovský *et al.* 1994, Jarchovský 1998).

No caso do Maciço Granítico Santa Bárbara, os corpos de *greisen* tabulares apresentam uma distribuição subhorizontal, provavelmente concordante com o contato superior entre o maciço e o embasamento erodido. O denominado granito albitizado salmão é tido como análogo aos feldspatitos descritos acima, embora seja predominantemente mais rico em quartzo e mica. Assim, uma evolução intramagmática é assumida para o estágio transicional.

4.4. Características da mineralização

A mineralização primária no Maciço Granítico Santa Bárbara pode ser classificada como dos tipos endogreisen, com veios de quartzo associados, e exogreisen (*cf.* Shcherba 1970a). As principais jazidas do tipo endogreisen são o *Greisen* Taboquinha e o Morro Santa Bárbara. Quanto aos exogreisens, existem ocorrências na jazida Serra da Onça, junto ao contato NE do granito com o Complexo Jamari (Fig. 4.1). Trata-se de uma faixa de direção N070° com 7,5 km de extensão, caracterizada pela presença de veios de quartzo-cassiterita-topázio que podem apresentar concentrações subeconômicas de cassiterita, bismutinita, pirita e esfalerita. Observam-se ainda lentes mineralizadas (até 38% de Sn) de *greisen*, alongadas segundo a direção da faixa (Frank 1990).

4.4.1. Estilos da mineralização

A mineralização estanífera no Maciço Granítico Santa Bárbara pertence aos estilos disseminado, acamadado, sistemas de *stockwork*/veios subparalelos, e sistemas de veios.

O estilo disseminado está relacionado ao estágio magmático, e compreende o albita-microclínio granito branco da fácies Santa Bárbara fina, portador de columbita e óxidos de ETR inclusos em mica.

O estilo acamadado é representado pelos corpos tabulares de *greisen*, mineralizados com cassiterita $\pm$ volframita, e pelos granitos albitizados salmão correlatos.

Figura 4.3 - Perfil geológico do furo de sondagem rotativa 22,15, linha 1,8N, localizado no Morro Santa Bárbara, em que se observa estratificação magmática definida pela intercalação centimétrica de albita-microclínio granito e greisen finos.

O estilo *stockwork* inclui dois sistemas cerrados de veios e vênulas, que representam os produtos do estágio pós-magmático mais precoce e mais tardio, respectivamente. O sistema precoce consiste de veios de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* com cassiterita $\pm$ volframita, enquanto que o mais tardio está representado por vênulas de caulinita com halloysita.

O sistema de veios de quartzo com cassiterita representa o terceiro estilo de mineralização, desenvolvido no estágio pós-magmático posteriormente ao sistema *stockwork* de *greisen*. Também a esse estilo estão relacionados o desenvolvimento da alteração muscovítica e dos veios de quartzo estéreis, tardios.

4.4.2. Tipos morfológicos/estruturais da mineralização

Quanto aos tipos morfológicos, a mineralização está representada pela porção mais apical da fácies Santa Bárbara fina, onde o albita-microclínio granito branco se dispõe em contato irregular gradacional sobre as rochas menos alteradas da fácies, bem como por corpos tabulares de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* e de argila, além de veios de quartzo e de muscovita.

a) Corpos tabulares de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*

Os corpos tabulares de *greisen* são horizontais ou de baixo mergulho (da ordem de 0 a 27° para NE e para SW), com poucas dezenas de centímetros até cerca de 40 m de espessura, e limites superior e inferior gradacionais para granitos greisenizados e albitizados cuja disposição respeita a dos corpos de *greisen* (Prancha 4.2.b, Fig. 4.2). Lateralmente, se comportam de duas maneiras: ou têm sua espessura progressivamente diminuída dos dois lados, configurando lentes ou bolsões nas seções verticais (Prancha 4.2.c), ou limitam-se bruscamente com os granitos greisenizados e albitizados, por meio de fraturas subverticais, muitas vezes preenchidas por veios de espessura centimétrica de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* (Prancha 4.2.d). Distribuem-se em uma área de 500 x 150 m em planta, denominada *Greisen* Taboquinha.

b) *Stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*

Está melhor representado no Morro Santa Bárbara, onde foi elaborado um mapa 1:100 de uma quadrícula de 10 x 15 m (Fig. 4.4) que elucida as relações angulares e temporais de cerca de 100 estruturas planares de alto ângulo a verticais, 50% delas pertencentes a esse sistema *stockwork*.

Figura 4.4 - Mapa geológico parcial de detalhe do *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo greisen do Morro Santa Bárbara. À esquerda, diagramas de roseta dos a) veios de greisen, b) veios de quartzo, e c) fraturas.

Compreende veios verticais ou de alto ângulo (mergulhos entre 70 e 90°), com espessuras entre 1 e 30 cm, de granulação média a grossa, no caso da geração mais antiga, e fina, no caso da geração mais jovem. São compostos por siderofilita, quartzo, topázio e cassiterita ($\pm$ volframita) (Prancha 4.2.e).

Na área do Morro Santa Bárbara, são pouco espessos (1 a 8 cm) e pertencem a três famílias principais, com orientações médias N15°E, N45°E e N25°E (Fig. 4.4.a). As duas primeiras incluem as estruturas mais expressivas, de comprimentos entre 1 e 12 m dentro da quadrícula mapeada e espessuras de 1 a 8 cm, predominando aquelas de 2 a 3 cm. As estruturas da família de orientação N25°E são tão freqüentes quanto as das outras duas famílias, porém ocorrem predominantemente com 1,5 a 2,5 m de comprimento e espessuras entre 1 e 3 cm sendo, conseqüentemente, menos expressivas.

Ocorrem ainda três famílias de estruturas menos freqüentes, com orientações médias N30°E, N050°E e S70°E. Apresentam comprimentos de 1,6 a 8,5 m e espessuras entre 2 e 4 cm. Os veios de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* de granulação fina ocorrem no núcleo de três dos veios descritos anteriormente, com orientações N12°E, N37°E e N60°E.

Em todas as famílias, os veios sofrem alargamentos localizados, especialmente no cruzamento de dois ou mais veios, e chegam a atingir espessuras da ordem de 30 cm em alguns casos.

No *Greisen* Taboquinha, predominam amplamente as orientações da família N30-40°E, seguidas pelas N50-60°E, a última representada principalmente pelos veios de *greisen* fino, mais jovens (Fig. 4.5.a e b). Os veios têm espessuras de 1 a 30 cm e cortam os corpos tabulares de *greisen*. Podem ser compostos, com bordas de granulação média ou grossa e núcleos de granulação fina, ou núcleos de quartzo, e chegam a atingir 70 cm de espessura.

c) Veios

✓ *Veios de quartzo-cassiterita*

Os veios de quartzo-cassiterita apresentam espessuras de 2 a 30 cm, têm mergulhos entre 70 e 90°, principalmente para NE, e orientação N50°E a N80°E, com predomínio em N60-80°E (Fig. 4.5.c; Prancha 4.2.f). Lateralmente a eles, observam-se halos de alteração das encaixantes, incluindo, da borda do veio rumo à rocha hospedeira, greisenização e muscovitização. Essa seqüência não ocorre em todos eles, podendo estar ausente ou incompleta. Manifesta-se também junto aos veios de *greisen*.

✓ *Veios de muscovita*

São de alto mergulho a verticais, com espessuras entre 2 e 65 cm, verde-claros, e de granulação fina a média, ocasionalmente com cassiterita (Prancha 4.2.g). Apresentam-se com direções preferenciais N35°E a N52°E, mais raramente N32°W (Fig. 4.5.d). Manifestações na forma de bolsões centimétricos a decimétricos arredondados, com a mesma composição mineral, são observadas.

✓ *Veios de quartzo estéreis*

Cortando os veios de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, de quartzo-cassiterita e de muscovita ocorrem os veios de quartzo estéreis, com mica escassa e espessuras variando de 3 a 10 cm. No domínio da quadrícula mapeada, três deles foram identificados com orientações N45°E, N56°E e N64°E (Fig. 4.4.b), 5 a 10 m de comprimento e espessuras entre 0,2 e 2 cm.

Veios de quartzo não mineralizados ocorrem, localizadamente, preenchendo juntas na **fácies Serra Azul**, onde possuem orientação preferencial N-S.

d) *Stockwork* argiloso

O *stockwork* caulinitico exhibe vênulas de caulinita com halloysita, de espessuras milimétricas e comprimentos da ordem de poucas dezenas de centímetros (Prancha 4.2.h). Medidas de orientação dessas vênulas agrupam-se em N40°E/subhorizontais, S75°W/68 a 75°NW, e N020W°/32 a 87°NE (Fig. 4.5.e).

4.5. As estruturas planares rúpteis no contexto regional

Além dos veios, fraturas e falhas são observadas no Morro Santa Bárbara e adjacências, as primeiras algumas vezes preenchidas por caulinita. São tardias em relação a todos os tipos de veios, ora meramente cortando-os, ora deslocando-os.

As fraturas apresentam orientações preferenciais N70-80°E, com mergulhos de 62 a 80°NW (Figs. 4.4.c). Díaclases são menos comuns, e comportam três orientações preferenciais: duas de alto ângulo a subverticais, orientadas a N20-30°E e N90°E-S80°E, e outra de baixo ângulo (0 a 16°), orientada a N20°W.

Basculamento normal de blocos (poucas dezenas de centímetros) é observado na área do *Greisen* Taboquinha, controlado por falhas normais de alto mergulho (70 a 80°) e de orientação geral N20-30°E, predominantemente. Frequentemente, tais planos estão preenchidos por muscovita.

Sistemas de falhas são observados localizadamente. Apresentam orientação geral N60°E, mergulhando cerca de 85° para NW. A componente direcional do cisalhamento dessas falhas, dextrogira, não excede poucos centímetros.

No Maciço Granítico Santa Bárbara, as orientações principais de alojamento de veios, bem como de distribuição de estruturas planares não preenchidas, compreendem as direções N15°E a N45°E e N60°E a N80°E, ao longo das quais observa-se, com pouca frequência, componentes de rejeito direcional dextrogiro centimétrico (Fig. 4.4). Elas coincidem com as direções das principais linhas de fraqueza crustal identificadas em outros maciços da Suíte Granitos Últimos de Rondônia e nas demais suítes intrusivas presentes na Província Estanífera de Rondônia, bem como em rochas do embasamento (Romanini 1982; Pinho 1987; Bettencourt *et al.* 1991; Payolla *et al.* 1991; Leite Júnior 1992, 1998; Veneziani *et al.* 2001a e b; Okida 2001 e referências). Correspondem a falhas R1 e X, além de fraturas do tipo T, desenvolvidas durante a denominada 3ª fase de movimentação (1,40 a 0,99 Ga), de natureza transtensiva (σ_1 em torno de N70°E), reativadas durante o Mesozóico e o Terciário (movimentos normais) (Veneziani *et al.* 2001a e b; Okida 2001).

Prancha 4.1 – a) Contato vertical abrupto entre a fácies Serra Azul, à esquerda, e a fácies Santa Bárbara fina, à direita, em seção vertical. Ambas são cortadas pelo sistema *stockwork* argiloso; b) encrave elipsoidal com 6 cm de eixo maior, de contatos difusos e irregulares, de granito da fácies Santa Bárbara fina dentro de granito da fácies Serra Azul, em seção horizontal; c) arranjo estratificado horizontal da alteração hidrotermal à direita de corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* que aparece na extrema esquerda da foto, em cinza; d) estrutura estratificada encimando corpo tabular de topázio-siderofilita *greisen* pobre em quartzo na transição entre os *greisens* e o granito da fácies Santa Bárbara fina não alterado, na porção superior do perfil. Compreende *greisens* (verde-escuros), granitos finos (rosa) e pegmatóides (brancos, com quartzo e siderofilita) em corpos de 5 a 20 cm de espessura, alternados. No topo da estrutura ocorrem bolsões arredondados, de extensão métrica, dos mesmos pegmatóides; e) bolsão pegmatóide de quartzo, com topázio (amarelo) e siderofilita (preta) subordinados, com 1,7 m de eixo maior, circundado por borda centimétrica de siderofilita; f) nódulos manganêsíferos associados com a alteração muscovítica. Seção vertical.

Prancha 4.1.

Prancha 4.2 – a) Alteração muscovítica tardia, controlada por fratura subvertical. Observa-se escape lateral na base do corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, localizado no topo da seção, sugerindo que o mesmo agiu como tampão para essa alteração hidrotermal; b) visão do *pit* do *Greisen* Taboquinha, que destaca corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* equigranular médio, na porção superior do corte, hospedado em granito albitizado e greisenizado, em tons amarelados, na parte inferior; c) aspecto lenticular dos corpos tabulares de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*; d) limites laterais bruscos, de alto ângulo (N77°E, 74SE), entre corpo tabular de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, à direita, e as encaixantes hidrotermalizadas, à esquerda; e) *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* em seção horizontal. A lapiseira amarela e o cabo do martelo marcam a direcional N30°E; f) veio subvertical (direcional N60°E) de quartzo grosso com cassiterita subordinada em seção vertical; g) zona de alteração muscovítica no núcleo de veio de *greisen* (direcional N15°E), em seção vertical. Compreende porção central verde, muscovítica equigranular fina, com 15 cm de espessura, um nível intermediário de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* muscovitizado, equigranular médio, com 11 cm de espessura, e borda externa de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* com muscovita subordinada, equigranular médio, de 30 cm de espessura; h) aspecto do *stockwork* caulinítico em seção vertical.

Prancha 4.2.

V. PETROGRAFIA

5.1. Introdução

5.1.1. Granitos rapakivi

Granitos rapakivi são granitos do tipo *A* caracterizados pela presença de variedades graníticas com textura rapakivi, pelo menos nos batólitos maiores. Apresentam diferentes tipos texturais, incluindo wiborgitos (com ovóides manteados), piterlitos (com ovóides não manteados), granitos porfíricos com megacristais de feldspato potássico não manteados, angulares ou subangulares, e granitos equigranulares (Rämö & Haapala 1995).

As variedades mais precoces são biotita-hornblenda granitos com fayalita, enquanto que as mais jovens compreendem microclínio-albita granitos com topázio, cuja fase mineral varietal é representada pela siderofilita litínifera. Fluorita, zircão, allanita, apatita, anatásio, magnetita, ilmenita, monazita, topázio, bastnaesita, cassiterita e columbita estão entre os minerais acessórios típicos. As fases precoces geralmente cristalizaram a partir de magmas subsaturados em H₂O, enquanto que o inverso se verifica para as fases tardias (Haapala & Rämö 1990)

A textura rapakivi, conforme originalmente definida por Vorma (1976) para os granitos escandinavos, caracteriza-se pela forma ovóide dos megacristais de feldspato alcalino, pelo manteamento da maior parte desses ovóides por oligoclásio-andesina, e pela presença de duas gerações de feldspato alcalino e quartzo, sendo o quartzo mais antigo euédrico e cristalizado como quartzo β . Tem-se observado ocasionalmente na literatura, entretanto, a descrição de mantos de plagioclásio sobre cristais angulares de feldspato alcalino como textura rapakivi (Rämö & Haapala 1995).

Segundo Rämö & Haapala (1995), os ovóides podem consistir de cristais isolados, com ou sem geminação Carlsbad, ou intercrescimentos complexos de vários cristais. São comuns inclusões de plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e zircão em uma ou mais zonas concêntricas.

Os mantos de plagioclásio podem formar uma ou várias zonas, contínuas ou descontínuas, inclusive dentro dos megacristais de feldspato alcalino, e consistir de um único cristal de

oligoclásio-andesina em continuidade ótica com as lamelas de albita da pertita do ovóide, ou de vários cristais de plagioclásio com orientações distintas. Na parte externa dos ovóides, próximo ao manto de plagioclásio, são comuns inclusões do último com a mesma orientação ótica do manto e da albita das pertitas.

As primeiras fases minerais formadas neste tipo de granito são megacristais intratélúricos, enquanto que a matriz dos granitos porfiríticos e diques de quartzo-feldspato pórfiro evidencia cristalização rápida ao nível da colocação do corpo. Biotita e anfibólio são geralmente anédricos e intersticiais aos cristais de quartzo e feldspato (Rämö & Haapala 1995).

Depósitos de Sn (-W-Be-Zn-Pb-Ag) dos tipos *greisen*, escarnito e veios em granitos rapakivi estão associados com microclínio-albita granitos com topázio especializados geoquímica e mineralogicamente, que exibem expressivas reações *subsolidus* e podem mostrar-se inteiramente alterados hidrotermalmente (Haapala 1977; Rämö & Haapala 1995).

As alterações hidrotermais que afetam granitóides mineralizados com elementos raros incluem, principalmente, feldspatização potássica, feldspatização sódica e greisenização (Pollard 1983).

Cabe ressaltar que, historicamente, os pesquisadores russos (*e.g.*, Serebryakov 1961, Beus e Zalashkova 1964, Beus 1982) atribuíam todos esses processos de alteração ao estágio pós-magmático, denominando-os conjuntamente autometassomatismo. Devem-se a eles os modelos clássicos de alteração de granitóides mineralizados, com uma estruturação vertical das diferentes zonas e tipos de alteração, bem como a definição das relações temporais relativas desses processos como microclínização precoce, albitização precoce, greisenização, albitização tardia e microclínização tardia. Essa sequência corresponderia a uma evolução da atividade máxima relativa de cátions nas soluções pós-magmáticas do tipo $K \rightarrow Na \rightarrow Si \rightarrow Al \rightarrow Na \rightarrow K$.

5.1.2. Feldspatização potássica

A feldspatização potássica magmática geralmente não é reconhecida, mas a mesma desenvolvida em condições pós-magmáticas manifesta-se pela substituição de plagioclásio por microclínio, de plagioclásio e de matriz fina por microclínio, de plagioclásio por ortoclásio e substituição parcial de minerais ferro-magnesianos (Serebryakov 1961, Beus & Zalashkova 1964, Pollard 1983).

5.1.3. Feldspatização sódica

A feldspatização sódica comumente culmina com a geração de minerais ricos em flúor e lítio. Em condições magmáticas, consiste da cristalização de fusões ricas em sódio, sendo o quartzo *snowball* uma textura típica (Xu *et al.* 1987; Pollard 1988; Schwartz 1992). Trata-se de megacristais de quartzo com abundantes inclusões de albita ripiforme e de mica arrançadas concentricamente, segundo os planos de crescimento do hospedeiro. Feição semelhante é descrita por Schwartz (1992) em feldspato potássico, gerando um padrão romboédrico.

Em condições pós-magmáticas, a feldspatização sódica é expressa pela substituição do feldspato potássico por albita, comumente na forma de crescimento de pertitas de substituição a expensas de pertitas de exsolução pré-existentes, pela substituição direta do feldspato potássico por cristais de albita neoformados segundo as clivagens (010) e (001), gerando a albita *chessboard*, e pelo desenvolvimento de *swapped rims* sobre cristais de feldspato alcalino adjacentes (Serebryakov 1961, Pollard 1983). Também a formação de mirmequita é atribuída por Serebryakov (1961) à feldspatização sódica.

Haapala (1997) enfatiza que, em granitos, a albita pode ser formada por 1) cristalização magmática, 2) exsolução do feldspato alcalino, 3) de-anortização do plagioclásio e 4) albitização metassomática. Os processos 2 a 4 são pós-magmáticos, mas somente o quarto processo envolve aporte de sódio e, portanto, metassomatismo alcalino, e tem como característica o avanço ao longo de fissuras e fraturas, a partir das quais ocorre substituição parcial ou total do feldspato alcalino por albita *chessboard*.

Segundo Richardson (1988 e referências nele), a distinção entre pertita de exsolução e de substituição baseia-se na forma irregular da pertita de substituição, independente de orientações estruturais ou cristalográficas do feldspato potássico hospedeiro; na ocorrência de pertita de substituição tipo *bleb* unicamente nas margens e segundo fraturas e planos de macla do hospedeiro; no fato de a albita secundária poder penetrar e substituir outros minerais; na presença de albita *patchwork* ou *chessboard* no restante do cristal de feldspato potássico, e na alteração das fases associadas para mica branca, estando a albita secundária isenta de alterações.

O plagioclásio que substitui o feldspato potássico tem um conteúdo de anortita nunca superior a An₂₉. Os produtos extremos desse processo são rochas compostas predominantemente por albita e quartzo, onde o plagioclásio tem um conteúdo máximo de anortita de An₁₂ (Serebryakov 1961; Beus e Zalashkova 1964).

As primeiras variedades de plagioclásio formadas por feldspatização sódica seriam, segundo Serebryakov (1961), grãos primários inteiramente albitizados, com um grande número de produtos secundários e extinção ondulante sutil. A seguir, ocorreria uma variedade de plagioclásio com maclas da albita finas e médias, contínuas. Mais tardia no processo seria a albita *chessboard*, e finalmente, sob condições de baixa temperatura, plagioclásio com maclas da albita finas, descontínuas e acunhadas, com áreas de albita *chessboard* incipiente.

Ao estudar a substituição de plagioclásio primário em sistemas pórfiros, Leitch (1981) identificou os seguintes tipos de feldspatos alcalinos secundários em ordem de intensidade crescente de alteração hidrotermal: albita límpida (An_{10}), albita *patchwork* (An_{5-10}), albita *chessboard* (An_{0-10}), albita irregular (An_0Ab_{100} a $Ab_{90}Or_{10}$), anoralbita ($Ab_{90}Or_{10}$ a $Ab_{70}Or_{30}$), e ortoclásio ($Ab_{40}Or_{60}$ a Or_{100}). Segundo o autor, os feldspatos alcalinos secundários mais sódicos caracterizariam depósitos subeconômicos ou zonas marginais de depósitos maiores, enquanto que aqueles mais potássicos constituiriam indicativo da existência de zonas mais fortemente mineralizadas.

O primeiro passo na alteração do plagioclásio primário seria sua substituição pela albita límpida, nas bordas, e por albita com maclas da albita finas, em domínios, levando à destruição da zonagem magmática do plagioclásio. A seguir, dar-se-ia a substituição do plagioclásio oriundo do processo anterior por albita *patchwork*, na forma de vários pequenos domínios quadrangulares de albita com maclas finas, orientados perpendicularmente uns em relação aos outros. Um tipo menos comum de alteração seria a substituição da andesina-oligoclásio primário por albita ao longo dos planos de macla (albita *chessboard*). Todos os tipos anteriores seriam substituídos por grãos anédricos, com maclas geralmente ausentes ou pouco visíveis, de albita irregular. Essa variedade se caracterizaria pela abundância de inclusões diminutas de hematita e argilominerais, conferindo-lhe uma aparência nebulosa ou suja em nicóis cruzados e descruzados, respectivamente, e uma cor vermelha ou *pink* em amostra de mão. A ocorrência de flocos de sericita randomicamente orientados também é observada. Ao perder seus planos de macla, no intervalo composicional $Ab_{90}Or_{10}$ — $Ab_{70}Or_{30}$, a albita é denominada anoralbita. Finalmente, o ortoclásio substitui todos os tipos descritos anteriormente, apresentando, comumente, diminutas e múltiplas inclusões de hematita e argilominerais, da mesma maneira que a albita irregular. Geralmente exibe cor *pink* em amostra de mão. É o único tipo a assumir coloração amarela no tratamento com ácido fluorídico e cobaltinitrito de sódio. Em seção delgada, a anoralbita e o ortoclásio são indistinguíveis.

Destes, a albita límpida e parte da albita *patchwork* são considerados por Leitch (1981) como possivelmente tardi-magmáticos ou deutéricos, não necessariamente vinculados a processos mineralizantes. A parte mais tardia da albita *patchwork* já representaria uma transição para condições

hidrotermais.

5.1.4. Greisenização

A greisenização se dá através da substituição dos feldspatos e da mica por quartzo, micas, minerais de flúor, topázio, fluorita e apatita (Beus e Zalashkova 1964; Pollard 1983). A maior parte da minéralização primário em depósitos de metais raros ocorre associada à greisenização.

Conforme Stemprok (1987), a greisenização é um processo metassomático relacionado à origem de granitos leucocráticos ricos em sílica, que age sobre rochas sólidas e causa a decomposição de biotita e feldspatos, que são substituídos por agregados de micas, quartzo, topázio, fluorita e turmalina, e remobilização de sílica e alumina com considerável aporte de estanho, tungstênio, molibdênio ou berílio. Pode ser precedida ou seguida por processos de feldspatização sódica e potássica, e diferenciada em greisenização controlada por fissuras ou greisenização pervasiva.

No progresso da substituição metassomática dos minerais primários, observa-se uma tendência geral de dissolução da biotita em primeiro lugar, seguida de plagioclásio e de feldspato potássico, no caso dos *greisens* desenvolvidos sobre protólitos graníticos. Numa primeira etapa, a substituição desses minerais tende a preservar a forma original dos grãos, mas durante a reação progressiva essa tendência é gradualmente perdida e a rocha é completamente reconstituída. Finalmente, em rochas com diferenças granulométricas significativas, os cristais menores tendem a ser alterados primeiramente que os maiores (Stemprok 1987).

Em *greisens* controlados por fissuras, um zoneamento mineral é observado a partir do conduto, com transições de centros ricos em topázio, turmalina, mica ou quartzo para zonas intermediárias de quartzo-topázio-mica e quartzo-mica, passando para rochas greisenizadas. Zoneamentos verticais também podem ser observados, e caracterizam-se pelo desenvolvimento das zonas internas dos *greisens* nas partes inferiores do sistema e das zonas externas nas regiões superiores. Mas essa zonação vertical pode ser extremamente complexa e de difícil reconhecimento, dada a pulsação dos fluidos greisenizantes (Stemprok 1987).

Em alguns depósitos pode ocorrer ainda feldspatização sódica e potássica pós-greisenização, representadas por veios tardios e substituições de topázio e micas por albita, e pelo crescimento de novos feldspatos potássicos ou recristalização dos pré-existentes, gerando feldspatos isentos de pertita. A caulínização também é comum (Beus e Zalashkova 1964; Pollard 1983).

5.2. Caracterização Petrográfica do Maciço Granítico Santa Bárbara

5.2.1. Composição modal das rochas do maciço

Os resultados da contagem modal de 33 amostras de granitos e hidrotermalitos do Maciço Granítico Santa Bárbara estão integralizados nas Tabelas 5.I e 5.II.

A classificação modal das rochas magmáticas do Maciço Granítico Santa Bárbara segundo Streckeisen (1976) encontra-se ilustrada na Fig. 5.1.a. Os critérios de Ramsay *et al.* (1986) foram levados em consideração na escolha do vértice (A ou P) para o cálculo dos teores de plagioclásio, bem como na escolha dos nomes das rochas.

A classificação modal dos *greisens* conforme Kühne *et al.* (1972 in Stempok 1987) está ilustrada na Fig. 5.1.b.

5.2.2. Unidades Litológicas Magmáticas

Os granitos do maciço ocupam o campo das rochas graníticas do tipo A (*cf.* Bowden *et al.* 1984) no diagrama QAP. As rochas da fácies Serra do Cícero são classificadas como sienogranitos, ao passo que os litotipos da fácies Serra Azul e da associação de fácies Santa Bárbara ocupam a aresta dos álcali-feldspato granitos, ou albita-microclínio granitos conforme os critérios de Ramsay *et al.* (1986). As rochas das fácies Santa Bárbara média e Santa Bárbara fina não diferem significativamente em termos de composição modal (Fig. 5.1.a).

a) Fácies Serra do Cícero (fSC)

As rochas da fácies Serra do Cícero são maciças e homogêneas, rosa, leucocráticas, hipidiomórficas e porfíricas de granulação média (Prancha 5.1.a). Microclínio perítico, albita-oligoclásio e quartzo compõem sua mineralogia essencial, enquanto que a mica é a fase varietal e zircão, monazita, fluorita e topázio são acessórios.

O conteúdo de megacristais desses granitos varia de cerca de 5 a 12%. Estes megacristais têm comprimentos de até 2,5 cm, e são de microclínio, predominantemente, e de plagioclásio. Quando de microclínio, ocorrem isolados ou em agregados de 3 ou 4 cristais. Se de plagioclásio, é comum exibirem cor verde à vista desarmada em função da intensa substituição por sericita.

Tabela 5.1. Proporções modais dos litotipos magmáticos do Maciço Granítico Santa Bárbara.

AMOSTRA	AM-52B		AM-282		AM-287		AM-291	
FACIES	fSC		fSC		fSC		fSC	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	27,4	5,6	31,5	6,6	31,4	4,5	30,7	4,9
Microclínio	47,4	6,5	53,2	7,3	50,8	7,1	41,0	5,9
Plagioclásio	17,8	3,5	8,5	3,2	13,4	4,5	19,9	3,3
Siderofilita	5,9	2,6	3,8	2,0	2,8	1,3	6,9	2,5
Topázio	0,1	0,3	2,5	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Fengita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,5	0,3	0,4
Fluorita	0,8	0,7	0,5	0,6	0,7	0,6	1,0	0,7
Monazita	0,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Zircão	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacrístais	12,3	-	8,9	-	9,3	-	5,0	-

AMOSTRA	AM-53B		AM-149		AM-159		AM-119	
FACIES	fSA		fSA		fSA		fSB média	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	33,5	-	38,9	-	34,2	-	39,0	5,3
Microclínio	43,9	-	43,8	-	45,7	-	29,8	3,7
Plagioclásio	15,4	-	11,1	-	13,7	-	24,7	5,0
Siderofilita	6,8	-	6,3	-	4,8	-	4,2	1,6
Topázio	-	-	-	-	-	-	1,5	1,0
Fengita	-	-	-	-	-	-	0,3	0,4
Fluorita	-	-	-	-	-	-	0,3	0,4
Monazita	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0
Opacos	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
Zircão	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0
Cassiterita	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0
% Megacrístais	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0

AMOSTRA	AM-121		AM-125		AM-170		AM-221	
FACIES	fSB média		fSB média		fSB média		fSB média	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	35,4	4,7	34,3	4,7	36,1	7,7	40,4	4,9
Microclínio	26,0	3,1	28,3	3,6	32,0	5,9	26,7	5,3
Plagioclásio	32,4	3,8	29,3	5,0	28,0	5,5	21,6	3,1
Siderofilita	4,0	1,3	4,7	2,6	3,3	1,1	5,3	1,1
Topázio	0,8	0,5	1,0	0,9	0,4	0,5	1,2	1,0
Fengita	1,0	0,6	1,2	0,7	0,2	0,4	4,1	1,6
Fluorita	0,2	0,3	1,0	0,9	0,0	0,0	0,4	0,4
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Zircão	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2
% Megacrístais	-	-	3,6	-	-	-	2,8	-

AMOSTRA	AM-224		AM-252		AM-38		AM-50A	
FACIES	fSB média		fSB média		fSB fina		fSB fina	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	33,9	4,6	26,6	3,9	34,4	2,9	38,2	4,4
Microclínio	30,3	4,5	48,1	6,3	23,8	3,1	17,2	3,6
Plagioclásio	24,6	2,9	15,4	3,4	30,9	2,5	34,4	3,9
Siderofilita	5,8	1,8	4,4	1,7	4,5	1,4	5,6	1,7
Topázio	0,6	0,5	1,6	1,1	2,7	1,1	2,4	1,6
Fengita	3,8	1,2	2,1	0,9	3,5	1,2	1,8	1,5
Fluorita	0,3	0,3	0,8	0,6	0,2	0,3	0,4	0,5
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,4	0,3	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Zircão	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacrístais	1,7	-	2,7	-	-	-	-	-

p - percentual modal; erro - refere-se às contagens de pontos em seções delgadas.

Tabela 5.I. Proporções modais dos litotipos magmáticos do Maciço Granítico Santa Bárbara.

AMOSTRA	AM-144		AM-145A		AM-275		AM-278	
FACIES	fSB fina		fSB fina		fSB fina		fSB fina	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	38,0	3,9	31,3	3,9	34,8	3,7	40,7	3,5
Microclínio	29,9	3,3	39,6	4,3	29,2	3,6	29,8	3,5
Plagioclásio	25,2	3,7	22,4	4,1	28,8	2,3	24,7	3,1
Siderofilita	5,0	1,5	4,5	1,3	3,0	1,1	3,4	1,4
Topázio	1,0	0,7	1,5	0,9	1,2	0,8	0,8	0,6
Fengita	0,3	0,3	0,0	0,0	0,4	0,4	0,1	0,3
Fluorita	0,6	0,5	0,7	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,0	0,0
Zircão	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacrístais	3,1	-	2,0	-	-	-	-	-

AMOSTRA	AM-288		AM-134		AM-239	
FACIES	fSB fina		fSB fina branca		fSB fina branca	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	37,4	4,4	35,7	4,1	36,1	3,4
Microclínio	27,3	3,0	26,4	3,7	28,3	3,4
Plagioclásio	21,7	2,6	30,7	3,9	28,6	3,2
Siderofilita	7,8	2,4	4,9	1,4	5,6	1,6
Topázio	0,0	0,0	2,1	1,2	1,1	0,8
Fengita	3,7	1,5	0,0	0,0	0,1	0,2
Fluorita	0,5	0,5	0,0	0,0	0,1	0,2
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,6	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Zircão	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacrístais	-	-	1,4	-	-	-

Tabela 5.II. Proporções modais dos hidrotermalitos do Maciço Granítico Santa Bárbara.

AMOSTRA	AM-34		AM-35		AM-188		AM-203	
FACIES	greisen tabular		greisen tabular		greisen tabular		greisen tabular	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	57,8	7,6	53,7	7,7	49,8	6,8	79,2	4,7
Microclínio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Plagioclásio	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Siderofilita	23,0	5,1	27,6	5,8	31,8	5,1	3,5	1,6
Topázio	9,3	3,8	14,0	3,0	6,1	2,4	3,0	2,1
Fengita	9,4	3,5	0,5	0,5	1,8	1,0	7,3	2,4
Fluorita	0,4	0,5	1,4	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,0	0,0	1,7	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0
Zircão	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,0	0,7	0,8
Cassiterita	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacrístais	-	-	-	-	-	-	-	-

AMOSTRA	AM-13A		AM-14B		AM-102A		AM-130	
FACIES	granito alb. salmão		granito alb. salmão		granito alb. salmão		velo greisen médio	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	28,1	5,1	38,1	6,0	25,9	4,4	49,8	4,3
Microclínio	18,5	3,2	18,8	2,8	22,7	4,6	0,0	0,0
Plagioclásio	36,3	4,0	30,1	3,6	36,4	4,5	0,0	0,0
Siderofilita	6,7	2,6	4,8	1,7	5,7	2,0	30,6	4,4
Topázio	1,0	0,9	1,5	1,0	1,5	1,8	8,3	2,2
Fengita	7,9	2,2	5,0	2,0	6,4	1,6	0,9	1,0
Fluorita	1,5	1,5	0,6	0,5	1,0	0,9	0,0	0,0
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4	0,0	0,0
Zircão	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacrístais	-	-	-	-	-	-	-	-

p - percentual modal; erro - refere-se às contagens de pontos em seções delgadas.

Tabela 5.II. Proporções modais dos hidrotermalitos do Maciço Granítico Santa Bárbara.

AMOSTRA	AM-41A		AM-8	
FACIES	velo de greisen fino		bolsão de greisen	
MINERAL	p (%)	erro (%)	p (%)	erro (%)
Quartzo	51,9	4,4	0,3	0,6
Microclínio	0,2	0,5	0,0	0,0
Plagioclásio	18,3	3,5	0,0	0,0
Siderofilita	22,5	4,4	80,0	3,9
Topázio	5,6	3,0	2,4	2,9
Fengita	0,9	1,0	12,6	4,5
Fluorita	0,7	0,7	0,0	0,0
Monazita	0,0	0,0	0,0	0,0
Opacos	0,0	0,0	1,2	1,4
Zircão	0,0	0,0	0,0	0,0
Cassiterita	0,0	0,0	0,0	0,0
% Megacristais	-	-	-	-

p - percentual modal; erro - refere-se às contagens de pontos em seções delgadas.

Figura 5.1. a) Diagrama QAP (Streckeisen 1976) exibindo a composição modal das rochas das facies Serra do Cíceró ●, Serra Azul ◆ e associação de facies Santa Bárbara - subdividida nas facies média ■, fina □, e branca ◆. b) Diagrama de Kuhne *et al.* (1972) para a classificação de greisens, mostrando a composição modal daqueles que ocorrem na forma de corpos tabulares ▲, de veios de granulação média + e de veios de granulação fina ×. Nomenclatura: I - quartzo; II e VI - topázio; III e VII - mica-topázio; IV e VIII - topázio-mica; V e IX - mica. Adiciona-se a palavra quartzo aos nomes dos greisens dos campos II a V.

Os megacristais de microclínio são subédricos e anédricos, de dois tipos: mesopertita, caso em que podem ocorrer os agregados de 3 ou 4 indivíduos, e microclínio pertítico.

Os megacristais mesopertíticos são predominantemente arredondados e ovóides, raramente angulosos, e podem apresentar macla do tipo Carlsbad. A mesopertita é do tipo *braid* (Prancha 5.2.a). Via de regra, exibem manteamento de plagioclásio, configurando textura wiborgítica (Prancha 5.2.b). Podem apresentar borda de 0,6 a 1,5 mm de largura onde ocorrem intercrescidos com quartzo vermicular. Inclusões de plagioclásio com núcleos fortemente sericitizados e bordas límpidas, albíticas, são comuns, e variam de ~ 0,03 a 0,7 mm de comprimento. Também ocorrem inclusões de mica.

O plagioclásio que ocorre como manto sobre os megacristais de mesopertita apresenta maclas da albita finas e regulares. Sua porção interna mostra forte sericitização, enquanto que a borda externa é límpida. Os mantos de plagioclásio são formados por mais de um cristal, e têm espessura variável entre 0,8 e 1,2 mm nas suas porções contínuas, monocristalinas. Englobam também agregados finos de mica, quartzo, fluorita, apatita e zircão, a última fase em quantidades acessórias, observada também inclusa no microclínio e no plagioclásio rapakivi. O limite entre o microclínio e o manto de plagioclásio é marcado pela presença de alguns cristais alongados e esfarrapados de mica paralelos ao contorno do primeiro. A mica também ocorre inclusa no manto de plagioclásio.

Os conteúdos de microclínio nas rochas da fácies Serra do Cícero variam de 41 a 53%, incluídos os megacristais. O microclínio da matriz é predominantemente anédrico, mas cristais subédricos são comuns (Prancha 5.2.c). Mostra uma distribuição seriada dos comprimentos, variáveis desde 0,5 até 10,0 mm. Alguns dos cristais maiores são ovóides. Exibe macla em grade, especialmente distinta nos cristais menores. Estabelece contatos planos e côncavo-convexos com o quartzo e suturados com outros cristais de microclínio e com o plagioclásio. Exibe pertita de substituição em gânglios em graus variáveis.

O plagioclásio tem abundância de 8 a 20% na fácies Serra do Cícero, incluídos os megacristais. Na matriz, ocorre em cristais isolados, subédricos, e varia entre 0,3 e 6,5 mm de comprimento. Apresenta zonação magmática normal, núcleo geralmente sericitizado e borda límpida (Prancha 5.2.c). Sua composição situa-se no intervalo de An_{06} a An_{14} , no núcleo, e entre An_{00} e An_{11} , na borda.

O quartzo tem abundância de 27 a 32%. É predominantemente subédrico e equidimensional, de hábito hexagonal, ocasionalmente arredondado. Pode ocorrer incluso no microclínio da matriz,

raramente no plagioclásio. Ocorre em agregados de diversos cristais que variam de 0,1 a 2,5 mm, mas são predominantemente menores que 0,6 mm. Uma geração tardia, muito subordinada, ocorre na forma de grandes cristais anédricos, de contatos suturados, com extinção ondulante, que substitui a matriz da rocha. Varia de 0,4 a 6,5 mm.

A mica presente na rocha ocorre como cristais subédricos e anédricos isolados ou em agregados de até 5 indivíduos, e perfaz cerca de 3 a 7% do volume. Varia de 0,03 a 1,8 mm de comprimento paralelamente à clivagem (001). É pleocróica do amarelo ao castanho-avermelhado, e tem cores de interferência ocre, salmão e verde de 4ª ordem, correspondentes a uma birrefringência máxima /0,057. Seu ângulo 2V varia de 0 a 10°. É intercrystalina aos feldspatos e ao quartzo, substituindo incipientemente os primeiros a partir das bordas. Contém abundantes inclusões de monazita e zircão com fortes halos pleocróicos (Prancha 5.2.d). Mostra substituição em graus variáveis por fluorita e quartzo segundo os planos de clivagem, clorita verde (Prancha 5.2.e) e anatásio. Suas características óticas são compatíveis com composição siderofilítica.

Como mineral acessório ocorre fluorita incolor (0,5 a 0,8%), intercrystalina, comumente em associação espacial com a siderofilita. Varia de 0,3 a 0,9 mm de diâmetro. O zircão é comumente euédrico e ocorre em dois tipos bem distintos, um incolor e outro pardo. A monazita, em cristais incolores, anédricos a subédricos, é relativamente abundante (até 0,5%), mas não freqüente.

O topázio é pouco freqüente, porém atinge abundância de até 2,5%. Apresenta-se como cristais equidimensionais de até 2,5 mm, de contatos planos.

A albita secundária tem sua ocorrência limitada às bordas sobre o plagioclásio precoce e à pertita de substituição em gânglios, localmente evoluídas para albita *patch*, no microclínio. Muito raramente, ocorre como bordas de albita sobre microclínio, ou como pequenos cristais neoformados intercrystalinos, inteiramente límpidos.

b) Fácies Serra Azul (fSA)

Trata-se de rocha maciça e homogênea, rosa, leucocrática, hipidiomórfica, seriada ou equigranular de granulação média a grossa, composta essencialmente por microclínio pertítico, albita-oligoclásio e quartzo, tendo a mica como mineral varietal e fluorita, zircão, topázio e monazita como acessórios. É classificada como albita-microclínio granito (Fig. 5.1.a; Prancha 5.1.b).

O microclínio pertítico é a fase predominante, ocupando 43 a 46% da rocha. Compreende cristais anédricos e subédricos que variam de 1,2 mm a 4,0 cm (predominantemente >5 mm) de comprimento, o que confere freqüentemente textura seriada à rocha. Ocorre freqüentemente

maclado segundo a lei de Carlsbad, porém é isento da macla em grade. Apresenta-se turvo em nicóis paralelos e cruzados. Mostra extensa substituição por albita na forma de pertitas de substituição em gânglios e manchas (*patch albite*, conforme Richardson 1988), sendo as albitas *patchwork* e *chessboard* mais raras. Bordas de albita (*albite rims*), ocasionalmente com feições em dedos, e coroas trocadas (*swapped rims*) também são observadas. Contém inclusões hexagonais de quartzo subédrico e euédrico, de mica, e diminutas (~0,15 a 0,30 mm) inclusões de albita subédrica (Prancha 5.2.f).

O plagioclásio tem abundância de cerca de 11 a 15% nas rochas da fácies Serra do Cícero. É subédrico, variando de 0,4 a 5,0 mm de comprimento. Ocorre maclado segundo a lei da albita, ocasionalmente combinada com a da periclina e a de Carlsbad. Suas maclas da albita são finas e regulares, por vezes acunhadas. Pode apresentar núcleo substituído por fluorita + apatita e borda límpida. Sua composição é estimada como pertencente ao intervalo An_{00} até An_{14} , predominantemente, nas suas porções centrais, e An_{00} nas bordas límpidas. É rara a ocorrência de cristais com composição da ordem de An_{26} no núcleo. Localmente, observa-se albita tardia na forma de pequenos (0,3 a 1,2 mm) cristais subédricos, intergranulares ao plagioclásio precoce, e inteiramente límpidos, com maclas da albita extremamente finas e regulares.

O quartzo, em abundância de 33 a 38%, ocorre em pelo menos duas gerações: uma precoce, de cristais isolados ou agregados, subédricos e euédricos, no último caso especialmente quando inclusos em microclínio, de formas hexagonais (Prancha 5.2.f); e outra tardia, na forma de agregados de grãos anédricos de contatos suturados, com extinção ondulante distinta. Aquele da primeira geração estabelece contatos planos e côncavo-convexos com outros cristais de quartzo da mesma geração e com microclínio, e varia de 0,6 a 7,0 mm de diâmetro. O quartzo tardio tem abundância subordinada. Exibe embainhamentos quando em contato com plagioclásio ou inclusões desse mineral parcial a totalmente substituídos por mica branca microcristalina. Inclusões de quartzo primitivo também ocorrem. Varia de 0,8 a 3,8 mm de diâmetro e contém abundantes inclusões de zircão.

A mica ocorre predominantemente em cristais isolados, compreendendo cerca de 4 a 7% das rochas. É subédrica a anédrica e tem hábito cúspide, intercristalino em relação aos feldspatos e ao quartzo. Substitui parcialmente os primeiros a partir das bordas. Apresenta características óticas transicionais desde um tipo primário, marrom, até um secundário, verde-claro. O tipo primário é pleocróico do amarelo-alaranjado ao marrom-sépia. Tem cor de interferência verde de 4ª ordem, correspondente a uma birrefringência máxima /0,057. A mica secundária exibe pleocroísmo do incolor ao verde-claro e cores de interferência desde o amarelo passando pelo laranja, vermelho e

rosa de 1ª ordem até o anil e o azul-esverdeado de 2ª ordem, correspondentes a uma birrefringência máxima de 0,023. Ambas apresentam 2V de 0 a 10°, inclusões de zircão com proeminentes halos pleocróicos, e variam de 0,45 a 3,0 mm. Podem ser classificadas como siderofilita. Fluorita anédrica incolor ocorre espacialmente associada com as micas.

As fases minerais acessórias são a fluorita e o zircão euédrico, pardo, incluso em quartzo e mica. A monazita ocorre muito subordinadamente. Topázio ocorre associado ao quartzo II.

Os processos de alteração tardi-magmática compreendem, além da geração de pertita *patch* sobre o microclínio e da substituição da mica, a substituição do microclínio por topázio intergranular na forma de agregados de cristais anédricos e subédricos com 0,1 a 1,25 mm de diâmetro. Alterações deutéricas incluem substituição das micas supracitadas por outra amarela, não pleocróica, microcristalina a fina, com cores de interferência azul até amarela e rosa de 2ª ordem (birrefringência máxima de 0,037), 2V=0, acompanhada ou não de fluorita e óxido de ferro, classificada como muscovita.

Clorita verde a marrom, não pleocróica, com birrefringência de 0,007 e 2V<10° (Fe-clorita ou chamosita) é observada a expensas da mica, e pode estar acompanhada por fluorita e quartzo precipitados ao longo das clivagens da mica hospedeira.

c) Associação de fácies Santa Bárbara (afSB)

Duas fácies de albita-microclínio granito (Fig. 5.1.a), de contato transicional, fazem parte da associação de fácies Santa Bárbara: uma rosa porfírica de matriz média com textura piterlítica (fácies Santa Bárbara média) (Prancha 5.1.c); e outra, restrita à porção apical da unidade, de granito equigranular, microporfírico ou porfírico, rosa, rosa-esbranquiçado ou branco (Prancha 5.1.d e e), de matriz fina (fácies Santa Bárbara fina).

✓ *Fácies Santa Bárbara média (fSBm)*

Na fácies Santa Bárbara média, os megacristais são menos abundantes do que na fácies Serra do Cícero, ocupando cerca de 2 a 4% do volume da rocha. Podem ser ovóides, caso em que se mostram bem formados e com diâmetros de 1 a 3 cm; ou angulosos, subédricos até mal formados, com comprimento de 1 cm em média. Ambos os tipos de megacristais coexistem na mesma rocha (Prancha 5.1.c).

Quando ovóides, apresentam macla de Carlsbad e possuem uma borda concêntrica ao contorno do cristal onde ocorrem inclusões de mica, quartzo e plagioclásio; ou de mica e quartzo unicamente, o último intercrescido com o microclínio hospedeiro num padrão granofírico; ou ainda

somente de quartzo e plagioclásio. As inclusões de quartzo (0,1 a 0,6 mm) são geralmente goticulares ou vermiculares, enquanto que as de plagioclásio (0,1 a 1,0 mm) são anédricas e subédricas, concentradas preferencialmente na região marginal da banda. As de mica são anédricas.

Quando angulosos, os megacristais são subédricos e euédricos, e também apresentam macla de Carlsbad. Podem conter inclusões subédricas ou anédricas de microclínio mesmo, e euédricas de mica, além de diversas pequenas (0,06 a 0,2 mm) inclusões de plagioclásio sem orientação preferencial. Franjas de intercrescimento granofírico ocorrem ocasionalmente (Prancha 5.2.g). O plagioclásio raramente constitui megacristais.

O microclínio ocupa 26 a 48% do volume da rocha, incluídos os megacristais. Na matriz, é predominantemente anédrico, mas cristais subédricos com maclas de Carlsbad são comuns. Varia de 0,5 a 2,5 mm de comprimento. Contém pertitas em filme esparsas, incipiente e raramente evoluídas para pertitas em gânglios e *patch albite* (Prancha 5.2.h). Faz contatos predominantemente planos com o quartzo precoce e com o plagioclásio.

Os conteúdos de plagioclásio variam de 15 a 32%. É subédrico, com comprimentos de 0,20 a 3,7 mm, e exibe maclas da albita de larguras variáveis desde finas até grossas, regulares ou acunhadas (Prancha 5.2.h). Sua composição situa-se no intervalo de An_{03} a An_{15} , raramente da ordem de An_{23} a An_{31} . Pode apresentar substituição incipiente por apatita + fluorita e sobrecrecimentos de bordas límpidas de albita (An_{00} a An_{06}).

O quartzo perfaz mais de 26 a 40% do volume da rocha. Ocorre em cristais precoces subédricos, equidimensionais, hexagonais, livres ou inclusos em microclínio, que variam de 0,25 até 2,5 mm e exibem contatos predominantemente planos e côncavo-convexos com as demais fases, ou, predominantemente, como agregados de cristais intercristalinos aos feldspatos, de contatos fortemente suturados e com extinção ondulante, que variam de 0,15 a 5,0 mm.

A mica (3 a 6%) ocorre em cristais isolados ou agregados. Varia de 0,2 a 1,8 mm. Sempre intercristalina aos feldspatos e ao quartzo, possui formas esfarrapadas ou cúspides. Substitui incipientemente os feldspatos a partir das bordas. É pleocróica do amarelo ao marrom-esverdeado, com cores de interferência desde amarela e rosa de 2ª ordem até verde-pálida de começo de 4ª ordem, correspondentes a uma birrefringência máxima de 0,057. O ângulo 2V é de 0° (Prancha 5.3.a). É classificada como siderofilita.

O zircão acessório é euédrico, em cristais da ordem de 0,06 a 0,20 mm, e ocorre incluso em microclínio, plagioclásio, quartzo e mica. É incolor amarelado, com cor de interferência amarela-esbranquiçada de 2ª (?) ordem.

A fluorita também é um acessório abundante (0,2 a 1,0%), de cristalização tardi a pós-magmática, ocorrendo sempre associada à mica. É anédrica e intercrystalina, incolor.

O topázio (0,4 a 1,5%) é uma fase de cristalização tardi a pós-magmática, que ocorre na forma de pequenos (0,15 a 0,60 mm) cristais subédricos ou euédricos, isolados ou agregados, intercrystalinos aos feldspatos e ao quartzo ou disseminados como produto de alteração sobre o microclínio e o plagioclásio, ou ainda como cristais anédricos, também intercrystalinos ou intercrescidos com o quartzo tardio, que substituem o microclínio a partir das bordas.

Observa-se a presença esporádica de cassiterita traço (Prancha 5.3.b).

✓ **Fácies Santa Bárbara fina (fSBf)**

A fácies Santa Bárbara fina é constituída por granitos maciços e homogêneos, leucocráticos, hipidiomórficos a alotriomórficos, de textura equigranular, microporfirítica ou porfirítica fina, rosáclaros a brancos (Prancha 5.1.d e e). Microclínio, albíta, quartzo e mica são as fases minerais predominantes, seguidas de topázio, fluorita e zircão.

As variedades porfiríticas apresentam 2 a 3% de megacristais de microclínio euédricos, angulosos, de até 2 cm de comprimento, enquanto que as microporfiríticas têm megacristais de 2,5 a 3,0 mm.

O microclínio compreende 17 a 40% do volume desses granitos, incluídos os megacristais. Na matriz, é anédrico e intergranular, com dimensões de 0,5 a 5,0 mm. Não apresenta macla em grade e as pertitas, em filme, são esparsas. Pode conter diminutas inclusões subédricas ripiformes de albíta, dispostas paralelamente às faces do cristal, sugerindo textura *snowball* (cf. Schwartz 1992) (Prancha 5.3.c). Apresenta, localmente, texturas de intercrescimento granofírico com quartzo (Prancha 5.3.d).

O plagioclásio (22 a 34%) é subédrico ou anédrico, com maclas da albíta desde finas até largas, acunhadas. Pode apresentar núcleo alterado por mica branca, apatita e fluorita, bem como sobrecrecimento de albíta límpida. Seu conteúdo de anortita é estimado em 3 a 11%.

Cristais subédricos equidimensionais de quartzo, com 0,25 a 1,0 mm de diâmetro, são observados, porém a fase é predominantemente anédrica, com 0,5 a 3,0 mm de diâmetro, distribuída em agregados de cristais de contatos suturados com extinção ondulante. Tem abundância de 31 a 41%.

A mica (3 a 8%) é anédrica e intercrystalina, com comprimentos de 0,2 a 1,2 mm. Pleocróica do amarelo ao verde-pardo, apresenta birrefringência máxima de 0,057. Contém minerais opacos e

incolores, aciculares, inclusos, com halos pleocróicos pronunciados. Tem composição siderofilítica.

A fluorita (0 a 0,7%) é tardia, associada à mica.

O topázio (0 a 2,7%) se apresenta como pequenos cristais subédricos e euédricos, isolados ou agregados, intercrystalinos aos feldspatos e ao quartzo, ou como cristais anédricos maiores (até 1,3 mm), e pode ser produto de substituição dos feldspatos. Exibe contatos lobados com o quartzo.

O albita-microclínio branco da fácies Santa Bárbara fina caracteriza-se, entre outros fatores, pela ocorrência de columbita e de óxidos de elementos terras raras inclusos na mica, pela presença de cavidades miarolíticas preenchidas por topázio e pela substituição pronunciada da mica primária por outra do intervalo composicional siderofilita-zinnwaldita.

É o produto extremo da gradação vertical de cor e textura das rochas, reconhecida na associação de fácies Santa Bárbara e tida como resultante de cristalização de magma granítico sob condições de saturação em H_2O . As menos intensamente alteradas dessa seqüência compreendem granitos com feições texturais típicas da fácies Santa Bárbara média, cujos megacristais de microclínio e diversos cristais de feldspatos da matriz apresentam pigmentação branca (Prancha 5.4.a). Rochas submetidas a graus mais avançados de interação com o fluido magmático caracterizam-se pela destruição completa da textura granítica original e pela mudança total de cor para o branco. A textura é aparentemente equigranular (os megacristais são raros e pequenos), fina. A rocha distribui-se de forma localizada, como manchas ou zonas de limites difusos (Prancha 5.4.b) e ocupando a pequena região, de cota mais alta, no Morro Santa Bárbara (Anexo 1).

Ao microscópio petrográfico o albita-microclínio granito branco I caracteriza-se pela textura alotriomórfica (Prancha 5.3.e). O microclínio pertítico (26 a 28% da rocha) ocorre em cristais subédricos e anédricos na matriz, ou como megacristais subédricos e euédricos que mostram macla em grade difusa e pertita em filme muito esparsa. Os megacristais têm entre 2,5 e 3,8 mm de comprimento e apresentam macla de Carlsbad. O microclínio da matriz varia de 0,45 a 1,8 mm, e mostra macla em grade melhor desenvolvida. Exibe albitização desde muito incipiente até avançada, na forma de albita *patchwork* ocupando até 40% do cristal.

O plagioclásio compreende cerca de 30% da rocha. É predominantemente subédrico, mas também anédrico. Varia de 0,2 a 2,0 mm, e tem composição no intervalo de An_{00} a An_{11} , predominantemente. Quando em cristais isolados, apresenta maclas da albita finas, acunhadas e geralmente desencontradas, núcleo alterado para apatita + fluorita e borda límpida; ou é inteiramente límpido e intergranular. As formas de substituição compreendem bordas límpidas de albita sobre plagioclásio precoce, borda de albita em dedos sobre microclínio, albita *patchwork* e albita

chessboard.

O quartzo (~35%) ocorre em uma geração primitiva, subédrico e euédrico incluso em microclínio, ou em agregados de cristais de contatos planos e côncavo-convexos, que variam de 0,1 a 1,0 mm de diâmetro. O quartzo tardio é anédrico, com 0,6 até 3,7 mm, e estabelece contatos suturados com as demais fases.

A mica (~5%) é predominantemente intercrystalina, de hábito esfarrapado. Apresenta pleocroísmo do verde-claro ao verde-pardo, e cores de interferência azul-esverdeada, amarela, laranja e rosa de 2ª ordem, e birrefringência máxima de 0,037. Finalmente, seu ângulo 2V é de 0°. Trata-se de mica secundária, haja vista encontrarem-se raros cristais reliquiais da mica original, marrom. Pertence ao intervalo composicional siderofilita-zinnwaldita.

Apatita abundante, prismática curta ou longa, euédrica, com dimensão máxima de 0,1 mm, ocorre comumente como produto de alteração do plagioclásio ou associada à mica.

O topázio (1 a 2%) é uma fase mineral de cristalização tardi a pós-magmática, intercrystalino aos feldspatos ou intercrescido com quartzo tardio. É observado ainda preenchendo cavidades (Prancha 5.3.f). É subédrico ou anédrico, com 0,2 até 1,2 mm de diâmetro.

5.2.3. Hidrotermalitos

a) Estágio Transicional

✓ *Granitos greisenizados e greisens*

A greisenização progressiva das rochas da associação de fácies Santa Bárbara é representada pelo aumento gradativo dos conteúdos de quartzo, mica e topázio, e pela diminuição do conteúdo de feldspatos. As rochas greisenizadas mostram cores rosa-acinzentadas e granulação geralmente média (Prancha 5.4.c). Quando em grau incipiente, o processo pode manifestar-se também pela presença de bolsões ou manchas arredondados, de dimensões centimétricas, de rocha parcial ou totalmente greisenizada. Em alguns casos, a greisenização se desenvolve nucleada em megacristais de feldspato potássico da rocha primária (Prancha 5.4.d), inicialmente através da substituição do mesmo por mica ao longo de clivagens e fraturas, que evolui até sua destruição completa, restando bolsas de mica e quartzo no seu lugar. Ao microscópio petrográfico, tais megacristais mostram intensa substituição por mica branca microcristalina a partir da pertita, e o plagioclásio está pseudomorfizado pela mesma fase mineral numa larga auréola ao redor deles (Prancha 5.3.g). O halo mais externo da feição, geralmente observada em granito albitizado salmão, compreende granito

greisenizado.

Os granitos greisenizados são rochas holocristalinas, hipidiomórficas, de granulação predominantemente média e textura equigranular, compostas por quartzo, plagioclásio e mica, com microclínio subordinado.

O quartzo geralmente compõe até cerca de 50% da rocha e tem diâmetros de ordem de 0,4 a 5,0 mm. Ocorre em grãos equidimensionais agregados, predominantemente anédricos, mas também subédricos, isentos de extinção ondulante. Os cristais subédricos exibem contornos hexagonais. Seus contatos com outros cristais de quartzo são planos ou côncavo-convexos, enquanto que com os feldspatos são reativos, com freqüentes embainhamentos observados no plagioclásio. Com a mica, seus contatos são desde planos até suturados.

O microclínio está presente exclusivamente como restitos de megacristais com 1,8 a 3,5 mm de comprimento, anédricos, com bordas corroídas, fortemente substituídos por mica (Prancha 5.3.h). Quando na matriz, o microclínio constitui um substrato reliquiar, uma massa no interior da qual encontram-se os cristais de plagioclásio dispostos caoticamente. Apresenta forte substituição por mica, quartzo e topázio. Totaliza 10 a 20% da rocha.

O plagioclásio compreende de 20 a 30% da rocha. É subédrico, e varia de 0,4 a 2,5 mm. Está presente na forma de agregados de cristais de orientação caótica e tamanhos variados que ocupam os espaços não substituídos pelo quartzo. Usualmente, apresenta maclas da albíta desde finas até largas, acunhadas, ocasionalmente combinadas com a macla de Carlsbad.

A mica é, em grande parte, produto de forte substituição do microclínio e, em menor grau, do plagioclásio. Geralmente tem formas esqueléticas incipientemente desenvolvidas, pseudomórficas sobre o microclínio (Prancha 5.5.a). Quando bem formada, atinge até 2,5 mm de comprimento, é pleocróica do incolor ao verde-claro no núcleo e marrom-claro até marrom-escuro nas bordas. Tem cores de interferência desde o vermelho de 1ª ordem até o amarelo de 2ª ordem (birrefringência máxima=0,028) no núcleo, e verde até laranja de 3ª ordem na borda (birrefringência máxima=0,050). Sua abundância é de 5 a 10 %. Tem composição no intervalo siderofilíta-zinnwaldita.

Topázio, com abundância modal inferior a 1%, anédrico, intercrescido ou não com quartzo, substitui os feldspatos.

Entre os acessórios observam-se opacos aciculares <0,1 mm inclusos em quartzo e mica, além de cassiterita em diminutos cristais.

Os *greisens* propriamente ditos podem ser classificados como quartzo *greisens*, topázio-mica-

quartzo *greisens* e mica *greisens*, conforme Kuhne *et al.* (1972 in Stempok 1987; Fig. 5.1.b). Os conteúdos da mica são muito variáveis, ocorrendo exemplares de *greisen* com cerca de 3% do máfico até com mais de 90%, os últimos usualmente configurando veios e bolsões centimétricos a decimétricos, que cortam os outros tipos (Pranchas 5.4.e, f, g e 5.5.b e c). Predominam largamente, entretanto, os topázio-mica-quartzo *greisens*, com 50 a 58% de quartzo, 23 a 32% de mica, 6 a 14% de topázio, 0,4 a 1,4% de fluorita, além de cassiterita traço ($\sim 0,5\%$) ou ausente. Têm granulação predominantemente média, podendo ocorrer também variedades finas ou grossas, com cores em diferentes tons de cinza.

Ao microscópio petrográfico (Prancha 5.5.b), os topázio-mica-quartzo *greisens* possuem quartzo anédrico, com 0,5 a 5,0 milímetros, predominando os cristais entre 1,5 e 2,5 mm. O quartzo estabelece contatos predominantemente suturados com outros cristais de quartzo e com a mica, enquanto que com o topázio e a cassiterita seus contatos são principalmente planos até côncavo-convexos. Ocorre em duas gerações: a primeira de raros cristais hexagonais subédricos a euédricos menores que 0,5 mm inclusos em cristais anédricos de quartzo da 2ª geração. O quartzo da segunda geração, análogo àquele presente nos granitos greisenizados, pode conter diminutas inclusões de plagioclásio ripiformes e é atravessado por abundantes trilhas de inclusões fluidas secundárias.

A mica presente é fortemente zonada, apresentando discretos núcleos pleocróicos, do incolor ao verde-claro, circundados por amplas regiões marginais ou próximas aos planos de clivagem (001) pleocróicas do marrom-claro ao marrom-escuro. Os núcleos têm cores de interferência desde o rosa de 1ª ordem até o amarelo-alaranjado de 2ª (birrefringência máxima de 0,028), enquanto que as bordas as têm esverdeadas a ocre de 3ª ordem (birrefringência máxima $\sim 0,050$). Seu 2V é de 10°. Sua composição pertence ao intervalo siderofilita-zinnwaldita.

O topázio está presente em agregados de cristais anédricos e subédricos, intercristalinos ao quartzo ou inclusos em suas bordas, com dimensão média de 0,2 milímetros. Cristais isolados com até 2,0 milímetros também são observados.

Intercristalinamente ao topázio observa-se ainda a presença de fluorita, que ocorre também inclusa nesse e no quartzo ou substituindo a mica segundo as clivagens.

Os topázio-siderofilita-quartzo *greisens* são o principal litotipo hospedeiro do minério estanífero. Neles, a cassiterita está presente como pequenos cristais ($\sim 0,5$ milímetros) subédricos ou anédricos, via de regra maclados. Predominantemente intercristalina ao quartzo, pode ocorrer também inclusa nele. Comumente está associada à mica e ao topázio (5.4.b).

✓ **Granito albitizado salmão**

É produto de feldspatização sódica, e está geneticamente relacionado ao processo da greisenização, haja vista sua associação espacial com os corpos tabulares de *greisen*.

O granito albitizado salmão é maciço e homogêneo, leucocrático e inequigranular. A olho nu, o quartzo aparece com granulação média, comumente em cristais perfeitamente distintos, arredondados, e os feldspatos consistem de uma massa sem contornos cristalinos definidos (Prancha 5.4.h).

Observado ao microscópio petrográfico (Prancha 5.5.d), o microclínio se apresenta como cristais (0,8 a 5,0 mm) subédricos e anédricos, pertíticos (pertita em filme esparsa), em abundância de 18 a 23%. É isento da macla em grade e apresenta abundantes inclusões de albita na forma de cristais subédricos e límpidos disseminados no interior do microclínio hospedeiro, muitas vezes em arranjos ortogonais de cristais semelhantes à albita *chessboard*, conforme ilustrada em Richardson (1988). Coroas trocadas (*swapped rims*) também podem ser observadas.

O plagioclásio (30 a 36%) tem dimensão de 0,15 a 1,2 mm na maior parte, mas até 5,0 mm em alguns casos. Quando primário, apresenta pronunciada substituição por diminutos cristais de apatita e fluorita. Pode ter bordas límpidas e tende a ocorrer em grandes cristais de composição entre An_{06} e An_{10} . As formas de substituição (*patchwork* e *chessboard*) são predominantemente <0,8 mm e têm maclas da albita finas e médias, bem definidas, freqüentemente acunhadas e desencontradas.

O quartzo (25 a 38%) tem tamanhos variados (0,15 até 5,0 mm), e ocorre freqüentemente como agregados de grãos poligonais, com contatos desde planos até lobados e levemente suturados. Ocasionalmente, contém inclusões de plagioclásio que exibem embainhamentos por vezes proeminentes, em que mais de 50% do cristal encontra-se reabsorvido. Ocorrem também inclusões de mica. Também o topázio pode exibir essas inclusões.

A mica (5 a 7%) é subédrica e apresenta faces planas e contorno na forma dos mais diversos polígonos irregulares, denotando seu caráter tardio aos feldspatos. Está presente isolada ou em agregados de 2 ou 3 cristais, e varia de 0,3 a 2,5 mm. Não raro, contém abundantes inclusões de plagioclásio englobadas poiquiliticamente. Estabelece contatos reativos com os feldspatos, especialmente o microclínio, o qual substitui parcialmente a partir das bordas. Cristais de microclínio completamente pseudomorfizados pela mica podem ser observados localizadamente. Apresenta finas bordas e zonas adjacentes aos planos de clivagem (001) em tons marrons, enquanto que o núcleo é pleocróico do incolor ao verde-claro, com cores de interferência azul-esverdeada até

rosa-amarelada de 2ª ordem (birrefringência máxima de 0,035) e 2V entre 0 e 10°. As bordas são pleocróicas do amarelo-alaranjado ao marrom e têm cor de interferência verde de 3ª ordem (birrefringência máxima /0,057). Sua composição situa-se no intervalo siderofilita-zinnwaldita.

Em associação espacial com a mica ocorre fluorita anédrica. A mica contém ainda inclusões de opaco acicular e zircão.

A albitização extrema é materializada por *fronts* ou manchas irregulares hololeucocráticas de cor salmão constituídas de albititos, em que a mica e o quartzo totalizam menos de 5% do volume da rocha (Pranchas 5.6.a e 5.5.e).

✓ ***Pegmatóides***

Rochas de granulação grossa até muito grossa, dispostas em níveis de até 20 cm de espessura em contatos gradacionais com os litotipos circundantes, são ocasionais na transição entre *greisens* e granitos albitizados salmão e entre os últimos e granitos não alterados. São compostas predominantemente por microclínio, quartzo e mica, os dois primeiros freqüentemente euédricos, embora intercrescimentos de mica e quartzo ou K-feldspato e quartzo também ocorram. A mica é a mesma dos *greisens*. Tais estruturas também podem ser afetadas por muscovitização (Pranchas 5.6.a e b).

Evidências de vinculação a processos de albitização magmática são a ocorrência esporádica de textura *snowball* em quartzo (Prancha 5.5.f)

b) Estágio pós-magmático

✓ ***Stockwork de topázio-siderofilita-quartzo greisen***

Os *greisens* que ocorrem nesse stockwork restringem-se unicamente ao campo composicional dos topázio-mica-quartzo *greisens*. No que tange às características microscópicas, são semelhantes aos *greisens* tabulares descritos anteriormente.

✓ ***Veios de muscovita***

A muscovitização é observada sobre todos os outros litotipos, porém é mais intensa sobre os granitos greisenizados e os granitos albitizados salmão. Gera rochas de aspectos diversos, dependendo do protolito, mas que têm em comum uma pigmentação heterogênea amarelada ou avermelhada dos feldspatos e esverdeada da siderofilita.

Granitos greisenizados afetados por muscovitização apresentam aspecto manchado irregular em tons de amarelo e vermelho, onde as regiões amarelas mostram-se mais intensamente alteradas

que as vermelhas (Prancha 5.6.d). Ao microscópio petrográfico, o plagioclásio das regiões vermelhas apresenta abundância de óxido de ferro precipitado nas clivagens e fraturas, enquanto que o microclínio está intensamente substituído por mica e também pelo óxido de ferro na forma de diminutos cristais anédricos. A mica, de composição muscovítica, é amarela, de hábito radiado, e possui cores de interferência desde azul-esverdeada até laranja e rosa de 2ª ordem, birrefringência máxima de 0,037 e $2V \leq 10^\circ$. As regiões amarelas diferem das vermelhas principalmente pela ausência dos opacos. Também observa-se que a mica original está mais fortemente substituída e que a fluorita é abundante.

A muscovitização incipiente dos granitos albitizados salmão é identificada pela substituição das porções albíticas da pertita, tanto de exsolução quanto de substituição, presentes nos cristais ou megacristais de microclínio, por um agregado microcristalino de mica branca. Por fim, essa mica pseudomorfiza inteiramente o plagioclásio da matriz.

Em ambos os casos, a mica original, seja ela qual for, mostra graus variáveis de substituição a partir dos planos de clivagem, substituição topotaxial e sobrecrecimento epitaxial, por muscovita, que pode ou não ser acompanhada da precipitação de óxido de ferro. Além disso, fluorita intensamente violeta pode ou não estar associada aos feldspatos e mica substituídos. Pinckston & Smith (1995) atribuem a pigmentação de fluorita a danos estruturais oriundos do decaimento de Th presente em minerais associados.

Greisens muscovitizados são rochas verde-claras de textura equigranular (Prancha 5.6.f). Em alguns casos, a substituição é tão extensiva que consome também o quartzo, deixando um agregado fino praticamente monocristalino de muscovita (Prancha 5.5.g).

Os nódulos negros, manganésíferos, freqüentemente associados com a alteração muscovítica, compreendem óxidos e hidróxidos de Mn com Ba, Fe, Na, Al e Li, identificados por difração de raios-X como hollandita, todorokita e litioforita (Fig. 5.2).

Porções ricamente mineralizadas com cassiterita comumente correspondem a bolsões ou fraturas preenchidas, de espessura centimétrica a decimétrica, de *greisen* fino a médio composto por mais de 90% de muscovita, distribuídos no interior dos corpos de topázio-mica-quartzo *greisen* médio.

✓ *Stockwork argiloso*

Análise por difração de raios-X das vênulas argilosas desse sistema *stockwork* indicaram a presença largamente predominante de argilo-minerais do grupo da caulinita (Fig. 5.2).

Figura 5.2 – Espectros de difração de raios-X de a) nódulos manganíferos associados com a alteração muscovítica pós-magmática e, b) das vênulas do *stockwork* argiloso.

5.3. Microscopia Eletrônica de Varredura

5.3.1. Fácies Magmáticas

a) Fácies Serra do Cícero (fSC)

A fácies Serra do Cícero possui monazita abundante, inclusa em mica. A associação de xenotima (Fig. 5.3.a) com monazita (Fig. 5.3.b) e/ou com zircão é comum. Em alguns casos, a xenotima é uma fase deutérica, que substitui a mica (Prancha 5.7.a e b).

O zircão é uma fase acessória abundante na fácies Serra do Cícero, e se apresenta em cristais prismáticos curtos (relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1), grandes (até 300 μm), e predominantemente límpidos e isentos de faces de crescimento (Prancha 5.7.b, c, d). Esse tipo é muito comum incluso em mica e quartzo ou associado com fluorita.

Outro tipo de zircão, de frequência muito subordinada, é observado incluso em mica, e caracteriza-se pela forma euédrica prismática bipiramidal com faces de crescimento perfeitamente preservadas e intercrescimento com xenotima no núcleo (Prancha 5.8.a).

b) Fácies Serra Azul (fSA)

A microscopia eletrônica de varredura indicou a presença abundante de um óxido de Ce, La, Nd e Th, conhecido como cerianita, na fácies Serra Azul (Fig. 5.3.c). Essa fase ocorre substituindo mica (Prancha 5.8.b) ou predominantemente em associação com fluorita (Prancha 5.8.c e d).

Ao substituir a mica, é anédrica e dispõe-se em massas alongadas segundo a clivagem daquela, denotando claramente seu caráter deutérico. Concentra-se junto a uma mica aparentemente secundária, crescida a expensas da magmática. Quando em associação com fluorita, ocorre em cristais subédricos equidimensionais com cerca de 20 a 30 μm (Prancha 5.8.c) ou como pequenos prismas com até 20 μm de comprimento (Prancha 5.8.d). Sua ocorrência como mineral de substituição sobre feldspato também foi observada.

Figura 5.3. — Espectros de dispersão de energia obtidos por microscopia eletrônica de varredura, modo composicional, de a) xenotima e b) monazita na **fsc** (AM-52B); c) cerianita associada com fluorita na **fsa** (AM-53B); zircão da **fsa** (M-53B) d) na região límpida, com faces de crescimento preservadas, e e) na região turva, que compõe grande parte do núcleo e da borda do cristal; f) cerianita inclusa em fluorita na **fsbm** (AM-224B).

A cerianita natural geralmente é uma mistura de óxidos de Ce e outros elementos terras raras, e forma solução sólida com torianita. Ocorre em pegmatitos, granitos e rochas ígneas subsaturadas em sílica como produto de alteração de fluocerita e/ou de bastnaesita ou intercrescida com ambas. Associação com torita, fluorita, zircão, britholita, catapleiíta, silicatos de Ca e Zr, apatita e hidrohetaerolita também é reportada. Frequentemente, a cerianita ocorre em cristais tão pequenos que sua presença é confirmada somente em estudos de difratometria de raios-X. Sua geração implica a presença de fluidos hidrotermais oxidantes, capazes de transformar o Ce^{3+} da fluocerita e da bastnaesita em Ce^{4+} (Styles & Young 1983; Lahti & Suominen 1988; Pinckston & Smith 1995).

A fluorita é um acessório comum e abundante na fácies Serra Azul, sempre associada à siderofilita. Forma desde pequenos cristais, da ordem de 10 a 20 μm , até grandes, usualmente manchados, com cerca de 1,0 mm (Prancha 5.9.a). As manchas podem se distribuir concêntrica (Prancha 5.8.c) ou aleatoriamente (Prancha 5.9.a), e refletem provavelmente diferenças nas concentrações de elementos traços. Os grandes cristais de fluorita podem conter diversas inclusões euédricas de zircão (Prancha 5.9.a).

O zircão da fácies Serra Azul, especialmente aquele presente na amostra utilizada para datação (AM-53B), é prismático curto (2:1) e ocorre frequentemente incluso em quartzo, mica e fluorita. Exibe aspecto turvo, com abundantes buracos, e suas faces de crescimento estão apenas parcialmente preservadas (Prancha 5.9.b). Espectros das regiões límpida (com faces de crescimento preservadas) e turva (Figs. 5.3.d e e, respectivamente) revelam conteúdo ligeiramente maior de ferro na última.

c) Associação de fácies Santa Bárbara (afSB)

✓ *Fácies Santa Bárbara média (fSBm)*

Novamente nesta fácies aparece o óxido de Ce, La e Nd com Th, desta vez portando também Ca e Y, incluso em fluorita (Prancha 5.9.c). O cálcio pode representar interferência do mineral hospedeiro, dada a dimensão diminuta do óxido, o que conduz à possibilidade de se tratar, também neste caso, de cerianita (Fig. 5.3.f).

Columbita (Fig. 5.4.a) prismática, com até 300 μm de comprimento, também ocorre inclusa em fluorita tardi a pós-magmática (Prancha 5.9.d). Quanto ao zircão, o que se observa na amostra analisada (AM-224B), é que encontra-se parcial (Prancha 5.10.a; Fig. 5.4.b) a totalmente substituído por torita (Prancha 5.10.b; Fig. 5.4.c).

Figura 5.4 - Espectros de dispersão de energia obtidos por microscopia eletrônica de varredura, modo composicional, de a) columbita incluída em mica na **fSBm** (AM-224B); b) e c) de torita presente na **fSBm** (AM-224B); d) e e) de óxido de La e Nd incluído em mica no albita-microclínio granito branco da **fSBf** (AM-134).

✓ *Fácies Santa Bárbara fina (fSBf)*

Foi analisado ao microscópio eletrônico de varredura unicamente o albita-microclínio granito branco. Como acessório de origem magmática, a rocha apresenta o zircão, sempre menor que 50 µm. Outros acessórios incluem um óxido de La, Nd e Y, com teores variáveis de Ce, Si e P (Fig. 5.4.d, e), e columbita, ambos inclusos em mica (Prancha 5.10, c, d), que é inteiramente secundária nessa rocha.

5.3.2. Hidrotermalitos

a) Estágio transicional

✓ *Topázio-siderofilita-quartzo greisens*

Os topázio-mica *greisens* contêm columbita e monazita (Prancha 5.11.a) como fases acessórias.

A mica apresenta zonação (Prancha 5.11.a, b), com termos mais pobres em Fe no núcleo (Fig. 5.5.a) e mais ricos em Fe nas bordas e junto aos planos de clivagem (Fig. 5.5.b).

A cassiterita é isenta de inclusões, e sua zonação observada em microscopia ótica não é aparente nas imagens eletrônicas. Apresenta óxido de Fe precipitado em fraturas (Prancha 5.11.b).

Bem mais rara que a cassiterita, a volframita também está presente nos *greisens*, ocasionalmente pseudomorfizada por scheelita (Prancha 5.11.c e d). Essa substituição dá lugar à segregação de óxido de Fe. Inclusões de zircão e de diminutas palhetas de mica são observadas na scheelita (Prancha 5.11.d).

Volumetricamente menos significativos, os topázio-mica *greisens* pobres em quartzo possuem mais de 90% de mica, além de quartzo (Prancha 5.12.a). Cassiterita e volframita são ocasionais. Na realidade, a mica compreende uma intrincada relação textural entre duas composições distintas em termos de Fe e Al, basicamente. A mica mais tardia, mais pobre em Fe, substitui a primitiva gerando segregações de óxidos do referido elemento.

b) Estágio pós-magmático

✓ *Veios de muscovita*

Caracteriza-se pela substituição da mica e feldspatos prévios por muscovita, predominantemente microcristalina, acompanhada ou não de fluorita (Prancha 5.12.b).

Quando em cristais maiores, é possível verificar que a muscovita é zonada (Prancha 5.12.c). Análises semi-quantitativas de borda e núcleo revelaram conteúdos discretamente superiores de Fe no núcleo da muscovita.

Da mesma forma, a fluorita pode exibir zonação, aparentemente dada por diferença nos conteúdos de Y e Yb entre a borda, mais rica nesses elementos, e o núcleo.

A muscovitização consome o topázio, conforme demonstra a Prancha 5.12.d e, em estágios avançados, também o quartzo. A muscovitização avançada sobre os topázio-siderofilita-quartzo *greisens* tem como produtos rochas bimineralicas compostas por cassiterita e muscovita (Prancha 5.13.a).

A mica contém inclusões ocasionais de zircão (Prancha 5.12.c) e columbita. Monazita, na forma de pequenos (~60 µm) prismas alongados inclusos em quartzo, é comum. Raramente, xenotima é observada inclusa em mica.

Nos nódulos manganésíferos associados, hollandita (Fig. 5.5.c) e cerianita (Fig. 5.5.d) são intercristalinas à litioforita (Fig. 5.5.e) (Prancha 5.13.b e c).

✓ *Veios de quartzo estéreis*

Dentre os diversos tipos de veios existentes na zona mineralizada da associação de fácies Santa Bárbara, os veios de quartzo estéreis foram os únicos estudados por microscopia eletrônica de varredura em função de conterem uma borda de alteração da encaixante imediatamente adjacente ao veio e de largura milimétrica onde foi difícil a identificação dos minerais ao microscópio ótico.

O veio propriamente dito contém apenas quartzo em estrutura *honey comb*. No centro dele, onde as terminações piramidais dos cristais se encontram, observa-se óxido de ferro precipitado sobre as faces do quartzo, muitas vezes configurando estruturas botrioidais (Prancha 5.13.d).

A borda de alteração milimétrica caracteriza-se pela presença de carbonato, arrancado da lâmina durante o polimento (buracos pretos na imagem), quartzo, fluorita, óxido de ferro, mica, pirita e barita (Prancha 5.14.a). Além dessa borda, substituição da mica magmática presente no granito encaixante por carbonato e óxido de ferro foram as alterações observadas (Prancha 5.14.b).

✓ *Stockwork argiloso*

Juntamente com a caulinita, está presente a halloysita nas vênulas do sistema *stockwork* argiloso (Prancha 5.14.c).

Figura 5.5 - Espectros de dispersão de energia obtidos por microscopia eletrônica de varredura, modo composicional, de a) núcleo e b) borda da mica zonada dos topázio-siderofilita-quartzo *greisens*; c) da hollandita, d) da cerianita e e) da litioforita presentes nos nódulos manganésíferos associados à muscovitização.

5.4. Evolução magmática e quadro paragenético da mineralização

A evolução magmática do Maciço Granítico Santa Bárbara está representada pela diminuição das quantidades de microclínio e de oligoclásio e aumento das quantidades de albita, quartzo e topázio da fácies mais precoce (fácies Serra do Cícero) rumo às mais tardias (associação de fácies Santa Bárbara), bem como à transição da composição das micas de tipos mais ricos em Fe até aquelas enriquecidas em Li.

Internamente à associação de fácies Santa Bárbara (associação de fácies Santa Bárbara), observa-se diminuição da granulação da rocha dos níveis mais profundos aos mais rasos, bem como transição de textura porfírica para microporfírica ou equigranular e aparição de textura granofírica e cavidades mirolíticas rumo às porções apicais.

Em termos gerais, a alteração hidrotermal pervasiva está representada pela greisenização parcial ou total dos granitos hospedeiros e pelo metassomatismo alcalino correlato.

No estágio pós-magmático, a alteração pervasiva fissural tem como produtos *stockwork* de *greisen* e de argilas, bem como veios de quartzo, com ou sem cassiterita

As paragéneses observadas nos diversos hidrotermalitos do Maciço Granítico Santa Bárbara estão ilustradas no Quadro 5.I.

Quadro 5.1. Quadro paragenético da mineralização estanífera primária do Maciço Granítico Santa Bárbara.

ESTAGIO	Magmático	Transicional		Pós-magmático				
Estilo de alteração		Greisenização I	Feldspatização Sódica	Greisenização II	Silicificação I	Muscovitização	Silicificação II	Argilização
Rocha	alb-micr granito branco	top-sid-qtz greisen	granito alb salmão	top-sid-qtz greisen	veio quartzo cassiterita	veio greisen verde	veio quartzo estéril	stockwork argiloso
Estilo de mineralização	Disseminado	Maciço (acamadado)		Stockwork	Veios			Stockwork
Quartzo I								
Quartzo II								
Microclínio I								
Albita I								
Siderofilita I								
Fluorita I								
Topázio I								
Zircão								
Apatita								
Quartzo III								
Siderofilita II								
Albita II								
Topázio II								
Fluorita II								
Cassiterita								
Volframita								
Scheelita								
Columbita								
Monazita								
Muscovita								
Óxido de ETR								
Cerianita								
Hollandita								
Litioforita								
Todorokita								
Calcita								
Pirita								
Barita								
Hematita								
Caulinita

Prancha 5.1 - a) Granito rosa, maciço, homogêneo, leucocrático, porfirítico de matriz média, com megacristais euédricos, subédricos e ovóides de feldspato potássico de até 2,5 cm de comprimento em matriz de feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita. Facies Serra do Cícero (**fSC**); b) granito rosa, maciço, homogêneo, leucocrático, inequigranular, médio, composto por feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita. Facies Serra Azul (**fSA**); c) granito rosa, maciço, homogêneo, leucocrático, porfirítico de matriz média, com megacristais de feldspato potássico euédricos, subédricos e ovóides esparsos com 1 cm de comprimento em média, em matriz de feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita, Facies Santa Bárbara média (**fSBm**); d) granito rosa-esbranquiçado, maciço, homogêneo, leucocrático, equigranular médio, composto por feldspato potássico e plagioclásio rosa, quartzo e siderofilita. Facies Santa Bárbara fina (**fSBf**); e) granito branco, maciço, homogêneo, leucocrático, microporfirítico fino, composto por feldspatos brancos, quartzo e siderofilita (**fSBf**).

Prancha 5.2 – a) Megacristal mesopertítico ovóide com abundantes inclusões anédricas de quartzo e poucas inclusões de mica na borda, fácies Serra do Cícero. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; b) megacristal ovóide de microclínio manteado por plagioclásio sericitizado na fácies Serra do Cícero – textura wiborgítica. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; c) aspecto da matriz de granito da fácies Serra do Cícero, com cristais de microclínio subédricos e anédricos, com macla em grade distinta, cristais de plagioclásio com núcleo sericitizado e borda de albita límpida sobrecrescida, além de quartzo e mica. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; d) inclusões de zircão euédrico pardo, à esquerda, e de zircão incolor, à direita, na mica primária da fácies Serra do Cícero. Nicóis cruzados. Amostra AM-52B; e) mica primária da fácies Serra do Cícero, de cor marrom, substituída por clorita verde nas bordas. Nicóis paralelos. Amostra AM-52B; f) hábito euédrico a subédrico, hexagonal, das inclusões de quartzo em microclínio. Pertitas de substituição em gânglios no microclínio e coroas trocadas (*swapped rims*) de albita entre cristais de microclínio adjacentes. Nicóis cruzados. Amostra AM-53B; g) borda de intercrescimento de microclínio, quartzo e mica sobre megacristal subédrico de microclínio da fácies Santa Bárbara média. Nicóis cruzados. Amostra AM-119; h) aspecto da matriz da fácies Santa Bárbara média. Nicóis cruzados. Amostra AM-119.

Prancha 5.2

Prancha 5.3 – a) Agregados cúspides de mica marrom-esverdeada primária na fácies Santa Bárbara média. Nicóis paralelos. Amostra AM-125; b) presença de cassiterita na fácies Santa Bárbara média. Nicóis cruzados. Amostra AM-170; c) diminutas inclusões subédricas de albita orientadas paralelamente aos planos de clivagem do megacristal de microclínio. Fácies Santa Bárbara fina. Nicóis cruzados. AM-38; d) intercrescimento granofírico de feldspato potássico e quartzo na matriz de granito da fácies Santa Bárbara fina. Nicóis cruzados. AM-145; e) textura alotriomórfica do albita-microclínio granito branco da fácies Santa Bárbara fina. Maclas da albita acunhadas e desencontradas no plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra AM-134; f) cavidade miarolítica preenchida por topázio no albita-microclínio granito branco. Nicóis cruzados. AM-134; g) aspecto microscópico dos *spots* de greisenização incipiente nucleados sobre megacristais de microclínio. À direita, observa-se megacristal fortemente substituído por siderofilita e muscovita (microcristalina). À esquerda, auréola adjacente ao megacristal onde o plagioclásio está inteiramente substituído por mica branca. Nicóis cruzados. AM-260; h) megacristal de microclínio em granito greisenizado fortemente substituído por siderofilita, muscovita e fluorita. Nicóis cruzados. AM-19.

Prancha 5.3

Prancha 5.4 – a) Granito porfírico de matriz média da fácies Santa Bárbara média cujos megacristais de feldspato potássico e diversos cristais de feldspatos da matriz exibem pigmentação branca que denota composição albitica. Amostra AM-224; b) ocorrência, na forma de manchas de contatos difusos, de porções de albita-microclínio granito branco na fácies Santa Bárbara média. Amostra AM-237; c) granito greisenizado, rosa-acinzentado, equigranular de granulção média, composto por feldspatos, quartzo e mica. AM-190; d) greisenização incipiente na forma de *spots* nucleados sobre megacristais de feldspato potássico da fácies Santa Bárbara média. AM-263; e) quartzo *greisen* equigranular médio. Amostra AM-227; f) topázio-siderofilita-quartzo *greisen* equigranular médio cinza. Amostra AM-35; g) mica *greisen* pobre em quartzo, equigranular médio, preto. Amostra AM-74; h) granito albitizado salmão, leucocrático, equigranular médio, cujos cristais de quartzo mostram-se bem formados e arredondados enquanto que a matriz feldspática carece de contornos cristalinos definidos. Amostra AM-14B.

Prancha 5.4

Prancha 5.5 – a) Pronunciada substituição de microclínio por siderofilita nos granitos greisenizados. Nicóis cruzados. Amostra AM-19; b) topázio-siderofilita-quartzo *greisen* com cristais de cassiterita marrom-escura no centro. Nicóis paralelos. Amostra AM-35; c) aspecto microscópico dos topázio-mica *greisens* pobres em quartzo. Nicóis paralelos. Amostra AM-72; d) abundância de albita *chessboard* no granito albitizado salmão. Forma irregular da mica. Nicóis cruzados. Amostra AM-14B; e) composição monominerálica dos *fronts* de albitização. Nicóis cruzados. Amostra AM-273C; f) inclusões ripiformes de plagioclásio orientada segundo as superfícies de crescimento do quartzo hospedeiro, configurando textura *snowball*. Quartzo dos pegmatóides. Amostra AM-212; g) muscovitização extensiva de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, gerando rocha de textura fina quase monominerálica. Nicóis paralelos. Amostra AM-12.

Prancha 5.5

Prancha 5.6 – a) Aspecto macroscópico do *front* irregular de albitização, representado pela porção salmão hololeucocrática da rocha. Amostra AM-273; b) pegmatóide com cristais de feldspato potássico de textura “plumosa”, mica e quartzo intercrescidos. Amostra AM-240; c) pegmatóide composto por feldspato potássico euédrico, além de mica e quartzo intercristalinos. Amostra AM-247; d) granito greisenizado afetado por muscovitização, mais intensa nas regiões amarela. Amostra AM-1; e) quartzo *greisen* equigranular médio afetado por muscovitização; f) topázio-siderofilita-quartzo *greisen* inteiramente substituído por muscovita, com cassiterita (preta) abundante. Amostra AM-307.

Prancha 5.6

Prancha 5.7 - a) Associação freqüente de monazita com a mica primária na fácies Serra do Cícero. A xenotima está associada à monazita como produto de substituição da mica; b) zircão associado com monazita e com sobrecrecimento de xenotima na fácies Serra do Cícero; c) aspecto de granito da fácies Serra do Cícero mostrando grandes e abundantes cristais prismáticos de zircão sem zonação aparente, fraturados. Substituição da mica primária por anatásio subédrico; d) tipo de zircão predominante na fácies Serra do Cícero, caracterizado pelo hábito prismático curto e pela ausência de faces de crescimento aparentes. Associação com fluorita.

Prancha 5.8 - a) Tipo de zircão de ocorrência subordinada na fácies Serra do Cícero, caracterizado pela forma prismática com terminações bipiramidais, intercrescimento com xenotíma no núcleo e faces de crescimento bem marcadas; b) cerianita em associação com mica secundária substituindo mica primária na fácies Serra Azul; c) cerianita granular anédrica incluída em fluorita com zonação concêntrica na fácies Serra Azul; d) cerianita prismática em agregados de cristais associada à fluorita e à mica na fácies Serra Azul.

Prancha 5.9 - a) Grande cristal de fluorita em associação com mica e quartzo, com padrão de zonação irregular e diversas inclusões de zircão. Fácies Serra Azul; b) cristal de zircão com faces de crescimento parcialmente destruídas nas regiões de núcleo e borda, onde apresenta aspecto turvo; c) ocorrência de óxido de ETR incluso na fluorita tardia associada com mica na fácies Santa Bárbara; d) presença de columbita em associação com mica e fluorita na fácies Santa Bárbara.

Prancha 5.10 - a) Zircão parcialmente substituído por torita na fácies Santa Bárbara; b) zircão inteiramente pseudomorfizado por torita na fácies Santa Bárbara; c) diversas inclusões de óxido de La, Nd e Y na mica secundária do granito albitizado branco; d) presença de columbita inclusa na mica secundária do albita-microclínio granito branco.

Plancha 5.11 - a) Aspecto dos topázio-mica-quartzogreisen com fluorita, topázio, mica e quartzo, podendo também estar presente a cassiterita. A monazita e a columbita são acessórias, incluídas na fluorita e na mica, respectivamente; b) cassiterita anédrica e isenta de inclusões, substituída por óxido de ferro nas fraturas, associada com quartzo e mica zonada cujo núcleo é mais pobre em ferro do que a borda. Topázio-mica greisen; c) pseudomorfismo de volframita por scheelita em topázio-mica greisen; d) precipitação de óxido

Plancha 5.12 - a) Associação textural de dois tipos de mica nos topázio-mica *greisens* pobres em quartzo, onde a mais escura e mais pobre em ferro substitui a precoce a partir das bordas, gerando segregações de óxido de ferro; b) fengitização de topázio-mica *greisen*, promovendo a substituição da mica original, mais clara, por fengita (cinza médio), e a precipitação de fluorita; c) zonização da fengita com núcleo mais rico em ferro e borda mais pobre; d) consumo de topázio nos topázio-mica *greisens* devido à alteração fengítica superposta.

Prancha 5.13 - a) Rocha composta por fengita e cassiterita oriunda da fengitização extensiva de topázio-mica *greisen*; b) e c) associação de fengita com litioforita, hollandita e cerianita nos nódulos manganésíferos oriundos da alteração fengítica; d) óxido de ferro como películas e formas botrioidais sobre as terminações de cristais de quartzo, na porção central dos veios de quartzo estéreis.

Prancha 5.14 - a) Carbonato (buracos negros), pirita, barita, óxido de ferro e fluorita presentes nas bordas de alteração das encaixantes geradas pelos veios de quartzo estéreis; b) substituição pronunciada da mica primária por óxido de ferro nas bandas de alteração laterais aos veios de quartzo estéreis. Neste exemplo, a encaixante alterada e um granito da fácies Serra Azul; c) cualinita, predominante, e halloysita do *stockwork* argiloso.

VI. LITOGEOQUÍMICA

As rochas do Maciço Granítico Santa Bárbara caracterizam-se pela grande similaridade composicional (Tabela 6.I).

Apresentam altos teores de SiO_2 (74,40 a 78,05%), K_2O (4,16 a 5,81%), Na_2O (2,95 a 3,98%), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (7,55 a 8,80%), Sn (11 a 230 ppm), Rb (368 a 1070 ppm), Ce (90 a 331 ppm), Nb (80 a 113 ppm), Ga (27 a 40 ppm) e Y (102 a 914 ppm), e baixos teores de CaO (0,05 a 1,05%), Ba (0 a 229 ppm) e Sr (0 a 33 ppm), comparáveis aos valores reportados por Whalen *et al.* (1987) para a média do granitos do tipo A. Tais características geoquímicas, conjuntamente com os altos teores de U (4 a 24 ppm) e de Th (40 a 65 ppm) presentes nas rochas do maciço, são comuns também aos granitos rapakivi (Haapala & Rämö 1990).

São subalcalinos, com altas razões $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} + \text{MgO}$ (0,96 a 0,99), e conteúdos baixos a moderados de ETR (86 a 194 vezes o condrito, em geral). Apresentam forte anomalia negativa de Eu e fraco enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (Fig. 6.1.a). Em diagramas multi-elementares, são pronunciadas as anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti para todas as fácies, com fracas anomalias negativas de K, Nb e Zr e positivas de Y e Yb (Fig. 6.1.b). Seu padrão de distribuição multi-elementar superpõe-se, em grande parte, àquele do Maciço Oriente Novo, pertencente à Suíte Intrusiva Santa Clara (*cf.* Leite Júnior 2002), da Província Estanífera de Rondônia. Assemelha-se muito, também, ao granito rapakivi Eurajöki, da Finlândia (Fig. 6.2).

Exibem características geoquímicas comuns aos granitos rapakivi reduzidos, como conteúdos de $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ em peso (aos 70% em peso de SiO_2) e razões $\text{K}/\text{Na} > 1$, no caso das fácies Serra do Cícero e Serra Azul (*cf.* Frost & Frost 1997). Fatores como P_{CO_2} e $P_{\text{H}_2\text{O}}$ influenciam a razão K/Na (*cf.* Ebadi & Johannes 1991), sendo que o aumento da $P_{\text{H}_2\text{O}}$ é uma causa provável para a diminuição dessa razão abaixo de 1 nas rochas da associação de fácies Santa Bárbara (*cf.* Frost & Frost 1997).

Os granitos da fácies Serra do Cícero diferenciam-se daqueles das demais unidades do Maciço Granítico Santa Bárbara pelos índices de saturação em alumina (A/CNK), restritos a valores de 0,99 a 1,00, que os enquadram na categoria das rochas metaluminosas. Os granitos das fácies Serra Azul, Santa Bárbara média e Santa Bárbara fina, incluído o albita-microclínio granito fino

branco, aqui representado por **fsbfb**, são leve a francamente peraluminosos, com índices A/CNK de 1,02-1,03, 1,03-1,10, 1,06-1,16 e 1,16-1,29, respectivamente, bem como conteúdos de coríndon normativo variáveis entre 0,26-0,35, 0,35-1,13, 0,65-1,73 e 1,78-3,10 (Fig. 6.1.c).

Outras características distintivas da fácies Serra do Cícero são seus conteúdos ligeiramente superiores de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, MgO , K_2O , CaO e P_2O_5 (Figs. 6.6 e 6.7) em relação às demais unidades, bem como teores significativamente maiores de Ba (214 a 229 ppm), Sr (27 a 33 ppm) e Zr (227 a 316 ppm), e menores de Rb (368 a 479 ppm), Ga (27 a 32 ppm), Li (60 ppm), Ta (7 a 8 ppm), Cs (3 a 4 ppm) e F (0,53 a 0,83%) (Figs. 6.7, 6.8 e 6.9). As razões elementares $10000\text{Ga}/\text{Al}$ (4,03 a 4,72), Rb/Sr (13,63 a 15,11) e Rb/Ba (1,61 a 2,24) são menores, enquanto que $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,59 a 1,94) e K/Rb (94,81 a 131,07) são maiores (Figs. 6.9 e 6.10). No que tange aos conteúdos de ETR, são marcantes sua riqueza relativa de ETRL em relação aos ETRP $((\text{La}/\text{Yb})_N$ de 3,52 a 4,67) e a anomalia negativa de Eu menos pronunciada $((\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ de 0,19 a 0,20) (Figs. 6.1.a e 6.10.c).

A fácies Serra Azul distingue-se das demais unidades pelos conteúdos menores de Al_2O_3 (11,53 a 11,58%) e Na_2O (2,95 a 2,99%) (Fig. 6.6.b e f). De resto, apresenta composições intermediárias entre a fácies Serra do Cícero e a associação de fácies Santa Bárbara, com teores de Rb (585 a 669 ppm), Ga (32 ppm) e Ta (9 a 10 ppm) menores do que aqueles da associação de fácies Santa Bárbara, e maiores de Zr (187 a 282 ppm) e F (1,13 a 1,51%).

As rochas da associação de fácies Santa Bárbara são as mais evoluídas no Maciço Granítico Santa Bárbara. São moderada a fortemente enriquecidas em Na_2O (3,10 a 3,98%, Fig. 6.6.f; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 1,05 a 1,62, Fig. 6.9.d), Rb (462 a 1070 ppm), Ga (32 a 46 ppm), Li (148 a 258 ppm), Nb (80 a 113 ppm) e Ta (11 a 19 ppm), e empobrecidas em Zr (66 a 188 ppm) em relação às demais fácies (Figs. 6.7 e 6.8). Suas razões Rb/Sr (52,62 a 285,00, Fig. 6.9.f) e Rb/Ba (6,06 a 92,40, Fig. 6.10.a) atingem valores extremamente altos, e são também pronunciados os baixos teores de ETRL $((\text{La}/\text{Yb})_N$ de 1,57 a 3,48) e as anomalias negativas de Eu $((\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ de 0,02 a 0,12 (Fig. 6.10.c). Internamente à associação de fácies Santa Bárbara, são particulares os maiores conteúdos de Ga e menores de Sn da fácies Santa Bárbara fina (33 a 40 ppm e 14 a 26 ppm, respectivamente) em relação à fácies Santa Bárbara média (32 a 37 ppm e 19 a 230 ppm, respectivamente), e os conteúdos extremamente elevados de Ga (46 ppm), Li (366 ppm), Ta (34 ppm), Y (914 ppm) e ETR (1927 vezes o condrito), com forte enriquecimento dos ETRL $((\text{La}/\text{Yb})_N$ de 10,93), na fácies Santa Bárbara fina (AM-134). Os conteúdos de CaO (0,05%, Fig. 6.6.e) e de Ce (331 ppm; anomalia negativa, Fig. 6.1.a) são relativamente muito baixos nesta amostra.

As características acima descritas, especialmente no que tange aos conteúdos de Nb, Ce e Y,

à razão $10000\text{Ga}/\text{Al}$, e ao padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito, permitem classificar os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara como do tipo *A* (Loiselle & Wones 1979; Whalen *et al.* 1987, Fig. 6.3). Os diagramas discriminantes de granitos que relacionam $\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$ *versus* SiO_2 (Frost *et al.* 2001, Fig. 6.4.a) e P_2O_5 *versus* F (Förster *et al.* 1998 in Seltmann *et al.* 1998, Fig. 6.4.b) apontam para a mesma tendência. Cabe ressaltar a dificuldade de classificação de granitos félsicos ($\text{SiO}_2 > 74\%$), dada a convergência das composições químicas e mineralógicas de diferentes tipos de granitos nesse intervalo composicional (Whalen *et al.* 1987).

Os pontos analíticos representativos das fácies Serra do Cícero, Serra Azul, Santa Bárbara média e Santa Bárbara fina localizam-se no campo dos granitos intraplaca (Pearce *et al.* 1984, Fig. 6.4.c), pós-colisionais (Förster *et al.* 1995 in Seltmann *et al.* 1998, Fig. 6.4.b).

As correlações entre elementos e óxidos com o TiO_2 são bem definidas, e indicam a cogeneticidade das rochas das diversas fácies do maciço. Observa-se diminuição dos teores de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, MgO , CaO , K_2O e P_2O_5 , Ba, Sr, Zr, Ce, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e K/Rb com o grau de diferenciação, ao passo que os conteúdos de SiO_2 , Rb, Ta, F, Li, Rb/Sr, Rb/Ba e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} + \text{MgO})$ aumentam (Figs. 6.6 a 6.10).

A diminuição da razão K/Rb e o aumento da razão Rb/Sr (Fig. 6.9.e e f) indicam o fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio, respectivamente, corroborado pela diminuição da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 6.9.d).

A diminuição acentuada dos teores de Zr (Fig. 6.8.d) e Ce (Fig. 6.9.c) com o TiO_2 refletem o fracionamento de zircão e monazita, respectivamente. Os teores de Th (Fig. 6.8.e) não são significativamente perturbados em função da estabilização da torita nas fácies mais evoluídas. No albita-microclínio granito branco (fácies Santa Bárbara fina), o extremo enriquecimento em Ta e La + Y + Yb (Figs. 6.1.b, 6.8.c e 6.9.a e b) em relação às fácies menos evoluídas reflete a cristalização de columbita-tantalita e de óxidos de ETR, respectivamente.

As tendências evolutivas do Al_2O_3 e do Na_2O apresentam inflexões nos diagramas de correlação com o TiO_2 , marcadas pela diminuição dos conteúdos dos dois óxidos da fácies Serra do Cícero até a fácies Serra Azul e inversão dessa tendência rumo à associação de fácies Santa Bárbara (Fig. 6.6.b e f). Esses fatores, aliados ao aumento dos conteúdos de Li e F, controlado pelo aumento dos teores desses elementos nas micas (Capítulo VII), e ao fracionamento dos feldspatos discutido acima, indicam a estabilização crescente de paragêneses do tipo albita + micas de Fe-Li + topázio, com contribuição gradativamente menos significativa do feldspato potássico.

A correlação negativa dos conteúdos de Sr, CaO e F com o Na_2O em diagramas logarítmicos

(Figs. 6.10.d, e e f) corrobora a origem magmática desse enriquecimento em Na_2O (*cf.* Schwartz 1992), que é característico de diferenciação magmática envolvendo fracionamento de plagioclásio e pressupõe empobrecimento em CaO e Sr^{2+} no magma residual. Schwartz (1992) postula que a tendência, nos casos de albitização metassomática, seria a manutenção ou o aumento dos teores de Sr e CaO em relação ao protólito não hidrotermalizado, em função da fixação desses elementos na albita e na fluorita (se $\text{F}/\text{CaO} < 0,68$) neoformadas em equilíbrio com o fluido hidrotermal.

A diferenciação por cristalização fracionada das rochas do maciço também é indicada pela correlação bem definida dos pontos em diagrama Sr versus Rb/Sr (Fig. 6.11.a). As tendências de evolução magmática em termos de Sn versus TiO_2 e Sn versus Rb/Sr , entretanto, não são observadas nas fácies Santa Bárbara média e Santa Bárbara fina, o que indica interação rocha-fluido segundo os critérios definidos por Lehmann & Mahapatra (1989; Fig. 6.11.b e c) para haplogranitos mineralizados com Sn da Tailândia. Os autores postulam um empobrecimento em Sn dessas rochas relativamente aos conteúdos esperados em função do seu grau de diferenciação magmática, empobrecimento esse devido à remoção do Sn pela interação rocha-fluido. Esse fluido pode ser cogenético/comagmático, ou de fonte externa.

Não há relação aparente entre os teores de Sn e Na_2O nas rochas do maciço (Fig. 6.12.a). A correlação positiva entre os teores de F e Sn , entretanto, é indicada no respectivo diagrama (Fig. 6.12.b), apesar de uma certa dispersão.

As rochas das fácies Serra Azul, Santa Bárbara média e Santa Bárbara fina, incluindo o albita-microclínio granito fino branco, têm composição normativa CIPW próxima aos pontos mínimos dos sistemas $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 -($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)- SiO_2 - H_2O a 1 kbar, com teor de An entre 0 e 3% (Tuttle & Bowen 1958; James & Hamilton 1969, Fig. 6.10). Um discreto *trend* de enriquecimento em albita da fácies Serra Azul no sentido da associação de fácies Santa Bárbara é aparente, e parece refletir a influência mista do Li e do F no deslocamento do ponto mínimo do sistema haplogranítico (*cf.* Martin 1983, Manning 1981).

Em suma, as rochas mineralizadas do Maciço Granítico Santa Bárbara (associação de fácies Santa Bárbara) apresentam afinidades geoquímicas com granitos do tipo A e com granitos rapakivi. São peraluminosas, derivadas de precursoras de características redutoras (fácies Serra do Cícero e Serra Azul).

Relativamente aos granitos ditos normais, as rochas da associação de fácies Santa Bárbara são enriquecidas em SiO_2 , K_2O , Na_2O , Sn , Rb , Ce , Nb , Ga , Y , F , U e Th , e empobrecidas em CaO , Ba e Sr . Podem ser classificadas como granitos fracionados (Rb/Sr entre 10 e 100; Pollard 1995).

Comparativamente às demais fácies do maciço, possuem maiores conteúdos de Na_2O , Rb, Ga, Li, Nb e Ta e as mais extremas razões Rb/Sr e Rb/Ba, com menores conteúdos de Zr e de ETRL, excetuado o albita-microclínio granito branco.

Suas características petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas são similares às aquelas identificadas nas fácies mineralizadas da Suíte Intrusiva Santa Clara, em Rondônia (*cf.* Leite Júnior 2002), bem de exemplos clássicos de granitos mineralizados, como o maciço rapakivi Eurajöki, da Finlândia, conforme ilustra a Fig. 6.2.

Figura 6.1 - a) Padrão de ETR normalizado pelo condrito (Boynton 1984); b) diagrama multi-elementar normalizado pelo condrito (Thompson *et al.* 1982); c) diagrama A/CNK x A/NK (Maniar & Piccoli 1989) para os granitos do maciço. Símbolos na Fig. 6.1.c.

- ▲ Granito St. Austell
- Granito Eurajöki
- ◆ Granito Pleasant Ridge
- Topázio-riólito Spor Mountain
- + Maciço Santa Bárbara (afSB)
- ◇ Maciço Oriente Novo
- Maciço Correias

Figura - 6.2 - Diagramas multi-elementares, modificados de Goraieb (2001) e Bettencourt *et al.* (em preparação), para as rochas da afSB do Maciço Granítico Santa Bárbara em comparação com as fácies mais evoluídas de granitos mineralizados no Brasil e exterior. Com base em dados de Christiansen *et al.* (1986), Taylor (1992), Goraieb (2001) e Leite Júnior (2002).

Figura 6.3 - Diagramas de $10000\text{Ga}/\text{Al}$ versus a) $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, b) FeOT/MgO , c) Zr, d) Y, e) Nb, e f) Ce de Whalen et al. (1987) para a discriminação de granitos do tipo A. Símbolos: círculos verdes - fSC; triângulos ciano - fSA; quadrados magenta preenchidos - fSBm; quadrados magenta vazios - fSBf; xizes magenta - fSBfb.

Figura 6.4 - a) Diagrama SiO_2 versus $\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$ (Frost *et al.* 2001) para a classificação de rochas graníticas; b) diagrama F versus P_2O_5 (Förster *et al.* 1998) para a classificação de granitos. As rochas do Maciço Granítico Santa Bárbara situam-se no campo dos granitos do tipo A nos dois diagramas. Legenda para a Fig. b: círculos verdes - fSC; triângulos azuis invertidos - fSA; quadrados rosa - fSBm; triângulos invertidos rosa - fSBf; xizes rosa - fSBfb.

Figura 6.5 - a) Diagrama Y versus Nb para a discriminação tectônica de granitos (Pearce *et al.* 1984); b) diagrama La versus Yb para a discriminação entre granitos tardi- e pós-colisionais (Förster *et al.* 1995).

Figura 6.6 – Diagramas de variação química do TiO_2 versus SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e Na_2O para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig.6.5.

Figura 6.7 – Diagramas de variação química do TiO_2 versus K_2O , P_2O_5 , F, Rb, Ba e Sr para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5.

Figura 6.8 – Diagramas de variação química do TiO_2 versus Li, Nb, Ta, Zr, Th e Sn para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5.

Figura 6.9 – Diagramas de variação química do TiO₂ versus Y, La, Ce, K₂O/Na₂O, K/Rb e Rb/Sr para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5.

Figura 6.10 – Diagramas de variação química do TiO_2 versus Rb/Ba , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}+\text{MgO})$ e $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$, e do Na_2O versus Sr , CaO e F para os granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara. Símbolos conforme Fig. 6.5.

Figura 6.11 - a) Diagramas de covariação Sr versus Rb/Sr, b) Sn versus TiO₂ e c) Sn versus Rb/Sr para as rochas do maciço. Campos de Lehmann & Mahavat (1989): retângulos cinza - área onde os teores de Sn estão abaixo do limite analítico de detecção; campos rosa - tendências de diferenciação magmática extrapoladas; linha vermelha - limite entre granitos menos alterados e aqueles afetados por interação rocha-fluido. Legenda conforme Fig. a.

Figura 6.12 - Diagramas de covariação a) Sn *versus* Na₂O e b) F *versus* Sn para as rochas do Maciço Granítico Santa Bárbara.

Figura 6.13 - Composição normativa dos granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara em termos de quartzo, ortoclásio e albita. As composições experimentais de fusões de temperatura mínima são exibidos para comparação: losangos roxos - sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-(CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{)-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ a 1 kbar (Tuttle & Bowen, 1958, James & Hamilton 1969); cruz vermelha circunscrita e asteriscos marrons - sistema haplogranito- H_2O a 1 kbar com 0,5% de Li (Martin 1983) e 1 e 2% de F (Manning 1981), respectivamente. Símbolos conforme Fig. 6.4.b.

Tabela 6.I - Dados de análises químicas dos granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara.

AMOSTRA	AM-52B fSC	AM-287 fSC	AM-291 fSC	AM-53B fSA	AM-159 fSA	AM-108 fSBm	AM-119 fSBm	AM-121 fSBm	AM-126 fSBm	AM-170 fSBm
SiO ₂ (% em peso)	74,88	74,98	74,40	78,05	77,39	76,70	76,55	77,05	75,53	76,53
TiO ₂	0,16	0,13	0,16	0,08	0,08	0,06	0,06	0,03	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	12,62	12,65	12,81	11,58	11,53	12,39	12,59	12,57	12,61	12,26
Fe ₂ O ₃ T	1,85	1,53	1,89	1,45	1,55	1,53	1,47	1,11	1,24	1,39
MnO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06
MgO	0,08	0,06	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	<0,01
CaO	0,89	0,83	1,05	0,76	0,74	0,70	0,68	0,44	0,70	0,64
Na ₂ O	3,12	2,99	3,28	2,95	2,99	3,42	3,51	3,66	3,53	3,10
K ₂ O	5,47	5,81	5,23	4,60	4,61	4,52	4,67	4,47	4,78	4,50
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P.F.	0,94	1,01	1,17	0,82	1,06	0,87	0,75	0,58	0,80	1,01
TOTAL	100,07	100,05	100,08	100,36	100,02	100,27	100,36	99,97	99,32	99,56
Sc (ppm)	6	6	4	4	4	5	4	4	5	5
Pb	97	41	28	42	41	32	41	41	27	22
Zn	88	54	49	80	64	63	80	54	36	128
Sn	71	11	11	44	38	23	46	19	23	230
W	7	4	5	10	11	14	18	8	10	18
Mo	5	3	6	6	5	3	2	2	2	2
Rb	479	368	408	669	585	737	787	837	654	917
Ba	214	229	214	61	78	67	63	25	108	28
Sr	33	27	27	15	16	9	9	4	12	9
Be	9	8	9	13	12	6	8	10	12	7
Ga	29	27	32	32	32	34	36	37	32	36
Ge	2	2	2	3	2	3	3	3	2	3
Li	60	N.A	N.A	147	N.A	216	217	258	148	N.A
Nb	83	89	96	91	84	90	92	83	90	87
Ta	7	8	8	10	9	12	11	19	13	19
Hf	10	9	12	9	9	9	9	9	9	9
Zr	300	227	316	202	187	151	157	98	145	108
Y	159	155	156	179	137	135	148	98	161	282
Th	52	53	59	58	57	62	58	45	57	56
U	14	17	13	17	18	18	20	15	14	22
Cs	4	4	3	7	6	7	7	7	6	8
Tl	2	2	2	3	2	2	3	2	2	4
Bi	3	0	0	14	7	8	3	9	7	10
F ¹	0,61	0,53	0,83	1,13	1,51	1,03	1,06	0,78	0,92	1,21
La	135,00	97,50	130,00	137,00	102,00	110,00	87,10	70,20	82,50	134,00
Ce	260,00	186,00	237,00	255,00	194,00	209,00	176,00	151,00	162,00	134,00
Pr	27,00	23,00	29,10	25,20	20,00	20,90	18,00	16,00	17,70	30,70
Nd	96,10	76,60	96,00	84,80	70,50	72,30	64,60	55,60	64,70	118,00
Sm	19,20	15,40	18,50	17,70	14,00	15,40	13,80	12,40	14,30	29,20
Eu	1,22	1,01	1,12	0,61	0,53	0,43	0,42	0,20	0,54	0,47
Gd	19,60	15,90	18,10	18,50	14,70	16,20	15,00	12,00	16,10	31,10
Tb	3,48	3,15	3,40	3,56	2,97	3,09	3,03	2,44	3,42	6,41
Dy	22,30	21,70	22,60	24,10	19,50	19,90	20,20	15,90	23,00	40,50
Ho	4,99	4,78	5,05	5,52	4,47	4,33	4,69	3,35	5,50	9,05
Er	16,50	15,30	15,90	18,90	15,70	15,10	16,50	11,90	19,00	30,00
Tm	3,06	2,97	3,01	3,56	2,96	3,03	3,20	2,57	3,66	5,72
Yb	19,50	18,70	19,40	23,60	19,50	21,30	22,80	20,10	25,70	38,60
Lu	2,99	2,74	2,83	3,60	2,99	3,29	3,42	3,18	3,90	5,84
Fe ₂ O ₃ T/ Fe ₂ O ₃ T+MgO	0,96	0,96	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	
A/CNK	1,00	0,99	0,99	1,03	1,02	1,05	1,04	1,08	1,03	1,10
A/NK	1,14	1,13	1,16	1,18	1,16	1,18	1,16	1,16	1,15	1,23
10000Ga/Al	4,34	4,03	4,72	5,22	5,24	5,18	5,40	5,56	4,79	5,55
K/Na	1,15	1,28	1,05	1,03	1,01	0,87	0,88	0,80	0,89	0,96
K/Rb	94,81	131,07	106,42	57,08	65,42	50,92	49,26	44,34	60,68	40,74
Rb/Sr	14,52	13,63	15,11	44,60	36,56	81,89	87,44	209,25	54,50	101,89
Rb/Ba	2,24	1,61	1,91	10,97	7,50	11,00	12,49	33,48	6,06	32,75
SOMA ETR	630,94	484,75	602,01	621,65	483,82	514,27	448,76	376,84	442,02	613,59
LaN/YbN ²	4,67	3,52	4,52	3,91	3,53	3,48	2,58	2,35	2,16	2,34
EuN/Eu ²	0,19	0,20	0,19	0,10	0,11	0,08	0,09	0,05	0,11	0,05
Q	34,14	33,89	33,57	41,85	41,21	38,24	36,95	37,96	35,73	40,52
Or	32,65	34,71	31,29	27,34	27,56	26,90	27,74	26,60	28,70	27,01
Ab	26,61	25,53	28,04	25,05	25,54	29,08	29,79	31,13	30,29	26,59
An	4,27	3,93	4,79	3,79	3,71	3,50	3,39	2,20	3,53	3,22
C	0,00	0,00	0,00	0,35	0,26	0,59	0,51	0,90	0,35	1,13

1 - conteúdo dado em %; 2 - valores normalizados segundo Boynton (1984).

Tabela 6.I - Dados de análises químicas dos granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara (cont.)

AMOSTRA	AM-144	AM-145	AM-238	AM-278	AM-134	AM-239
	fSBf	fSBf	fSBf	fSBf	fSBf*	fSBf*
SiO ₂ (% em peso)	76,12	76,28	75,40	76,69	74,98	76,44
TiO ₂	0,08	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	12,48	12,51	12,59	12,75	13,39	13,11
Fe ₂ O _{3T}	1,42	1,60	1,54	0,89	1,41	1,27
MnO	0,03	0,04	0,05	0,02	0,05	0,04
MgO	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,71	0,66	0,46	0,35	0,05	0,28
Na ₂ O	3,10	3,40	3,23	3,98	3,31	3,70
K ₂ O	5,02	4,61	4,38	4,16	4,45	4,37
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P.F.	0,90	0,73	0,98	0,68	1,13	0,77
TOTAL	99,89	99,91	98,68	99,56	98,76	100,03
Sc (ppm)	3	5	5	4	4	5
Pb	39	30	15	43	61	31
Zn	78	62	122	37	66	73
Sn	18	25	26	14	59	20
W	6	17	9	4	11	6
Mo	7	3	<2	<2	3	<2
Rb	730	684	1060	462	1070	855
Ba	59	31	30	5	<3	12
Sr	13	13	4	3	<2	3
Be	12	11	4	55	8	7
Ga	33	34	40	34	46	36
Ge	3	3	3	3	4	3
Li	N.A	170	N.A	N.A	366	N.A
Nb	113	104	84	83	80	80
Ta	14	14	18	12	34	19
Hf	11	9	8	6	12	8
Zr	185	145	90	71	86	94
Y	185	158	128	102	914	113
Th	62	65	53	40	26	53
U	16	24	6	13	20	4
Cs	6	6	9	3	7	6
Tl	3	2	4	2	4	2
Bi	2	1	17	0	7	8
F ¹	1,06	1,10	1,14	0,37	1,15	0,71
La	100,00	65,10	49,50	102,00	2010,00	51,20
Ce	181,00	138,00	90,00	207,00	331,00	90,70
Pr	19,80	15,40	12,40	24,90	567,00	12,10
Nd	70,70	58,40	46,90	72,00	1960,00	44,60
Sm	14,40	13,40	11,70	16,20	444,00	10,70
Eu	0,58	0,38	0,16	0,07	10,60	0,14
Gd	15,40	15,20	11,70	13,60	336,00	10,80
Tb	3,17	3,30	2,49	2,97	49,10	2,33
Dy	22,40	23,10	15,60	21,10	260,00	15,80
Ho	5,54	5,42	3,56	4,50	39,60	3,53
Er	19,90	19,20	13,30	15,90	115,00	12,60
Tm	3,97	3,59	2,85	3,69	19,50	2,54
Yb	26,90	24,30	21,30	26,00	124,00	19,10
Lu	4,34	3,73	3,49	3,86	14,80	3,02
Fe ₂ O _{3T} /Fe ₂ O _{3T} +MgO	0,99	0,99				
A/CNK	1,06	1,06	1,16	1,09	1,29	1,16
A/NK	1,18	1,18	1,25	1,15	3,65	1,21
10000Ga/Al	5,00	5,13	6,00	5,04	6,49	5,19
K/Na	1,07	0,89	0,89	0,69	0,88	0,78
K/Rb	57,09	55,95	34,30	74,75	34,53	42,43
Rb/Sr	56,15	52,62	265,00	154,00		285,00
Rb/Ba	12,37	22,06	35,33	92,40		71,25
SOMA ETR	488,10	388,52	284,95	513,79	6280,60	279,16
LaN/YbN ²	2,51	1,81	1,57	2,64	10,93	1,81
EuN/Eu ⁺²	0,12	0,08	0,04	0,02	0,08	0,04
Q	37,75	37,77	39,81	37,32	37,91	39,54
Or	30,00	27,50	26,52	24,89	26,05	26,95
Ab	26,47	28,98	27,95	34,02	31,51	28,65
An	3,56	3,30	2,34	1,76	1,40	0,25
C	0,65	0,72	1,73	1,06	1,78	3,10

1 - conteúdo dado em %; 2 - valores normalizados segundo Boynton (1984).

VII. QUÍMICA MINERAL

7.1. Química das Micas

7.1.1. Introdução

As fórmulas estruturais das micas aqui estudadas foram calculadas em base anidra considerando 22 átomos de oxigênio na meia cela unitária e corrigindo o total de oxigênio em função dos teores de flúor e cloro medidos, conforme o método descrito por Deer *et al.* (1992).

É possível separá-las em dois grupos: a) micas dioctaédricas, cujos conteúdos de Si são altos (/6,0 átomos p.f.u.) e os de Al^{IV} baixos ($\leq 2,0$ átomos p.f.u.), e cuja ocupação octaédrica é aproximada a 4,0 átomos p.f.u.; e b) micas trioctaédricas. As primeiras ocorrem unicamente naquelas rochas afetadas pela alteração pós-magmática denominada muscovitização.

Dada a importância das trioctaédricas no maciço estudado, haja vista predominarem amplamente e estarem representadas desde o estágio magmático até o pós-magmático, serão abordadas primeiramente.

7.1.2. Micas trioctaédricas

As composições médias das micas trioctaédricas do Maciço Granítico Santa Bárbara medidas com Microsonda Eletrônica (EPMA), incluindo teores de lítio obtidos via química analítica, estão ilustrados na Tabela 7.I. O conjunto completo das análises encontra-se no Anexo II. Podem ser classificadas como annita ($K_2Fe_6[Al_2Si_6O_{20}(OH,F)_4]$) e siderofilita ($K_2(Fe^{2+}_4Al_2)[Al_4Si_4]O_{20}(OH,F)_4$) no diagrama Al^{IV} x Fe/(Fe+Mg) (Fig. 7.1.a), e como siderofilita no diagrama Al^{VI} x Fe/(Fe+Mg) (Fig. 7.1.b).

Tabela 7.I - Médias das composições das micas do Maciço Granítico Santa Bárbara obtidas com EPMA (Li₂O determinado por química analítica).

FÁCIES	fSC (AM-52B)	fSA (AM-53B)	fSBf (AM-145)	fSBm (AM-224B)	fSBfb (AM-134)	pegmatóide	greisen tabular (AM-35)	granito greisenizado (AM-19)	gr. albitizado salmão (AM-14B)*	veio de greisen (AM-41B)**
SiO ₂	35,217	38,503	36,667	37,851	38,893	38,462	40,245	40,726	40,849	39,880
TiO ₂	2,802	0,426	1,110	1,032	0,206	0,082	0,045	0,312	0,095	0,021
Al ₂ O ₃	20,530	20,603	19,737	19,981	21,875	21,174	22,215	22,854	23,104	21,130
FeO	27,270	22,857	27,811	23,179	22,177	23,530	19,422	18,304	17,830	21,388
MnO	0,349	1,190	0,722	0,906	0,880	1,473	1,178	1,456	1,297	0,857
MgO	1,400	0,306	0,271	0,244	0,048	0,009	0,008	0,052	0,055	0,014
Li ₂ O	0,084	0,279	0,301	n.d.	0,598	n.d.	0,504	n.d.	0,755	0,693
BaO	0,052	0,088	0,034	0,009	0,037	n.d.	0,032	0,060	0,000	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	0,003	n.d.	n.d.	0,000	0,002	0,002	n.d.	0,000
Na ₂ O	0,121	0,101	0,163	0,182	0,206	0,259	0,121	0,229	0,157	0,233
K ₂ O	9,335	9,292	9,274	9,140	9,198	9,136	9,475	9,290	9,656	9,615
F	1,985	4,594	4,173	4,600	5,010	4,610	5,202	5,350	5,342	5,571
Cl	0,339	0,031	0,099	0,021	0,038	0,020	0,018	0,009	0,007	0,030
Nb ₂ O ₅	0,073	0,012	n.d.	0,030	0,014	n.d.	n.d.	n.d.	0,001	n.d.
TOTAL	99,556	98,281	100,363	97,173	99,178	98,754	98,468	98,644	99,146	99,429
O= F, Cl	0,912	1,941	1,779	1,941	2,118	1,945	2,194	2,255	2,251	2,352
T. corrigido	98,643	96,339	98,584	95,232	97,060	96,809	96,273	96,389	96,895	97,077
Si	5,3106	5,7016	5,4675	5,6871	5,6524	5,6867	5,8061	5,8341	5,7959	5,7585
Ti	0,3178	0,0474	0,1245	0,1167	0,0225	0,0091	0,0048	0,0336	0,0101	0,0023
Al ^{IV}	2,6894	2,2984	2,5325	2,3129	2,3476	2,3133	2,1939	2,1659	2,2041	2,2415
Al ^{VI}	0,9590	1,2971	0,9358	1,2251	1,3991	1,3762	1,5831	1,6923	1,6592	1,3542
Fe ²⁺	3,4385	2,8303	3,4677	2,9122	2,6951	2,9090	2,3430	2,1926	2,1154	2,5825
Mn	0,0446	0,1492	0,0912	0,1153	0,1083	0,1844	0,1439	0,1766	0,1559	0,1047
Mg	0,3147	0,0676	0,0603	0,0546	0,0103	0,0019	0,0016	0,0110	0,0116	0,0029
Li	0,0509	0,1661	0,1805	n.d.	0,3495	n.d.	0,2924	n.d.	0,4308	0,4024
Ba	0,0030	0,0051	0,0020	0,0005	0,0021	n.d.	0,0018	0,0034	0,0000	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	0,0004	n.d.	n.d.	0,0000	0,0003	0,0003	n.d.	0,0000
Na	0,0354	0,0290	0,0470	0,0530	0,0579	0,0742	0,0339	0,0637	0,0431	0,0651
K	1,7955	1,7552	1,7639	1,7517	1,7051	1,7230	1,7437	1,6976	1,7476	1,7710
F	0,9464	2,1512	1,9677	2,1853	2,3023	2,1552	2,3731	2,4233	2,3968	2,5437
Cl	0,0865	0,0077	0,0250	0,0054	0,0093	0,0050	0,0005	0,0022	0,0016	0,0072
Nb	0,0124	0,0019	n.d.	0,0051	0,0023	n.d.	n.d.	n.d.	0,0001	n.d.
TOTAL	16,0048	16,5078	16,6659	16,4249	16,6638	16,4382	16,5224	16,2966	16,5722	16,8360
X	1,8340	1,7893	1,8129	1,8052	1,7651	1,7973	1,7798	1,7649	1,7907	1,8360
Y	5,1379	4,5597	4,8600	4,4290	4,5871	4,4807	4,3690	4,1062	4,3832	4,0466

* Teor de Li medido na amostra AM-103B, que pertence à mesma fácies da AM-14B. ** Teor de Li medido na amostra AM-174, que também é um veio de greisen.

Figura 7.1 - Classificação das micas estudadas conforme os diagramas de a) $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$ e b) $Al^{VI} \times Fe/(Fe+Mg)$; c) diagrama de Nockolds (1947) ilustrando a paragênese máfica associada com a biotita esperada em função dos seus conteúdos de MgO , $FeO_{(total)}$ e Al_2O_3 . Campos: I) muscovita, topázio, espodumênio e outros minerais aluminosos; II) biotita ocorrendo como única fase máfica; III) hornblenda, piroxênio ou olivina. Símbolos para os pontos analíticos das composições das mica obtidos com EPMA e química analítica - facies Serra do Cícero (AM-52): * núcleo, ◊ borda; facies Serra Azul (AM-53): ◊ mica primária (?), ◊ mica secundária; facies Santa Bárbara fina (AM-145): * núcleo, ◊ borda; facies Santa Bárbara média (AM-224B): * núcleo, ◊ borda; albita-microclínio granito branco (AM-134): ◊ núcleo, ◊ borda; granito pegmatóide (AM-211A): ◊ núcleo, ◊ borda; granito albitizado salmão (AM-14A): ◊ núcleo, ◊ borda.

Os intervalos composicionais abrangidos pelas micas trioctaédricas de cada uma das fácies estudadas são exemplificados pelas seguintes fórmulas estruturais:

✓ *fácies Serra do Cícero (fSC)*

✓ *fácies Serra Azul (fSA)*

✓ *fácies Santa Bárbara média (fSBm)*

✓ *fácies Santa Bárbara fina (fSBf)*

✓ *albita-microclínio granito branco*

✓ *topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular*

✓ *granito greisenizado*

✓ *granito albitizado salmão*

✓ *pegmatóide*

✓ *veio de topázio-siderofilita-quartzo greisen*

A maioria dessas micas apresenta conteúdo de Al^{IV} entre 2,1 e 2,7 p.f.u., compatível com a siderofilita de Foster (1960a). Seu conteúdo de ferro, é pelo menos metade daquele esperado para a annita, e os teores muito baixos de Mg no sítio octaédrico dificultam sua classificação como biotita. Com efeito, a composição das micas classificadas como annita nos referidos diagramas,

especialmente aquelas de origem nos estágios transicional e hidrotermal, seria melhor representada pela fórmula ideal da zinnwaldita ($K_2(Li_2Fe^{2+}_2Al_2)[Al_2Si_6]O_{20}(OH,F)_4$), dado seu conteúdo de ferro, no sítio octaédrico, menor do que 3,0 átomos p.f.u..

A caracterização do tipo de rocha ígnea portadora de biotita a partir da composição dessa fase mineral foi inicialmente explorada por Nockolds (1947), que construiu um diagrama ternário capaz de separar aquelas onde a mica ocorre em paragênese com muscovita, topázio, espodumênio ou outros minerais aluminosos (campo I) das que ocorrem sozinhas (campo II, ou ainda em associação com hornblenda, piroxênio ou olivina (campo III) (Fig. 7.1.c).

A presença de topázio magmático é confirmada pela petrografia. A colocação dos pontos analíticos relativos à composição dessas micas no campo I do gráfico pode ser entendida como indício de peraluminosidade das rochas. Progressivamente mais aluminosas são as micas da fácies Santa Bárbara média, o albita-microclínio branco da fácies Santa Bárbara fina e o granito albitizado salmão classificadas, segundo o diagrama de Gokhale (1968, Fig. 7.2), como pós-magmáticas.

Frank (1990) chamou atenção para a presença de teores de lítio entre 0,22 e 0,95% nas micas da zona mineralizada do Maciço Granítico Santa Bárbara. As características óticas das micas do maciço, conforme determinadas no presente estudo, permitem classificá-las como micas de Fe-Li. Adicione-se a isso o fechamento sistemático do seu sítio octaédrico em menos de 4,6 átomos p.f.u., excetuadas as micas das fácies primárias, e o seu alto teor de flúor, elemento que apresenta correlação positiva com o lítio nas micas trioctaédricas (Foster 1960b). No presente estudo, os teores medidos de lítio em dez concentrados de micas trioctaédricas das fácies magmáticas, transicionais e hidrotermais ocorrem no intervalo de 0,084 a 0,755% em peso.

Foster (1960b) reconheceu a existência de uma série de micas de ferro e lítio, representada pela siderofilita e pela lepidolita nos extremos ricos em ferro e em lítio, respectivamente, onde a segunda derivaria da primeira pela substituição do ferro pelo lítio acompanhada pelo decréscimo de Al^{IV} e aumento de silício. Os membros intermediários seriam a siderofilita com lítio, a protolitionita e a zinnwaldita.

Rieder (1970) argumentou que a protolitionita de Winchell (1942) não pertence à série siderofilita-polilitionita, e questionou inclusive sua existência. Também a Associação Mineralógica Internacional não reconhece essa fase mineral. Desde então, tem-se preferido utilizar os nomes zinnwaldita com ferro e siderofilita com lítio para micas de composição semelhante (*e.g.* Stone *et al.* 1988, Tindle & Webb 1990).

Figura 7.2 - Diagrama de Gokhale (1968) para distinção entre biotitas de origem ígnea daquelas metamórfico-metassomáticas. Em cinza - campo das micas ígneas. Símbolos conforme Fig. 7.1.

Figura 7.3 - a) Diagrama Li x Fe, que demonstra que a substituição 1:1 dos referidos elementos não é o mecanismo operante nas micas do Maciço Granítico Santa Bárbara; b) diagrama (Li, Al) x (Fe, Ti) de Stone *et al.* (1988), que ilustra que esse mecanismo de substituição é mais adequado para explicar a evolução das micas do maciço.

Para Foster (1960a), a siderofilita não ocorre em rochas ígneas como granitos, dioritos e sienitos, mas somente em litotipos extremos, como pegmatitos e *greisens*. Da mesma forma, todas as demais micas integrantes da série Fe-Li, presentes unicamente em álcali-feldspato granitos altamente evoluídos, pegmatitos graníticos, *greisens* associados com depósitos de metais raros, além de veios hidrotermais relacionados à formação de estanho-tungstênio-molibdênio (Henderson *et al.* 1989, du Bray 1994). Rochas graníticas que contêm micas com Li quase invariavelmente mostram efeitos de alteração hidrotermal *subsolvus*, algumas vezes pervasiva. Alguns autores acreditam que gerações de micas com Li de cristalização tardia podem ser hidrotermais ao invés de primárias (Stone 1984, Manning & Exley 1984).

Segundo Deer *et al.* (1992), a ocupação octaédrica pode variar entre 6,0 e 5,6 átomos p.f.u. nas micas trioctaédricas, sendo freqüentemente significativamente menor na zinnwaldita. Já Tischendorf *et al.* (1997) defendem que 4,4 átomos p.f.u. seria o limite entre as micas di e trioctaédricas. Stone *et al.* (1988) obtiveram valores de ocupação octaédrica da ordem de 5,5 p.f.u. ao pesquisar micas trioctaédricas do Batólito Cornubiano. Observaram uma correlação linear bem marcada entre lítio e silício acompanhada do decréscimo de Al^{IV} e de Fe^{2+} e do incremento do teor de Al^{VI} , com pouca mudança nos valores de ocupação octaédrica. Isso lhes permitiu modificar o esquema de substituição elementar proposto por Foster (1960b), segundo o qual a lepidolita deriva da siderofilita pela substituição simples de Fe^{2+} por lítio no sítio octaédrico, e propor uma substituição $(Li, Al) \Rightarrow (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti)$.

Para Henderson *et al.* (1989), o mecanismo de substituição na série siderofilita-polilitionita pode ser resumido pela equação $Li^{VI} + Si^{IV} \Rightarrow (Fe^{2+})^{VI} + Al^{IV}$, onde a ocupação do sítio octaédrico é mantida em cerca de 6,0 átomos p.f.u.. Para os autores, embora essa relação resulte numa tendência evolutiva semelhante àquela postulada por Stone *et al.* (1988), o lítio substitui unicamente os íons do tipo R^{2+} no sítio octaédrico numa proporção de 1:1, sem envolvimento do Al, ao contrário do que acreditam os últimos. Mais do que isso, Henderson *et al.* (1989) defendem que o membro final da série seria de composição intermediária entre a annita e a siderofilita, e não siderofilita *sensu stricto*.

Rieder (1970) ressaltou que as micas cuja ocupação octaédrica é inferior a 5,5 cátions não apresentam substituição 4:4 de ferro por lítio, o que se verifica naquelas aqui estudadas (Fig. 7.3.a). O diagrama (Li, Al) x (Fe, Ti) de Stone *et al.* (1988) (Fig. 7.3.b) ilustra melhor o mecanismo de substituição operante nas micas do Maciço Granítico Santa Bárbara.

Henderson *et al.* (1989) mencionam um enriquecimento das bordas dos cristais de mica em Li, F, Rb e Cs e um empobrecimento em ferro relativamente aos núcleos. Descrevem também as

correlações positivas entre os teores de SiO_2 e Li_2O e entre F e Li_2O , amplamente reconhecidas na literatura, e a correlação negativa entre Al_2O_3 e Li_2O em micas primárias, utilizando-as conjuntamente para a estimativa dos teores de Li_2O para aquelas em que o teor desse elemento não foi determinado.

Por analogia, deve-se esperar uma correlação negativa entre Al_2O_3 e SiO_2 . No caso das micas aqui estudadas, essa relação separa bem o estágio magmático, onde ocorre diminuição do conteúdo de Al_2O_3 e suposto aumento de Li_2O , dos estágios transicional e pós-magmático, onde o aumento do Al_2O_3 é acompanhado pelo aumento de Li_2O (Fig. 7.4.a). A trajetória, para ambos os casos, é a de perda de FeO (Fig. 7.4.b). Claro está também, a partir dos gráficos, que toda a alteração hidrotermal se dá sobre a associação de fácies Santa Bárbara.

Estimativas dos teores de lítio das micas trioctaédricas a partir de correlações empíricas com SiO_2 , MgO, F, FeO e Al^{VI} têm sido propostas por diversos pesquisadores, entre eles Stone *et al.* (1988), Tindle & Webb (1990) e Tischendorf *et al.* (1997, 1999). As micas estudadas apresentam ocupação octaédrica geralmente inferior a 5,0 cátions p.f.u., o que desaconselha a utilização das equações de correlação com MgO (Tischendorf *et al.* 1999). A correlação Li-F na zinnwaldita não é tão bem definida quanto no grupo muscovita-lepidolita, verificando-se não só excesso do halógeno relativamente ao metal alcalino, mas também excesso de (OH, F) nas micas da série siderofilita-zinnwaldita (Levillain 1980, Cerný & Burt 1984), o que desencoraja o emprego do flúor nas estimativas. Tindle & Webb (1990) reconhecem que a equação de regressão entre Li_2O e FeO tem um ajuste pobre ou, ainda, a correlação entre os dois elementos só é bem definida em determinados intervalos de teores de Li_2O (Tischendorf *et al.* 1997). Por fim, a participação do Al^{VI} no mecanismo de substituição operante na série siderofilita-lepidolita não é confirmada por alguns autores (Foster 1960b, Henderson *et al.* 1989). Diante desse fatores, o SiO_2 parece mais adequado.

Os teores de lítio das micas do Maciço Granítico Santa Bárbara, calculados por meio das diversas equações de correlação com a sílica disponíveis na literatura, são muito semelhantes. Optou-se, então, por utilizar os valores gerados conforme a equação de Tischendorf *et al.* (1997) por terem os autores obtido uma reta de regressão com ajuste ligeiramente melhor. Seu emprego é recomendado somente para rochas com percentual em peso de SiO_2 maior do que 36, e funciona somente no caso de micas com mais de 0,6% em peso de Li_2O .

Figura 7.4 - a) Correlação negativa entre Al_2O_3 e SiO_2 no estágio magmático, em contraposição à correlação positiva existente nos estágios transicional e pós-magmático. Em ambos, a tendência é a de perda de FeO, como indicado em b.

Esses conteúdos de lítio calculados variam entre 0,37 e 1,22% nas micas primárias, sendo menores na fácies Serra do Cícero em comparação à associação de fácies Santa Bárbara, e entre 1,05 e 2,24% nas dos estágios transicional e hidrotermal, atingindo seus maiores valores médios no granito albitizado salmão. De maneira geral, excedem os valores reais em 1 a 5 vezes. As composições médias estão ilustradas na Tabela 7.II.

Utilizando-se o gráfico *mgli-feal* (Tischendorf *et al.* 1997, Fig. 7.5), modificado pela exclusão do campo da protolitionita e extensão do campos da siderofilita até o limite de 1,0 átomo de lítio p.f.u. (*cf.* Rieder 1970 e Stone *et al.* 1988), todas as micas trioctaédricas do Maciço Granítico Santa Bárbara, incluindo aquelas das fácies dos estágios transicional e hidrotermal, podem ser classificadas como siderofilita.

Se aplicado o critério de Stone *et al.* (1988), que preconiza a proporção $Li_{30}R^{2+}_{70}$ como limite entre siderofilita (quando $Li < 30$) e zinnwaldita, as micas do Maciço Granítico Santa Bárbara também são todas classificáveis como siderofilita. Ressalte-se que as micas estudadas nem sempre atingem a ocupação octaédrica de 5,0 átomo p.f.u. recomendada pelos autores para o emprego dessa relação, mesmo com a inclusão do lítio. Os autores advertem, ainda, que esse não é um limite preciso e que zonas de transição devem ocorrer.

No que diz respeito à forte zonação exibida pelas micas dos *greisens* em lâmina delgada, as únicas tendências consistentes em termos de variação elementar que puderam ser observadas foram aumento nos teores de Al^{VI} e Mn e diminuição dos conteúdos de Al^{IV} , Fe, Ti, F e Li do núcleo para a borda dos cristais. Somente a relação Fe^{3+}/Ti parece influir nas propriedades óticas das micas: altas e baixas razões são responsáveis por pleocroísmo em tons de verde e marrom (Deer *et al.* 1966), que é a variação de cor observada nas micas estudadas.

Tabela 7.II. Médias das composições das micas do Maciço Santa Bárbara obtidas com EPMA com Li₂O calculado cTischendorf *et al.* (1997)

FÁCIES	fSC (AM-52B)	fSA (AM-53B)	fSBf (AM-145)	fSBm (AM-224B)	fSBfb (AM-134)	pegmatóide	greisen tabular (AM-35)	granito greisenizado (AM-19)	gr. albitizado saimão (AM-14B)*	veio de greisen (AM-41B)**
SiO ₂	35,217	38,503	36,667	37,851	38,893	38,462	40,245	40,726	40,849	39,880
TiO ₂	2,802	0,426	1,110	1,032	0,206	0,082	0,045	0,312	0,095	0,021
Al ₂ O ₃	20,530	20,603	19,737	19,981	21,875	21,174	22,215	22,854	23,104	21,130
FeO	27,270	22,857	27,811	23,179	22,177	23,530	19,422	18,304	17,830	21,388
MnO	0,349	1,190	0,722	0,906	0,880	1,473	1,178	1,456	1,297	0,857
MgO	1,400	0,306	0,271	0,246	0,048	0,009	0,008	0,056	0,055	0,014
Li ₂ O	0,520	1,469	0,939	1,281	1,582	1,458	1,973	2,112	2,147	1,867
BaO	0,052	0,088	0,034	0,009	0,037	n.d.	0,032	0,060	0,000	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	0,003	n.d.	n.d.	0,000	0,002	0,002	n.d.	0,000
Na ₂ O	0,121	0,101	0,163	0,182	0,206	0,259	0,121	0,229	0,157	0,233
K ₂ O	9,335	9,292	9,274	9,140	9,198	9,136	9,475	9,290	9,656	9,615
F	1,985	4,594	4,173	4,600	5,010	4,610	5,202	5,350	5,342	5,571
Cl	0,339	0,031	0,099	0,021	0,038	0,020	0,018	0,009	0,007	0,030
Nb ₂ O ₅	0,073	0,012	n.d.	0,030	0,014	n.d.	n.d.	n.d.	0,001	n.d.
TOTAL	99,991	99,471	101,001	98,456	100,162	100,212	99,936	100,760	100,539	100,603
O= F, Cl	0,912	1,941	1,779	1,941	2,118	1,945	2,194	2,255	2,251	2,352
T. corrigido	99,079	97,530	99,221	96,515	98,044	98,266	97,742	98,505	98,288	98,251
Si	5,2789	5,6112	5,4204	5,5887	5,5795	5,5769	5,6958	5,6769	5,6931	5,6706
Ti	0,3159	0,0466	0,1234	0,1147	0,0222	0,0089	0,0048	0,0327	0,0100	0,0022
Al ^{IV}	2,7211	2,3888	2,5796	2,4113	2,4205	2,4231	2,3042	2,3231	2,3069	2,3294
Al ^{VI}	0,9055	1,1497	0,8588	1,0655	1,2778	1,1951	1,4011	1,4312	1,4879	1,2115
Fe ²⁺	3,4179	2,7854	3,4378	2,8618	2,6603	2,8529	2,2985	2,1335	2,0779	2,5431
Mn	0,0443	0,1469	0,0904	0,1133	0,1069	0,1809	0,1412	0,1719	0,1531	0,1031
Mg	0,3128	0,0665	0,0598	0,0541	0,0102	0,0019	0,0016	0,0116	0,0114	0,0029
Li	0,3133	0,8611	0,5580	0,7605	0,9127	0,8499	1,1228	1,1838	1,2035	1,0677
Ba	0,0030	0,0050	0,0019	0,0005	0,0021	n.d.	0,0018	0,0033	0,0000	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	0,0004	n.d.	n.d.	0,0000	0,0003	0,0003	n.d.	0,0000
Na	0,0352	0,0285	0,0466	0,0521	0,0572	0,0728	0,0333	0,0619	0,0424	0,0641
K	1,7848	1,7274	1,7487	1,7214	1,6831	1,6898	1,7106	1,6519	1,7166	1,7439
F	0,9407	2,1170	1,9507	2,1475	2,2726	2,1136	2,3280	2,3580	2,3543	2,5049
Cl	0,0860	0,0076	0,0248	0,0053	0,0092	0,0049	0,0005	0,0022	0,0016	0,0071
Nb	0,0123	0,0019	n.d.	0,0050	0,0023	n.d.	n.d.	n.d.	0,0001	n.d.
TOTAL	16,1720	16,9437	16,9014	16,9016	17,0165	16,9705	17,0444	17,0421	17,0587	17,2506
X	1,8231	1,7609	1,7972	1,7740	1,7423	1,7626	1,7460	1,7174	1,7590	1,8080
Y	5,3221	5,0582	5,1282	4,9749	4,9924	5,0895	4,9699	4,9646	4,9439	4,9305

Figura 7.5 - a) Diagrama *mgli-feal* modificado de Tischendorf *et al.* (1997) pela exclusão do campo da protolithionita e inclusão de outro limite entre zinnwaldita e siderofilita, conforme parâmetros de Rieder (1970) e Stone *et al.* (1988); b) diagrama F x Fe (Henderson *et al.* 1989) ilustrando a substituição das micas do estágio transicional, predominantemente, pela muscovita, com pronunciada perda de Fe e F. Símbolos conforme Fig. 7.3 acrescidos do círculo amarelo, representativo das micas dioctaédricas.

7.1.3. Micas dioctaédricas

A composição média dessas micas, obtida a partir das medidas de Microsonda Eletrônica nas duas amostras onde estão presentes, está ilustrada na Tabela 7.III, bem como o teor de lítio medido via química analítica para uma delas. O conjunto completo das análises encontra-se no Anexo II. Tratam-se de micas presentes em topázio-mica *greisens* afetados em intensidades diferentes pela alteração pós-magmática denominada muscovitização.

Os intervalos composicionais abrangidos pelas micas dioctaédricas de cada uma das fácies estudadas são exemplificados pelas seguintes fórmulas estruturais:

✓ *topázio-siderofilita-quartzo greisen muscovitizado*

✓ *muscovita-cassiterita greisen*

A amostra AM-3B consiste de *greisen* onde a referida alteração se manifesta meramente pela substituição da mica original da rocha pela mica dioctaédrica. Já na amostra AM-89 o grau de alteração foi tão intenso que eliminou completamente o quartzo, deixando uma rocha bimineralica à base de cassiterita e muscovita.

As proporções de Si:Al^{IV} maiores do que 3:1 e os teores significativos de FeO dessas micas dioctaédricas sugerem composição fengítica (Deer *et al.* 1992), porém trata-se de muscovita com até 12% da molécula da fengita. Sua classificação conforme o diagrama *mgli-feal* de Tischendorf *et al.* (1997) pode ser observada na Fig. 7.5.a.

Apesar de problemáticas, as estimativas de seus teores de lítio foram efetuadas com base na equação de Tischendorf *et al.* (1997), que correlaciona lítio e flúor, e situaram-se no intervalo de 0,10 até 0,72%, excedendo os valores reais em algumas dezenas de vezes.

As micas mais alteradas tendem a ter baixos teores de Li, Rb e Cs, altos conteúdos de Al e baixa ocupação octaédrica (Henderson *et al.* 1989). Os autores referem-se à muscovita cristalizada em condições *subsolidus* e que apresenta fluorita precipitada nas suas clivagens como “micas alteradas”, pois acreditam que lítio e flúor são provavelmente muito suscetíveis à alteração, mesmo que incipiente.

Neste sentido, Henderson *et al.* (1989) propuseram o diagrama Fe x F como uma poderosa

ferramenta na identificação desse tipo de alteração. Com efeito, mostra claramente a incidência do fenômeno no caso das micas estudadas na presente pesquisa (Fig. 7.5.b).

7.1.4. Implicações metalogenéticas da composição das micas trioctaédricas

Micas de lítio são fases minerais típicas de *greisens*, granitos diferenciados e pegmatitos, além de veios hidrotermais em depósitos de Sn-W-Mo (Cissarz 1927 *in* Rieder 1970, Henderson *et al.* 1989). São comuns também nos topázio granitos que hospedam a mineralização estanífera nos granitos rapakivi (Haapala & Rämö 1990).

Na qualidade de fases minerais hidratadas, as micas são sensíveis às condições de fugacidade de água, oxigênio, flúor e outras espécies voláteis e, portanto, são indicadores úteis das condições físico-químicas em que se cristalizaram (Bailey 1984). A presença de micas de Fe-Li em granitos mineralizados com elementos raros resulta do papel crescente dos voláteis nos estágios finais de diferenciação dessas rochas (Pollard 1983).

A substituição de protolitionita por zinnwaldita devida à interação com fluidos ricos em flúor tem sido apontada como um importante mecanismo de transferência do Ti, Sn, Nb, Ta e W da estrutura da mica para a fase fluida, na forma de fluoretos, com posterior precipitação dos metais por hidrólise desses compostos (Johan & Johan 2001).

No caso do Maciço Granítico Santa Bárbara, o aumento dos conteúdos de Li e de F das micas das fácies mais precoces rumo às mais evoluídas, bem como a correlação positiva do Sn com o F (Fig. 6.12.b), comprovam a importância da composição dessas micas como indicador da potencialidade metalogenética desses granitos.

Tabela 7.III. Médias das composições das micas dioctaédricas do Maciço Santa Bárbara obtidas com EPMA incluindo Li₂O medido por química analítica.

FÁCIES	<i>greisen</i> muscovitizado (AM-3B)	cassit.-musc. <i>greisen</i> (AM- 89)*
SiO ₂	46,815	46,009
TiO ₂	0,018	0,000
Al ₂ O ₃	33,801	32,290
FeO	3,046	3,487
MnO	0,463	0,626
MgO	0,011	0,012
Li ₂ O	n.d.	0,007
BaO	n.d.	n.d.
CaO	0,018	0,006
Na ₂ O	0,088	0,101
K ₂ O	10,534	10,519
F	1,118	0,966
Cl	0,005	0,002
Nb ₂ O ₅	n.d.	n.d.
TOTAL	95,916	94,023
O= F, Cl	0,472	0,407
T. corrigido	95,444	93,616
Si	6,2436	6,2902
Ti	0,0018	0,0000
Al ^{IV}	1,7564	1,7098
Al ^{VI}	3,5561	3,4928
Fe ²⁺	0,3396	0,3986
Mn	0,0523	0,0724
Mg	0,0023	0,0024
Li	n.d.	0,0038
Ba	n.d.	n.d.
Ca	0,0025	0,0008
Na	0,0227	0,0267
K	1,7920	1,8344
F	0,4715	0,4176
Cl	0,0011	0,0005
Nb	n.d.	n.d.
TOTAL	14,2419	14,2500
X	1,8172	1,8619
Y	3,9521	3,9701

* Teor de lítio medido na amostra AM-307, que pertence à mesma fácies.

VIII. GEOCRONOLOGIA

Este capítulo é constituído, na íntegra, por artigo publicado da revista *Geologia USP, Série Científica*, Volume 2 (2002).

Datações U-Pb Convencional Versus SHRIMP do Maciço Estanífero Santa Bárbara, Suíte Granitos Últimos de Rondônia, Brasil

Irena Sparrenberger¹, Jorge Silva Bettencourt², Richard M. Tosdal³, Joseph L. Wooden⁴

¹Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia - Instituto de Geociências - USP
Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BRA

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

³Department of Earth & Ocean Sciences - University of British Columbia, Vancouver, CAN

⁴USGS-SUMAC, Ion Probe Lab.- Stanford University, Stanford, USA

Palavras-chave: SHRIMP, granitos estaníferos, Província Estanífera de Rondônia, Cráton Amazônico.

RESUMO

O Maciço Granítico Santa Bárbara é parte da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (998 - 974 Ma), e integra a Província Estanífera de Rondônia (SW do Cráton Amazônico). Compreende três unidades de granitos altamente fracionados, metaluminosos a peraluminosos, de afinidade geoquímica com granitos do tipo A e intraplaca. A mineralização estanífera está associada com a unidade tardia. As unidades facies Serra do Cícero, precoce, e facies Serra Azul, tardia, foram datadas por U-Pb em monazita em 993 ± 5 Ma e 989 ± 13 Ma, respectivamente. A datação U-Pb convencional de zircão, entretanto, demonstrou perturbação isotópica e revelou importantes componentes herdados das unidades em questão, sendo inadequada para a definição da idade de cristalização desses granitos. Datações via SHRIMP do zircão da unidade associação de facies Santa Bárbara forneceram média ponderada das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 978 ± 13 Ma. A alta complexidade textural dos cristais de zircão da associação de facies Santa Bárbara, seus teores variáveis de U, Th e Pb, além da presença comum de populações de zircão com núcleos herdados, desencorajam o uso da datação U-Pb convencional em multigrão em granitos similares. As idades-modelo Sm-Nd e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ revelam dados isotópicos anômalos, confirmando a complexidade do comportamento dos sistemas isotópicos nestes granitos altamente fracionados. Diante desse cenário, os autores consideram os métodos U-Pb em zircão via SHRIMP e U-Pb convencional em monazita como mais adequados para a estimativa da idade de cristalização em sistemas graníticos mineralizados na Província Estanífera de Rondônia.

Keywords: SHRIMP, tin granites, Rondônia Tin Province, Amazonian Craton.

ABSTRACT

The Santa Bárbara Granite Massif is part of the Younger Granites of Rondônia (998 - 974 Ma) and is included in the Rondônia Tin Province (SW Amazonian Craton). It comprises three highly fractionated metaluminous to peraluminous within-plate A-type granite units emplaced in older medium-grade metamorphic rocks. Sn-mineralization is closely associated with the late-stage unit. U-Pb monazite conventional dating of the early-stage Serra do Cícero facies and late-stage Serra Azul facies yielded ages of 993 ± 5 Ma and 989 ± 13 Ma, respectively. Conventional multigrain U-Pb isotope analyses of zircon demonstrate isotopic disturbance (discordance) and the preservation of inherited older zircons of several different ages and thus yield little about the ages of Sn-granite magmatism. SHRIMP U-Pb ages for the Santa Bárbara facies association yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted-mean age of 978 ± 13 Ma. The textural complexity of the zircon crystals of the Santa Bárbara facies association, the variable concentrations of U, Th and Pb, as well as the mixed inheritance of zircon populations are major obstacles to using conventional multigrain U-Pb isotopic analyses. Sm-Nd model ages and $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ values reveal anomalous isotopic data, attesting to the complex isotopic behaviour within these highly fractionated granites. Thus, SHRIMP U-Pb zircon and conventional U-Pb monazite dating methods are the most appropriate to constrain the crystallization age of the Sn-bearing granite systems in the Rondônia Tin Province.

INTRODUÇÃO

O zircão é uma fase mineral acessória tradicionalmente usada na datação U-Pb de granitos. Sua utilidade reside na alta estabilidade química observada frente a processos geológicos em estágio *subsolidus* e ao intemperismo.

No caso estudado, as rochas portadoras de zircão são granitos altamente fracionados, ricos em voláteis e, em alguns casos, hospedeiros de minério de elementos raros. Boa parte dos cristais do mineral são turvos, com feições morfológicas internas complexas e teores de U, Th e Pb altamente variáveis.

O método convencional de datação U-Pb em zircão, utilizado em duas das três unidades do Maciço Granítico Santa Bárbara, mostrou-se inadequado para a definição da idade de cristalização dos granitos em virtude do alto grau de discordância das análises, que pode ser atribuído a distúrbios do sistema U-Th-Pb causados por interação rocha-fluido em estágio tardi à pós-magmático, e da frequência de zircão herdado.

Diante desse cenário, a intenção dos autores é de confrontar os métodos clássicos de datação U-Pb em zircão (espectrometria de massa por ionização térmica em multigrão) com o SHRIMP neste granito estanífero, buscando a definição da abordagem mais adequada à problemática da datação de rochas similares.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O Maciço Granítico Santa Bárbara localiza-se no norte do estado de Rondônia, margem sudoeste do Cráton Amazônico, alojado em rochas da Província Geocronológica Rio Negro-Juruena (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996) (Fig. 1a). Integra a Província Estanífera de Rondônia, cujo embasamento é constituído predominantemente pelos granitóides metamorfizados nas facies anfibolito e granulito do Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978).

Cinco associações litológicas ocorrem no embasamento da porção centro-leste da Província Estanífera de Rondônia (Payolla *et al.*, 2001b; 2002):

1. gnaisses tonalíticos (1,75 Ga; $\epsilon_{Nd}(T) -1,5 \pm 0,1$; $T_{DM} 2,2 \pm 2,1$ Ga);
2. granulitos enderbíticos (1,73 Ga; $\epsilon_{Nd}(T) -0,6 \pm 0,1$; $T_{DM} 2,1$ Ga);
3. paragneisses (idade incerta; $T_{DM} 2,2 \pm 2,1$ Ga);

4. *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos (1,57 a 1,53 Ga; $\epsilon_{Nd}(T) +0,6 \pm 2,0$; $T_{DM} 1,9 \pm 1,8$ Ga);

5. gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos (1,43 - 1,42 Ga; $\epsilon_{Nd}(T) +0,7 \pm 1,2$; $T_{DM} 1,8 \pm 1,7$ Ga) (Fig. 1b).

As duas primeiras associações apresentam afinidade geoquímica cálcio-alcálica e constituem produtos de ambiente de margem continental do tipo andino. A associação de paragneisses tem seu intervalo de deposição limitado entre 1,67 e 1,57 Ga, com contribuição significativa da crosta da Província Geocronológica Ventuari-Tapajós, definida por Tassinari (1996). Essas três associações estão relacionadas ao desenvolvimento da Província Rio Negro-Juruena, e representam a crosta mais antiga da região (Payolla *et al.*, 2002).

Os *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos têm afinidades geoquímicas com granitos do tipo A, intraplaca. São derivados de mistura de magma do manto empobrecido com crosta mais antiga (Payolla *et al.*, 2001) e correlacionados à Suíte Intrusiva Serra da Providência (Bettencourt *et al.*, 1999), uma associação MCG (de AMCG: anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi; Emslie, 1991) (Rizzotto *et al.*, 1996) contemporânea ao Orógeno Cachoeirinha, reconhecido no estado do Mato Grosso (Tassinari *et al.*, 2000; Geraldles *et al.*, 2001).

Os gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos da Suíte Intrusiva Rio Crespo (Payolla *et al.*, 2001a, b), são o primeiro registro de magmatismo do tipo A, intraplaca, no norte de Rondônia no intervalo de 1,43 - 1,42 Ga. Constituem expressões reflexas distais (*inboard*) dos processos acrescionários de margem continental reconhecidos por Geraldles *et al.* (2001) no Mato Grosso, e seus protólitos ter-se-iam originado da mistura de material juvenil e crosta antiga (Payolla *et al.*, 2002).

A Província Estanífera de Rondônia compreende ainda sete suítes de granitos rapakivi e rochas máficas associadas, geradas durante seis episódios magmáticos entre 1,6 e 0,9 Ga (Bettencourt *et al.*, 1997; 1999). Na sua porção centro-leste, ocorrem rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara e da Suíte Granitos Últimos de Rondônia. A primeira tem como encaixantes as rochas das associações dos gnaisses tonalíticos, dos paragneisses, dos *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos, e dos gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos. A Suíte Granitos Últimos de Rondônia é intrusiva em todas as associações litológicas presentes na porção centro-leste da Província Estanífera de Rondônia com exceção daquela dos paragneisses (Payolla *et al.*, 2002). Ambas suítes constituem magmatismo *inboard* relacionado ao estágio colisional

Figura 1. A) Mapa geológico esquemático do Cráton Amazônico. 1) Província Amazônia Central (> 2,3 Ga); 2) Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga); 3) Província Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga); 4) Província Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga); 5) Província Rondoniana-San Ignacio (1,5 - 1,3 Ga); 6) Província Sunsás (1,25 - 1,0 Ga); 7) Cinturão móvel neoproterozóico; 8) Rochas sedimentares fanerozóicas; 9) Limites de província. Simplificado de Tassinari et al. (2000). **B)** Mapa de associações litológicas da porção centro-leste da Província Estanífera de Rondônia. Simplificado de Payolla et al. (2002).

da Orogênese Sunsás, de Tassinari *et al.* (2000), e hospedam minério primário de estanho (Bettencourt *et al.*, 1999).

As rochas dessas duas suítes apresentam características geoquímicas de granitos do tipo A, intraplaca. Recentemente, foram subdivididas em dois subgrupos (Leite Júnior *et al.*, 2000; 2001), a saber: subgrupo **precoce**, de caráter metaluminoso a levemente peraluminoso; e **tardio**, compreendendo rochas metaluminosas, peralcalinas e peraluminosas. O subgrupo tardio peraluminoso hospeda a mineralização primária de Sn, W, Ta, Nb, Zn, Cu e Pb.

GEOLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO SANTA BÁRBARA

O Maciço Granítico Santa Bárbara está encaixado em granitos cinza que, juntamente com granitóides rosas e charnockitóides, compõem a associação dos *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos (Fig. 1b). Os granitos cinza predominam no setor norte da região centro-leste da Província Estanífera de Rondônia, e compreendem hornblenda e/ou biotita sienogranitos e monzogranitos com megacristais que apresentam, localmente, encaves ou enxames de diques máficos e de rochas híbridas. Geralmente indeformados, podem exibir foliação magmática ou estrutura S-C desenvolvida em zonas de cisalhamento. Sua idade de cristalização é estimada em 1550 - 1540 Ma (Payolla *et al.*, 2002).

O maciço consiste de *stock* semicircular com cerca de 7 km de diâmetro, localizado no Distrito Mineiro de Santa Bárbara. Apresenta três unidades magmáticas *subsolvus*: facies Serra do Cícero, facies Serra Azul e associação de facies Santa Bárbara (Fig. 2). A facies Serra do Cícero faz parte do subgrupo precoce e compreende sienogranito rosa porfirítico de matriz fina ou média, com textura wiborgítica e caráter metaluminoso. A facies Serra Azul é composta por albíta-microclínio granito rosa inequigranular de granulação média e natureza peraluminosa. Duas facies de albíta-microclínio granito de contato transicional fazem parte da associação de facies Santa Bárbara: uma rosa porfirítica de matriz média com textura piterlítica (facies Santa Bárbara média); e outra, restrita à porção superior (cúpula) da unidade, de granito equigranular ou microporfirítico rosa-esbranquiçado a branco, de matriz fina (facies Santa Bárbara fina), todos peraluminosos. As facies Serra Azul e Santa Bárbara são enquadradas no subgrupo tardio peraluminoso (Sparrenberger & Bettencourt, 2002a).

Na facies Serra do Cícero é reconhecido, raramente,

oligoclásio, enquanto que nas demais unidades o plagioclásio é de composição albitica. Em todas elas, o mineral máfico presente é a siderofilita com teores decrescentes de ferro e crescentes de lítio e flúor da facies Serra do Cícero para a associação de facies Santa Bárbara, e ocorrem fluorita e topázio magmáticos como minerais acessórios. A monazita, mais abundante na facies Serra do Cícero, o zircão, a xenotima (rara, na facies Serra do Cícero), e a cassiterita (rara, na facies Santa Bárbara média) são outras fases acessórias (Sparrenberger & Bettencourt, 2002a).

Alteração hidrotermal pervasiva e pervasiva fissural afeta as rochas da associação de facies Santa Bárbara. A primeira compreende metassomatismo ácido (greisenização) e metassomatismo alcalino (feldspatização sódica). Corpos de topázio-siderofilita-quartzo *greisens* horizontais ou de baixo mergulho, com grande extensão lateral, ocorrem como produtos do metassomatismo ácido, e configuram modelo de *greisens* acamados. Granitos albitizados, espacialmente associados aos *greisens*, são produtos do metassomatismo alcalino.

A alteração pervasiva fissural, representada por greisenização, silicificação, fengitização e argilização compreende *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* e de caulinita, além de veios de quartzo-cassiterita, veios de fengita e veios de quartzo estéreis, alojados principalmente na facies Santa Bárbara fina.

O minério estanífero está restrito à região de cerca de 500 m x 150 m em planta, e ocorre principalmente em corpos de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, mas também em veios de *greisen* e de quartzo-cassiterita. Formou-se no intervalo de 500 a 400°C, conforme indicam dados isotópicos de oxigênio em quartzo e cassiterita (Sparrenberger & Bettencourt, 2000; 2002a, b).

As primeiras datações dos granitos estaníferos de Rondônia definiram a idade de cristalização do Granito Jacundá como 940 ± 20 Ma (Priem *et al.*, 1966), e estabeleceram a época da intrusão de três corpos graníticos em 980 ± 20 Ma por meio de isócrona de referência Rb-Sr e datações K-Ar em mica (Priem *et al.*, 1971). Ainda utilizando isócrona de referência Rb-Sr, Priem *et al.* (1989) obtiveram uma idade de 956 ± 9 Ma para cinco intrusões graníticas que integram a Suíte Granitos Últimos de Rondônia.

Os maciços Pedra Branca, Caritianas e São Carlos (isócrona de referência), e Massangana têm idades isocrônicas Rb-Sr de 954 ± 20 , 960 ± 6 e 960 ± 27 Ma (Bettencourt, dados inéditos), respectivamente, porém a definição mais precisa do episódio de intrusão dos Granitos Últimos de Rondônia, entre 998 e 974 Ma, foi obtida via datações U-Pb em zircão para os maciços Pedra Branca

Figura 2. Mapa geológico do Maciço Granítico Santa Bárbara. Modificado de Frank (1990), CESBRA (1994) e Payolla et al. (2002).

(998 ± 5 Ma), São Carlos (974 ± 6 Ma) e Massangana (991 ± 14 Ma) (Bettencourt *et al.*, 1999).

A idade da mineralização estanífera no Maciço Granítico Santa Bárbara, estimada por datação K-Ar de mica de *greisen*, é de 961 ± 19 Ma (Leite Júnior *et al.*, 2001). A datação da mineralização de Bom Futuro em 969 ± 27 Ma pelo mesmo método levou Leite Júnior *et al.* (2001) a concluir que esta ocorreu imediatamente após a cristalização dos granitos tardios peraluminosos da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (974 Ma).

MÉTODOS ANALÍTICOS

Sistema U-Pb

Separação mineral

A separação prévia de zircão das três amostras datadas nesta pesquisa foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas (LAPEGE) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP), Campus Rio Claro, conforme procedimentos descritos em Galembeck (1997), que envolvem: britagem, peneiramento, separação gravimétrica em bateador mecânico, separação de minerais magnéticos com auxílio de ímã e de minerais paramagnéticos com Separador Isodinâmico de Frantz, separação das frações leve e pesada com bromofórmio e nova classificação granulométrica, com minipeneiras.

A separação foi concluída no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP). Constou de uma etapa adicional de separação gravimétrica com líquidos densos e da separação do concentrado em frações magnéticas no Separador Isodinâmico de Frantz, que compreendeu uma purificação inicial para separação de xenotima e monazita conforme Hutchinson (1974, pg. 119), seguida da separação em frações conforme o método de Krogh (1982). Finalmente, selecionaram-se os melhores cristais com lupa binocular.

A escassez de zircão na facies Santa Bárbara fina foi fator proibitivo da utilização do método da espectrometria de massa por ionização térmica para sua datação U-Pb. Procedeu-se então à catação, com lupa binocular, de todos os cristais de zircão presentes no concentrado, num

total de cerca de 90, para datação pelo método SHRIMP-RG.

Adicionalmente, selecionou-se monazita das três unidades do maciço.

Análises por Espectrometria de Massa por Ionização Térmica

Executaram-se as análises U-Pb em zircão e monazita por espectrometria de massa por ionização térmica (TIMS) no CPGeo, conforme os procedimentos de Krogh (1973) e Corfu & Stott (1986), sintetizados em Basei *et al.* (1995).

A determinação das composições isotópicas foi feita em espectrômetro de massa de fonte sólida Finnigan MAT 262.

Os resultados finais das análises foram calculados e lançados nos diagramas com auxílio do programa ISOPLOT/Ex, versão 2.10, de Ludwig (1999), observando-se as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger & Jäger, 1977). Os erros das contagens e dos interceptos com a concórdia são dados em 2σ .

Análises por SHRIMP-RG

As datações U-Pb em zircão da facies Santa Bárbara fina pelo método SHRIMP-RG foram executadas no *Stanford USGS Micro Analysis Center* (SUMAC), na Universidade de Stanford, Califórnia, Estados Unidos da América, por Jorge Silva Bettencourt, Richard M. Tosdal e Joseph L. Wooden.

Os cristais de zircão foram montados em seções circulares de epóxi com 2,54 cm de diâmetro e 6 mm de espessura, polidas em ambas as faces e metalizadas com 10 nm de ouro naquela onde é feita a leitura. Obtiveram-se imagens de catodoluminescência e de microscópio petrográfico em luz transmitida e refletida, previamente à cobertura, para a caracterização dos cristais e escolha dos pontos adequados para análises.

O equipamento utilizado foi o SHRIMP-RG (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe – Reverse Geometry*) e os procedimentos seguiram os mesmos preconizados em Compston *et al.* (1984) e Williams (1997). Os padrões de zircão usados para a medição das concentrações e das razões isotópicas foram o SL-13 e o AS-57. Os erros das contagens são absolutos e dados em 1σ , enquanto que aqueles das idades calculadas são em 2σ .

Os resultados finais das análises foram calculados e lançados em diagramas com auxílio do programa ISOPLOT/Ex, versão 2.10, de Ludwig (1999), observando-se as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger & Jäger, 1977).

Sistema Sm-Nd

Efetuar-se análises Sm-Nd em rocha total no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, segundo os procedimentos descritos em Gioia & Pimentel (2000). Os materiais utilizados foram as mesmas alíquotas de rochas preparadas para análises litogeoquímicas, na granulação $\leq 0,105$ mm (150#, Tyler).

As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com multicoletor no modo estático. As reprodutibilidades das razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são melhores do que $\pm 0,05\%$ (1σ) e $\pm 0,000005$ (1σ), respectivamente, com base em análises repetidas dos padrões internacionais de rochas BCR-1 e BHVO-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 (O'Nions *et al.*, 1977). Os valores atuais do CHUR usados nos cálculos de ϵ_{Nd} foram $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1967 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512638 (Wasserburg *et al.*, 1981). Os valores do MORB utilizados no cálculo das idades-modelo foram $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,513114 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,222 (Michard *et al.*, 1985).

A constante de decaimento do ^{147}Sm empregada é aquela recomendada por Lugmair & Marti (1978). O cálculo das idades foi efetuado conforme o modelo do Manto Empobrecido de DePaolo (1981).

RESULTADOS

Método U-Pb Convencional

Obtiveram-se datações inéditas das facies Serra do Cícero (AM - 52B), 993 ± 5 Ma, e Serra Azul (AM - 53B), 989 ± 13 Ma, por U-Pb convencional em monazita (Fig. 3a e b). Os resultados analíticos estão ilustrados na Tabela 1.

Inicialmente, dataram-se as mesmas facies por U-Pb em zircão (Tabela 2). No primeiro caso, obtiveram-se três pontos analíticos discordantes (Fig. 3a). Um deles, que ocorre isolado, é interpretado como zircão que perdeu chumbo radiogênico, sendo sua idade mínima $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ cerca

de 150 m.a. mais jovem do que o dado fornecido pela datação da monazita da mesma rocha. Os outros dois pontos, entretanto, ocorrem à direita do primeiro, e indicam um componente herdado significativo nas duas frações em questão. Com efeito, suas idades mínimas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são de 1979 e 1993 Ma.

Para a facies Serra Azul, ambos os pontos analíticos são discordantes e desalinhados. Um deles localiza-se próximo ao ponto da monazita e tem idade mínima $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ razoavelmente compatível (958 Ma), enquanto que o outro ocorre deslocado para a direita, o que sugere herança a partir de um protólito cuja idade mínima $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é de cerca de 1617 Ma (Fig. 3b).

Método SHRIMP-RG

Analysaram-se 24 pontos em diferentes cristais de zircão da facies Santa Bárbara fina (AM - 145) por SHRIMP-RG (Tabela 3). A curva de probabilidade acumulada desses dados indica a existência de pelo menos quatro populações de idades da ordem de 1660, 1045, 970 e 735 Ma (Fig. 3c).

Dezesseis análises foram descartadas para efeito da definição da idade dessas populações com base em uma ou mais das seguintes razões:

- a. discordância inversa nos diagramas Concórdia (Wetherill, 1956) e de Tera & Wasserburg (1972) (pontos 3, 6, 8, 10, 12, 19 e 23);
- b. conteúdos de U maiores que 1000 ppm (pontos 2, 3, 4, 6, 10, 11, 12, 17, 19 e 23);
- c. altos conteúdos de ^{204}Pb ;
- d. erros elevados das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Das oito análises restantes, quatro são representativas da idade da facies Santa Bárbara fina (Fig. 3d), e correspondem ao pico próximo dos 970 Ma na curva de probabilidade acumulada. A média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dessas quatro análises, ponderada pelos seus respectivos erros, é de 978 ± 13 Ma, e concorda, dentro dos intervalos dos erros, com as idades U-Pb em zircão (TIMS) para as facies Serra do Cícero e Serra Azul.

Das outras três populações identificadas, a mais antiga é representada pelos pontos 1 e 15, para os quais são admitidas as idades mínimas de 1651 ± 28 e 2067 ± 227 Ma, respectivamente. O ponto 20 trata-se de núcleo herdado

Figura 3. a) Diagrama Concórdia para a amostra AM - 52B (facies Serra do Cícero) mostrando o ponto analítico relativo à datação U-Pb da monazita (elipse incolor) e os pontos analíticos relativos à datação U-Pb de três alíquotas de zircão (elipses cinza). A idade exibida refere-se à datação da monazita. b) Diagrama Concórdia para a amostra AM - 53B (facies Serra Azul) mostrando o ponto analítico relativo à datação U-Pb da monazita (elipse incolor) e os pontos analíticos relativos à datação U-Pb de duas alíquotas de zircão (elipses cinza). A idade exibida refere-se à datação da monazita. c) Histograma de frequência e curva de probabilidade acumulada das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 24 análises SHRIMP em zircão da amostra AM - 145 (facies Santa Bárbara fina). d) Diagrama de Tera & Wasserburg (1972) de quatro análises seleccionadas do zircão tipo do Maciço Santa Bárbara.

Tabela 1. Resultados analíticos das datações U-Pb em monazita por espectrometria de massa por ionização térmica.

No. da amostra (fração magnética)	Peso (miligramas)	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	Idade** $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	Idade** $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Idade** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
AM-52B	0,005650	2258	1847	200	0,16674(0,74)	1,6606(0,77)	0,072234(0,20)	994	994	993±4
AM-53B	0,003390	636	744	182	0,16670(2,39)	1,6556(2,53)	0,072029(0,79)	994	992	987±16

Tabela 2. Resultados analíticos das datações U-Pb em zircão por espectrometria de massa por ionização térmica.

No. da amostra (fração magnética)	Peso (miligramas)	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	Idade** $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	Idade** $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Idade** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
AM-52B M(-3)	0,096018	33	286	296	0,08246(0,77)	1,3818(0,95)	0,121534(0,56)	511	881	1979±10
AM-52B M(-1)	0,086138	40	321	239	0,08343(0,80)	1,4092(0,87)	0,122501(0,33)	517	893	1993±6
AM-52B NM(-3)	0,061315	30	224	100	0,07410(1,06)	0,6859(2,15)	0,067131(1,76)	461	530	842±37
AM-53B	0,113470	318	1858	455	0,13638(1,07)	1,8732(1,11)	0,099619(0,28)	824	1072	1617±5
AM-53B	0,068440	406	1470	84	0,14209(0,88)	1,3917(1,97)	0,071034(1,65)	856	885	958±34

Tabelas 1 e 2: M, NM – frações magnética e não-magnética obtidas com Separador Isodinâmico de Frantz, com corrente elétrica de 1,5 ampère e inclinação frontal de 20°; inclinação lateral dada entre parênteses. * Razões corrigidas pelo branco analítico e pelo chumbo inicial (Stacey & Kramers, 1975). Erros, entre parênteses, são dados em percentual e 2σ . ** Idades calculadas com base nas constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jäger (1977).

Tabela 3. Resultados analíticos das datações U-Pb em zircão por SHRIMP-RG.

No. da amostra (No. do ponto)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	^{204}Pb (ppb)	$^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	Idade** $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	Idade** $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Idade** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
AM-145 (1)	141	77	42	2	0,2745(0038)	3,8389(0834)	0,1014(0015)	1563(19)	1601(18)	1651(28)
AM-145 (15)	48	31	11	33	0,1754(0061)	3,0885(3971)	0,1277(0153)	1042(34)	1430(104)	2067(227)
AM-145 (18)	6496	3648	1131	38	0,1623(0039)	1,6567(0433)	0,0740(0005)	970(22)	992(17)	1042(14)
AM-145 (20)	3103	1698	591	72	0,1777(0052)	1,8626(0577)	0,0760(0006)	1054(28)	1068(21)	1096(15)
AM-145 (9)	959	581	161	1	0,1550(0021)	1,5337(0254)	0,0718(0006)	929(12)	944(10)	979(17)
AM-145 (16)	357	412	63	35	0,1519(0026)	1,4843(0390)	0,0709(0013)	911(14)	924(16)	954(38)
AM-145 (21)	762	378	101	100	0,1284(0031)	1,2768(0481)	0,0721(0019)	779(18)	835(22)	989(54)
AM-145 (24)	318	312	48	12	0,1411(0022)	1,4017(0343)	0,0721(0012)	851(12)	890(15)	988(35)
AM-145 (2)	1725	764	166	45	0,0917(0017)	0,8000(0213)	0,0633(0011)	566(10)	597(12)	717(36)
AM-145 (3)	1827	34	408	1100	0,2414(0023)	2,4892(1189)	0,0748(0034)	1394(12)	1269(35)	1063(95)
AM-145 (4)	5584	3030	551	4784	0,0944(0013)	0,7339(0690)	0,0564(0052)	582(8)	559(41)	467(216)
AM-145 (5)	119	264	18	30	0,1351(0045)	1,3896(1322)	0,0746(0064)	817(26)	885(58)	1058(181)
AM-145 (6)	3490	1475	759	608	0,2130(0049)	2,1391(0645)	0,0728(0012)	1245(26)	1162(21)	1009(35)
AM-145 (7)	35	30	6	-	0,1581(0048)	1,6161(2017)	0,0741(0087)	946(27)	976(81)	1045(257)
AM-145 (8)	34	28	6	3	0,1573(0042)	1,4158(1845)	0,0653(0081)	942(24)	896(81)	784(285)
AM-145 (10)	1182	463	205	341	0,1695(0018)	1,6001(0696)	0,0685(0028)	1010(10)	970(28)	882(87)
AM-145 (11)	16966	7900	2670	2625	0,1592(0043)	1,5460(0473)	0,0705(0008)	952(24)	949(19)	941(23)
AM-145 (12)	4580	7454	848	8047	0,1543(0055)	1,2507(1389)	0,0588(0059)	925(31)	824(65)	560(236)
AM-145 (13)	577	6916	36	34	0,0302(0030)	0,2219(0309)	0,0533(0046)	192(19)	203(26)	340(210)
AM-145 (14)	438	358	75	38	0,1593(0015)	1,5645(0369)	0,0712(0015)	953(9)	956(15)	964(42)
AM-145 (17)	11367	2682	1809	821	0,1590(0026)	1,5417(0322)	0,0703(0008)	951(15)	947(13)	938(22)
AM-145 (19)	5130	2939	1132	432	0,2026(0079)	2,1119(0886)	0,0756(0008)	1189(43)	1153(29)	1085(22)
AM-145 (22)	556	481	95	1467	0,1419(0055)	1,6797(4007)	0,0859(0198)	855(31)	1001(164)	1335(526)
AM-145 (23)	5916	3353	1250	35	0,1995(0061)	2,0414(0651)	0,0742(0005)	1173(33)	1129(22)	1047(13)

* Erros de contagem, entre parênteses, são absolutos, em 1σ , e referem-se às últimas casas decimais. ** Erros das idades, entre parênteses, são dados em 2σ , em milhões de anos.

de zircão da Suíte Intrusiva Santa Clara, enquanto que o 18 é de difícil enquadramento em função da variabilidade das idades, porém agrupado ao 20 com base na sua idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. O valor de 735 Ma é identificado unicamente nas análises descartadas, e interpretado como fruto de perturbações do sistema isotópico.

Do ponto de vista morfológico, observa-se que o zircão da facies Santa Bárbara fina pertence a dois tipos bem distintos. Um deles é prismático curto e tem zoneamento oscilatório largo, que indica condições de subsaturação em zircão durante a cristalização do magma (cf. Vavra, 1990; cristais 8, 9, 11, 17 e 21; Fig. 4). O outro tipo é prismático longo e ocorre como sobrecrecimentos, em cristais nos quais a presença de núcleos herdados é denunciada por superfícies de dissolução (cristais 5, 7, 14, 16 e 24; Fig. 4).

O zircão de 1651 ± 28 Ma apresenta zoneamento oscilatório bem desenvolvido e ocorre como sobrecrecimento sobre núcleo com a mesma estrutura, o que aponta para condições de cristalização ígnea e para a existência de evento geológico ainda mais antigo (Fig. 4).

O zircão de idade compatível com o magmatismo Santa Clara (pontos 18 e 20) tem características muito semelhantes às daquelas do zircão do tipo 1 do Maciço Granítico Santa Bárbara, sendo bastante expressivas as feições de recristalização (cf. Pidgeon, 1992; Fig. 4).

Comum à maioria dos cristais cujas análises foram descartadas é o zoneamento oscilatório alargado e/ou modificado em consequência de reações secundárias, que culminam com o desenvolvimento de regiões centrais escuras e convolutas onde se observam altas concentrações de U e Th (cristais 4, 6, 8, 10, 11, 19, 22 e 23) (Fig. 4). Tais feições foram descritas e interpretadas por Pidgeon *et al.* (1998) como devidas à reconstituição do zircão em sistema fechado durante o resfriamento do granito a partir de altas temperaturas, e resultam geralmente em discordância inversa. No Maciço Granítico Santa Bárbara, entretanto, não se pode descartar que tais feições resultem também de reações pós-magmáticas, dadas as intensas interações rocha-fluido que acompanharam a mineralização. Feições de recristalização (cf. Pidgeon, 1992), na forma de manchas difusas que obliteram o zoneamento magmático, também são observadas (cristais 11 e 21; Fig. 4).

A metamictização provavelmente concorreu para a perturbação do sistema isotópico U-Pb, especialmente no caso dos cristais fortemente discordantes, como o 2 e o 13, haja vista as altas concentrações de U e Th observadas em boa parte das análises.

Método Sm-Nd

As mesmas amostras que tiveram zircão e monazita datados via U-Pb foram submetidas a análises Sm-Nd em rocha total. As idades-modelo T_{DM} resultaram em valores crescentes da facies Serra do Cícero (1711 Ma) para a associação de facies Santa Bárbara (2221 Ma), passando pela facies Serra Azul (1846 Ma), com $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ de -2,95, -4,58, e -3,69, respectivamente (Tabela 4).

Dados litogeoquímicos e de química mineral apontam para a geração dos granitos do Maciço Granítico Santa Bárbara a partir da diferenciação do mesmo magma. Fracionamento dos ETRL é observado da facies Serra do Cícero para a Serra Azul e, finalmente, para a Santa Bárbara fina, e expresso pelos valores de $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ de 4,67, 3,91 e 1,81, respectivamente (Sparrenberger, dados inéditos).

Noventa e noventa e cinco por cento em peso do conteúdo de ETRL dos granitos peraluminosos estão contidos nas fases minerais acessórias concentradoras desses elementos, enquanto que os feldspatos respondem por 5 - 10% em peso do total de ETRL nessas rochas (Bea, 1996). No Maciço Granítico Santa Bárbara, a monazita é freqüente na facies Serra do Cícero, mas escassa nas facies Serra Azul e Santa Bárbara fina. Com uma porcentagem mínima de 62% de ETR_2O_3 (Sparrenberger, dados inéditos), a fase mineral constitui o principal carreador dos ETRL nesses granitos, acompanhada, subordinadamente, pelos feldspatos, e reflete o fracionamento dos ETRL identificado.

Dada a cogeneticidade das rochas estudadas, a variação de aproximadamente 500 m.a. nas idades-modelo T_{DM} é entendida como anômala. Valores de T_{DM} errôneos para granitos altamente silicosos com razões $(\text{La/Yb})_{\text{N}} \leq 3,0$ também foram observados por Pimentel & Charnley (1991).

Contrariamente ao observado nas amostras do Maciço Granítico Santa Bárbara, foi reconhecido aumento de até uma ou duas unidades no valor do $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ dos topázios granitos tardios mineralizados em relação àqueles estéreis mais precoces nos maciços rapakivi da Finlândia, Rússia e China, fenômeno atribuído a processos pós-magmáticos (Rämö *et al.*, 1997).

A reconhecida mobilidade do ETR durante processos pós-magmáticos (Bea, 1996), bem como a partição desses elementos para fluidos ricos em flúor, na forma de complexos do elemento (Muecke & Clarke, 1981), também podem ter concorrido para o fracionamento observado.

Figura 4. Imagens de catodoluminescência do zircão da AM-145 (facies Santa Bárbara fina) datado via SHRIMP-RG. **Grupo A:** cristais cujos pontos datados são representativos da cristalização da facies. **Grupo B:** cristais cujos pontos datados representam herança. **Grupo C:** cristais cujas análises foram desconsideradas. Ponto analisado representado por círculo, com o respectivo número grafado na imagem. A escala é a mesma para todos os grãos.

Tabela 4. Resultados analíticos Sm-Nd em rocha total.

Amostra	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM}^{**}
AM-52B	993	16,54	83,43	0,11987	0,511988(13)	-12,68	-0,39	-2,95	1711
AM-53B	989	17,77	83,86	0,12810	0,512005(13)	-12,35	-0,35	-3,69	1846
AM-145	978	14,18	57,75	0,14849	0,512095(18)	-10,59	-0,25	-4,58	2221

* Erro absoluto dado em 1σ . Refere-se às últimas casas decimais. ** Idade-modelo de acordo com DePaolo (1981).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A monazita é um mineral particularmente apropriado para a datação U-Pb de granitos em que a herança de zircão é comum (Parrish, 1990). Embora possa ocorrer como restito em líquidos graníticos gerados por anatexia a temperaturas da ordem de 700 a 800°C (Rapp *et al.*, 1987), sua temperatura de bloqueio para a difusão de Pb ($725 \pm 25^\circ\text{C}$; Copeland *et al.*, 1988) menor do que a do zircão coincide com o intervalo de temperaturas magmáticas de líquidos graníticos, tornando a herança do sistema U-Pb rara. A fase também traz a vantagem de raramente tornar-se metamictica, apresentando perda de Pb em baixas temperaturas muito menos comum do que o zircão (Parrish, 1990). Assim, os dados de 993 ± 5 Ma e 989 ± 13 Ma obtidos pela datação U-Pb de monazita para as facies Serra do Cícero e Serra Azul, respectivamente, são admitidos como as idades da cristalização magmática desses granitos.

A idade U-Pb SHRIMP em zircão de 978 ± 13 Ma para a facies Santa Bárbara fina é interpretada como idade da cristalização magmática do granito, e concorda, dentro do intervalo dos erros, com as idades das demais facies do Maciço Granítico Santa Bárbara, apontando para a possível contemporaneidade das mesmas.

Segundo Pidgeon (1992), a recristalização progressiva do zircão resulta da instabilidade do mineral provocada pela incorporação de altas concentrações de elementos contaminantes em solução sólida, como TR, U e Th, que distorcem seu retículo cristalino. Ela pode se dar logo após o término da cristalização primária ou em evento posterior, e constitui um mecanismo de zeragem do geocronômetro U-Pb. Portanto, a datação de zircão recristalizado, que tende a ser concordante ou pouco discordante, fornece uma idade mínima para a cristalização primária do mineral. Idades mistas, resultantes da recristalização parcial e remoção incompleta do Pb radiogênico, são possíveis.

As reações secundárias (*cf.* Pidgeon *et al.*, 1998) que afetaram boa parte dos cristais de zircão do Maciço Granítico Santa Bárbara, tidas como ocorridas em regime magmático, provavelmente foram favorecidas ou intensificadas pela permanência do magma granítico original, rico em flúor, em estado líquido por tempo mais longo do que o usual para magmas desprovidos do referido elemento, em consequência da diminuição da temperatura da *liquidus* (Manning, 1981).

A circulação dos fluidos ácidos responsáveis pela greisenização observada na associação de facies Santa Bárbara, datada em 961 ± 19 Ma (K-Ar em mica de greisen; Leite Júnior *et al.*, 2001), é admitida como possível causa da recristalização do zircão da AM-145.

Componentes herdados com idades mínimas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1617, 1651, 1979, 1993 e 2067 Ma, além daquele representativo do magmatismo Santa Clara, ocorrem nas três unidades do Maciço Granítico Santa Bárbara. Dentre as associações litológicas que constituem o embasamento da porção centro-leste da Província Estanífera de Rondônia, a dos paragneisses possui zircão com idades mínimas entre 1673 e 1808 Ma, e a possibilidade de que essas rochas derivem de uma fonte com idade entre 1,8 e 2,0 Ga é aventada por Payolla *et al.* (2002). Logo, a herança de zircão a partir de rochas das associações dos paragneisses e/ou dos *augen*-gneisses graníticos e charnockíticos e dos gnaisses graníticos e granulitos charnockíticos finos, ainda que subordinada, é sugerida pelos dados.

Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (-2,95) e T_{DM} (1,7 Ga) da facies Serra do Cícero são admitidos como representativos para o Maciço Granítico Santa Bárbara. Indicam fonte crustal para o protólito, diferenciado do manto em 1,7 Ga.

Os componentes herdados presentes no maciço indicam a existência de rochas mais antigas do que 1,8 Ga no setor sul da Província Rio Negro-Juruena.

A herança comum de zircão no Maciço Granítico Santa Bárbara, bem como a complexidade textural observada no mineral, que reflete importantes perturbações do sistema isotópico U-Pb, documentam amplamente as dificuldades envolvidas na datação U-Pb convencional dos granitos estudados. A datação U-Pb pelo método SHRIMP, ou mesmo a datação U-Pb convencional de monazita, quando a fase está presente, são alternativas muito mais apropriadas para o estudo geocronológico desse tipo de rocha.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa é parte da Tese de Doutorado de Irena Sparrenberger e decorre de projetos com recursos de agências às quais os autores agradecem: FAPESP (processo 2.000/08033-5), outorgado a Jorge S. Bettencourt; bolsa de Doutorado FAPESP para Irena Sparrenberger (processo 1.998/04469-1); PADCT/FINEP (Convênio 64.99.0276.00/GTM/PADCT).

Este trabalho é uma contribuição ao projeto IGCP/UNESCO 426 - *Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASEI, M. A. S.; SIGAJR., O.; SATO, K.; SPROESSER, W. M. (1995) A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios Metodológicos, Aplicações e Resultados Obtidos. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 2, p. 221-237.
- BEA, F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, v. 37, n. 3, p. 521-552.
- BETTENCOURT, J. S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O. Y.; VIGLIO, E. P.; PINHO, O. G.; SILVA, R. F.; CARNEIRO F., L. (1987) The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1., Salvador, 1987. *Excursions Guide*. Salvador, 1987, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p. 49-87.
- BETTENCOURT, J. S.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L.; SCANDOLARA, J. E.; MUZZOLON, R.; VIAN, J. A. J. (1997) The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., Salvador, 1997. *Excursions Guide*. Salvador, 1997, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, p. 3-31.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L. (1999) Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: 1. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, n. 1-2, p. 41-67.
- COMPANHIA ESTANÍFERA DO BRASIL (1994) *Projeto Integração: Mapa Geológico - Folha 2C*. (inédito).
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I. S.; MYER, C. (1984) U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, suppl. B, p. 525-534.
- COPELAND, P.; PARRISH, R. R.; HARRISON, T. M. (1988) Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its applications for U-Pb systematics. *Nature*, v. 333, n. 6175, p. 760-763.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. (1979) Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO, 2., Arica, 1979. *Actas*. Arica, v. 4, p. 137-148.
- CORFU, F.; STOTT, G. M. (1986) U/Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23, n. 8, p. 1075-1082.
- DePAOLO, D. J. (1981) A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, n. B11, p. 10470-10488.
- EMSLIE, R. F. (1991) Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, v. 51, n. 1-4, p. 173-192.
- FRANK, R. E. (1990) *Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do Complexo Granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil*. Rio de Janeiro, 244p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- GALEMBECK, T. M. B. (1997) *O complexo múltiplo, centrado e pluriserial Itu - SP*. Rio Claro, 374 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

- GERALDES, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; CONDIE, K. C.; BELL, S.; TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M. (2001) Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, v. 111, n. 1-4, p. 91-128.
- GIOIA, S. M. C. L.; PIMENTEL, M. M. (2000) The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v. 72, n. 2, p. 219-245.
- HUTCHINSON, C. S. (1974) *Laboratory handbook of petrographic techniques*. New York, John Wiley & Sons. 527p.
- ISOTTA, C. A. L.; CARNEIRO, J. M.; KATO, H. T.; BARROS, R. J. L. (1978) *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Porto Velho. DNPM/CPRM. Vols. 1-3. (Relatório final).
- KROGH, T. E. (1973) A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, n. 3, p. 485-494.
- KROGH, T. E. (1982) Improved accuracy of U/Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, n. 4, p. 631-636.
- LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S. (2000) Petrogenesis of two Grenvillian tin-bearing rapakivi granite suites, southwestern Amazonian craton, Rondônia, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts Rio de Janeiro, CPRM*. (CD-ROM)
- LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; TASSINARI, C. C. G. (2001) New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., Pucón, 2001. *Extended Abstracts Volume*. Pucón, Serviço Nacional de Geología y Minería de Chile/Departamento de Geología de la Universidad de Chile, p. 484-487.
- LUDWIG, K. R. (1999) User's Manual for Isoplot/Ex version 2.10: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a*.
- LUGMAIR, G. W.; MARTI, K. (1978) Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 39, n. 3, p. 349-357.
- MANNING, D. A. C. (1981) The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, n. 2, p. 206-215.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNDANT, M.; ALBARÉDE, F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, n. 2, p. 601-610.
- MUECKE, G. K.; CLARKE, D. B. (1981) Geochemical evolution of the South Mountain batholith, Nova Scotia: rare-earth-element evidence. *Canadian Mineralogist*, v. 19, n. 1, p. 133-145.
- O'NIONS, R. K.; HAMILTON, P. J.; EVENSON, N. M. (1977) Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 34, p. 13-22.
- PARRISH, R. R. (1990) U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, n. 11, p. 1431-1450.
- PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; LEITE JR., W. B.; BASEI, M. A. S. (2001a) 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: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., Pucón, 2001. *Extended Abstracts Volume*. Pucón, Serviço Nacional de Geología y Minería de Chile/Departamento de Geología de la Universidad de Chile, p. 199-202.
- PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; LEITE JR., W. B.; BASEI, M. A. S. (2001b) 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 Amazonia Craton, Brazil. In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARRENBERGER, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, 2001. *Extended Abstract Volume*. São Paulo, p. 96-99.
- PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; KOZUCH, M.; LEITE JR., W. B.; FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. 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. *Precambrian Research*, v. 119, n. 1-4, p. 1-29.
- PIDGEON, R. T. (1992) Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and*

Petrology, v. 110, n. 4, p. 463-472.

- PIDGEON, R. T.; NEMCHIN, A. A.; HITCHEN, G. J. (1998) Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 132, n.3, p. 288-299.
- PIMENTEL, M. M.; CHARNLEY, N. (1991) Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology*, v. 86, n. 2, p. 123-138.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDUMEN, E. A. T.; VERSCHURE, R. H.; BON, E. H. (1971) Granitic complexes and associated tin mineralization of Grenville age in Rondônia, western Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, n. 4, p. 1095-1102.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERSCHURE, R. H.; BON, E. H. (1966) Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, v. 45, n. 6, p. 191-192.
- PRIEM, H. N. A.; BON, E. H.; VERDUMEN, E. A. T.; BETTENCOURT, J. S. (1989) Rb-Sr chronology of precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin Brazilian craton). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, n. 2, p. 163-170.
- RÄMÖ, O. T.; VAASJOKI, M.; HAAPALA, I. (1997) Isotopic insights into the origin of tin-mineralized and barren granites in selected Proterozoic rapakivi granite complexes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., Salvador, 1997. *Abstracts*. Salvador, 1997, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, p. 286-287.
- RAPP, R. P.; RYERSON, F. J.; MILLER, C. F. (1987) Experimental evidence bearing on the stability of monazite during crustal anatexis. *Geophysical Research Letters*, v. 14, n. 3, p. 307-310.
- RIZZOTTO, G. J.; SCANDOLARA, J. E.; QUADROS, M. L. do E. S. (1996) Aspectos gerais da associação mangerito-chaconito-granito (MCG) da porção oriental do sul de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, 1996, v.1, p. 35-37.
- SPARREBERGER, I.; BETTENCOURT, J. S. (2000) The tin mineralization at the Santa Bárbara Massif, Rondônia Tin Province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts*. Rio de Janeiro, CPRM. (CD-ROM)
- SPARREBERGER, I.; BETTENCOURT, J. S. (2002a) O Maciço Granítico Santa Bárbara, Província Estanífera de Rondônia – Parte I. Caracterização petrográfica e geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 2002. *Resumos*. João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste, p. 475.
- SPARREBERGER, I.; BETTENCOURT, J. S. (2002b) O Maciço Granítico Santa Bárbara, Província Estanífera de Rondônia – Parte II. A mineralização estanífera em greisens acamados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 2002. *Resumos*. João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste, p. 475.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, n. 2, p. 207-221.
- STEIGER, R. H.; JÄGER, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, n. 3, p. 359-362.
- TASSINARI, C. C. G. (1996) *O mapa geocronológico do cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. São Paulo, 139 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. (2000) The Amazonia Craton. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, p. 41-95.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1989) A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, n. 3-4, p. 213-227.
- TERA, F.; WASSERBURG, G. J. (1972) U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, n. 3, p. 281-304.
- VAVRA, G. (1990) On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, p. 90-99.
- WASSERBURG, G. J.; JACOBSEN, S. B.; DePAOLO, D. J.; McCULLOCH, M. T.; WEN, T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, n. 12, p. 2311-2323.

- WETHERILL, G. W. (1956) Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, v. 37, n. 3, p. 320-326.
- WILLIAMS, I. S. (1997) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: not just ages but histories. *Reviews in Economic Geology*, v. 7, p. 1-35.

IX. INCLUSÕES FLUIDAS

9.1. Introdução

A microtermometria das inclusões fluidas efetuada nesta pesquisa contemplou oito litotipos dos estágios magmático, transicional e pós-magmático (hidrotermal), a partir dos quais foram preparadas nove seções polidas em ambas as faces. Em todos eles analisaram-se as inclusões hospedadas em quartzo e em quatro deles as medidas foram executadas também em topázio.

9.2. Classificação

Os critérios de classificação e descrição petrográfica das inclusões fluidas adotados neste capítulo seguem Roedder (1984) e Van Den Kerkhof & Hein (2001).

Tendo como base os critérios de Roedder (1984; pg. 2), que levam em consideração o estado do material incorporado na inclusão na época do aprisionamento, as inclusões fluidas presentes nas rochas do depósito estanífero Santa Bárbara durante os estágios magmático, transicional e hidrotermal podem ser subdivididas em *melt inclusions*, inclusões fluidas (aquosas e aquo-carbônicas) propriamente ditas e inclusões compostas. Pelas características intrínsecas ao seu processo de aprisionamento e pela sua distribuição no mineral hospedeiro, as *melt inclusions* e as inclusões compostas são primárias, enquanto que as fluidas podem ter qualquer origem.

- a) *Melt inclusions* - ocorrem principalmente em topázio, mas são observadas também no quartzo;
- b) Inclusões compostas - ocorrem no topázio e no quartzo. Compreendem sólidos capturados juntamente com porções variáveis de vapor/gás ou de líquido;
- c) Aquosas – presentes nos dois minerais em todas as amostras. O número de fases existentes nessas inclusões, em temperatura ambiente, permite agrupá-las em monofásicas (L), bifásicas (L + V) e multifásicas (L + V + S_{L-v});

- d) Aquo-carbônicas – ocorrem predominantemente no topázio. São bifásicas ($H_2O_l + CO_{2g}$), trifásicas ($H_2O_l + CO_{2l} + CO_{2g}$) e multifásicas ($H_2O_l \pm CO_{2l} + CO_{2g} + S_{l...n}$). Contêm quantidades variáveis de CH_4 e incluem os subtipos ' X_{H_2O} muito alta' e ' X_{H_2O} alta' (Diamond, 1994, 2001).

9.3. Litotipos e gerações de inclusões fluidas associadas

As características microtermométricas gerais das amostras estão sumariadas no Quadro 9.I. A íntegra dos dados microtermométricos encontra-se no Anexo II.

9.3.1. Estágio magmático

a) Albita-microclínio granito fino branco

Inclusões fluidas são escassas no albita-microclínio granito fino branco. Efetuaram-se medidas em dois cristais de quartzo e um de topázio, perfazendo cerca de 50 inclusões.

A geração mais precoce de inclusões no quartzo compreende *melt inclusions* com proporções variáveis de fase vapor. Suas porções cristalinas não fundiram até os 600°C, indicando que o cristal hospedeiro gerou-se em temperaturas superiores.

As inclusões fluidas com feições de primárias no quartzo compreendem populações de inclusões aquosas e aquo-carbônicas. As inclusões aquosas subdividem-se nos tipos 1, 2 e 3. As inclusões do tipo 1 são bifásicas ou multifásicas, com proporção volumétrica da fase vapor (V_v/V_{lf}) variável de 0,05 a 0,70. Entre as multifásicas, a ocorrência de sólidos não é regra, e o número deles é variável (Prancha 9.1.a), o que sugere que foram aprisionados ocasionalmente (Roedder 1984, pg. 55; Higgins 1985). As aquosas do tipo 2 são escassas, ocorrem isoladas ou em pequenos grupos, e têm como característica marcante a presença de dois ou mais sólidos, via de regra grandes, e bolhas pequenas. A presença de inclusões aquosas do tipo 3, altamente salinas, com tamanhos desde pequenos até grandes, com ou sem bolha de vapor, é sugerida pelo comportamento de algumas durante o aquecimento. Em temperaturas ao redor dos 100°C, mostram separação de uma fase com índice de refração elevado e comportamento viscoso de outra fase, aquosa. Permanecem sem transformações posteriores significativas até os 600°C, além da homogeneização da fase vapor para o líquido, assemelhando-se às inclusões altamente salinas descritas por Roedder (1984, pg. 51-52).

Quadro 9.1 – Características microtermométricas das inclusões fluidas estudadas no Maciço Granítico Santa Bárbara.

Estágio	Litotipo (no. amostra)	Mineral analisado	Origem (geração)	TE (°C) (moda)	TfCO ₂ (°C)	Th (°C) (moda)	X _{H2O}	X _{CO2}	X _{NaCl}	Salinidade (% peso NaCl eq.) (moda)	Densidade (g/cm ³)	V _{vlg} /V _{lf}	P (kbar) e T (°C)
Magmático	albita-microclínio granito fino branco (AM-134)	quartzo	aquosas primárias tipo 1	-50,0 a -22,5 (-39 a -35)	-	123,0 a 451,8	0,983 a 0,962	-	0,017 a 0,038	5,2 a 11,5 (6 e 7)	0,509 a 0,996	0,05 a 0,70	
			aquosas primárias tipo 2	-53,7 a -44,3	-	88,7 a 215,5	0,952 a 0,919	-	0,048 a 0,081	14,1 a ~42,0 (14 a 18)	0,988 a 1,129	<0,10	
			aquosas primárias tipo 3	-42,3	-	329,3	-	-	-	34	-	0,10	
			aquo-carbônicas	-	-58,2	397,3	-	-	-	6,1 a 11,7	-	0,60 a 0,90	
		aquosas secundárias	-40,4 a -21,1	-	163,7 a 380,0	0,997 a 0,991	-	0,003 a 0,009	0,3 e 3,0 (0 a 1)	0,755 a 0,926	0,10 a 0,50		
	topázio	aquo-carbônicas	-42,1 e -24,6	-57,0 a -56,8	356,3 a 553,0 (<390)	0,902	0,079	0,019	3,4 a 25,7	0,499	0,25 a >0,90		
	pegmatito (AM-213)	quartzo	aquosas secundárias 1	-	-	327,7 a 369,6	-	-	-	-	-	~0,10	
			aquosas secundárias 2	-40,2 a -38,6	-	114,2 e 302,0 (>230)	0,999 a 0,996	-	0,001 a 0,004	0,2 a 1,3 (0 a 1)	0,762 a 0,811	0,15	
			aquo-carbônicas secundárias	-31,9 a -27,7	-	128,0 a 304,4 (240 a 250)	-	-	-	3,0 a 5,8	-	0,10 a 0,55	
Transicional	buccho de quartzo (AM-168A)	topázio	aquosas primárias	-51,0 a -26,8 (-49 a -45 e -37)	-	400 a 506 (450 a 490)	0,970 a 0,949	-	0,030 a 0,051	9,1 a 14,9 (10 a 12)	0,472 a 0,621	0,30 a 0,40	
			aquosas pseudo-sedundárias	-48,9 a -23,5 (-37)	-	374,9 a 572,7 (400 a 490)	0,970 a 0,959	-	0,030 a 0,041	7,1 a 12,2 (10 a 12)	0,472 a 0,681	0,30 a 0,40	
			aquosas secundárias	-47,1 e -25,8 (-38 a -34)	-	446,1 a 484,2 (460 a 470)	0,967 a 0,916	-	0,033 a 0,084	10,7 a 22,9	0,578	0,30 a 0,40	
	buccho de quartzo (AM-168C)	quartzo	aquo-carbônicas primárias	-48,3 a -24,8	-58,4 a -58,1	206,4 a 524,0	0,852 a 0,897	0,089 a 0,116	0,014 a 0,076	4,7 a 11 (10 a 11)	0,736 a 0,906	0,35 a 0,70	
			aquosas primárias	-41,3 a -31,9 (-41 a -38)	-	97,6 a 417,5 (100 a 140)	0,985 a 0,952	-	0,015 a 0,048	4,9 a 14,1 (13 a 14)	0,776 a 1,050	0,10 a 0,70	
			aquo-carbônicas secundárias	-37,6 a -27,0	-58,6 a -57,8	234,4 a 409,8	0,889 a 0,927	0,054 a 0,093	0,018 a 0,043	6,1 a 15,4	0,514 a 0,765	0,35 a 0,90	

Quadro 9.1 – Características microtermométricas das inclusões fluidas estudadas no Maciço Granítico Santa Bárbara (continuação).

Estágio	Litotipo (no. amostra)	Mineral analisado	Origem (geração)	TE (°C) (moda)	TfCO ₂ (°C)	Th (°C) (moda)	X _{H2O}	X _{CO2}	X _{NaCl}	Salinidade (% peso NaCl eq.) (moda)	Densidade (g/cm ³)	V _{vig} /V _{IF}	P (kbar) e T (°C)
Transicional	bucho de quartzo (AM-168C)	quartzo	aquosas secundárias	-49,9 a -21,8 (-46 a -38)	-	102,2 a 388,5 (130 a 160)	0,978 a 0,942	-	0,022 a 0,058	6,7 a 16,7 (12 a 16)	0,808 a 1,071	0,10 a 0,50	
		quartzo	<i>melt inclusions</i> aquo-carbônicas	-	-57,2 a -56,7	-	-	-	-	10,0 a 15,2	-	0,10 a 0,20	>600
			<i>melt inclusions</i> aquosas	-27,1	-	-	-	-	-	~1	-	0,10	>600
			aquo-carbônicas primárias	-32,6 a -24,8 (-27 a -25)	-57,0 a -56,7	336,6 a 423,8 (340 a 370)	-	-	-	2,2 a 13,2 (5 a 11)	-	0,10 a >0,90	
			aquosas primárias	-42,6	-	211,3 a 352,8	-	-	-	0,5 a 1,8	-	0,05 a 0,40	
			aquo-carbônicas primárias	-28,1	-57,5 a -57,2	355,2 a 378,6	-	-	-	5,1 a 8,5 (5 a 6)	-	0,30 a 0,90	
			aquosas primárias 1	-40,3 a -33,6	-	-	0,999 a 0,973	-	0,001 a 0,027	3,6 e 8,2 (5 a 8)	-	0,10 a 0,30	
			aquosas primárias 2	-52,4 a -26,5	-	111,8 a 331,9 (310 a 320)	0,999 a 0,972	-	0,001 a 0,028	0,3 até os 22,0 (0 a 2)	0,661 a 1,106	0,10 a 0,90	
			aquosas pseudo-secundárias (campo 3)	-53,3 a -28,1 (-42 a -40)	-	127,2 e 423,6 (330 a 370)	0,995 a 0,957	-	0,005 a 0,043	1,7 a 12,9 (10 e 11)	0,652 a 1,000	0,05 a 0,40	
			aquosas secundárias (campo 3)	-42,8 a -23,1	-	141,7 a 237,7 (140 a 150)	0,997 a 0,958	-	0,003 a 0,042	0,8 a 12,5	0,870 a 1,004	0,15	
			aquosas secundárias (campo 5)	-36,0	-	102,5 a 285,7 (130 a 140)	0,999 a 0,993	-	0,001 a 0,007	0,2 a 2,1 (1 a 2)	0,736 a 0,916	0,10 a 0,20	
	granito albitizado salmão (AM-14B)	quartzo	<i>melt inclusions</i>	-	-	-	0,968 a 0,962	-	0,032 a 0,038	9,7 a 11,7	-		>600
			aquosas primárias	-46,6 a -32,0	-	232,7 a 404,0 (150 a 220 e 370 a 410)	0,994 a 0,981	-	0,006 a 0,019	2,0 a 5,8 (2 a 4)	0,476 a 0,839	0,10 a 0,90	
			aquosas pseudo-secundárias	-44,6 a -31,3	-	153,0 a 485,8 (150-220 e 370 a 410)	0,996 a 0,975	-	0,004 a 0,025	1,3 a 7,5 (1 a 3)	0,505 a 0,941	0,10 a 0,90	

Quadro 9.I – Características microtermométricas das inclusões fluidas estudadas no Maciço Granítico Santa Bárbara (continuação).

Estágio	Litotipo (no. amostra)	Mineral analisado	Origem (geração)	TE (°C) (moda)	TfCO ₂ (°C)	Th (°C) (moda)	X _{H2O}	X _{CO2}	X _{NaCl}	Salinidade (% peso NaCl eq.) (moda)	Densidade (g/cm ³)	V _{vlg} /V _{lf}	P (kbar) e T (°C)
Pós-magmático	veio de greisen (AM-130)	topázio	aquo-carbônicas primárias	-36,5 a -32,6 (-35 a -34)	-57,8 a -56,6	364,8 a 445,2	0,894 a 0,920	0,061 a 0,087	0,018 a 0,027	1,8 a 11,8 (4 a 7)	0,570 a 0,657	0,20 a 0,55	
			aquosas primárias 1	-48,0 a -42,3	-	360,3 a 461,5 (360 a 410)	0,981 a 0,922	-	0,019 a 0,078	5,8 a 21,6 (5 a 12)	0,486 a 0,873	0,15	
			aquosas primárias 2	-47,5 a -42,1	-	272,4 a 422,9	0,978 a 0,960	-	0,022 a 0,040	6,8 a 11,9 (6 a 8)	0,536 a 0,691	0,15 a 0,25	
		quartzo	aquosas primárias	-51,3 a -11,7 (-34 a -33)	-	134,0 a 435,0 (>320)	0,998 a 0,938	-	0,002 a 0,062	2,3 a 17,7 (6 a 9)	0,487 a 0,994	0,10 a 0,70	
			aquosas secundárias	-47,2 a -28,4	-	124,2 a 415,1 (>290)	0,998 a 0,980	-	0,002 a 0,020	0,7 a 6,1 (0 e 1)	0,482 a 0,917	0,10 a 0,90	
	veio de quartzo e cassiterita (AM-131)	quartzo	aquosas primárias 1	-41,9 a -26,4 (-31 a -26)	-	153,4 a 375,4 (320 a 380)	0,999 a 0,977	-	0,001 a 0,023	0,3 a 7,0 (0 a 3)	0,494 a 0,863	0,10 a 0,90	
			aquosas primárias 2	-47,4 a -28,0	-	110,3 a 176,7	0,994 a 0,951	-	0,006 a 0,049	2,0 a 14,4	0,935 a 1,053	0,10 a 0,20	
	veio de quartzo estéril (AM-159)	quartzo	aquosas primárias	-42,1 a -34,8	-	145,6 a 415,2	0,997 a 0,982	-	0,003 a 0,018	1,7 a 5,5 (1 a 3)	0,495 a 0,932	0,10 a 0,70	
			aquosas secundárias	-57,9 a -47,0	-	94,2 a 147,4	0,949 a 0,933	-	0,051 a 0,067	14,8 a 18,9	1,052 a 1,099	0,10	

As salinidades das inclusões aquosas do tipo 1, obtidas a partir das temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}), situam-se no intervalo de 5,2 a 11,5% em peso NaCl equiv., com moda bem marcada entre 6 e 8% (Fig. 9.1.a). As temperaturas do ponto eutético (TE) variam de $-50,0$ a $-22,5^{\circ}\text{C}$, com sugestão de pico ao redor de -39 a -35°C (Fig. 9.1.b). Tão amplo espectro de TE's pressupõe grande variação composicional do fluido entre termos cálcicos, no extremo inferior, e sódicos, no extremo superior, passando por fluidos com ferro, isentos de cálcio (Borisenko 1978, Crawford 1981, Davis *et al.* 1990). Em todos os casos, provavelmente está também presente o potássio. Temperaturas de homogeneização (Th), principalmente para o líquido, variáveis entre $123,0$ e $451,8^{\circ}\text{C}$, sem pico definido, caracterizam essa população de inclusões (Fig. 9.1.c).

No caso das inclusões do tipo 2, sempre com V_v/V_{lf} menores do que 0,10, as salinidades, obtidas a partir das temperaturas de fusão do gelo e de hidratos, variam de 14,1 a cerca de 42% em peso NaCl equiv., predominando entre 14 e 18%. As TE's estão restritas ao intervalo de $-53,7$ a $-44,3^{\circ}\text{C}$, demonstrando composição predominantemente cálcica do sistema, sem descartar a presença de sódio, ferro e potássio, entre outros (Fig. 9.1.a e b). As Th's para o líquido são da ordem de $88,7$ a $215,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9.1.c). Fenômenos de meta-estabilidade são comuns.

Para as inclusões aquosas do tipo 3, obtiveram-se medidas em apenas uma delas, com salinidade de 29,6% em peso NaCl equiv., TE de $-42,3^{\circ}\text{C}$ e Th de $329,0^{\circ}\text{C}$.

Inclusões aquo-carbônicas primárias coexistem com as aquosas primárias do tipo 1 no quartzo. Raramente, observam-se monofásicas carbônicas gasosas. A proporção volumétrica da fase gasosa nas aquo-carbônicas é de 0,60 a 0,90. Suas salinidades são dadas pela dissolução do clatrato (T_{fcl}), e situam-se no intervalo entre 6,1 a 11,7% em peso NaCl equiv. (Fig. 9.1.a). Uma única homogeneização total pela expansão da fase carbônica foi observada aos $397,3^{\circ}\text{C}$ em uma inclusão com V_g/V_{lf} de 0,80 (Fig. 9.1.c). Análise por microespectrometria Raman indicou a presença de CH_4 associado ao CO_2 , refletida na temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) em $-58,2^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9.2.c e Fig. 9.3).

Figura 9.1 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás/vapor das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em quartzo e topázio do albita-microclínio granito branco (AM-134). Legenda conforme Fig. 9.1.a.

Figura 9.2 - Diagramas de correlação da TE versus a) salinidade; e b) Th. c) Espectro de efeito Raman da fase gasosa das inclusões aquo-carbônicas primárias presentes no quartzo do albita-microclínio granito fino branco (AM-134).

Ainda no quartzo, observam-se trilhas intragranulares, radiais a partir de inclusões minerais, que são internas ao cristal ou atingem sua borda. Dada a presença comum de feldspatos e mica, opacos, no entorno desses cristais de quartzo, raramente foi possível determinar a extensão dessas trilhas para além dos limites do cristal. Assim, as inclusões aquosas localizadas em ou espacialmente associadas a essas trilhas intragranulares foram, arbitrariamente, consideradas secundárias, ou tardias em relação àquelas descritas anteriormente. Podem ser pequenas e bem-formadas, quadrangulares, ou ainda de formas irregulares, sempre com V_v/V_{lf} entre 0,10 e 0,50. Suas salinidades são baixas, entre 0,3 e 3,0% em peso NaCl equiv., com pico entre 0 e 1%. Há grande espalhamento das temperaturas do ponto eutético (TE), entre -40,4 e -21,1°C, sem pico definido, da mesma forma que as temperaturas de homogeneização (Th) para o líquido, observadas entre os 163,7 e os 380,0°C (Fig. 9.1.a, b e c).

Os diagramas das Figs. 9.2.a e b mostram que as inclusões aquosas primárias de maior salinidade (tipo 2) são também as que apresentam os menores valores de TE (composições mais cálcicas), e as mais baixas Th's. Observa-se correlação negativa no diagrama salinidade *versus* TE, no que diz respeito às inclusões aquosas primárias, e também a algumas aquo-carbônicas, à despeito da imprecisão das medidas das TE's das aquo-carbônicas dada pela presença de clatratos.

No topázio são observadas *melt inclusions* além de inclusões aquo-carbônicas, as últimas de formas irregulares e tamanhos muito variáveis, com feições pronunciadas de *necking down*. A proporção volumétrica da fase vapor das inclusões aquo-carbônicas é de 0,25 a mais de 0,90. Ocorrem em uma larga banda, que atravessa o cristal de borda a borda, e foram interpretadas como secundárias (Prancha 9.1.b).

Apresentam salinidades, calculadas a partir da fusão de clatratos e de hidratos, variáveis dos 3,4 aos 25,7% em peso NaCl equiv.. As TE's situam-se no intervalo de -42,1 a -24,6°C, indicando soluções compostas provavelmente por $\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{FeCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (Borisenko 1978, Crawford 1981, Davis *et al.* 1990). As Th's, pela expansão da fase aquosa e da fase carbônica, ocorrem entre 356,3 e 553,0°C (Fig. 9.1.a, b e c), sendo que aquelas maiores do que 390°C, observadas em inclusões homogeneizadas para o gás, são tidas como superestimadas (*cf.* Bodnar *et al.*, 1985).

A composição do CO_2 é quase pura, visto que suas temperaturas de fusão, consistentes entre -57,0 e -56,8°C (Fig. 9.3), são pouco inferiores ao ponto triplo do CO_2 (-56,6°C; Angus *et al.*, 1976)

nas inclusões onde foi possível observar essa mudança de fase. A presença de CO₂l é rara e a temperatura de homogeneização do componente (ThCO₂) foi obtida em apenas uma inclusão. Na maioria dos casos, a existência de CO₂ foi identificada unicamente pela formação de clatratos, demonstrando a pequena concentração do componente. O valor de X_{CO₂} obtido permite classificar o sistema como de 'alta X_{H₂O}' (Diamond 1994, 2001). Diamond (1994, 2001) relata que a homogeneização do CO₂ pode não ser vista e que a determinação das Th's para o gás é muito difícil nesse tipo de inclusão quando aprisionada em baixa pressão.

Cabe ressaltar que a maioria das salinidades dessas inclusões fluidas foram calculadas à partir das T_{fc}l's, mesmo na ausência do CO₂l. A presença do CO₂l é pré-requisito para a estimativa de salinidades pelo clatrato, conforme Collins (1979). Entretanto, Graupner *et al.* (1999) argumentam que a ausência da fase não causa maiores erros nessa estimativa.

Figura. 9.3. Temperatura de fusão do CO₂ nas inclusões aquo-carbônicas primárias em quartzo e aquo-carbônicas secundárias em topázio do albita-microclínio granito branco (AM-134).

b) Pegmatito

Foram medidas cerca de 50 inclusões em um único campo, hospedadas em quartzo. Três populações de inclusões dispostas em trilhas foram identificadas. Como a seção compreende um único cristal de quartzo, não foi possível determinar se as trilhas são inter ou intragranulares, porém as feições são seguramente indicativas de origem secundária para a população 3.

A primeira população foi considerada a mais antiga com base nas Th's mais elevadas. Compreende discretas trilhas de pequenas inclusões aquosas, com volume da fase vapor constante, da ordem de 0,10. Suas Th's são de 327,7 a 369,6°C (Fig. 9.4.a).

Figura 9.4 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás/vapor, b) temperatura do ponto eutético, e c) salinidade das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em quartzo do pegmatito (AM-213). Legenda conforme Fig. 9.4.a.

A segunda população compreende inclusões na forma de cristais negativos, pequenas e abundantes, dispostas em planos bem definidos. São aquosas, com fase vapor de volume constante de cerca de 0,15 (Prancha 9.1.c e d). Suas Th's para o líquido situam-se entre 114,2 e 302,0°C, com concentração maior nas temperaturas superiores a 230°C. As salinidades variam de 0,2 a 1,3% em peso NaCl equiv. com pico entre 0 e 1%. As TE's ocorrem na faixa dos -40,2 aos -38,6°C, que sugerem composição do fluido no sistema $\text{CaCl}_2\text{-6FeCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ (Fig. 9.4.a, b e c).

Inclusões maiores, quadrangulares ou irregulares, distribuídas ao longo de ramificações sinuosas de trilhas ortogonais aos planos da segunda população, constituem a população 3. São aquo-carbônicas, com volume da fase gasosa entre 0,10 e 0,55 do tamanho da inclusão (Prancha 9.1.c e e). Não foram observadas quaisquer mudanças de fase relacionadas à presença de CO_2 e de CH_4 , que foram identificados somente por microespectrometria Raman (Fig. 9.5.a e b), indicando as densidades extremamente baixas desses componentes.

As Th's pela expansão da fase aquosa variam de 128,0 a 304,4°C, com moda entre 240 e 250°C. As TE's situam-se na faixa dos -31,9 aos -27,7°C, e indicam um sistema de composição predominantemente sódica.

As salinidades foram calculadas a partir da fusão do gelo, porque não houve deformação da bolha (indicativa da presença de clatrato) durante resfriamentos cíclicos. O rebaixamento do ponto triplo da água na presença do CO_2 (Hedenquist & Henley, 1985), entretanto, sugere que as temperaturas de fusão do gelo (Tfg's) medidas são menores do que as reais e, conseqüentemente, que as salinidades, entre 3,0 a 5,8% em peso NaCl equiv., estão superestimadas.

9.3.2. Estágio transicional

a) Bolsão de quartzo com siderofilita e topázio

Este litotipo foi extensivamente explorado na microtermometria em função do tamanho e quantidade das inclusões fluidas, que redundaram em grande facilidade de execução das medidas. Cinco campos em topázio e quatro em quartzo foram analisados, totalizando mais de 240 inclusões.

No topázio, as inclusões fluidas são aquosas bifásicas e multifásicas, com V_v/V_{IF} variável de 0,30 a 0,55. A presença de sólidos birrefringentes é muito comum, e seu número é de cerca de 1 a 4 por inclusão. A microespectrometria Raman em um deles demonstrou tratar-se calcita (Fig. 9.5.c).

Figura 9.5 - Espectros de efeito Raman demonstrando a presença de a) CO₂ e de b) CH₄ nas inclusões aquo-carbônicas secundárias do tipo 3 em quartzo do pegmatito (AM-213); c) de sólido presente em inclusão fluida aquosa multifásica no topázio do bucho de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A).

Durante o aquecimento, houve dissolução de 1 ou 2 sólidos em algumas inclusões, muito raramente de um terceiro sólido, mas a maioria deles permaneceu, embora sofrendo diversas dissoluções parciais ou reações, até os 600°C.

Com efeito, esse comportamento é esperado em vista da solubilidade retrógrada da calcita (*cf.* Holland 1967, Higgins 1985, Hedenquist & Henley 1985, Rimstidt 1997). A precipitação do mineral é governada pela temperatura, pH, pressão de CO₂ e salinidade da solução, podendo resultar da degaseificação ou do aumento de pH, por exemplo, conforme ilustra a reação

Segundo Ramboz *et al.* (1982), o *boiling* de soluções saturadas em um ou mais sólidos pode levar ao aprisionamento heterogêneo de quantidades variáveis desses sólidos, o que redundaria em acréscimo nas salinidades das inclusões com pouca mudança nas Th's. A ocorrência das menores temperaturas de fusão desses sólidos no mesmo intervalo das temperaturas de homogeneização da inclusão é um bom indício desse fenômeno (Ramboz *et al.* 1982).

A proporção variável de sólidos em inclusões fluidas distintas pode significar aprisionamento ocasional ou formação dos carbonatos como consequência da degaseificação de um sistema imiscível. Desse modo, as temperaturas de dissolução dos sólidos não representariam as salinidades reais do fluido original. Assim, as salinidades e as densidades calculadas a partir da fusão do gelo (T_{fg}) são tidas como mais apropriadas para a avaliação da evolução fluidal da amostra em apreço.

São identificadas três populações de inclusões aquosas no topázio, com base na sua distribuição espacial. As consideradas primárias, de ocorrência predominante em um dos cinco campos estudados, compreendem inclusões prismáticas longas orientadas paralelamente ao seu comprimento (Prancha 9.1.f). Possuem salinidades de 9,1 a 14,9% em peso NaCl equiv., com forte concentração entre 10 e 12%. O espectro TE's é amplo, dos -51,0 aos -26,8°C, com picos em -49 a -45°C e -37°C, mostrando a influência do cálcio e do ferro no sistema. As Th's, para o líquido e para o vapor, ocorrem dos 400 aos 506°C, com moda entre 450 e 490°C (Fig. 9.6.a, b e c).

A segunda população consiste da maioria das inclusões presentes no topázio. Compreende inclusões aquosas em cristais negativos, não orientadas, distribuídas em superfícies sinuosas (Prancha 9.1.g). Podem ser pseudo-secundárias ou secundárias, mas são sem dúvida posteriores às orientadas. Serão doravante tratadas como pseudo-secundárias.

Figura 9.6 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o vapor das inclusões aquosas hospedadas em topázio (AM-168A) do bucho de quartzo com siderofilita e topázio. Legenda conforme Fig. 9.6.a.

As salinidades dessa população estão na faixa dos 7,1 aos 12,2% em peso NaCl equiv., com pico bem definido entre 10 e 12%. Diferentemente das inclusões primárias, as pseudo-secundárias apresentam uma única faixa de predomínio para as TE's, entre -39 e -32°C, com moda em -37°C, embora seu espectro de variação seja igualmente amplo (-48,9 a -23,5°C). As Th's, para o líquido e para o vapor, ocorrem de 374,9 a 572,7°C, mas predominantemente entre os 400 e os 490°C, um espectro mais amplo que o da primeira população (Fig. 9.6.a, b e c).

Dentre as inclusões pseudo-secundárias foram identificadas apenas duas aquo-carbônicas (campo 4), com salinidades calculadas pela fusão do clatrato (Tfcl) em 7,1 e 8,1% em peso NaCl equiv. e temperatura de fusão do CO₂ (TfCO₂) de -61,3 °C. Sua presença demonstra a possibilidade de que outras inclusões dessa população também possam ter CO₂, em pequenas quantidades.

Inclusões aquosas secundárias, dispostas em planos, são menos freqüentes. Cobrem toda a faixa de salinidades observadas nas duas populações anteriores, sem pico definido. Suas TE's estão entre -47,1 e -25,8°C, com ligeira concentração entre -38 e -34°C. As Th's para o líquido são de 446,1 a 484,2°C, predominando entre 460 e 470°C (Fig. 9.6.a, b e c).

Nas três populações descritas no topázio, a variação de TE's se dá em condições de salinidade quase constante, com leve correlação negativa (Fig. 9.7). Fogem da regra raras inclusões, na maioria secundárias, cujas salinidades são maiores do que 14% em peso NaCl equiv..

Figura 9.7 - Diagrama de covariação salinidade versus temperatura do ponto eutético (TE) para o topázio (AM-168A) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio.

As temperaturas do ponto crítico calculadas foram, algumas vezes, menores do que as temperaturas de homogeneização, para o líquido e para o vapor. Isso parece indicar que, em algumas

inclusões, as salinidades foram subestimadas. Os poucos sólidos que dissolveram em temperaturas menores do que a T_h líquido-vapor podem sinalizar que a salinidade real do fluido é maior do que a calculada pela T_{fg} .

O quartzo coexistente com o topázio no bolsão de quartzo com siderofilita e topázio apresenta abundantes pequenas inclusões bifásicas e monofásicas, secundárias (Prancha 9.1.h). Ainda que se tenha procurado trabalhar em regiões intertrilhas, não é possível assegurar que quaisquer das populações estudadas sejam inequivocamente primárias.

A população com maior probabilidade de origem primária ocorre ao longo de planos que aparentam ser faces de crescimento do quartzo hospedeiro. Compreende inclusões aquosas e aquo-carbônicas pequenas a grandes, com grande variação da fração volumétrica da fase vapor (0,10 a 0,70) e da forma das inclusões (Prancha 9.2.a e b).

As aquosas são bifásicas e, menos freqüentemente, multifásicas. Quando multifásicas, possuem um a três sólidos que, da mesma forma que aqueles presentes no topázio, não dissolveram até os 600°C durante o aquecimento. As V_v/V_{lf} variam de 0,10 a 0,40. As salinidades são de 4,9 a 14,1% em peso NaCl equiv., com moda no intervalo de 13 a 14%. As T_E 's são de -41,3 a -31,9°C, concentrando-se na faixa dos -41 aos -38°C. As T_h 's para o líquido vão dos 97,6 aos 417,5°C, com sugestão de concentração no intervalo de 100 a 140°C (Fig. 9.8.a, b e c).

As aquo-carbônicas são bifásicas, trifásicas e multifásicas. Quando multifásicas, contêm um ou dois cristais de calcita (Fig. 9.9.a), que também não dissolveram durante o aquecimento. As proporções volumétricas da fase gasosa são de 0,35 a 0,70. As salinidades, calculadas a partir da T_{fcl} , são de 4,7 a 11% em peso de NaCl equiv., concentrando-se no intervalo de 10 a 11%. As temperaturas do ponto eutético variam de -48,3 a -24,8°C, sem pico definido. As T_h 's, pela expansão da fase aquosa e da fase carbônica, vão de 206,4 a 524,0°C, sem moda definida (Fig. 9.8.a, b e c).

A fase carbônica homogeneiza ($ThCO_2$), tanto para o líquido quanto para o vapor, entre 29,4 e 30,3°C. Além do CO_2 , apresenta traços de CH_4 (Fig. 9.9.b e c). A impureza da fase carbônica reflete-se nas T_{fCO_2} , no intervalo de -58,4 e -58,1°C (Fig. 9.10).

Figura 9.8 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio. Legenda conforme Fig. 9.8.a. Barras incolores – inclusões sem classificação.

Figura 9.9 - Espectros de efeito Raman de a) sólido em inclusão aquo-carbônica primária hospedada no quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168C); b) e c) dos gases presentes na fase gasosa das inclusões aquo-carbônicas.

Dos outros três campos estudados na amostra, dois consistem de inclusões aquosas e aquo-carbônicas coexistentes, enquanto que o terceiro possui apenas inclusões aquosas. São todas consideradas secundárias e tratadas conjuntamente. Os histogramas dos dados microtermométricos são apresentados para os três campos, na Fig. 9.8, como inclusões aquosas e aquo-carbônicas secundárias.

As inclusões aquosas dos dois campos em que elas coexistem com aquo-carbônicas são bifásicas e multifásicas com um a três sólidos. Em ambos as inclusões são de tamanhos e formas variados, bem como as bolhas, que ocupam 10 a 50% das inclusões. As salinidades variam de 6,7 a 16,7% em peso NaCl equiv., com pico dos 12 aos 16%. As TE's são de -49,9 a -21,8, com predomínio no intervalo de -46 a -38°C. Há grande espalhamento das Th's para o líquido, desde 102,2 a 388,5°C, com sugestão de concentração entre os 130 e os 160°C.

Figura 9.10 - Temperaturas de fusão do CO₂ (TfCO₂) das inclusões aquo-carbônicas hospedadas no quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio. Barras: verde-escuras – aquo-carbônicas primárias; verde-claras – aquo-carbônicas secundárias.

As aquo-carbônicas são bifásicas, muito raramente trifásicas e multifásicas, no último caso com apenas um sólido. A fração volumétrica da fase vapor varia de 0,35 a mais de 0,90. As salinidades, estimadas pelas Tfcls, são de 6,1 a 15,4% em peso NaCl equiv., sem moda definida, da mesma forma que as TE's e que as Th's, na maioria pela expansão da fase aquosa, que oscilam de -37,6 a -27,0°C e de 234,4 a 409,8°C, respectivamente. As Th's pela expansão da fase gasosa das inclusões com maiores proporções volumétricas da fase vapor não foram obtidas dadas as dificuldades de observação da temperatura exata em que a bolha atinge a parede da inclusão.

Uma discreta impureza da fase carbônica é denunciada pelas TfCO₂, concentradas entre –

58,6 e -57,8°C (Fig. 9.10). Foram observadas homogeneizações do CO₂ para o gás entre 15,9 e 26,0°C (ThCO₂).

Tanto as aquo-carbônicas consideradas primárias quanto aquelas tidas como secundárias pertencem ao tipo 'alta X_{H2O}', de Diamond (1994, 2001).

Por fim, as inclusões aquosas sem aquo-carbônicas associadas apresentam bolhas de tamanho menos variável (10 a 30% da inclusão). Ocorrem como pequenas inclusões quadrangulares ou retangulares, bifásicas e multifásicas com até dois sólidos. Suas salinidades variam de 9,5 a 14,6% em peso NaCl equiv., com moda entre 13 e 14%. As TE's são espalhados dos -48,8 aos -26,3°C, sem pico definido, da mesma forma que as Th's para o líquido, observadas entre 104,7 e 305,1°C.

O conjunto das inclusões estudadas no quartzo exibe boa correlação negativa dos seus valores de salinidade e de TE (Fig. 9.11).

Figura 9.11 - Diagrama de covariação salinidade *versus* temperatura do ponto eutético (TE) para o conjunto das inclusões estudadas no quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio.

b) Topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular

Foram analisados dois campos em topázio e quatro campos em quartzo, totalizando 40 e 155 inclusões fluidas, respectivamente.

O topázio possui abundantes *silicate-melt inclusions*. Caracterizam-se por formas equidimensionais quadrangulares a prismáticas longas, ou tubulares, desde pequenas até grandes, com bolhas de vapor/gás e/ou líquido de tamanhos variáveis (Prancha 9.2.c). Na fase sólida, a espectrometria Raman identificou picos em 407, 560, 937 e 985 cm⁻¹, atribuíveis ao efeito Raman do

topázio, e outros em 463, 1159 e 1223 cm^{-1} , típicos do quartzo.

A fase fluida pode ser monofásica ou bifásica. Se monofásica, é de vapor ou gás. Quando bifásica, é constituída por uma fase líquida e uma pequena bolhas de gás/vapor.

Quanto à composição, podem ser aquosas ou, predominantemente, aquo-carbônicas. As salinidades calculadas a partir das T_{fg} 's ou das T_{fcl} 's, nos casos em que a fase fluida permitiu medidas microtermométricas, é de 10,0 a 15,2% em peso NaCl equiv., nas aquo-carbônicas, e de cerca de 1% nas aquosas, sempre coerentes com aquelas das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas coexistentes. A TE foi estimada em apenas uma *silicate-melt inclusion* aquosa, em $-27,1^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9.12.a e b), indicando composição sódica para o fluido mais primitivo.

As T_{fCO_2} nas *silicate-melt inclusions* aquo-carbônicas são de $-57,2/-57,1^{\circ}\text{C}$ a $-56,7^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9.13.a). O CH_4 acompanha o CO_2 .

Além das *melt inclusions*, o topázio hospeda inclusões fluidas aquo-carbônicas primárias, predominantemente, e aquosas. As aquo-carbônicas são bifásicas e multifásicas, podendo ter até dois sólidos que, na grande maioria, não dissolveram no aquecimento até 600°C . Via de regra possuem formas prismáticas curtas, constituindo cristais negativos, mas feições de *necking down* são encontradas. As bolhas têm volumes desde 10 até 90% da inclusão, mas algumas com mais de 90% de gás, praticamente monofásicas, também estão presentes (Prancha 9.2.d).

As inclusões aquo-carbônicas ocorrem em um intervalo de salinidades de 2,2 a 13,2% em peso NaCl equiv., predominando dos 5 aos 11%. As TE's são de $-32,6$ a $-24,8^{\circ}\text{C}$, concentrando-se entre -27 e -25°C . As Th's pela expansão da fase aquosa ou carbônica, vão de $336,6$ a $423,8^{\circ}\text{C}$, com pico entre 340 e 370°C (Fig. 9.12.a, b e c). Suas T_{fCO_2} de $-57,0$ até $-56,7^{\circ}\text{C}$ revelam a presença de quantidades variáveis e pequenas de CH_4 (Fig. 9.13.a, b e c).

As poucas inclusões aquosas observadas no topázio possuem salinidades de 0,5 a 1,8% em peso NaCl equiv., TE's da ordem de -42°C e Th's para o líquido de $211,3$ a $352,8^{\circ}\text{C}$. Dada a escassez de dados, não foi possível estabelecer as faixas de predomínio dessas grandezas.

Figura 9.12 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o vapor/gás das inclusões aquosas e aq-carbônicas hospedadas em topázio e quartzo do topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35). Legenda conforme Fig. 9.12.a.

Figura 9.13 - a) Histograma das temperaturas de fusão do CO_2 (TfCO_2) das inclusões aquo-carbônicas hospedadas em topázio e quartzo. Espectros de efeito Raman demonstrando a presença b) do CO_2 e c) do CH_4 nas inclusões aquo-carbônicas hospedadas em topázio. Dados relativos ao topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35).

Dos quatro campos estudados no quartzo, um único contém inclusões aquo-carbônicas e aquosas coexistentes (campo 5). Observam-se nesse campo pelo menos três populações de inclusões. A primeira delas, considerada primária, compreende uma larga faixa que atravessa o cristal de uma borda a outra e possui inclusões aquosas, denominadas populações aquosas 1 e 2, e aquo-carbônicas, coexistentes (Prancha 9.2.e).

A população aquosa 1 consiste de um pequeno grupo de inclusões, ocasionalmente com pequenas quantidades de CO_2 identificado por microespectrometria Raman, de distribuição localizada. Essas inclusões possuem $V_{\text{v/g}}/V_{\text{li}}$ variável de 0,10 a 0,30. As salinidades consistentes entre 3,6 e 8,2% em peso NaCl equiv., concentram-se discretamente dos 5 aos 8%. As TE's variam de $-40,3$ a $-33,6^\circ\text{C}$, sem moda significativa (Fig. 9.12.a e b). Infelizmente, não foram obtidos dados de Th para essa população.

A população aquosa 2 é tida como cogenética à 1, porém aparenta ter sofrido modificação pela superposição de um trilha. Compreende inclusões bem formadas, quadrangulares ou retangulares, com bolhas de volumes extremamente variáveis (10 a mais de 90% da inclusão). As salinidades da população aquosa 2 ocorrem desde os 0,3 até os 22,0% em peso NaCl equiv., com predomínio entre 0 e 2%. Os valores de TE são espalhados desde os $-52,4$ até os $-26,5^\circ\text{C}$, não permitindo a identificação de qualquer concentração. As Th's para o líquido, ocasionalmente para o vapor, vão de $111,8$ a $331,9^\circ\text{C}$, com sugestão de pico entre 310 - 320°C . As duas populações são consideradas primárias e contemporâneas à população de inclusões aquo-carbônicas, descrita a seguir.

As inclusões aquo-carbônicas hospedadas no quartzo também são quadrangulares ou retangulares, bem formadas, e têm bolhas com 30 a 90% do volume da inclusão (Prancha 9.2.e). As salinidades, estimadas pelas TfcI's, são de 5,1 a 8,5% em peso NaCl equiv., e as Th's, quando possível a medida, são de $355,2$ a $378,6^\circ\text{C}$, para o líquido. Mediu-se uma única TE em $-28,1^\circ\text{C}$ (Fig. 9.12.a, b e c). Dióxido de carbono e traços de CH_4 (Fig. 9.14.a e b) foram identificados por microespectrometria Raman nessa população, em que os valores de TfcO₂ ocorrem entre $-57,5$ e $-57,2^\circ\text{C}$ (Fig. 9.13.a).

Figura 9.14 - Espectros de efeito Raman da fase gasosa das inclusões aquo-carbônicas hospedadas no quartzo mostrando a presença de a) CO₂ e b) de CH₄. c) Diagrama de co-variação da salinidade *versus* a temperatura do ponto eutético (TE) da totalidade das inclusões analisadas na amostra. Dados relativos ao topázio-siderofilita-quartzo greisen acamadado (AM-35).

As inclusões aquosas secundárias identificadas no campo 5 distribuem-se em trilha intragranular do centro à borda do quartzo. Diferenciam-se das demais pelo tamanho diminuto, formas retangulares ou semi-retangulares, e constância do volume da bolha em cerca de 10 a 20% da inclusão. Suas salinidades variam de 0,2 a 2,1% em peso NaCl equiv., concentradas entre 1 e 2%, e suas temperaturas de aprisionamento, que estão entre as mais baixas encontradas no quartzo, variam de 102,5 a 285,7°C, com moda dos 130 aos 140°C (Fig. 9.12.a e c).

Outra população de inclusões aquosas, possivelmente pseudo-secundárias, ocorre como cristais negativos em um plano intragranular, no campo 3 (Prancha 9.2.f). São bifásicas e multifásicas, com até dois sólidos, e V_v/V_{lf} variável de 0,05 a 0,40. Suas salinidades são de 1,7 a 12,9% em peso NaCl equiv., mas concentram-se fortemente entre 10 e 11%. As TE's variam de -53,3 a -28,1°C, com faixa de predomínio dos -42 aos -40°C. As homogeneizações são para o líquido, entre 127,2 e 423,6°C, mas preferencialmente dos 330 aos 370°C. Aquosas secundárias ocorrem nesse campo, com a mesma faixa de salinidades, mas com valores de TE entre -42,8 e -23,1°C. As Th's para o líquido são significativamente menores, com moda em 140-150°C (Fig. 9.12.a, b e c). Apresentam V_v/V_{lf} constante em 0,15.

Cabe ressaltar que inclusões monofásicas aquosas são comuns em todos os campos do quartzo nessa amostra.

Na totalidade das inclusões estudadas no topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular, observa-se que as TE's das aquo-carbônicas, especialmente aquelas hospedadas em topázio, exibem, grosso modo, correlação positiva com os valores de salinidade, enquanto que as aquosas, predominantes no quartzo, mostram variação do eutético em condições de salinidade razoavelmente estável, havendo leve correlação negativa se consideradas as primárias (Fig. 9.14.c).

c) Granito albitizado salmão

Dois campos em cristais distintos de quartzo foram analisados nesta amostra, totalizando cerca de 80 inclusões. São essencialmente aquosas bifásicas, com raríssimos casos de ocorrência de sólidos. Monofásicas aquosas são comuns, bem como *melt inclusions*.

As *melt inclusions* são as mais antigas. Medidas de T_{fg} em inclusões aquosas bifásicas incluídas nessas *melts* revelaram salinidades altas em relação às demais inclusões presentes no campo, de 9,7 e 11,3% em peso NaCl equiv., e podem representar os fluidos aquosos mais precoces que coexistiram

com o quartzo.

As inclusões aquosas bifásicas possuem traços de CO₂ detectados por microespectrometria Raman (Fig. 9.15). O tamanho extremamente reduzido dos picos do CO₂ nessas inclusões, que não chegam a diferir por 30 unidades de contagem em relação ao *background*, constitui forte indício de que as mesmas pertencem ao tipo composicional 'X_{H2O} muito alta' de Diamond (2001), tendo-se como critério de comparação os picos do mesmo gás obtidos nas populações de inclusões aquo-carbônicas das amostras previamente descritas e suas respectivas concentrações de CO₂. Embora o clatrato possa formar-se, o gelo é sempre a última fase a fundir no sistema (Diamond, 2001), e essa mudança de fase (T_{fg}) foi utilizada para o cálculo da salinidade do fluido. Todavia, os valores das salinidades assim obtidos possivelmente estão superestimados, dada a influência da presença do CO₂ no rebaixamento do ponto triplo da água (Hedenquist & Henley, 1985).

Figura 9.15 - Espectro de efeito Raman da fase gasosa de inclusão aquo-carbônica bifásica hospedada em quartzo do granito albitizado saimão (AM-14B).

Inclusões que constituem estruturas similares a bolsões (Prancha 9.2.g e h) foram consideradas primárias, enquanto que aquelas concentradas em trilhas ou faixas intragranulares são tidas como pseudo-secundárias. À parte essas características de distribuição e os valores de T_h, ambas as populações assemelham-se no que diz respeito à grande variação da fração volumétrica da fase vapor, que é de 0,10 a mais de 0,90, e nas faixas de predomínio de salinidades, que são de 2 a 4% em peso NaCl equiv. para as primárias e de 1 a 3% para as pseudo-secundárias (Fig. 9.16.a).

A faixa de T_E's observadas é de -46,6 a -31,3°C, com concentração de -38 a -31°C, o que indica composição do fluido no sistema NaCl6CaCl₂6FeCl₂ (Fig. 9.16.b). Observa-se, de modo geral, correlação negativa dos valores de salinidade com os de T_E (Fig. 9.17).

Figura 9.16 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético, e c) temperatura de homogeneização para o líquido ou para o gás/vapor das inclusões aquosas hospedadas em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B). Legenda conforme Fig. 9.16.a.

Figura 9.17 - Diagrama de covariação da salinidade *versus* a temperatura do ponto eutético (TE) para as inclusões aquosas primárias e pseudo-secundárias hospedadas em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B).

9.3.3. Estágio pós-magmático

Ao estágio pós-magmático foi atribuída a gênese de todos os sistemas *stockwork* e de veios analisados neste estudo.

a) *Stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*

Um campo em topázio e dois em quartzo foram estudados nesta amostra, perfazendo 38 e 53 inclusões medidas, respectivamente.

No topázio, há uma população de inclusões aquo-carbônicas, além de inclusões aquosas e de *melt inclusions*.

As aquo-carbônicas têm formas de cristais negativos de seção prismática curta ou semi-triangular e distribuição aleatória no topázio hospedeiro, porém são comuns feições pronunciadas de *necking down* (Prancha 9.3.a e b). Os conteúdos de gases contaminantes do CO₂ são variáveis, conforme demonstram os valores de TfCO₂ no intervalo de -57,8 e -56,6°C (Fig. 9.18). As frações molares do CO₂ presentes nessas inclusões, quando foi possível sua determinação, permitem incluí-las no sistema do tipo 'alta X_{H2O}' de Diamond (1994, 2001).

Figura 9.18 - Histograma das temperaturas de fusão do CO₂ (TfCO₂) nas inclusões aquo-carbônicas hospedadas no topázio do *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* (AM-130).

As inclusões aquo-carbônicas são principalmente bifásicas e possuem V_g/V_{IF} de 0,20 a 0,55. As salinidades, calculadas pela T_{fcl} , ocorrem desde 1,8 até 11,8% em peso NaCl equiv., com moda entre 4 e 7%. As TE 's situam-se em um intervalo restrito (-36,5 e -32,8°C, com pico entre -35 e -34°C) diferentemente de todas as populações de inclusões descritas até o momento. As Th 's, pela contração e expansão da fase carbônica, foram observadas entre 364,8 e 445,2°C (Fig. 9.19.a, b e c).

As inclusões aquosas coexistentes com as aquo-carbônicas foram subdivididas em dois tipos. O primeiro compreende um pequeno grupo de cerca de oito inclusões, de distribuição localizada, ovaladas a retangulares, pequenas e bem formadas, com V_v/V_{IF} constante (0,15), cuja característica típica é a presença de mais de um sólido (multifásicas), que não dissolveram até 600°C (Prancha 9.3.c). Suas salinidades são de 5,8 a 21,6% em peso de NaCl equiv., mais comumente de 5 a 12%, seus TE 's de -48,0 a -42,3°C e os Th 's de 360,3 a 431,5°C, com sugestão de predomínio entre 360 e 410°C (Fig. 9.19.a, b e c).

As aquosas do tipo 2 diferem das primeiras pela distribuição aleatória, pelo tamanho maior e pela menor frequência de sólidos, sendo na maior parte bifásicas com pequena variação da V_v/V_{IF} (0,15 a 0,25). Seu espectro de salinidades é mais restrito (6,8 a 11,9% em peso NaCl equiv.), com predomínio entre 6 a 8%. As TE 's pertencem à mesma faixa de variação observada para o tipo 1, enquanto que as Th 's para o líquido exibem espalhamento em direção a temperaturas menores (272,4 a 422,9°C) (Fig. 9.19. a, b e c).

Figura 9.19 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético (TE), e c) temperatura de homogeneização (Th) para o líquido ou para o vapor/gás das inclusões aquosas e aquo-carbônicas hospedadas em topázio e quartzo do veio de topázio-siderofilita-quartzo greisen (AM-130). Legenda conforme Fig. 9.19.a.

Cabe ressaltar a nítida diferença dos valores de TE das inclusões aquo-carbônicas em relação às aquosas (Fig. 9.19.b). Nas últimas, esses valores apontam fortemente a presença constante do Ca^{+2} no sistema, enquanto que para as aquo-carbônicas os valores de TE podem estar sendo influenciados pela presença de clatratos.

No quartzo, é marcante a abundância de inclusões compostas. Essas compreendem um ou mais sólidos aprisionados conjuntamente com bolhas gasosas, localizadas na superfície do conjunto em posição que sugere o escape iminente dessa fase durante o aprisionamento (Prancha 9.3.d), ou ainda com porções de líquido. Se líquida, a fase fluida tem as mesmas características microtermométricas das inclusões aquosas coexistentes.

As inclusões aquosas primárias são cogenéticas às inclusões compostas. São bifásicas e multifásicas, pequenas e retangulares, com V_v/V_{lf} variáveis dos 0,10 ao 0,70, predominando as de 0,10. Monofásicas são comuns, sugerindo a presença de *necking down* em alguns casos. As salinidades variam de 2,3 a 17,7% em peso NaCl equiv., com moda entre 6 e 9%. As TE's cobrem um espectro de -51,3 a -11,7, com pico em -34 a -33°C, demonstrando variações de composição do fluido no sistema NaCl-CaCl₂-FeCl₂-KCl. Th's, para o vapor e para o líquido, foram observadas desde 134,0 até 435,0°C, mas são predominantemente maiores do que 320°C (Fig. 9.19.a, b e c).

Também existem inclusões aquosas secundárias, cuja fase vapor ocupa até 90% do volume da inclusão. As salinidades são mais baixas, variando entre 0,7 e 6,1% em peso NaCl equiv., com predomínio entre 0 e 1%. As TE's e as Th's são espalhadas dos -47,2 aos -24,8°C e dos 124,2 aos 415,1°C, respectivamente, sendo mais comuns homogeneizações acima dos 300°C, algumas para o vapor (Fig. 9.19.a, b e c).

b) Veio de quartzo e cassiterita

Esta amostra consiste de quartzo leitoso com profusão de inclusões monofásicas e bifásicas aquosas, que configuram verdadeiras nuvens turvas. Dada a dificuldade de seleção de uma região apropriada, foi possível analisar apenas um campo, em que 38 inclusões foram medidas.

Estão presentes duas populações de inclusões aquosas bifásicas. A primeira, considerada primária (tipo 1), compreende a maioria das inclusões, caracterizadas pela morfologia de cristais negativos, bem como pela variação V_v/V_{lf} entre 0,10 e mais de 0,90 (Prancha 9.3.e e f). As salinidades calculadas pelos Tfg's situam-se no intervalo de 0,3 a 7,0% em peso NaCl equiv.,

predominando na faixa de 0 a 3%. As TE's são consistentes entre -31 e -26°C , com raros valores maiores. Embora ocorram em um espectro espalhado de $153,4$ a $375,4^{\circ}\text{C}$, as Th's também possuem moda marcada, entre 320 e 380°C (Fig. 9.20.a, b e c). As homogeneizações ocorrem para o líquido e para o vapor.

A outra população, também primária (tipo 2), consiste de pequenas inclusões aquosas multifásicas, quadrangulares, esparsas, com V_v/V_l constante entre $0,10$ e $0,20$ e pelo menos 2 a 3 sólidos por inclusão. Caracterizam-se por salinidades mais elevadas ($2,0$ a $14,4\%$ em peso NaCl equiv.), e tanto TE's ($-47,4$ a $-28,0^{\circ}\text{C}$) quanto Th's ($110,3$ a $176,7^{\circ}\text{C}$) mais baixas do que a população anterior (Fig. 9.20.a, b e c). A composição do fluido é tida como variável, nos sistemas $\text{CaCl}_2\pm\text{NaCl}$ e $\text{NaCl}\pm\text{KCl}$.

c) Veio de quartzo estéril

Duas populações hospedadas em quartzo, totalizando 33 inclusões medidas, foram analisadas em um único campo nesta amostra.

A população de inclusões aquosas primárias ocorre segundo as faces de crescimento do quartzo, em suas terminações piramidais (Prancha 9.3.g). Consiste de inclusões predominantemente bifásicas, mas também multifásicas, com proporções volumétricas da fase vapor variáveis de $0,10$ a $0,70$, mas predominantemente menores do que $0,40$ (Prancha 9.3.h). Suas salinidades variam de $1,7$ a $5,5\%$ em peso NaCl equiv., concentrando-se fortemente entre 1 e 3% . Os valores de TE situam-se na faixa de $-42,1$ a $-34,8^{\circ}\text{C}$, preferencialmente entre -40 e -35°C , indicando variações composicionais no sistema $\text{CaCl}_2+\text{FeCl}_2+\text{NaCl}$, enquanto que os de Th, para o líquido e para o vapor, oscilam de $145,6$ a $415,2^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9.21.a, b e c).

A população de aquosas secundárias, situadas ao longo de discretas trilhas, compreende inclusões bifásicas com bolhas de, no máximo, 10% do volume da inclusão, freqüentemente meta-estáveis. Suas salinidades estão restritas ao intervalo de $14,8$ a $18,9\%$ em peso NaCl equiv. e suas TE's são todas do sistema cálcico ($-57,9$ a $-47,0^{\circ}\text{C}$). Também as Th's, para o líquido, ocorrem numa faixa estreita ($94,2$ a $147,4$) (Fig. 9.21.a, b e c).

Figura 9.20 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético (TE), e c) temperatura de homogeneização (Th) para o líquido ou para o vapor das inclusões aquosas hospedadas em quartzo do veio de quartzo e cassiterita (AM-131). Legenda conforme Fig. 9.20.a.

Figura 9.21 - Histogramas dos dados microtermométricos de a) salinidade, b) temperatura do ponto eutético (TE), e c) temperatura de homogeneização (Th) para o líquido ou para o vapor das inclusões aquosas hospedadas em quartzo do veio de quartzo estéril (AM-159). Legenda conforme Fig. 9.21.a.

9.4. A evolução dos fluidos no sistema *greisen* do Maciço Granítico Santa Bárbara

9.4.1. Estágio magmático

a) Albita-microclínio granito branco

No topázio do albita-microclínio granito branco foram observadas inclusões aquo-carbônicas secundárias com grandes variações nas proporções volumétricas da fase gasosa. Essas inclusões ocorrem associadas nas mesmas regiões (trilhas) da amostra, o que indica aprisionamento contemporâneo, um dos critérios apontados por Ramboz *et al.* (1982) como indicativo de imiscibilidade.

Outro critério importante, relativo às inclusões que aprisionaram os termos extremos representativos das fases imiscíveis, é que esses dois tipos de inclusões devem sofrer homogeneização no mesmo intervalo de temperaturas, em um dos tipos para o líquido (ou expansão da fase aquosa) e, no outro, para o vapor (ou expansão da fase gasosa) (Ramboz *et al.* 1982). Adicionalmente, Roedder (1984) mostra que essas temperaturas seriam as mínimas obtidas a partir de um grande número de medidas, e representariam as condições reais de aprisionamento. Esse critério é obedecido pelas inclusões presentes no topázio, embora a homogeneização pela expansão da fase carbônica, quando pôde ser observada, apresente algumas incertezas, sendo muitas vezes superestimada.

Vários autores (Ramboz *et al.* 1982, Pichavant *et al.* 1982, Bowers & Helgeson 1983, Bodnar & Vityk 1993, Wilkinson 2001, entre outros) também mostram que a imiscibilidade de um sistema composto por H_2O - CO_2 - $NaCl$ daria origem a fluidos com densidades e composições contrastantes, em virtude da partição dos solutos para a fase líquida durante o processo de imiscibilidade: fases essencialmente aquosas, pobres em voláteis e enriquecidas em sais dissolvidos, e fases ricas em CO_2 de baixa salinidade. Essas relações, de um modo geral, também são observadas nas inclusões fluidas do topázio (Fig. 9.22.c).

Figura 9.22 – a) V_{vg}/V_{IF} versus Th , b) salinidade versus Th , c) V_{vg}/V_{IF} versus salinidade do albita-microclínio branco (AM-134).

Higgins (1985) enfatiza que as inclusões aprisionadas a partir de sistemas imiscíveis devem homogeneizar sobre a curva *solvus* definida para a composição específica do fluido, nas condições de aprisionamento, representada no diagrama Th *versus* XCO₂. No caso das inclusões presentes no topázio, poucos dados de XCO₂ puderam ser obtidos, uma vez que elas pertencem ao sistema classificado como alta XH₂O (Diamond 1994, 2001). Desse modo, ao invés de XCO₂, foi utilizada, como uma aproximação, a variação da proporção volumétrica da fase gasosa na confecção do diagrama representativo da *solvus* (Fig. 9.22.a). Mesmo considerando-se as imprecisões existentes na determinação dessas proporções volumétricas, dadas, entre outros fatores, pela sua observação bidimensional (Bodnar *et al.* 1985), o diagrama Th *versus* V_{gR}/V_{lR} mostra que as homogeneizações, tanto pela contração como pela expansão da fase carbônica, delimitam uma curva de imiscibilidade.

A partir de todas as considerações acima, pode-se concluir que as inclusões aquo-carbônicas secundárias presentes no topázio foram aprisionadas a partir de um sistema imiscível (H₂O+CO₂+sais) em temperaturas da ordem de 350/370°C (temperaturas mínimas de homogeneização).

No quartzo do albita-microclínio granito branco, as inclusões primárias (tipo 1) e aquo-carbônicas coexistentes também situam-se sobre a mesma curva *solvus* delimitada pelas do topázio, sugerindo também a presença de imiscibilidade ao redor de 350/370°C. No entanto, no que diz respeito às salinidades, a premissa indicativa de imiscibilidade não é obedecida, mostrando que outros processos podem estar associados, tais como modificações, misturas e reequilíbrios posteriores.

Esses dados parecem sugerir que, durante algum episódio de reequilíbrio do quartzo, suas inclusões primárias tenham sido modificadas pelos fluidos imiscíveis secundários aprisionados no topázio. Desse modo, pode ter sido eliminado qualquer registro do fluido primário original.

A tendência evolutiva em direção a temperaturas baixas (<230°C) indica o aumento da salinidade (Fig. 9.22.b). Esses fluidos tardios apresentam sempre salinidades superiores a 14% em peso NaCl equiv. e TE's indicativas da presença do cálcio (Fig. 9.2.a e b).

A incidência de processos posteriores de mistura desses fluidos com outros aquosos, menos salinos, abaixo da curva *solvus* do sistema H₂O-CO₂-sais, não pode ser descartada. Esses fluidos aquosos pouco salinos estão representados nas inclusões aquosas secundárias preservadas no quartzo.

Haja vista a morfologia das inclusões presentes no topázio, sugestivas de origem secundária, toda a evolução fluidal discutida acima é tida como secundária, desenvolvida em condições *subsólidas*. Como as inclusões aquosas primárias dos tipos 1 e 2, bem como as secundárias e as aquo-carbônicas primárias no quartzo, distribuem-se primordialmente no entorno de inclusões sólidas, freqüentemente de mica, parece provável que a alteração desses minerais pela circulação de fluidos hidrotermais seja responsável também pelo reequilíbrio ou mesmo geração dessas inclusões espacialmente associadas.

b) Pegmatito

Todas as populações de inclusões preservadas no quartzo desta amostra são aparentemente secundárias. A presença comum de fraturas preenchidas com muscovita no feldspato alcalino coexistente com o quartzo analisado constitui forte evidência de que o fluido trapeado nessas inclusões está relacionado a esta alteração pós-magmática.

Com exceção da população 3, esse fluido é essencialmente aquoso, de baixa salinidade (população 2; Fig. 9.4.b), com temperaturas de homogeneização no intervalo de 330 a 370°C (população 1) e de 230 a 300°C (população 2; Fig. 9.4.a).

A população 3, de aquo-carbônicas, tem temperaturas de homogeneização de 230 a 310°C, em grande parte coincidentes com aquelas da população 2. Suas inclusões possuem proporções variáveis da fase gasosa, o que seria indicativo de imiscibilidade.

A distribuição dos seus pontos no diagrama *T_h versus salinidade* (Fig. 9.23.b), onde observa-se diminuição da salinidade com a temperatura, indica aprisionamento de uma solução de baixíssima salinidade e baixa pressão de CO₂ em imiscibilidade, conforme exemplificado por Hedenquist & Henley (1985) e Wilkinson (2001). Nesses casos, a perda preferencial do CO₂ para a fase gasosa com a continuidade do processo de imiscibilidade elimina a influência do CO₂ na depressão das *T_{fg}*'s, resultando num aparente decréscimo de salinidade.

Assim, a muscovitização pós-magmática parece ser devida principalmente à presença de fluidos aquosos pouco salinos, com influência meteórica, trapeados no intervalo de 370-230°C, embora não possa ser descartada a influência dos fluidos aquo-carbônicos, em *boiling*, de provável origem magmática, aprisionados em temperaturas ao redor de 230/250°C.

Figura 9.23 – a) V_{vlg}/V_{IF} versus Th , b) salinidade versus Th , c) V_{vlg}/V_{IF} versus salinidade do pegmatito (AM-213).

9.4.2. Estágio transicional

a) Bolsão de quartzo com siderofilita e topázio

As inclusões aquosas primárias e pseudo-secundárias no topázio desta amostra apresentam um intervalo de temperaturas de homogeneização entre 400 e 510°C (Fig. 9.6.c).

A presença abundante de calcita indica a existência pregressa de quantidades variáveis de CO₂ dissolvido no fluido. Processos como a degaseificação desse CO₂, a mudança do pH ou o decréscimo da salinidade podem ter sido responsáveis pela significativa precipitação de calcita (Holland 1967, Higgins 1985, Hedenquist & Henley 1985, Rimstidt 1997).

A evolução por degaseificação (desmistura) do CO₂ é favorecida por diversos fatores: 1) as salinidades de ambas gerações de inclusões no topázio são pouco variáveis (Fig. 9.1.a); 2) a presença de raras inclusões pseudo-secundárias com CO₂ gasoso, identificado por meio da formação de clatratos durante o resfriamento; 3) fluidos aquosos e aquo-carbônicos desmisturados estão presentes no quartzo coexistente com o topázio.

Essa imiscibilidade, próxima ao ponto crítico, explica a variação restrita da V_v/V_{lf} e da salinidade. O *trend* observado no diagrama salinidade *versus* Th (Fig. 9.24.a) é dado pela diminuição irreal da salinidade com a temperatura pela remoção do CO₂ da fase fluida, posto que ele deixa de rebaixar o ponto triplo da água (Hedenquist & Henley 1985, Wilkinson 2001).

No quartzo coexistente com o topázio, as poucas inclusões aquo-carbônicas predominam no intervalo térmico entre cerca de 370 e 520°C (Fig. 9.8.c). Apesar da grande variação de V_v/V_{lf} entre elas e as aquosas coexistentes, não pode-se assegurar que tenha havido indubitavelmente a imiscibilidade com base no diagrama Th *versus* V_v/V_{lf} (Fig. 9.25), dado o provável mascaramento do *trend* devido à evolução posterior do fluido.

Predominam no quartzo inclusões aquosas secundárias. A maior parte dessas inclusões têm salinidades maiores do que as do topázio (compare Figs. 9.6.a e 9.8.a) e temperaturas de homogeneização relativamente baixas (Fig. 9.8.c). No diagrama salinidade *versus* Th (Fig. 9.24.b) há uma grande dispersão de pontos. A mistura de fluidos é sugerida pela correlação negativa no diagrama salinidade *versus* TE (Fig. 9.11).

Figura 9.24 – Diagrama salinidade *versus* Th das inclusões fluidas aquosas e aquo-carbônicas presentes no a) topázio e b) no quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A e AM168C, respectivamente).

Figura 9.25 – Diagrama T_h versus $V_{v/g}/V_{IF}$ para as inclusões aquosas e aquo-carbônicas presentes no quartzo (AM-168C) do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio.

No conjunto, o bolsão de quartzo com siderofilita e topázio parece refletir a evolução de fluido aquo-carbônico via imiscibilidade, com posterior abertura do sistema, possivelmente em diversos pulsos, e entrada de fluidos menos salinos, possibilitando mistura de fluidos abaixo da curva *solus* do sistema H_2O-CO_2 -sais, responsável pela extrema dispersão dos pontos analíticos no diagrama T_h versus salinidade (Fig. 9.24.b).

b) Topázio–siderofilita–quartzo *greisen* tabular

No topázio do *greisen* tabular são comuns as *silicate-melt inclusions*. Aquo-carbônicas primárias também são abundantes e, subordinadamente, existem as inclusões aquosas. Essa associação marca uma evolução desde temperaturas magmáticas, com coexistência de fundido e fluido magmáticos, até condições *subsolidus*.

Há grande variação volumétrica da fase gasosa presente nas inclusões no topázio. Porém, as salinidades das inclusões aquosas, muito inferiores às das aquo-carbônicas coexistentes, não satisfaz a premissa de partição de solutos para a fase aquosa durante a imiscibilidade (*cf.* Pichavant *et al.* 1982, entre outros). Da mesma forma, a distribuição dos pontos relativos às inclusões aquo-carbônicas no diagrama T_h versus $V_{v/g}/V_{IF}$ não delineia uma curva *solus* (Fig. 9.26.b).

Figura 9.26 – Diagramas de a) salinidade e b) V_{vlg}/V_{IF} versus Th das inclusões aquosas e aquo-carbônicas, primárias e secundárias, do topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35).

Todavia, as tendências observadas no diagrama Th *versus* salinidade (Fig. 9.26.a) são análogas àquela definida por Hedenquist & Henley (1985) para a imiscibilidade seguida de mistura em sistemas de alto conteúdo de gases, em que a diminuição da salinidade no intervalo entre 420 e 330°C, nessa amostra, representaria a imiscibilidade, e o *trend* vertical na extrema esquerda do diagrama representa a mistura, ou mesmo o próprio extremo final, aquoso, de origem meteórica, de baixa salinidade, envolvido no processo.

O fluido aquoso da população pseudo-secundária do campo 3, aprisionado no quartzo, parece ser representativo do extremo aquoso salino resultante do processo de imiscibilidade. Sua dispersão rumo às temperaturas e salinidades mais baixas representa a diluição desse fluido.

A coexistência de dois fluidos, de densidades diferentes, à mesma temperatura, é comprovada no diagrama da Fig. 9.27.b.

c) Granito albitizado salmão

No granito albitizado salmão estão representados fluidos aquosos, com concentrações traço de CO₂, de baixa salinidade. A presença do CO₂, bem como a superposição das maiores Th's dessas inclusões com aquelas que definem o *trend* de imiscibilidade identificado no topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular, permitem supor uma vinculação com a evolução dos fluidos aprisionados nesse *greisen*. As inclusões aquosas aprisionadas no granito albitizado salmão podem corresponder aos fluidos aquo-carbônicos de origem magmática, identificados no topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular, diluídos pela mistura com fluidos meteóricos, conforme sugerido pela evolução identificada na amostra AM-35.

Os pontos analíticos das inclusões dessa amostra definem belamente a curva de imiscibilidade no diagrama Th *versus* V_v/V_{lf} (Fig. 9.28.b), e o *trend* no diagrama de Th *versus* salinidade (Fig. 9.28.a) é coerente com diminuição da salinidade com a temperatura para sistemas de baixas salinidade e concentração de CO₂ (*cf.* Wilkinson 2001). O discreto aumento da salinidade com o volume da fase vapor (Fig. 9.28.c) reforça essa hipótese, pois inclusões com maior V_v/V_{lf} e, provavelmente, maior quantidade de CO₂, são levemente mais salinas.

Figura 9.27 – a) Diagrama $V_v/g/V_{IF}$ versus salinidade e b) densidade versus Th das inclusões aquosas e aquo-carbônicas, primárias e secundárias, do topázio-siderofilita-quartzo greisen tabular (AM-35). Legenda conforme Fig. 9.26.a

Figura 9.28 – Diagramas a) salinidades *versus* Th, b) V_v/V_{IF} *versus* Th e c) V_v/V_{IF} *versus* salinidade para as inclusões fluidas do quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B).

9.4.3. Estágio pós-magmático

a) *Stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo greisen

No topázio dessa amostra, inclusões fluidas aquo-carbônicas, com proporções volumétricas da fase vapor variáveis, coexistem, na mesma região da mesma amostra, com aquosas primárias, sugerindo imiscibilidade.

No quartzo, ocorrem apenas inclusões aquosas, também caracterizadas por proporções volumétricas da fase vapor variáveis, distribuídas nas mesmas regiões das mesmas amostras.

A análise conjunta das inclusões presentes em topázio e quartzo mostra evolução extremamente semelhante àquela delineada para o topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular, porém com menor contribuição de fluidos meteóricos. Para os dois minerais analisados, a existência de imiscibilidade é, ainda, corroborada pela distribuição dos pontos no diagrama T_h versus $V_{v/g}/V_{lf}$ (Fig. 9.29.b), em que os mesmos configuram uma curva *solvus*, melhor definida para o topázio, sugestiva de trapeamento ao redor de 350°C.

Observa-se, de modo geral, diminuição da salinidade com o aumento da proporção volumétrica da fase gasosa ou vapor nas inclusões primárias aquo-carbônicas e aquosas coexistentes, presentes tanto no quartzo quanto no topázio (Fig. 9.29.c), o que constitui mais um indício de imiscibilidade.

As inclusões fluidas secundárias apresentam, freqüentemente, as mais baixas salinidades, sendo possivelmente representativas de fluidos meteóricos aquecidos.

b) Veio de quartzo-cassiterita

Os fluidos envolvidos na gênese desse veio parecem constituir o extremo de baixa salinidade do processo de imiscibilidade e diluição reconhecido nos *greisens*. A tendência, com o rebaixamento da temperatura, é de aumento da salinidade (Fig. 9.30.a, b e c). A composição do sistema é essencialmente sódica, nas maiores temperaturas, e evolui para a cálcica nas mais baixas (Fig. 9.20.b). O *boiling* dessa solução é sugerido pela variação volumétrica da fase vapor, em inclusões fluidas coexistentes nas mesmas regiões das mesmas amostras, e pela distribuição dos pontos no diagrama T_h versus V_v/V_{lf} (Fig. 9.30.b), que indicam temperatura de aprisionamento da ordem de 320/370°C.

Figura 9.29 – Diagramas a) salinidade versus Th, b) V_{vg}/V_{IF} versus Th e c) V_{vg}/V_{IF} versus salinidade para as inclusões em quartzo e topázio do veio de topázio-siderofilita-quartzo greisen (AM-130).

Figura 9.30 - Diagramas a) salinidade *versus* Th, b) V_v/V_{IF} *versus* Th e c) V_v/V_{IF} *versus* salinidade para as inclusões em quartzo do veio de quartzo-cassiterita (AM-131).

c) Veio de quartzo estéril

O fluido trapeado nas inclusões dessa amostra representa, provavelmente, o extremo aquoso meteórico, de baixa salinidade, envolvido no processo de diluição discutido anteriormente, conforme corroboram os dados de isótopos estáveis a serem discutidos no Capítulo XI. Sua presença está registrada na maioria das amostras dos estágios evolutivos precedentes, na forma de inclusões aquosas secundárias. Sua evolução provavelmente resultou do simples aquecimento/resfriamento do fluido meteórico, que promoveu o *boiling* da solução, conforme sugere a grande variação volumétrica da fase vapor nas inclusões primárias, ou ainda por *necking down*.

As inclusões primárias têm composição variável no sistema $\text{CaCl}_2 + \text{FeCl}_2 \pm \text{NaCl} \pm \text{KCl}$. As secundárias, que ocorrem em trilhas discordantes, são essencialmente cálcicas, mais salinas e de menor temperatura, muitas vezes meta-estáveis (Fig. 9.21.a, b e c e 9.31.a, b e c).

9.4.4. Evolução geral do sistema greisen

Em termos composicionais, os fluidos magmáticos e meteóricos envolvidos na gênese do depósito estanífero do Maciço Granítico Santa Bárbara são variáveis dentro do sistema $\text{CaCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-NaCl-KCl-H}_2\text{O-CO}_2$. Temperaturas do ponto eutético representativas de sistemas sódicos são menos comuns, ou ainda identificadas em uma *melt inclusion* aquosa e entre as inclusões aquo-carbônicas. As últimas são descartadas para efeito da definição da composição em virtude da influência do CO_2 no ponto eutético de sistemas $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ -sais (Chen 1972 e Bozzo *et al.* 1975 *in* Collins 1979). De qualquer maneira, os dados sugerem que os fluidos magmáticos iniciais seriam mais sódicos, havendo evolução para fluidos salinos mais cálcicos rumo às baixas temperaturas e/ou diluição por fluidos de baixa salinidade de provável origem meteórica.

Algumas condições para a caracterização do processo de imiscibilidade no sistema (*cf.* Ramboz *et al.* 1982), como a ocorrência de inclusões de tipos distintos nas mesmas regiões das mesmas amostras, a homogeneização desses tipos no mesmo intervalo de temperaturas, sendo um para o líquido e outro para o vapor/gás, a crepitação antes ou depois da homogeneização coerente entre os dois tipos de inclusões, a dispersão dos dados de $V_{v/g}/V_H$, de temperaturas de homogeneização e de composição, são satisfeitas na maior parte das amostras analisadas. No entanto, a ausência de vazamento ou *necking down* e a assimetria dos histogramas de Th's, que seriam outros critérios para a identificação de aprisionamento heterogêneo, não puderam ser inequivocamente assegurados.

Figura 9.31 - Diagramas a) salinidade *versus* Th, b) V_v/V_{IF} *versus* Th e c) V_v/V_{IF} *versus* salinidade para as inclusões em quartzo do veio de quartzo estéril (AM-159).

Também o decréscimo da salinidade com o aumento do volume da fase vapor/gás, esperado em sistemas imiscíveis, é muitas vezes razoavelmente definido nos diagramas nos intervalos de $V_{v/g}/V_{ll}$ menor do que 0,5, sendo duvidosa a partir desse ponto.

A pequena representatividade de inclusões com fração volumétrica da fase vapor ou gás maior do que 0,5 é comum em sistemas imiscíveis, sendo decorrente dos comportamentos distintos das fases em relação às propriedades de umedecimento (*wetting properties*, Watson & Brenan 1987).

O predomínio de condições de baixa pressão durante a evolução do depósito é indicado pela raridade do CO_2l (Bodnar *et al.* 1985). Em sistemas de composição do tipo “alta $X_{\text{l(20)}}$ ”, inclusões aprisionadas sob pressões menores do que o ponto crítico do CO_2 não apresentam CO_2l (*cf.* Diamond 1994, 2001). Esse empobrecimento em CO_2 também pode ser devido ao escape de voláteis (degaseificação).

Finalmente, a evolução do depósito como um todo se deu num contínuo, em que sistemas fechados imiscíveis ($T=390/400^\circ\text{C}$) deram lugar à imiscibilidade no sistema aberto, via fraturamento, a $350/370^\circ\text{C}$, evoluindo, ainda, para temperaturas mais baixas ($220/250^\circ\text{C}$). Esse fraturamento permitiu o alojamento dos sistema *stockwork* de *greisen* e marca o ponto inicial da mistura dos fluidos de origem magmática, aquo-carbônicos, com salinidades da ordem de 10-14% em peso NaCl equiv.), definindo belos *trends* de mistura abaixo da curva *solvus* do sistema, análogos aos discutidos por Hedenquist & Henley (1985).

O fluido magmático original é representado apenas pelas inclusões de *melts* silicáticos (*melt inclusions*), cuja fase aquosa, de salinidade entre 10 e 15% NaCl equiv., revelou, principalmente, a presença de sódio. As fases cristalinas dessas inclusões não sofreram fusão até 600°C , indicando temperaturas superiores de aprisionamento e de cristalização dos minerais hospedeiros. Essas inclusões encontram-se preservadas no albita-microclínio granito branco do estágio magmático, bem como no granito albitizado salmão e no topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular do estágio transicional.

A evidência mais precoce de imiscibilidade dos fluidos aquo-carbônicos, que evoluíram a partir do sistema magmático, foi obtida por meio das inclusões primárias preservadas no topázio do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio, do estágio transicional, que indicaram temperaturas de aprisionamento de $390/400^\circ\text{C}$ e pressões da ordem de 300 bar (Fig. 9.32). Essas temperaturas e suas salinidades (10 a 14% em peso NaCl equiv.) são característicos de fluidos tipicamente magmáticos

(Roedder 1992).

A evolução do sistema, com imiscibilidade em temperaturas mais baixas (350/370°C), é representada principalmente pelas inclusões primárias em minerais do topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular do estágio transicional e do *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen*, estágio pós-magmático, sob condições de pressão da ordem de 200 e 200-250 bar, respectivamente (fig. 10.32). Esses fluidos afetaram, ainda, as rochas do estágio magmático, encontrando-se registrados nas inclusões secundárias em quartzo do pegmatito e topázio do albita-microclínio granito branco, sendo responsáveis por modificações das inclusões primárias do quartzo desse granito.

A contribuição dos fluidos meteóricos de baixa salinidade (0 a 3% em peso NaCl equiv.), representados em inclusões secundárias, é verificada na maior parte dos litotipos estudados. Esses fluidos constituem inclusões primárias unicamente nos veios de quartzo estéreis, os mais tardios do sistema.

A presença de abundantes inclusões fluidas monofásicas em algumas amostras demonstra a provável incidência do processo de *necking down* das inclusões até temperaturas $\leq 100^\circ\text{C}$ (Bodnar *et al.* 1985), embora não haja maiores incoerências em termos de temperaturas de homogeneização nessas inclusões.

Em muitas amostras ainda é evidente a presença de fluidos posteriores de salinidades elevadas e enriquecidos em cálcio. Esses fluidos podem representar a própria evolução do fluido magmático original, que teria sua salinidade aumentada pela hidratação de minerais das rochas encaixantes adjacentes. Os processos de albitização dos feldspatos liberam cálcio mais facilmente que sódio, com o decréscimo da temperatura (Schwartz & Askury 1989 *in* Graupner *et al.* 1999), constituindo um mecanismo plausível para o enriquecimento em cálcio observado nas amostras estudadas.

Minérios de cassiterita em veios, brechas e *greisens* mesotermiais são formados a partir de fluidos salinos inicialmente equilibrados com uma fonte granítica de alta temperatura ($>400^\circ\text{C}$), que reagem, posteriormente e de maneira irreversível, com rochas e com outras soluções no ambiente deposicional mais frio (Heinrich 1990).

Os processos de imiscibilidade são responsáveis por mudanças na acidez e no pH das soluções. Um fluido em *boiling* tem efeito oxidante, e pode ocasionar a precipitação de minerais que envolvem oxidação (Drummond & Ohmoto 1985, Heinrich 1990).

Heinrich (1990) discute que a precipitação da cassiterita a partir de complexos de Sn bivalente presentes em soluções redutoras e ácidas é favorecida pela oxidação e neutralização ácida. No entanto, no caso dos fluidos magmáticos de alta temperatura, tipicamente mais salinos, a perda do CO₂ para a fase gasosa com a imiscibilidade não afeta significativamente a acidez da solução, pois o ácido dominante (HCl) não sofre partição para aquela fase (Heinrich 1990). Mesmo a partir de um fluido em *boiling*, a precipitação efetiva de cassiterita num amplo intervalo de temperaturas requer reações concomitantes com as rochas encaixantes, que ocasionam neutralização dos ácidos e diminuição das concentrações iniciais de espécies redutoras (Heinrich 1990).

A imiscibilidade em sistema aberto é mais efetiva nas modificações dos conteúdos de gases sendo, portanto, associada com maiores mudanças de pH, f_{O_2} , eH e outros fatores, do que o sistema fechado, resultando em deposição mineral mais efetiva (Drummond & Ohmoto 1985).

A diluição dos fluidos magmáticos por água pura promove precipitação de pequenas quantidades de cassiterita. Se os fluidos meteóricos, frios, forem misturados com pequenas proporções de fluidos magmáticos, entretanto, a precipitação de cassiterita é eficiente (Heinrich 1990).

Logo, o controle da deposição da cassiterita no sistema estudado tem três vias: 1) o processo de imiscibilidade, com alto grau de interação rocha/fluido, no caso dos corpos de *greisen* tabulares e no sistema *stockwork* de *greisen*, 2) o *boiling* de fluidos aquosos sódicos nos veios de quartzo-cassiterita, e 3) a mistura dos fluido magmáticos de alta temperatura, mais salinos, com grandes proporções de fluidos meteóricos, frios, de baixa salinidade, nos veios de muscovita.

Figura 9.32 - Diagramas Th versus paraas inclusões primárias aquosas e aquo-carbônicas a) no topázio do bolsão de quarto com siderofilita e topázio, b) no quartzo e no topázio do greisen tabular e, c) no quartzo e no topázio do stockwork de greisen. As isóbaras são de Bodnar *et al.* 1985).

Prancha 9.1 – a) Inclusões primárias aquosas e aquo-carbônicas em quartzo do albita-microclínio granito branco (AM-134); b) inclusões aquo-carbônicas secundárias no topázio do albita-microclínio granito branco; c) plano de pequenas inclusões aquosas secundárias da população 2 (porção direita da foto) no quartzo do pegmatito (AM-213) e grupo de inclusões secundárias aquo-carbônicas da população 3 (maiores, de forma irregular, no centro da foto); d) detalhe das inclusões aquosas secundárias da população 2 da foto anterior; e) detalhe das inclusões aquo-carbônicas secundárias da população 3 da foto c; f) inclusões aquosas primárias, orientadas, presentes no topázio do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A); g) inclusões aquosas pseudo-secundárias, não orientadas, presentes no topázio do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168A); h) inclusões aquosas secundárias presentes no quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168C).

Prancha 9.1.

Prancha 9.2 – a) Inclusões aquosas “primárias” localizadas nas faces de crescimento do quartzo do bolsão de quartzo com siderofilita e topázio (AM-168C); b) detalhe da foto anterior; c) *melt inclusion* com fase vapor de composição aquo-carbônica presente no topázio do topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular (AM-35); d) aspecto geral da distribuição de *melt inclusions*, inclusões aquosas e aquo-carbônicas primárias no topázio do topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular (AM-35); e) inclusões aquosas e aquo-carbônicas primárias presentes no quartzo (campo 5) do topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular (AM-35); f) inclusões aquosas pseudo-secundárias presentes no quartzo (campo 3) do topázio-siderofilita-quartzo *greisen* tabular (AM-35); g) inclusões aquosas primárias e *melt inclusions* em quartzo do granito albitizado salmão (AM-14B); h) detalhe da foto anterior.

a)

b)

c)

e)

g)

Prancha 9.2.

Prancha 9.3 – a) Aspecto geral da distribuição de inclusões aquosas e aquo-carbônicas primárias no topázio do *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* (AM-130); b) idem foto anterior, em outro foco; c) inclusões aquosas primárias do tipo 1 em topázio do *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* (AM-130); d) inclusões compostas cujas fase vapor aparenta escape iminente durante o trapeamento – quartzo do *stockwork* de topázio-siderofilita-quartzo *greisen* (AM-130); e) inclusões aquosas primárias em quartzo do veio de quartzo-cassiterita (AM-131); f) detalhe da porção direita da foto anterior; g) inclusões aquosas primárias distribuídas ao longo das faces de crescimento de quartzo do veio de quartzo estéril (AM-159); h) detalhe da foto anterior.

Prancha 9.3.

X. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE OXIGÊNIO E HIDROGÊNIO

10.1. Introdução

Os isótopos estáveis constituem uma ferramenta em estudos petrológicos. O equilíbrio isotópico de oxigênio entre os minerais de uma rocha, por exemplo, é forte evidência de que a rocha está em equilíbrio químico (O'Neil 1986; Hoefs 1997).

As constantes de equilíbrio para reações de troca isotópica são dependentes da temperatura, e essa é a base do seu uso na termometria (O'Neil 1986), com a vantagem de que sua dependência em relação à pressão é menor do que o limite analítico de detecção para o sistema do oxigênio a pressões menores do que 20 kbar (Clayton *et al.* 1975; Hoefs 1997).

Já os fracionamentos isotópicos de hidrogênio entre minerais são insensíveis à temperatura (Suzuoki e Epstein 1976; Graham *et al.* 1984). As reações de troca isotópica de hidrogênio, entretanto, são importantes marcadores de transição de fase da água entre os estados vapor, líquido, e sólido (Hoefs 1997). O uso dos isótopos de hidrogênio também se aplica à investigação do tipo de fluido presente em diversos processos geológicos.

A maior parte dos pares isotópicos apresentam o inconveniente de terem sido calibrados para temperaturas no intervalo de 500 a 800°C (*e.g.*, Bottinga e Javoy 1973, 1974; Blattner e Bird 1974), de 200 a 750°C (Clayton *et al.* 1972) ou, ainda, de 350 a 800°C (O'Neil e Taylor 1967). Essa limitação tem sido superada, especialmente para o sistema oxigênio, com os trabalhos de Zheng (1991; 1993a,b), que propôs equações de fracionamento válidas para temperaturas entre 0°C e 1200°C.

10.2. Isótopos Estáveis no Estudo de Granitóides e Mineralizações Associadas

10.2.1. Comportamento isotópico do magma

A maior parte das rochas ígneas apresenta um intervalo de variação de δD entre -50 e -95‰ e de $\delta^{18}O$ entre +5,5 e +11,0‰. As composições isotópicas de rochas ígneas não alteradas provavelmente refletem, em grande parte, as razões isotópicas da região fonte do magma e modificações resultantes de processos de assimilação e/ou interação do magma com as encaixantes, além de processos tardios de *unmixing* (Taylor e Sheppard 1986).

a) Sistema Oxigênio

No estudo de rochas graníticas, podem-se usar pares de oxigênio quartzo-feldspato (Bottinga e Javoy 1973, 1974; Blattner e Bird 1974; Zheng 1993a), quartzo-magnetita (Becker 1971), quartzo-biotita (Bottinga e Javoy 1975; Zheng 1993b), biotita-feldspato (Bottinga e Javoy 1974) e feldspato-magnetita (Bottinga e Javoy 1973, 1974).

Quartzo e feldspato, no entanto, não compõem um par confiável para a termometria de isótopos de oxigênio porque os valores de $\Delta^{18}O$ são pequenos, variam pouco com a temperatura e porque o feldspato é particularmente suscetível a troca isotópica com fluidos pós-formacionais (O'Neil 1986). Na termometria isotópica de rochas metamórficas e magmáticas, as estimativas de temperatura são freqüentemente significativamente menores do que aquelas de outros geotermômetros em função dessas trocas isotópicas retrógradadas entre fases coexistentes ou fluidos (Hoefs 1997).

Da mesma forma, a biotita apresenta taxas de difusão de oxigênio iguais às do feldspato e maiores do que as dos outros minerais formadores de rocha comuns, o que pode resultar em temperaturas de fechamento menores para o sistema oxigênio (F'ortier e Giletti 1991). Logo, o geotermômetro do par isotópico de oxigênio quartzo-biotita tende a fornecer baixas temperaturas, que refletem reequilíbrio retrógrado disseminado em rochas ígneas e metamórficas, especialmente quando essas temperaturas são menores do que 700°C (Zheng 1993b). Adicione-se a isso a “necessidade de informação detalhada sobre o quimismo e a estrutura da mica a fim de se deduzir uma curva de fracionamento realística para o mineral”, tendo em vista a significativa dependência que os fatores de enriquecimento em ^{18}O apresentam em relação à composição química e estado

estrutural dos minerais, conforme preconizado no método de cálculo de curvas de fracionamento de Schütze (1980), modificado por Zheng (1991; 1993a, b).

Depois do quartzo, os feldspatos alcalinos e o plagioclásio são os minerais mais ricos em ^{18}O nas rochas ígneas e metamórficas em que coexistem (Taylor e Epstein 1962; Garlick e Epstein 1967). No caso específico dos granitos, depois desses minerais ocorrem biotita e magnetita em ordem decrescente de enriquecimento em ^{18}O (O'Neil 1986).

A cristalização de quartzo empobrece a fusão silicática em ^{18}O enquanto que a cristalização de magnetita, ilmenita, hornblenda, biotita, piroxênio e olivina causa aumento do $\delta^{18}\text{O}$ da fusão coexistente. Como os materiais ricos em SiO_2 tendem a concentrar ^{18}O , a fusão riolítica deve ser mais rica em ^{18}O do que a basáltica a partir da qual ela foi derivada, se mantidas temperaturas maiores do que 900°C . Entretanto, esse efeito é menor do que 1‰, mesmo para magmas que diferem em até 30% em peso em conteúdo de SiO_2 . Efeitos isotópicos maiores somente podem ser esperados em estágios tardios de cristalização ou onde a cristalização de quartzo, biotita ou magnetita teve um papel preponderante (Taylor e Sheppard 1986).

b) Sistema Hidrogênio

A ocupação do sítio octaédrico nos minerais hidratados é o fator dominante no controle das composições isotópicas relativas de hidrogênio. De maneira geral, quanto maior é a razão Fe/Mg de um mineral hidratado, menor é o seu conteúdo de deutério (Suzuoki e Epstein 1976). Os autores criaram uma equação para o fracionamento mineral-água aplicável a micas e anfibólios no intervalo de 450 a 800°C , cujos resultados revelaram-se discordantes, particularmente para anfibólios, em relação aos de Graham e Sheppard (1978) e Graham *et al.* (1984), que obtiveram fatores de fracionamento distintos em temperaturas inferiores a 600°C .

Fracionamentos de D/H entre mineral-fusão comumente são da ordem de 0 ± 15 per mil, e não são fortemente controlados pela composição. Logo, se as variações isotópicas de hidrogênio são maiores do que 10 ou 20‰ em um único plutão, outros processos além da cristalização fracionada estão envolvidos. Efeitos isotópicos maiores são esperados em estágios muito tardios de cristalização (Taylor e Sheppard 1986).

10.2.2. Comportamento isotópico dos fluidos magmáticos

As composições isotópicas de hidrogênio e de oxigênio das águas magmáticas são calculadas indiretamente, a partir das composições isotópicas medidas de rochas ou minerais ígneos frescos não

alterados, através da aplicação dos fatores de fracionamento mineral-água a temperaturas entre 700° e 1200°C. A H₂O magmática apresenta valores de δD no intervalo de -40 a -80‰ e de $\delta^{18}O$ entre +5,5 e +9,5‰ (Sheppard 1986). Entende-se por água magmática, no contexto isotópico, conforme definida originalmente por Sheppard *et al.* (1969), aquela que está em equilíbrio químico com líquidos silicáticos (magmas) ou que tenha exsolvido deles. A palavra “primária” é adicionada para descrever água dissolvida trazida no magma a partir da região fonte (Sheppard 1986; Taylor 1986; Taylor e Sheppard 1986).

O fluido magmático-hidrotermal retém sua assinatura isotópica original de hidrogênio e oxigênio somente enquanto sua composição é controlada pela troca com o magma ou silicatos ígneos em temperaturas magmáticas. Processos pós-magmáticos podem modificar os valores de δD e de $\delta^{18}O$ da água magmática (Sheppard 1986).

Águas magmáticas com outras composições isotópicas podem ser geradas, por exemplo, a partir de magmas que tenham sofrido devolatilização (Nabelek *et al.* 1983; Taylor *et al.* 1983; Sheppard 1986). Acima de 220-230°C, o vapor de água concentra deutério em relação à água líquida. Os fracionamentos se aproximam do zero novamente na temperatura crítica da água (Horita e Wesolowski 1994). A desgaseificação magmática gera uma correlação entre δD e conteúdo de água, ambos decrescentes, efeito esse observado pela primeira vez em estudos de rochas graníticas dos tipos I e S por O'Neil e Chappell (1977) e O'Neil *et al.* (1977) e denominado “efeito O'Neil” por (Taylor 1986).

Os “sistemas dominados por vapor” podem ser encontrados em áreas de fluxo térmico muito alto e permeabilidade relativamente baixa, e foram discutidos em detalhe por White *et al.* (1971) e Truesdell e White (1973) (Criss e Taylor 1986).

Além da desgaseificação magmática, dois outros processos podem alterar a composição isotópica dos voláteis magmáticos: 1) assimilação-contaminação; 2) assimilação-troca. A assimilação-contaminação e a desgaseificação parecem ser os mais comuns (Taylor 1986).

Fracionamentos de D/H para fundido-H₂O estimadas a partir de sistemas naturais desmisturados a baixa pressão são da ordem de -15‰ (Taylor *et al.* 1983; Nabelek *et al.* 1983; Sheppard e Harris 1985; Taylor e Sheppard 1986).

Fatores de fracionamento isotópico entre fluidos geologicamente importantes são bem conhecidos, e foram compilados por Henley *et al.* (1984), que construíram curvas de fracionamento para sistemas de uso potencial como geotermômetros para sistemas hidrotermais (O'Neil 1986).

Casos extremos de desequilíbrio isotópico são observados onde fluidos hidrotermais convectivos interagem com corpos intrusivos rasos (Taylor e Forester 1971, 1979). Enquanto os feldspatos sofrem troca isotópica contínua de oxigênio em estágio subsólido, o quartzo e o piroxênio retêm sua assinatura isotópica magmática (Criss e Taylor 1983; Taylor e Forester 1979; Cole e Ohmoto 1986). Nesses sistemas, as trocas isotópicas podem ser controladas amplamente por reações superficiais, conforme definidas por Cole *et al.* (1983), ou seja, reações de solução-precipitação e reações químicas envolvendo a geração de novas fases (O'Neil e Taylor 1967; Cole *et al.* 1983; Gilletti 1985; Cole e Ohmoto 1986).

10.2.3. Interações rocha/fluido

“É conveniente tratar as interações fluido/rocha através de modelos matemáticos simples de quatro tipos diferentes de sistemas: (1) Sistemas fechados verdadeiros, sem fluidos, onde as trocas isotópicas e os efeitos de balanço de massa ocorrem somente entre fases minerais coexistentes presentes em proporções fixas; (2) Sistemas fechados onde as interações podem ocorrer entre fases minerais e um fluido coexistente, todos presentes em proporções relativas constantes; (3) Sistemas abertos, em que interações isotópicas complexas se dão entre uma matriz de fases minerais e fluidos externos infiltrados progressivamente, de maneira que a razão fluido/rocha aumenta com o tempo; (4) Sistemas abertos tamponados, ou sistemas controlados pelo reservatório, em que o fluxo de fluidos é grande em comparação às taxas de troca isotópica mineral-fluido” (Gregory e Criss 1986).

“Trocas isotópicas em sistemas naturais complexos podem ser aproximadas pelos casos extremos do sistema aberto tamponado e do sistema fechado. Ambos convergem para os modelos simples de sistema aberto verdadeiro com duas fases, nos limites do qual a fração molar de fluido é pequena, no sistema fechado, ou a razão entre o fluxo de fluido e a taxa de troca isotópica é próxima a zero, no sistema aberto. No caso do sistema aberto tamponado, onde o fluxo de fluido é muito maior do que a taxa de troca isotópica, é possível estimar a razão fluido/rocha” (Gregory e Criss 1986).

“Em sistemas em que a água é de origem externa, ela geralmente é o reservatório dominante de hidrogênio e, portanto, controlará a razão D/H do sistema. Sua razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, entretanto, pode ser determinada pelo oxigênio do mineral passível de sofrer troca isotópica e pela temperatura da troca, com exceção dos casos em que a razão água/rocha (w/r) é muito grande ou as reações são ineficientes por razões cinéticas ou outras. Logo, em sistemas hidrotermais de água oceânica ou meteórica, os valores de δD das águas são freqüentemente constantes a despeito das reações de

troca mineral-água, enquanto que a composição isotópica de oxigênio sofre um deslocamento (^{18}O shift) em relação ao seu valor inicial, geralmente em direção a valores maiores de $\delta^{18}\text{O}$ ” (Sheppard 1986). “O enriquecimento das águas em ^{18}O requer, por balanço de massa, um empobrecimento em ^{18}O correspondente nas rochas afetadas. Assim, análises de ^{18}O de rochas formam a base do estudo de sistemas geotermiais antigos e permitem a estimativa das temperaturas e razões água/rocha (w/r) prévias (Taylor 1974)” (Criss e Taylor 1986).

10.2.4. Uso dos isótopos de O e H na pesquisa metalogenética

A geotermometria de isótopos estáveis e a microtermometria de inclusões fluidas são comumente utilizadas em conjunto na pesquisa de depósitos minerais. Enquanto a primeira dá a temperatura verdadeira da mineralização com uma margem de erro de 15%, a segunda fornece a composição do fluido e suas propriedades de P-V-T, dados esses usados na construção da isócora. As verdadeiras condições de P e T da mineralização situam-se em algum lugar sobre a isócora da inclusão fluida, na sua intersecção com a temperatura fornecida pelos isótopos estáveis (Ohmoto 1986).

A origem dos fluidos formadores de minério e a natureza hidrológica dos sistemas de canalização (geometria, razões água/rocha (w/r)) também podem ser estimados através das composições isotópicas de H e O dos fluidos formadores de minério e de minerais e rochas que cercam os depósitos minerais (Ohmoto 1986). “Halos isotópicos de oxigênio podem estender-se em áreas muito mais amplas do que os halos de elementos químicos, além de serem menos variáveis em pequena escala e de poderem persistir durante o metamorfismo regional (Green *et al.* 1983)” (Ohmoto 1986).

A razão w/r estimada com o modelo do sistema fechado de Taylor (1979), entretanto, é de valor mínimo e pode diferir consideravelmente do valor real (Ohmoto 1986).

10.3. Resultados Parciais e Considerações Preliminares

Os resultados das análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio, expressos em valores de δ , estão listados nas Tabelas 10.I e 10.II, respectivamente. Resultados dos cálculos de composição da água figuram na Tabela 10.III.

Os dados isotópicos de oxigênio para a fácies Serra Azul mostram que o valor de $\Delta^{18}\text{O}_{\text{qz-felds}}$ é compatível com uma condição de equilíbrio isotópico, onde as reações retrógradas do feldspato com

fases coexistentes ou fluidos tardios, se existentes, não foram muito expressivas. Ainda assim, a temperatura de cristalização da rocha em 603°C será preferencialmente encarada como temperatura mínima.

As temperaturas de cristalização estimadas pelo mesmo par para a fácies Santa Bárbara fina, entretanto, resultaram temperatura de 529°C, registrando a interação rocha-fluido a que esteve sujeita essa rocha. No caso da fácies Serra do Cícero, os reequilíbrios do feldspato potássico com fluidos tardios, a baixas temperaturas (~298°C), invalidam o uso desse par para a estimativa da temperatura de cristalização da rocha, e a temperatura de 603°C foi preferida para o cálculo das composição isotópica do fluido magmático original em equilíbrio com o quartzo, a mica e o próprio feldspato alcalino.

Cálculos termométricos para as amostras AM-168, AM-35 e AM-131 apontam para temperaturas de alteração hidrotermal da ordem de 500 a 570°C no caso das duas primeiras (bolsão de quartzo com siderofilita e topázio, e *greisen* tabular), ao passo que os veios de quartzo e cassiterita (AM-131) cristalizaram-se em temperaturas de cerca de 400°C, em condições francamente pós-magmáticas. As temperaturas de cristalização estimadas para esses hidrotermalitos excedem em até 100°C as temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas presentes nas mesmas amostras.

A temperatura de cristalização aferida pelo par isotópico muscovita-cassiterita resultou valor improvável, menor do que 100°C, apontando para o desequilíbrio isotópico entre as duas fases minerais e para a possibilidade de que não pertençam à mesma paragênese.

Dentre as temperaturas obtidas pela geotermometria de isótopos de oxigênio, aquela relativa aos veios de quartzo-cassiterita representa a mais confiável em função da grande variação dos valores de $\Delta^{18}\text{O}_{\text{qtz-cass}}$ com a temperatura (Zheng 1991; Zhang *et al.* 1994). Além disso, o sistema provavelmente constitui um geotermômetro do tipo RAM (*Refractory Accessory Minerals*) (Eiler *et al.* 1993; Valley 2001), em que um mineral de pequena abundância resistente à temperatura, no caso a cassiterita, ocorre em uma rocha volumetricamente dominada por um mineral com alta taxa de difusão, como o quartzo. Enquanto que o mineral acessório preserva sua composição isotópica inicial devido a sua baixa difusão, a fase mineral predominante preserva sua razão isotópica inicial por balanço de massa, em virtude da ausência de outras fases suscetíveis à troca isotópica abundantes.

As composições isotópicas da água, calculadas a partir de equações de equilíbrio mica-água, indicam contribuição predominante de fluidos magmáticos na formação dos granitos das fácies Serra Azul e Santa Bárbara média, bem como nas fácies de alteração hidrotermal granito albitizado salmão

e veios de *greisen* de granulação média e fina, estes alojados na fácies Santa Bárbara fina. A água em equilíbrio com rochas de outras fácies magmáticas, como pegmatito e albita-microclínio granito branco, e hidrotermais, como bolsão de quartzo com siderofilita e topázio, situa-se no intervalo composicional de δD das águas magmáticas, mas é ligeiramente enriquecida em $\delta^{18}O$ (Fig. 10.1).

As composições isotópicas do fluido para as rochas dos estágio magmático, transicional e parte do estágio pós-magmático, calculadas pelo par quartzo-água, são consistentes com as composições de fluidos magmáticos na maior parte da história evolutiva do sistema. Decréscimos progressivos de temperatura e de $\delta^{18}O$ do fluido hidrotermal são esperadas em sistemas magmáticos fechados, em que há reciclagem contínua desse fluido (cf. Taylor 1979).

As amplas variações de δD , entretanto, sugerem que a composição isotópica de hidrogênio do sistema não foi governada unicamente pelo fluido magmático no que diz respeito aos topázio-siderofilita-quartzo *greisens* tabulares, aos mica *greisens* e aos veios de *greisen* grossos, bem como durante os processos tardios denominados muscovitização e caulínização. A degaseificação magmática, responsável pelo empobrecimento dos fluidos em D (cf. Nabelek *et al.* 1983), não pode ser descartada, com exceção do veio de muscovita, cuja composição é muito próxima àquela da água meteórica pura. Porém, a posição dos pontos nos diagrama δD versus δO sugerem a existência de mistura com fluidos meteóricos (Fig. 10.1).

As alterações hidrotermais tardias identificadas no Maciço Granítico Santa Bárbara, a saber a muscovitização e a caulínização, podem ser atribuídas à circulação de fluidos meteóricos aquecidos, conforme a posição relativa à composição isotópica da água em equilíbrio com essas rochas na Figura 10.1.

A composição isotópica de oxigênio em rocha total dos granitos das fácies Serra do Cícero e da Santa Bárbara fina, aliada aos teores de P_2O_5 das mesmas rochas (inferiores a 0,04% em peso), permitem classificá-las como topázio granitos de baixo P_2O_5 , um subtipo de topázio granitos inseridos no campo dos granitos do tipo I fracionados, conforme Taylor e Fallick (1997).

Figura 10.1 – Diagrama da composição isotópica da água em equilíbrio com a mica nas diversas fácies do Maciço Granítico Santa Bárbara. Campo da composição isotópica da água magmática e linha da água meteórica atual de Sheppard (1986).

Tabela 10.1 - Dados de composição isotópica de oxigênio em minerais e rocha total.

	Amostra	Rocha ou fácies	Oxigênio						
			quartzo	feldspato	mica	cassit	top	rocha total	caul
M A G M	AM-52B	fSC (sienogranito)	9,4	6,9	1,5			7,3	
	AM-53	fSA (albita-microclínio granito)	10,3	9,0	5,8				
	AM-108	fSBm (alb-micr granito médio)	10,4		6,7				
	AM-145	fSBf (albita-micr granito fino)	9,3	7,8	4,8			8,7	
	AM-134	fSBf (alb-micr granito branco)	11,3		7,9				
	AM-213	pegmatóide	10,0	4,5	7,3				
T R A N S	AM-168a	bolsão de quartzo					7,5		
	AM-168b				7,9				
	AM-168c		9,8						
	AM-14A	granito albitizado salmão	9,8	1,7 1,5	5,2				
	AM-35	top-sid-qtz greisen tabular	10,0		1,4 2,0	2,9			
M A G M - P O S - T I C O	AM-130	veio de greisen médio	11,8		4,7				
	AM-174c	veio de greisen fino	11,7		5,9				
	AM-131	veio de quartzo-cassiterita	11,7			3,5			
	AM-297	veio de greisen grosso	9,7		2,1 1,8				
	AM-159a	veio de quartzo estéril	0,7 0,6						
	AM-74c	mica greisen			-0,8 -0,3				
	AM-307				-6,2 -6,1	3,3			
	AM-298	vênula de caulinita							15,7

Tabela 10.II - Dados de composição isotópica de hidrogênio em minerais.

	Amostra	Rocha ou fácies	Hidrogênio						
			K-feldsp	yield (%)	mica	yield (%)	top	kaol	yield (%)
M A G M	AM-52B	fsc (sienogranito)	-98	0,43	-118	6,00			
	AM-53	fSA (albita-microclínio granito)	-74	0,31	-110	3,17			
	AM-108	fSBm (alb-micr granito médio)			-92	1,82			
	AM-145	fSBf (albita-micr granito fino)	-123	0,32	-93	2,79			
	AM-134	fSBf (alb-micr granito branco)			-125	1,75			
	AM-213	pegmatóide	-68	0,22	-106	2,23			
T R A N S	AM-168a	bolsão de quartzo					x		
	AM-168b				-124	2,03			
	AM-168c								
	AM-14A	granito albitizado salmão	-67	0,38	-127	1,82			
	AM-35	top-sid-qtz greisen tabular			-99	2,77			
M A G M Á T I C O	AM-130	veio de greisen médio			-124	1,94			
	AM-174c	veio de greisen fino			-133	1,62			
	AM-131	veio de quartzo-cassiterita							
	AM-297	veio de greisen grosso			-102	2,61			
	AM-159a	veio de quartzo estéril							
	AM-74c	mica greisen			-102	2,85			
	AM-307	veio de fengita			-107	4,53			
	AM-298	vênula de caulinita						-69	14,40

Tabela 10.III - Composição isotópica do fluido calculada com base em equações de equilíbrio mineral-água.

	Amostra	Temperatura (°C)		Oxigênio		Hidrogênio	
		°C	Equação	Fluido	Equação	Fluido	Equação
MAGMÁTICO	AM-52B	603		7,9	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)	-69	Jenkin (1988)
				6,5	KF-H ₂ O (O'Neill & Taylor 1967)		
				6,5	KF-H ₂ O (Botlinga & Javoy 1973)		
				6,4	KF-H ₂ O (Zheng 1993)		
				4,0	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
	AM-53	603	qz-k-feldsp (Zheng et al. 1993a)	8,8	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
		591	qz-KF (Botlinga & Javoy 1973)	8,6	KF-H ₂ O (O'Neill & Taylor 1967)		
	AM-108	603		8,6	KF-H ₂ O (Botlinga & Javoy 1973)	-62	Jenkin (1988)
				8,5	KF-H ₂ O (Zheng 1993)		
	AM-145	529	qz-k-feldsp (Zheng et al. 1993a)	8,3	biot-H ₂ O (Zheng 1993)	-33	Jenkin (1988)
				8,9	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
TRANS	AM-168a AM-168b AM-168c AM-14a AM-35	380		9,2	biot-H ₂ O (Zheng 1993)	-43	Jenkin (1988)
				7,3	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				6,7	KF-H ₂ O (O'Neill & Taylor 1967)		
				6,6	KF-H ₂ O (Botlinga & Javoy 1973)		
				6,9	KF-H ₂ O (Zheng 1993)		
	AM-130 AM-174c AM-297 AM-131 AM-74c AM-307 AM-159a AM-298	380		7,3	biot-H ₂ O (Zheng 1993)	-54	Jenkin (1988)
				10,4	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				8,0	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				3,4	KF-H ₂ O (O'Neill & Taylor 1967)		
				3,3	KF-H ₂ O (Botlinga & Javoy 1973)		
PÓS-MAGMÁTICO	AM-168a AM-168b AM-168c AM-14a AM-35	380		3,6	KF-H ₂ O (Zheng 1993)	-58	Jenkin (1988)
				9,8	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				6,5	top-H ₂ O (Zheng 1993)		
				9,8	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				6,1	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
	AM-130 AM-174c AM-297 AM-131 AM-74c AM-307 AM-159a AM-298	380		5,3	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)	-64	Jenkin (1988)
				7,1	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				5,5	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				6,5	cass-H ₂ O (Zhang et al. 1994)		
				3,3	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
PÓS-MAGMÁTICO	AM-168a AM-168b AM-168c AM-14a AM-35	380		3,9	biot-H ₂ O (Zheng 1993)	-33	Jenkin (1988)
				7,3	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				6,6	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				7,2	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				7,8	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
	AM-130 AM-174c AM-297 AM-131 AM-74c AM-307 AM-159a AM-298	380		5,2	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)	-32	Jenkin (1988)
				4,0	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				3,7	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				7,2	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
				7,1	cass-H ₂ O (Zhang et al. 1994)		
PÓS-MAGMÁTICO	AM-168a AM-168b AM-168c AM-14a AM-35	380		1,1	biot-H ₂ O (Zheng 1993)	-32	Jenkin (1988)
				1,6	biot-H ₂ O (Zheng 1993)		
				6,9	cass-H ₂ O (Zhang et al. 1994)		
				-6,4	muscovita-H ₂ O (Zheng 1993)		
				-3,8	qz-H ₂ O (Matsuhisa et al. 1979)		
	AM-130 AM-174c AM-297 AM-131 AM-74c AM-307 AM-159a AM-298	380		2,6	caul-H ₂ O (Sheppard & Gilg 1996)	-45	kaol-H ₂ O (Gilg & Sheppard 1996)

XI. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Maciço Granítico Santa Bárbara possui características petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas compatíveis com granitos rapakivi, conforme redefinidos por (Haapala & Rämö 1992).

Compreende sienogranito e álcali-feldspato granitos, com texturas equigranular, porfirítica, wiborgítica e piterlítica, em que estão presentes duas gerações de feldspato alcalino e de quartzo. O feldspato alcalino precoce, mesoperítico, está presente unicamente no sienogranito, da fácies mais precoce, ao passo que a geração mais primitiva de quartzo, euédrico bipiramidal ou globular, de alta temperatura, ocorre em todas as três unidades que compõem o maciço, denominadas fácies Serra do Cícero, fácies Serra Azul, e associação de fácies Santa Bárbara..

Característica de granitos rapakivi é, também, sua associação mineral, que inclui a siderofilita, com teores crescentes de Li e F da fácies mais precoce para a mais tardia, além de monazita, anatásio, fluorita, topázio, cerianita e columbita-tantalita.

As unidades fácies Serra do Cícero e fácies Serra Azul foram datadas por U-Pb em monazita em 993 ± 5 Ma e 989 ± 13 Ma, respectivamente. Datações via SHRIMP do zircão da associação de fácies Santa Bárbara forneceram média ponderada das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 978 ± 13 Ma. As três idades são concordantes no intervalo dos respectivos erros, refletindo a contemporaneidade das unidades magmáticas que constituem o maciço. A idade K-Ar em mica de *greisen tabular* (961 ± 19 Ma; Leite Júnior *et al.* 2001) se sobrepõe às das duas unidades mais evoluídas do Maciço Granítico Santa Bárbara, constituindo forte indício da vinculação genética da mineralização com a evolução magmática desse corpo granítico.

Do ponto de vista geoquímico, esses granitos são subalcalinos, metaluminosos a peraluminosos, com características de granitos do tipo A e intraplaca, anorogênicos, em consonância com os granitos rapakivi (Rämö & Haapala 1995).

As características acima apresentadas permitem enquadrar o Maciço Granítico Santa Bárbara na Suíte Granitos Últimos de Rondônia (*sensu* Bettencourt *et al.* 1997, 1999b), que apresenta outros

exemplos de importantes mineralizações estaníferas primárias, como o depósito Bom Futuro.

As rochas do maciço possuem composição normativa CIPW próxima ao mínimo do sistema albita-ortoclásio-quartzo- H_2O a 1 kbar e com 0 a 3% de anortita (*cf.* Tuttle & Bowen 1958, James & Hamilton 1969). As composições normativas e as tendências contínuas de evolução geoquímica, bem como de variação da composição das micas, sugerem a fusão parcial próxima ao mínimo seguida de cristalização fracionada de um mesmo magma, com fracionamento de feldspato alcalino, plagioclásio, zircão e monazita, principalmente, para a origem dessas rochas. O progresso do fracionamento culminou com a cristalização de magmas sob condições de saturação em H_2O nas fases finais, conforme indicam a presença de cavidades mirolíticas e de textura granofírica na fácies Santa Bárbara fina. Sobre essas rochas operaram intensos processos de interação rocha/fluido, conforme sugerido pelas relações Sn *versus* Rb/Sr . Esses fluidos, entretanto, são de origem intramagmática, conforme indica sua composição isotópica de oxigênio calculada a partir do par quartzo-água.

Assim, a gênese das rochas apicais do sistema, representadas pela associação de fácies Santa Bárbara, é tida como resultado de diferenciação magmática de fundidos graníticos ricos em lítio e flúor, resultando em fases finais possivelmente cristalizadas a temperaturas da ordem de 550-600°C, conforme proposto por Kovalenko *et al.* (1970) para granitos similares. Os autores não excluem, entretanto, a possibilidade de recristalização dessas rochas no estado sólido, porém descartam o aporte de material, ou seja, o metassomatismo pós-magmático, implícito nos modelos de evolução de cúpulas do tipo apogranito (*e.g.*, Serebryakov 1961, Beus e Zalashkova 1964, Beus 1982).

Evidências de cristalização magmática do produto extremo dessa diferenciação, representado, no Maciço Granítico Santa Bárbara, pelo albita-microclínio granito branco, compreendem a pequena representatividade de texturas do tipo albita *chessboard*, típica da albitização metassomática (*cf.* Haapala 1997), a presença de texturas do tipo *snowball*, a presença de minerais primários de Nb-Ta, e o padrão de distribuição de ETR, semelhante ao dos granitos menos evoluídos porém enriquecido nos conteúdos desses elementos em mais de uma ordem de grandeza.

Essa composição normativa muito próxima à do sistema haplogranítico, bem como seus teores relativamente altos de F (0,37 a 1,51% em peso) e baixos de CaO (0,05 a 1,05% em peso), além da sua composição mineral (álcali-feldspato granitos com mica litífera e topázio) são característicos de topázio granitos. Os conteúdos de P_2O_5 ($\leq 0,04\%$ em peso) e as razões isotópicas de oxigênio dessas rochas ($\delta^{18}O = 7,3$ e $8,7\%$ para as fácies Serra do Cícero e Santa Bárbara fina, respectivamente) permitem, ainda, classificá-los como topázio granitos do tipo I fracionados,

conforme Taylor (1992) e Taylor & Fallick (1997).

Dados isotópicos de Nd ($\xi_{Nd}(T) = -2,95$ a $-4,58$; Sparrenberger *et al.* 2002) indicam protólito de natureza crustal, provavelmente representado pelos *augen*-gnaisses graníticos e charnockíticos encaixantes.

A mineralização estanífera primária está associada à zona de cúpula da fácies Santa Bárbara, a mais evoluída do maciço. Ocorre nos estilos disseminado, *greisens* acamadados, *stockwork* e veios de quartzo. A mineralização mais expressiva está representada nos referidos *greisens*, cujas características de distribuição espacial e de relação com a hospedeira magmática, composição isotópica de oxigênio e de deutério, além da presença de *melt inclusions*, indicam gênese no estágio tardi-magmático. A esses *greisens* estão espacialmente associados granitos de cor salmão enriquecidos em albita e micas da série Fe-Li, com características de associação espacial consistente com os *greisens*, além de petrográficas e de composição isotópica de oxigênio e deutério também indicativas de origem magmática.

Sistemas similares têm sido descritos na República Tcheca (Jarchovský *et al.* 1994; Seltnann *et al.* 1998, Breiter 1998 e Jarchovský 1998 *in* Breiter 1998, Breiter 2002), onde a presença de feldspatitos associados aos *greisens* tabulares é tida como resultante do acúmulo de elementos alcalinos oriundos dos feldspatos dissolvidos nos *greisens*, que provocaria a neutralização localizada dos fluidos ácidos responsáveis pela greisenização, em condições magmáticas.

A mineralização no Maciço Granítico Santa Bárbara ocorre ainda como sistemas *stockwork* e de veios de quartzo, pós-magmáticos. Assim como os *greisens* tabulares, o sistema *stockwork* conta com a contribuição primordial de fluidos magmáticos aquo-carbônicos, de salinidades entre 6 e 42% em peso NaCl equiv..

A incidência de mistura com fluidos meteóricos, aquosos, de salinidades entre 0 e 3% NaCl equiv., em graus variáveis, é indicada pela microtermometria de inclusões fluidas e pela geoquímica de isótopos de oxigênio e deutério como um processo operante desde a greisenização pervasiva do estágio transicional, com circulação de fluidos provavelmente controlada pelos sistemas de fraturas que alojam o *stockwork* de *greisen* e os veios de quartzo-cassiterita (Fig. 9.32.a, b e c).

As variações de composição isotópica de oxigênio e hidrogênio observadas nos litotipos magmáticos e hidrotermais do maciço, restritas a valores próximos ao campo das águas magmáticas primárias, sugerem contribuição predominante de líquidos magmáticos em todas as fases de evolução da mineralização, apesar da incidência de mistura com fluidos meteóricos já no estágio transicional (Fig. 10.1).

A temperatura de cristalização dos *greisens* tabulares é estimada em 495°C por termometria de isótopos de oxigênio, enquanto que os veios de quartzo-cassiterita têm temperaturas estimadas em torno de 415°C. As temperaturas da imiscibilidade de fluidos entre 370-390°C, entretanto, sugerem ser este o intervalo térmico abrangido pela precipitação de cassiterita.

O controle da deposição da cassiterita no sistema estudado tem três vias: 1) o processo de imiscibilidade, com alto grau de interação rocha/fluido, no caso dos corpos de *greisen* tabulares e no sistema *stockwork* de *greisen*, 2) o boiling de fluidos aquosos sódicos nos veios de quartzo-cassiterita, e 3) a mistura dos fluido magmáticos de alta temperatura, mais salinos, com grandes proporções de fluidos meteóricos, frios, de baixa salinidade, nos veios de muscovita.

Do ponto de vista da lavra deste depósito, há que ressaltar a presença de óxidos de ETR, columbita, thorita, monazita e cerianita nos granitos das fácies Santa Bárbara média, Santa Bárbara fina e nos *greisens* tabulares e granitos albitizados salmão, que são os litotipos explotados para a concentração do minério. Dada a sua granulação extremamente fina, são perdidos para os rejeitos, que poderiam ser comercializados como importantes subprodutos, concentradores de ETR, Nb-Ta, Th e Ce.

11.1. Conclusões

- ✓ *O Maciço Granítico Santa Bárbara compreende três unidades litológicas magmáticas subsolvus, de afinidade geoquímica com granitos rapakivi, do tipo A, intraplaca, subalcalinos;*
- ✓ *As três unidades apresentam idades muito semelhantes, variáveis entre 993 e 978 Ma;*
- ✓ *A unidade litológica mais jovem é também a mais diferenciada, e hospeda mineralização desenvolvida nos estágios tardi a pós-magmático, nos estilos disseminado, acamadado (maciço), stockwork e sistemas de veios;*
- ✓ *Os fluidos envolvidos na alteração magmático-hidrotermal, bem como na precipitação metálica, são eminentemente magmáticos, aquo-carbônicos e aprisionados sob condições de imiscibilidade no intervalo térmico de 350/400°C;*
- ✓ *O fraturamento que possibilitou o alojamento dos sistemas stockwork e de veios provavelmente abriu caminho para a mistura com fluidos meteóricos frios, de baixíssima salinidade, com composição isotópica de fluidos meteóricos puros;*

- ✓ *A imiscibilidade, aliada a um alto grau de interação rocha/fluido, constituiu o principal mecanismo de deposição metálica, seguido da mistura dos fluidos magmáticos com grandes proporções de fluidos meteóricos;*
- ✓ *Depósitos análogos são reconhecidos na República Tcheca e na Alemanha;*
- ✓ *O depósito estudado não tem paralelos de interesse econômico descobertos no Brasil até o momento. Sua caracterização abre caminho para uma abordagem prospectiva focalizada nos controles litológicos das mineralizações na Província Estanífera de Rondônia, exigindo campanhas de mapeamento de semi-detalle e de perfuração de alvos potenciais.*

XII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A., ROMANINI, S.J. (1990) Geologia da Região Porto Velho-Abunã, Porto Velho (SC. 20-V-B-V), Mutumparaná (SC. 20-V-C-VI), Jaciparaná (SC. 20-V-D-I) e Abunã (SC. 20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM. 273p.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1974) Evolução tectônica do cráton Guaporé comparada a do escudo Báltico. *Revista Brasileira de Geociências*, 4: 191-204.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1978) A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, v. 6, p. 2393-2407.
- ALMEIDA FILHO, R., PAYOLLA, B.L., PINHO, O.G. de, BETTENCOURT, J.S. (1984) Utilização de imagens digitais Landsat no estudo de corpos granitóides em Rondônia: caso exemplo do maciço Pedra Branca. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. *Anais*. Manaus, DNPM, p. 409-415.
- AMARAL, G. (1974) *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. São Paulo, 212p. (Tese - Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- AMARAL, G. (1984) Província Tapajós e Rio Branco. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 6-35.
- ANGUS, S., ARMSTRONG, B., de REUCK, K.M., ALTUNIN, V.V., GADETSKII, O.G., CHAPELA, G.A., ROWLINSON, J.S. (1976) International thermodynamic tables of the fluid state. Carbon Dioxide, vol. 3. Oxford, Pergamon. 385p.
- BAHIA, R.B.C. (2002) Petrografia dos litótipos da Formação Palmeiral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02. *Anais*. SBG/Núcleo Nordeste, p. 377.
- BAHIA, R.B.C., TRUCKENBRODT, W., PEDREIRA, A.J. (1998) Sedimentologia, estratigrafia e tectônica da cobertura proterozóica do estado de Rondônia: Formação Palmeiral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 8.
- BAILEY, S.W. (1984) (ed.) *Micas*. Chelsea, Mineralogical Society of America. (Reviews in Mineralogy, 13)
- BASEI, M.A.S., SIGA JUNIOR, O., SATO, K., SPROESSER, W.M. (1995) A Metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios Metodológicos, Aplicações e Resultados Obtidos. *An. Acad. Bras. Ci.*, 67(2): 221-237.
- BATES, J. (1999) Rondônia, Quarenta anos de lavra de cassiterita. *Brasil Mineral*, 176: 20-22.
- BECKER, R.H. (1971) Carbon and oxygen isotope ratios in iron-formation and associated rocks from the Hamersley Range of Western Australia and their implications. Ph.D. thesis, Chicago University, 138p.
- BELLIZZIA, C.M. (1972) Paleotectônica del Escudo de Guyana, *Boletim de Geologia*, Publ. Espec., 6: 251-304.
- BETTENCOURT, J.S. (1992) Pesquisas Geológica, Metalogenética e Mineral no Cráton Amazônico (Sistematização crítica de parte da obra no período compreendido entre 1980 e 1992). São Paulo, 163p. (Tese - Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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, 1987. *Excursion Guide*. Salvador, SME-BA, p. 49-87.

- BETTENCOURT, J.S., DALL'AGNOL, R., YOKOI, O.Y., VIGLIO, E.P., PINHO, O.G., SILVA, R.F., CARNEIRO F^o, L. (1987) The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1., Salvador, 1987. *Excursion Guides*. Salvador, 1987, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p. 49-87.
- BETTENCOURT, J.S., KAEDEI, M. (1984) Reconhecimento dos granitos rapakivi (*sensu strictu*) da região do rio Caripunas – Rondônia. In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 2, 1984, Manaus. *Anais*. Manaus, DNPM, 1984. p. 271-286.
- BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., MONTANHEIRO, T.J. (1991) *Contribuição à geoquímica, petrologia, e metalogenia dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo de 1.270 a 950 Ma*. Relatório científico submetido à FAPESP. Processo Geologia 89/0305-4. 169p.
- BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., SCANDOLARA, J.E., MUZZOLON, R., VIAN, J.A.J. (1997) The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and adjacent region, northern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2, Salvador, 1997. *Excursions Guide*. Belém, SGM, p. 2-31.
- BETTENCOURT, J.S., ONSTOTT, T.C., DE JESUS, T., TEIXEIRA, W. (1995) Tectonic interpretation of ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., Belém, 1995. *Abstracts*. Belém, UFPA, p. 14.
- BETTENCOURT, J.S., ONSTOTT, T.C., DE JESUS, T., TEIXEIRA, W. (1996) Tectonic Interpretation of ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages on Country Rocks from the Central Sector of the Rio Negro-Juruena Province, Southwest Amazon Craton. *International Geology Review*, 38(1): 42-56.
- BETTENCOURT, J.S., PAYOLLA, B.L., LEITE JÚNIOR, W.B., TOSDAL, R.M., SPIRO, B. (1999a) Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondônia Tin Province, SW Amazon Craton, Brazil: Nd, Sr, O, Pb isotopes and metallogenic implications. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 1999 annual meeting, Boulder, 1999. *Abstracts with Programs*, Boulder, CO, p. 205.
- BETTENCOURT, J.S., TEIXEIRA, W., PACCA, I.L.G., D'AGRELLA FILHO, M.S.D., RIZZOTTO, G.J., VASCONCELOS, P.M.P. (2002) Perfil geocronológico ⁴⁰Ar/³⁹Ar em rochas paleo-mesoproterozóicas da região centro-norte de Rondônia: Inferências tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02 Setembro, 2002. *Anais*. João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste, p. 296.
- BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L. (1999b) Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95(1/2): 41-67.
- BEUS, A.A. & ZALASHKOVA, N.Ye. (1964) Post-magmatic high temperature metasomatic processes in granitic rocks. *International Geology Review*, 6(4): 668-679.
- BEUS, A.A. (1982) Metallogeny of Precambrian rare-metal granitoids. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3): 410-413.
- BLATTNER, P., BIRD, G.W. (1974) Oxygen isotope fractionation between quartz and K-feldspar at 600°C. *Earth Planett. Sci. Lett.*, 23: 21-27.
- BODNAR, R.J., BURNHAM, C.W., STERNER, S.M. (1985) Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determinations of phase equilibrium properties in the system H₂O+NaCl to 1000°C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1861-1873.
- BODNAR, R.J., REYNOLDS, T.J., KUEHN, C.A. (1985) Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97.
- BORISENKO, A.S. (1978) Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics*, 18: 11-19.

- BOTTINGA, Y., JAVOY, M. (1973) Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 250-265.
- BOTTINGA, Y., JAVOY, M. (1974) Oxygen isotope geothermometry of igneous and metamorphic rocks. *EOS, Am. Geophys. Union Trans.*, 55: 477.
- BOWDEN, P., KINNAIRD, J.A., ABAA, S.I., IKE, E.C., TUREKI, U.M. (1984) Geology and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes. *Geol. Jb.*, B56: 1-68.
- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems; metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 68(11-12): 1059-1075.
- BREITER, K. (1998) Granites of the Krusné Hory/Erzgebirge Mts. – Slavkoský Les area. In: Breiter, K. (ed.) GENETIC SIGNIFICANCE OF PHOSPHORUS IN FRACTIONATED GRANITES. Perslák, 1998. *Excursion Guide*. Prague, Czech Geological Survey, p. 21-31.
- BREITER, K. (2002) From explosive breccia to unidirectional solidification textures: magmatic evolution of phosphorus- and fluorine-rich granite system (Podlesí, Krusné hory Mts., Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77(2): 67-92.
- BROWN, P.E. (1989) FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. (1989) P-V-T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 1209-1221.
- BURNHAM, C.W., OHMOTO, H. (1980) Late-stage processes of felsic magmatism. In: Ishihara, S., Takenouchi, S. (eds.) *Granitic magmatism and related mineralization*. p. 1-11.
- CAPUTO, M.V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D.N.N. de (1971) Litoestratigrafia da Bacia do Rio Amazonas. Belém, PETROBRAS-RENOR, 1971. (Relatório Interno, 641-A).
- CERNÝ, P. & BURT, D. (1984) Paragenesis, crystallochemical characteristics, and chemical evolution of micas in granite pegmatites. In: S.W. Bailey (ed.) *Micas*. Blacksburg, Mineralogical Society of America (Reviews In Mineralogy, 13), p. 257-297.
- CLAYTON, R.N., GOLDSMITH, J.R., KAREL, K.J., MAYEDA, T.K., NEWTON, R.C. (1975) Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 1197-1201.
- CLAYTON, R.N., O'NEIL, J.R., MAYEDA, T.K. (1972) Oxygen isotope fractionation between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77: 3057-3067.
- COLE, D.R., OHMOTO, H. (1986) Kinetics of Isotopic Exchange at Elevated Temperatures and Pressures. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, p. 41-90. (Reviews in Mineralogy, 16).
- COLE, D.R., OHMOTO, H., LASAGA, A.C. (1983) Isotopic exchange in mineral-fluid systems. I. Theoretical evaluation of oxygen isotopic exchange accompanying surface reactions and diffusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1681-1693.
- COLLINS, P.L.F. (1979) Gas Hydrates in CO₂-Bearing Fluid Inclusions and The Use of Freezing Data for Estimation of Salinity. *Economic Geology*, 74(6): 1435-1444.
- COMPANHIA ESTANÍFERA DO BRASIL (1994) *Projeto Integração: Mapa Geológico – Folha 2C*. (inédito).
- COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., MYER, C. (1984) U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, v.89, suppl. B, p. 525-534.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de (1982) The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 78-88.

- CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S., KAWASHITA, K. (1979) Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO, 2., Arica, 1979. *Actas*. Arica, v. 4, p.137-148.
- CORFU, F., STOTT, G.M. (1986) U/Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(8): 1075-1082.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. (1991) O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. *Boletim*. Rio Claro, SBG/NSP, v. 1, p. 141-145.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. (1997) Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (coords.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Finep/SBG-NO, 15-90.
- CRAWFORD, S.M. (1981) Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada. Short Course* 6: 75-100.
- CRISS, R.E., TAYLOR, H.P., Jr. (1986) Meteoric-Hydrothermal Systems. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, p. 373-424. (Reviews in Mineralogy, 16).
- DALL'IGNA, L.G. (1996) A mineração e o garimpo de cassiterita de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1: 56-61.
- DARBYSHIRE, D.P.F. (1979) Results of the age determination programme. Rep. E. Bolivia Miner. Explor. Proj. (Proyecto Precámbrico), Phase I, 9 (inédito).
- DARBYSHIRE, D.P.F. (2000) The Precambrian of Eastern Bolivia – a Sm-Nd Isotope Study. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 6-17 Agosto, 2000. *Abstracts CD-ROM*. Rio de Janeiro, IUGS/SBG/SBGf/MME/CPRM/PETROBRAS/DNPM/ANP/ANEEL/ABC.
- DARDENNE M.A., SCHOBENHAUS, C. (2001a) *Metagênese do Brasil*. Ed. UnB, Brasília, 394 p.
- DARDENNE M.A., SCHOBENHAUS, C. (2001b) Épocas Metalogenéticas no Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., cidade?, 04 a 09/11/01. *Anais CD-ROM?* cidade, SBG/Núcleo Norte.
- DAVIS, D.W., LOWENSTEIN, T.K., SPENCER, R.S. (1990) Melting behavior o fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 591-601.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1966) Minerais constituintes das rochas. Lisboa, Fundação Calouste Gulbekian. 556 p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. 2 ed. Harlow, Longman Scientific & Technical. 696p.
- DePAOLO, D.J. (1981) A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, v.86, n. B11, p. 10470-10488.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (1994) *Plano plurianual para o desenvolvimento do setor mineral*. Brasília, MME/SMM. V. 1, 86 p.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (1996) *Sumário Mineral*. Brasília, MME/SMM. 103 p.
- DIAMOND, L.W. (1994) Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions. In: De Vivo, B. & Frezzotti, M.-L. (eds.) *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*. Short Course of the IMA Working Group 'Inclusions in Minerals'. Virginia Tch., pp. 131-158.
- DIAMOND, L. W. (2001) Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, 55(1-4): 69-99.

- DONNELLY, T., WALDRON, S., TAIT, A., DOUGANS, J., BEARHOP, S. (2001) Hydrogen isotope analysis of natural abundance and deuterium-enriched waters by reduction over chromium on-line to a dynamic dual inlet isotope-ratio mass spectrometer. *Rapid communications in mass spectrometry*, 15: 1297-1303.
- DRUMMOND, S.E. & OHMOTO, H. (1985) Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80: 126-147.
- DU BRAY, E.A. (1994) Compositions of micas in peraluminous granitoids of the eastern Arabian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4): 381-397.
- EBADI, A. & JOHANNES, W. (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 286-295.
- EMSLIE, R.F. (1991) Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51: 173-192.
- FALLICK, A.E., MACAULAY, C.I., HASZELDINE, R.S. (1993) Implications of linearly correlated oxygen and hydrogen isotopic compositions for kaolinite and illite in the Magnus Sandstone, North Sea. *Clays and Clay Minerals*, 41(2): 184-190.
- FIGUEIREDO, A.J., RODRIGUES, A.P., PIMENTEL, G. de B., REISCHL, J.L., REZENDE FILHO, S.T., RIBEIRO FILHO, W. (1974) *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM. Relatório Final IV, 35 p.
- FORTIER, S.M. & GILETTI, B.J. (1991) Volume self-diffusion of oxygen in biotite, muscovite, and phlogopite micas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1597-1607.
- FOSTER, M.D. (1960a) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 354-B: 11-49.
- FOSTER, M.D. (1960b) Interpretation of the composition of lithium micas. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 354-E: 115-147.
- FRANK, R.E. (1990) *Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do Complexo Granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil*. Rio de Janeiro, 244p. (Dissertação - Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- FRANKE, N.D. (1994) *Relatório Integração – Bloco Santa Bárbara-Jacundá*. Relatório Interno reg. 004/96 da Companhia Estanífera do Brasil. 19p.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D. (2001) A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- FROST, C.D. & FROST, B.R. (1997) Reduced rapakivi-like granites: The tholeiite connection. *Geology*, 25(7): 647-650.
- GABRIEL, A., COX, E.F. (1929) A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. *Am. Mineral.*, 14(8): 290-292.
- GARLICK, G.D., EPSTEIN, S. (1967) Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 181-214.
- GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI Jr., W.R. (1985) Geochronology of the basement rocks, Amazonas territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana shield. *Geol. Mijnb.*, 64: 131-144.
- GERALDES, M.C. (2000) Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). São Paulo, 187p. (Tese – Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- GERALDES, M.C., MATOS, J., RUIZ, A., FETTER, A.H., KOZUCH, M., VAN SCHMUS, W.R., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W. (1999) U/Pb constraints on Proterozoic magmatic arcs in SW Amazônia Craton, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Cordoba, 1999. *Anais. Cordoba, Secretaría de Minería de la Nación/Instituto de Geología y Recursos Minerales/Servicio Geológico Minero Argentino*, p. 68-71.
- GERALDES, M.C., TEIXEIRA, W., VAN SCHMUS, W.R. (2000) Isotopic and chemical evidence for three accretionary magmatic arcs (1.79-1.42 Ga) in the SW Amazon Craton, Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 099-101.
- GERALDES, M.C., VAN SCHMUS, W.R., CONDIE, K.C., BELL, S., TEIXEIRA, W., BABINSKI, M. (2001). Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*, 111(1-4): 91-128.
- GERALDES, M.C., VAN SCHMUS, W.R., TEIXEIRA, W. (2000b) Three parallel crustal accretionary arcs (1.79-1.43) in the SW Amazon Craton, state of Mato Grosso, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, August 6th-17th, 2000. *Abstracts CD-ROM*. Rio de Janeiro, IUGS/SBG/SBGf/MME/CPRM/PETROBRAS/DNPM/ANP/ANEEL/ ABC.
- GIBBS, A. & BARRON, C.N. (1983) The Guyana shield reviewed. *Episodes*, 6: 7-14.
- GILETTI, B.J. (1985) The nature of oxygen transport within minerals in the presence of hydrothermal water and the role of diffusion. *Chem. Geol.*, 53: 197-206.
- GILG, H.A. & SHEPPARD, S.M.F. (1996) Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(3): 529-533.
- GIOIA, S.M.C.L., PIMENTEL, M.M. (2000) The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ci.*, 72(2): 219-245.
- GOKHALE, N.W. (1968) Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bulletin of The Geological Society of Finland*, 40: 107-111.
- GORAIEB, C.L. (2001) *Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W±Zn, Cu, Pb) Correas, São Paulo*. São Paulo, 215 p. (Tese - Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- GRAHAM, C.M. (1981) Experimental hydrogen isotope studies III: diffusion of hydrogen in hydrous minerals, and stable isotope exchange in metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 216-228.
- GRAHAM, C.M., HARMON, R.S., SHEPPARD, S.M.F. (1984) Experimental hydrogen isotope studies – I. Systematics of hydrogen isotope exchange between amphibole and water. *Am. Mineral.*, 69: 128-138.
- GRAHAM, C.M., SHEPPARD, S.M.F. (1978) Hydrogen isotope fractionation between aluminous hornblende and water. In: MACKENZIE, W.S. (ed.) *Publication D, Natural Environment Research Council*, 11, London. Natural Environment Research Council, p. 152-153.
- GRAUPNER, T., KEMPE, U., DOMBON, E., PÄTZOLD, O., LEEDER, O., SPOONER, E.T.C. (1999) Fluid regime and ore formation in the tungsten (-yttrium) deposits of Kyzyltau (Mongolian Altai): evidence for fluid variability in tungsten-tin ore systems. *Chemical Geology*, 154: 21-58.
- GREEN, G.R., OHMOTO, H., DATE, J., TAKAHASHI, T. (1983) Whole-rock oxygen isotope distribution in the Fukuzawa-Kosaka area, Hokuroku district, Japan, and its potential application to mineral exploration. *Econ. Geol. Monograph*, 5: 395-411.
- GREGORY, R.T., CRISS, R.E. (1986) Isotopic Exchange in Open and Closed Systems. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburgh, Mineralogical Society of America, p. 91-127. (Reviews in Mineralogy, 16).
- HAAPALA, I. (1977) Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. *Geological survey of Finland Bulletin*, 286, 128p.
- HAAPALA, I. (1997) Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin-mineralized Granites: Topaz-bearing Leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *Journal of Petrology*, 38(12): 1645-1659.

- HAAPALA, I. & RÄMÖ, T. (1990) Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In: Stein, H.J. & Hannah, J.L. (eds.) *Ore-bearing granite systems, Petrogenesis and mineralizing processes*. Geological Society of America Special Paper 246: 275-286.
- HAAPALA, I. & RÄMÖ, T. (1992) Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Trans. R. Soc. Edinbrugh, Earth Sci.*, 83: 165-171.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de (1985) The central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, 8(1): 29-37.
- HASUI, Y., HARALYI, N.I.E., SCHOBENHAUS, C. (1984) Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídio para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. *Atas. Manaus, DNPM/MME*, p. 129-147.
- HEDENQUIST, J.W. & HENLEY, R.W. (1985) The Importance of CO₂ on Freezing Point Measurements of Fluid Inclusions: Evidence from Active Geothermal Systems and Implications for Epithermal Ore Deposition. *Economic Geology*, 80(5): 1379-1406.
- HEINRICH, C.A. (1990) The geochemistry of hydrothermal tin (tungsten) ore deposition. *Economic Geology*, 85: 457-481.
- HEINRICH, E.W.M. (1972) *Microscopic identification of minerals*. New York, McGraw-Hill. 414p.
- HENDERSON, C.M.B., MARTIN, J.S., MASON, R.A. (1989) Compositional relations in Li-micas from S.W. England and France: na ion- and electron-microprobe study. *Mineralogical Magazine*, 53: 427-449.
- HENLEY, R.W., TRUESDELL, A.H., BARTON, P.B., Jr. (1984) Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 1, 267p.
- HIGGINS, N.C. (1985) Wolframite Deposition in a Hydrothermal Vein System: The Grey River Tungsten Prospect, Newfoundland, Canada. *Economic Geology*, 80(5): 1297-1327.
- HOEFS, J. (1997) *Stable Isotope Geochemistry*. 4.ed. Berlin, Springer-Verlag. 201p.
- HOLLAND, H.D. (1967) Gangue minerals in hydrothermal deposits. In: Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 382-436.
- HORITA, J., WESOLOWSKI, D.J. (1994) Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 3425-3437.
- ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T., BARROS, R.J.L. (1978) *Projeto Província Estantífera de Rondônia*. Porto Velho. DNPM/CPRM. Vols. 1, 2 e 3. (Relatório final).
- ISSLER, R.S. (1977) Esboço Geológico Geotectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(3): 177-211.
- JAMES, R.S. & HAMILTON, D.L. (1969) Phase relations in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 21: 111-141.
- JARCHOVSKÝ, T. (1998) Sn-W mineralization in the Krásno district. In: Breiter, K. (ed.) GENETIC SIGNIFICANCE OF PHOSPHORUS IN FRACTIONATED GRANITES. Perslák, 1998. *Excursion Guide*. Prague, Czech Geological Survey, p. 77-92.
- JARCHOVSKÝ, T., PAVLÚ, D., MORYSEK, J., NAJMAN, K., KOZUBEK, P. (1994) Li-F granite cupolas and Sn-W mineralization in the Slavkovský les Mts., Czech Republic. *Monograph Series on Mineral Deposits*, 31: 131-148.
- JENKIN, G.R.T. (1988) Stable isotope studies in the Caledonides of S.W. Connemara, Ireland. Glasgow, 357 p. (Tese – Doutorado). University of Glasgow.
- JOHAN, Z. & JOHAN, V. (2001) Les micas de laa coupole granitique de Cínovec (Zinnwald), République tchèque: un nouvel aperçu sur la métallogénese de l'étain et du tungstène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 332(5): 307-313.
- JONES, J.P. (1985) The southern border of Guaporé shield in western Brazil and Bolivia: na interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, 28: 111-136.

- KLOOSTERMAN, J.B. (1967) Ring-complex in the Oriente Novo and Massangana granite complexes. *Engenharia Mineração Metalurgia*, 45(266): 73-77.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1968) Uma província do tipo Nigeriano no sul da Amazônia. *Engenharia Mineração Metalurgia*, 49(278): 59-64 e 49(280): 167-168.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1970) A two fold analogy between the Nigerian and Amazonian tin provinces. In: TECHNICAL CONFERENCE ON TIN, 2., Bangkok, 1969. *Proceedings*. International Tin Council/Thailand Dep. Mineral Resource, v. 1, p. 193-221.
- KORPERSHOEK, H.R., MOTA, E.R., KAJISHIMA, T., SILVA, J.S.S. (1980) Nota preliminar sobre a jazida do Morro do Potosi (Jacundá, Rondônia, Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário Camboriú, 1980. *Anais*. Balneário Camboriú, SBG, V. 3, p. 1574-1588.
- KOVALENKO, V.I., KUZ'MIN, M.I., LETNIKOV, F.A. (1970) Magmatic origin of lithium- and fluorine-bearing rare-metal granite. *Doklady of the Academy of Sciences of the U.S.S.R. – Earth Sciences Sections*, 190: 189-192.
- KOVALENKO, V.I. & YARMOLYUK, V.V. (1995) Endogenous rare metal ore formations and rare metal metallogeny of Mongolia. *Economic Geology*, 90: 530-547.
- KROGH, T.E. (1973) A low-contamination method for hidrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37(3): 485-494.
- KROGH, T.E. (1982a) Improved accuracy of U/Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46(4): 631-636.
- KROGH, T.E. (1982b) Improved accuracy of U/Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46(4): 637-649.
- LAHTI, S.I. & SUOMINEN, V. (1988) Occurrence, crystallography and chemistry of the fluocerite-bastnaesite-cerianite intergrowth from the Fjälskär Granite, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 60(1): 45-53.
- LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., ABREU, A.S., LIMA, M.I.C. de (1976) Granito Serra da Providência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto, *Anais*. Ouro Preto, SBG, 1976, V. 4, p. 59-74.
- LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., SANTOS, D.B., TEIXEIRA, W. LIMA, M.I.C., FERNANDES, C.A.C., PINTO, A.C. (1978) Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC.20 Porto Velho*. Rio de Janeiro, DNPM/MME. p. 19-184.
- LEHMANN, B. & MAHAWAT, C. (1989) Metallogeny of tin in central Thailand: A genetic concept. *Geology*, 17(5): 426-429.
- LEITCH, C.H.B. (1981) Secondary alkali feldspars in porphyry systems. *CIM Bulletin*, 74(831): 83-88.
- LEITE JÚNIOR, W. B. (1992) *O maciço Oriente Novo (RO) e a mineralização estano-tungstênio associada*. São Paulo, 173 p. (Dissertação - Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LEITE JÚNIOR, W.B. (2002) *A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada*. São Paulo, 305 p. (Tese – Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LEITE JÚNIOR, W.B., BETTENCOURT, J.S., PAYOLLA, B.L. (1993) The Younger Granites of Rondônia and related rare-metal mineralizations. In: WORKSHOP MAGMA (Magmatismo granítico e mineralizações associadas), Rio de Janeiro, 1993. *Resumos expandidos, roteiro de excursão e programa*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências. P. 69-70.
- LEITE JÚNIOR, W.B., BETTENCOURT, J.S., PAYOLLA, B.L. (1996) The alkaline suite of the Younger Rapakivi Granites of Rondonia, Brazil. In: I HAAPALA, O.T. RÄMO, P. KOSUNEN (eds.) SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. *Abstract Volume*. University of Helsinki, University Press. Helsinki, Finland, pp. 49-50.

- LEITE JÚNIOR, W.B., BETTENCOURT, J.S., PAYOLLA, B.L. (2001a) 1.08-1.07 Ga A-type magmatism in the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: petrologic and geochemical constraints. In: MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA ANNUAL MEETING. Maio- 2001. *Abstracts Volume 26*. GSC, p. 85.
- LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S. (2000) Petrogenesis of two Grenvillian tin-bearing rapakivi suites in the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts*, CD-ROM.
- LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S. (2001b) New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5, Pucon, Chile. *Extended Abstracts*, CD-ROM.
- LEVILLAIN, C. (1980) Etude statistique des variations de la teneur en OH et F dans les micas. *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 27(3): 209-223.
- LITHERLAND, M., ANNELS, R.N., APPLETON, J.D., BERRANGE, J.P., BLOOMFIELD, K., BURTON, C.C., DARBYSHIRE, D.P.F., FLETCHER, C.J.N., HAWKINS, M.P., KLINCK, B. A., MITCHELL, W.I., O'CONNOR, E.A., PITFIELD, P.E.J., POWER, G., WEBB, B.C. (1986) *The geology and mineral resources of the Bolivian precambrian shield*. Keyworth. British Geological Survey. 153p. (Overseas Memoir 9).
- LITHERLAND, M., ANNELS, R.N., DARBYSHIRE, D.P.F., FLETCHER, C.J.N., HAWKINS, M.P., KLINCK, B.A., MITCHELL, W.I., O'CONNOR, E.A., PITFIELD, P.E.J., POWER, G., WEBB, B.C. (1989) The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship with the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43: 157-174.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. (1981) The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, 15: 157-179.
- LOBATO, F.P.N.S., APPEL, L.E., GODOY, M.C.F.T. de, RITTER, J.E. (1966) Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório final. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1966, 209p. (Boletim 125).
- LOISELLE, M.L. & WONES, D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: 468.
- LONDON, D., HERVIG, R.L., MORGAN, G.B., VI (1988) Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: Experimental results with Macusani glass at 200 Mpa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 360-373.
- LONDON, D., MORGAN, G.B., VI, BABB, H.A., LOOMIS, J.L. (1993) Behaviour and effects of phosphorous in the system Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-P₂O₅-H₂O at 200 Mpa (H₂O). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 450-465.
- LONDON, D., MORGAN, G.B., VI, HERVIG, R.L. (1989) Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H₂O at 200 Mpa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 1-17.
- LUDWIG, K.R. (1999) User's Manual for Isoplot/Ex version 2.10: a Gecochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication no. 1a*.
- MACAULAY, C.I., FALLICK, A.E., HASZELDINE, R.S., GRAHAM, C.M. (2000) Methods of laser-based stable isotope measurement applied to diagenetic cements and hydrocarbon reservoir quality. *Calay Minerals*, 35: 313-322.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- MANNING, D.A.C. (1981) The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 206-215.

- MANNING, D.A.C. & EXLEY, C.S. (1984) The origins of late-stage rocks in the St. Austell granite – a re-interpretation. *J. Geol. Soc. London*, 141: 581-591.
- MARTIN, J.S. (1983) An experimental study of the effects of lithium on the granite system. *Proceedings of the Ussher Society*, 5(4): 417-420.
- MATOS, J.B. (1992) *Contribuição à geologia da parte meridional do Cráton Amazônico: Região do Rio Alegre*. São Paulo, 108 p. (Dissertação – Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MATOS, J.B., SCHORSCHER, J.H.D., GERALDES, M.C., SOUZA, M.Z.A. (2001) The Rio Alegre Volcanosedimentary Sequence (SW Amazonian Craton, Brazil): chemical and isotopes (U/Pb and Sm/Nd) constrains and tectonic implications. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Gerales, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 56-59.
- MATSUHISA, Y., GOLDSMITH, J.R., CLAYTON, R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1131-1140.
- MENEZES, R.G. de, LOPES, I., BEZERRA, J.R.L. (1993) *Folha Pontes e Lacerda 1:100000. Cart Geológica e Texto Explicativo*. Brasília, CPRM-DNPM, 176 p. (Programa de Levantamentos Básicos).
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. (1985) Evolução geotectônica do Cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 01 a 09/12, 1985. *Anais*. Belém, SBG, v. 1, p. 282-297.
- MONTEIRO, H., MACEDO, P.M., SILVA, M.D., MORAES, A. A., MARCHETO, C.M.L. (1986) O *greenstone belt* do Alto Jauru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. *Anais*. p. 630-646.
- NABELEK, P.I., O'NEIL, J.R., PAPIKE, J.J. (1983) Vapor phase exsolution as a controlling factor in hydrogen isotope variation in granitic rocks: The Notch Peak granitic rock, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66: 137-150.
- NEILSON, M.J., BROCKMAN, G.F. (1977) The error associated with point-counting. *American Mineralogist*, 62(11-12): 1238-1244.
- NESBITT, R.W. (1964) Combined rock and thin section modal analysis. *Am. Mineral.*, 49(7-8): 1131-1136.
- NOCKOLDS, S.R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*, 245(7): 401-420.
- NOLD, J.L., ERICKSON, K.P. (1967) Changes in K-feldspar staining methods and adaptations for field use. *Am. Mineral.*, 52(9-10): 1575-1576.
- OHMOTO, H. (1986) Stable Isotope Geochemistry of Ore Deposits. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburgh, Mineralogical Society of America, p. 491-559. (Reviews in Mineralogy, 16).
- OKIDA, R. (2001) Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. São Paulo, 2001. (Tese – Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 217 p.
- O'NEIL, J.R. (1986) Theoretical and Experimental Aspects of Isotopic Fractionation. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburgh, Mineralogical Society of America, p. 1-40. (Reviews in Mineralogy, 16).
- O'NEIL, J.R., CHAPPELL, B.W. (1977) Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale Batholith. *Geol. Soc. London J.*, 133: 559-571.
- O'NEIL, J.R., SHAW, S.E., FLOOD, R.H. (1977) Oxygen and hydrogen isotopic compositions as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 313-328.

- O'NEIL, J.R., TAYLOR, H.P., Jr. (1967) The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Am. Mineral.*, 52: 1414-1437.
- PAYOLLA, B.L. (1994) As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio, Rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica. Brasília, 145p. (Dissertação – Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S., FETTER, A.H., LEITE JÚNIOR, W.B. (2002b) Proveniência, idade deposicional e idade do metamorfismo de paragneisses da região nordeste de Rondônia a partir de geocronologia U-Pb em zircões e monazitas e isótopos Sm-Nd. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02. *Anais. SBG/Núcleo Nordeste*, p. 328.
- PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S., KOZUCH, M., LEITE JÚNIOR, W.B., FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R. (2001a) 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. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Geraldies, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 45-47.
- PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S., KOZUCH, M., LEITE JÚNIOR, W.B., FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R. (2002b) 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. *Precambrian Research*.
- PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., BASEI, M.A.S. (2001b) 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 Amazonia Craton, Brazil. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Geraldies, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 96-99.
- PAYOLLA, B.L., LEITE JÚNIOR, W.B., BETTENCOURT, J.S., PINHO, O.G. de (1991) Aspectos geológicos, petrográficos e litoquímicos do maciço Pedra Branca (RO): considerações preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Anais. Belém, SBG/Núcleo Norte*. p. 100-116.
- PAYOLLA, B.L. & PINHO, O.G. de (1981) *Relatório final do maciço Pedra Branca*. Projeto Granito. Mineração Oriente Novo S/A. 69p.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- PICHAVANT, M. (1981) An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 430-439.
- PICHAVANT, M. (1987) Effects of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. *American Mineralogist*, 72: 1056- 1070.
- PICHAVANT, M., RAMBOZ, C., WEISBROD, A. (1982) Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology*, 37: 1-27.
- PINCKSTON, D.R. & SMITH, D.G.W. (1995) Mineralogy of the Lake zone, Thor Lake rare-metals deposit, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(4): 516-532.
- PINHO, O.G. de (1987) *Geologia e mineralizações de estanho no maciço Caritianas, RO*. São Paulo, 1987. (Dissertação - Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 220 p.
- POLLARD, P.J. (1983) Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions*, Section B, 92: B1-B9.
- POLLARD, P.J. (1995) Granites and related mineralization. Notes to accompany a short course presented at the Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil, 22-24 Agosto, 1995.

- POLLARD, P.J. & 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.
- POLLARD, P.J., TAYLOR, R.G., CUFF, C. (1988) Genetic Modelling of Greisen-Style Tin Systems. In: HUTCHINSON, C.S. (ed.) *Geology of Tin Deposits in Asia and the Pacific*. Berlin, Springer-Verlag. (Mineral Concentrations and Hydrocarbon Accumulations in the ESCAP Region, Volume 3.).
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., VERSCHURE, R.H., BON, E.H. (1966) Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, 45c: 191-192.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., VERDUMEN, E. A.Th., VERSCHURE, R.H., BON, E.H. (1971) Granitic complexes and associated tin mineralization of Grenville age in Rondônia, western Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1095-1102.
- PRIEM, H.N.A., BON, E.H. VERDUMEN, E.A.Th., BETTENCOURT, J.S. (1989) Rb-Sr chronology of precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin Brazilian craton). *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 163-170.
- PUPIN, J.P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 207-220.
- RAMBOZ, C., PICHAVANT, M., WEISBROD, A. (1982) Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology*, 37: 29-48.
- RÄMÖ, O.T. & HAAPALA, I. (1995) One hundred year of Rapakivi Granite. *Mineralogy and Petrology*, 52: 129-185.
- RAMSAY, C.R., STOESER, D.B., DRYSDALL, A.R. (1986) Guidelines to classification and nomenclature of Arabian felsic plutonic rocks. *Journal of African Earth Sciences*, 4: 13-20.
- RICHARD, L.R. (1988-1997) Minpet – Mineralogical and Petrological Data Processing System.
- RICHARDSON, J.M. (1988) Field and textural relationships of alteration and greisen-hosted mineralization at the East Kemptville tin deposit, Davis Lake complex, southwest Nova Scotia. In: R.P. TAYLOR & D.F. STRONG (eds.) *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Montréal, Canadian Institute of Mining and Metallurgy (Special Volume 39).
- RIEDER, M. (1970) Chemical Composition and Physical Properties of Lithium-Iron Micas from the Krusné hory Mts. (Erzgebirge). Part A: Chemical Composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27: 131-158.
- RIMSTIJD, J.D. (1997) Gangue Mineral Transport and Deposition. In: Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, John Wiley & Sons, p. 487-516.
- RIZZOTTO, G.J. (1999) Petrolgia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia - RO. Porto Alegre, 137p. (Dissertação – Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- RIZZOTTO, G.J. (2001a) Reavaliação do Ciclo Orogênico Sunsás/Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Geraldies, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 66-70.
- RIZZOTTO, G.J. (2001b) Reavaliação do Ciclo Orogênico Sunsás/Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. cidade?, 04 a 09/11/01. *Anais CD-ROM? cidade, SBG/Núcleo Norte*.
- RIZZOTTO, G.J., BETTENCOURT, J.S., TEIXEIRA, W., PACCA, I.I.G., D'AGRELLA FILHO, M.S. (2002a) Geologia e geocronologia da Suíte Metamórfica Colorado, SE de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02 Setembro, 2002. *Anais*. João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste, p. 331.

- RIZZOTTO, G.J., BETTENCOURT, J.S., TEIXEIRA, W., PACCA, I.I.G., D'AGRELLA FILHO, M.S., VASCONCELOS, P., BASEI, M.A.S., ONOE, A.T., PASSARELLI, C.R. (2002b) Geologia e Geocronologia da Suíte Metamórfica Colorado e suas Encaixantes, SE de Rondônia: Implicações para a Evolução Mesoproterozóica do SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP, Série Científica*, 2: 41-55.
- RIZZOTTO, G.J., CHEMALE JÚNIOR, F., LIMA, E.F. de, VAN SCHMUS, W.R., FETTER, A. (1999) Dados isotópicos Sm/Nd e U/Pb das rochas da Seqüência Metaplutono-vulcanossedimentar Nova Brasilândia (SMNB) – RO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 490-493.
- RIZZOTTO, G.J., SCANDOLARA, J.E., QUADROS, M.L. do E.S. (1996) Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito (MCG) da porção oriental do sul de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, 1996, V.1, p. 35-37.
- ROEDDER, E. (1962) Studies of fluid inclusions I: Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 57: 1045-1061.
- ROEDDER, E. (1963) Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. *Economic Geology*, 58: 167-211.
- ROEDDER, E. (1984) *Fluid Inclusions*. Blacksburgh, Mineralogical Society of America, 644p. (Reviews in Mineralogy, 12).
- ROEDDER, E. (1992) Fluid inclusions evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 5-20.
- ROMANINI, S. (1982) *Geologia e Geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho*. Salvador, 85 p. (Dissertação - Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- RUIZ, A.S. (1992) *Contribuição à Geologia do Distrito da Caboeirinha, MT*. São Paulo, 98p. (Dissertação – Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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.
- SAES, G.S. (1999) *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1,2-1,0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. São Paulo, 134 p. (Tese - Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SAES, G.S. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1996) Acresção de terrenos mesoproterozóicos no SW da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. *Anais*, 6: 69-71.
- SAES, G.S., FRAGOSO CESAR, A.R.S., LEITE, J.A.D. (2002) Litocronoestratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02. *Anais*. SBG/Núcleo Nordeste, p. 333.
- SAES, G.S., LEITE, J.A.D., ALVARENGA, C.J.S. (1992) Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23: 31-37.
- SAES, G.S., LEITE, J.A.D., WESKA, R.K. (1984) Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): Uma Síntese dos Conhecimentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais*, 5: 2193-2204.
- SANTOS, J.O.S. (1984) A parte setentrional do cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a bacia Amazônica. In: Schobbenchauss, C., Campos, D.A., Derze, F.R., Asmuz, H.E. (eds.) *Geologia do Brasil*. Brasília. DNPM/Mme. p. 57-88.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MC NAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. (2000) A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Cond. Res.*, 3: 453-488.

- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. (1984) A parte meridional do cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central). In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, F.R., Asmuz, H.E. (eds.) *Geologia do Brasil*. Brasília. DNPM/MME. p. 93-127.
- SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.A., HARTMANN, L.A., McNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. (1999a) Duas Orogêneses Principais no Sudeste do Cráton Amazônico: Evidências através de Datações U-Pb em Zircão (SHRIMP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 506-509.
- SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.A., HARTMANN, L.A., McNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. (1999b) Two main orogenies in the southwestern Amazon Craton: Zircon U-Pb SHRIMP evidence. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Cordoba, 1999. *Actas*. Cordoba, Servicio Geológico Y Minero Argentino, p. 357-360.
- SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.A., HARTMANN, L.A., McNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. (2001) Ages of sedimentary basins related to the Sunsas and Jurucua orogenies, southwest Amazon Craton established by zircon U-Pb geochronology. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Gerales, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 114-118.
- SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.A., POTTER, P.E., HARTMANN, L.A., EASTON, R.M., McNAUGHTON, N.J. (2002) The Sunsas Orogenic Cycle in western Amazon Craton, south America and correlation to the Grenville Cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02. *Anais*. SBG/Núcleo Nordeste, p. 335.
- SATO, K., TASSINARI, C.C.G. (1997) Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. da, Angélica, R.S. (coords.) Contribuições à Geologia da Amazônia. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 27 de maio a 2 de junho, 1996. *Panorama do Conhecimento Geológico*. p. 91-142.
- SCANDOLARA, J. (1998) *Mapa Geológico do Estado de Rondônia*. Residência de Porto Velho/CPRM. (Escala 1:1.000.000).
- SCANDOLARA, J. (1999a) A evolução proterozóica de Rondônia, principais eventos e cronologia dos movimentos tectônicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 255-258.
- SCANDOLARA, J. (1999b) Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico do Estado de Rondônia. Brasília/CPRM. (Escala 1:1.000.000).
- SCANDOLARA, J., AMORIM, J.L. (1999) A Faixa Móvel Guaporé, sua definição e inserção no contexto geotectônico do SW do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 278-281.
- SCANDOLARA, J.E., RIZZOTTO, G.J., AMORIM, J.L., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C. (2001) A evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – estado de Rondônia e adjacências. In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (coords.) *Contribuições à geologia da Amazônia*, volume 2. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNICA, 6., Manaus, 13 a 17/06/99. Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 251-340.
- 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 Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, 27: 101-108.

- SELTSMANN, R., FÖRSTER, H.-J., GOTTESMANN, B., SALA, M., WOLF, D., STEMPROK, M. (1998) The Zinnwald greisen deposit related to post-collisional A-type silicic magmatism in the Variscan Eastern Erzgebirge/Krusné Hory. In: Breiter, K. (ed.) GENETIC SIGNIFICANCE OF PHOSPHORUS IN FRACTIONATED GRANITES. Perslák, 1998. *Excursion Guide*. Prague, Czech Geological Survey, p. 33-50.
- SEREBRYAKOV, V.A. (1961) Autometasomatic alteration of granitoids and association of tin mineralization with the zone of sodium-potassium metasomatism. *International Geology Review*, 3(2): 100-113.
- SHANNON, J.R., WALKER, B.M., CARTEN, R.B., GERAGHTY, E.P. (1982) Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson Mine, Colorado. *Geology*, 10: 293-297.
- SHCHERBA, G.N. (1970a) Greisens. *International Geology Review*, 12(2): 114-150.
- SHCHERBA, G.N. (1970b) Greisens. *International Geology Review*, 12(3): 239-255.
- SHEPPARD, S.M.F. (1986) Characterization and Isotopic Variations in Natural Waters. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, p. 165-183. (Reviews in Mineralogy, 16).
- SHEPPARD, S.M.F. & GILG, H.A. (1996) Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31: 1-24.
- SHEPPARD, S.M.F., HARRIS, C. (1985) Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites: variation with crystal fractionation and interaction with sea water. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 74-81.
- SHEPPARD, S.M.F., NIELSEN, R.L., TAYLOR, H.P., Jr. (1969) Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 64: 755-777.
- SOUZA, V.S., BOTELHO, N.F. (2002a) O sistema vulcano-plutônico estanífero de Bom Futuro (RO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 2002. *Anais. SBG/Núcleo Nordeste*, p. 474.
- SOUZA, V.S., BOTELHO, N.F. (2002b) Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*, volume 3. SBG/Núcleo Norte, p.199-214.
- SOUZA, A.E.P. & HILDRED, P.R. (1980) Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais. SBG*, 2: 587-598.
- SOUZA, E.C. & MARQUES, W.J. (1974) Granito porfiroblástico de Santo Antônio – Território Federal de Rondônia, Brasil. CPRM, 11 p.
- SOUZA, E.C. de, MELO, A.F., ADAMY, A., SOEIRO, R.S. (1975) *Projeto Noroeste de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 1975. 12V.
- SOUZA, V.S., PONTES, R.M., MOURA, M.A. (2002) Inclusões fluidas em topázio gemológico do Complexo Granítico de Massangana (RO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02. *Anais. SBG/Núcleo Nordeste*, p. 410.
- SPARRENBARGER, I. & BETTENCOURT, J.S. (2000) The tin mineralization at the Santa Bárbara Massif, Rondônia Tin Province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 6-17 Agosto, 2000. *Abstracts CD-ROM*. Rio de Janeiro, IUGS/SBG/SBGf/MME/CPRM/PETROBRAS/DNPM/ANP/ANEEL/ABC.
- SPARRENBARGER, I., BETTENCOURT, J.S. (2002a) O Maciço Granítico Santa Bárbara, Província Estanífera de Rondônia – Parte I. Caracterização petrográfica e geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02 Setembro, 2002. *Anais. João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste*, p. 475.

- SPARRENBURGER, I., BETTENCOURT, J.S. (2002b) O Maciço Granítico Santa Bárbara, Província Estanífera de Rondônia – Parte II. A mineralização estanífera em *greisens* acamados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 15 a 20/09/02. *Anais*. João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste, p. 475.
- SPARRENBURGER, I., BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., WOODEN, J.L. (2002c) Datações U-Pb convencional *versus* SHRIMP do maciço estanífero Santa Bárbara, Suíte Granitos Últimos de Rondônia, Brasil. *Geologia USP, Série Científica*, 2: 79-94.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3): 359-362.
- STEMPROK, M. (1987) Greisenization (a review). *Geologische Rundschau*, 76(1): 169-175.
- STONE, M., EXLEY, C.S., GEORGE, M.C. (1988) Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine*, 52: 175-192.
- STYLES, M.T. & YOUNG, B.R. (1983) Fluocerite and its alteration products from the Afu Hills, Nigeria. *Mineralogical Magazine*, 47(1): 41-46.
- SUZUOKI, T., EPSTEIN, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1229-1240.
- TASSINARI, C.C.G. (1996) *O mapa geocronológico do cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. (Tese – Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOURT, J.S., GERALDES, M.C., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M. (2000) The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution Of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 41-95.
- TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., CORREIA, C.T., NUTMAN, A., KINNY, P., MARINS, C., DIAS NETO, C.M. (1999) Dating of granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of proterozoic orogenies. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, Córdoba, *Actas*, p. 371-373.
- TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., VAN SCHMUS, W.R., BETTENCOURT, J.S., TAYLOR, P.N. (1996) Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *International Geology Review*, 38(2): 161-175.
- TASSINARI, C.C.G., GERALDES, M.C., TEIXEIRA, W., NUTMAN, A.P. (2001) U/Pb (conventional and SHRIMP) and Sm-Nd constraints on granitoids from westernmost sector of Mato Grosso State, SW Amazonian Craton: a probable extension of the Paragua Terrane of Bolivia into the Brazilian territory. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Gerales, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) *Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art*. Igc-USP/IGCP 426, *Extended Abstracts*, p. 171-175.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. (1999) Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- TASSINARI, C.C.G., SIGA JÚNIOR, O., TEIXEIRA, W. (1984) Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro, *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, 1984, p. 2963-2977.
- TAYLOR, B.E. (1986) Magmatic Volatiles: Isotopic Variation of C, H, and S. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburgh, Mineralogical Society of America, p. 185-225. (Reviews in Mineralogy, 16).
- TAYLOR, B.E., EICHELBERGER, J.C., WESTRICH, H.R. (1983) Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. *Nature*, 306: 541-545.
- TAYLOR, H.P., Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69: 843-883.

- TAYLOR, H.P., Jr. (1979) Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2 ed. New York, J. Wiley and Sons, p. 236-277.
- TAYLOR, H.P., Jr., EPSTEIN, S. (1962) Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks, Part I. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73: 461-480.
- TAYLOR, H.P., Jr., FORESTER, R.W. (1971) Low ^{18}O igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, Western Scotland. *J. Petrol.*, 12: 465-497.
- TAYLOR, H.P., Jr., FORESTER, R.W. (1979) An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rock: a description of a 55-MY old fossil hydrothermal system. *J. Petrol.*, 20: 355-419.
- TAYLOR, H.P., Jr., SHEPPARD, S.M.F. (1986) Igneous Rocks: I. Processes of Isotopic Fractionation and Isotope Systematics. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R., eds. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Blacksburgh, Mineralogical Society of America, p. 227-271. (Reviews in Mineralogy, 16).
- TAYLOR, R.G. & POLLARD, P.J. (1988) Pervasive hydrothermal alteration in tin-bearing granites and implications for the evolution of ore-bearing magmatic fluids. In: R.P. TAYLOR & D.F. STRONG (eds.) *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Montréal, Canadian Institute of Mining and Metallurgy (Special Volume 39).
- TAYLOR, R.P. (1992) The petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Canadian Mineralogist*, 30: 895-921.
- TAYLOR, R.P. & FALLICK, A.E. (1997) The evolution of fluorine-rich felsic magmas: source dichotomy, magmatic convergence and the origins of topaz granite. *Terra Nova*, 9: 105-108.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. (1984) Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. *Alas*. Manaus, DNPM/MME, p. 87-91.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. (1989) A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.
- TINDLE, A.G. & WEBB, P.C. (1990) Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *Eur. J. Mineral.*, 2: 595-610.
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.-J., GOTTESMANN, B. (1999) The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li_2O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine*, 63(1): 57-74.
- TISCHENDORF, G., GOTTESMANN, B., FÖRSTER, H.-J., TRUMBULL, R.B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61: 809-834.
- TOHVER, E., VAN DER PLUIJM, B.A., SCANDOLARA, J., GERALDES, M.C. (2000) Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-t results in western Brazil. In: GSA Annual Meeting. Denver. Abstract Volume.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., GERALDES, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 151-154.

- TOSDAL, R.M., BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L. (1995) Pb isotopic compositions from Middle Proterozoic Rondonian rapakivi massifs, southwestern margin of the Amazon Craton, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., Belém, 1995. *Abstracts*. Belém, UFPA, p. 73-74.
- TOSDAL, R.M., BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L. (1996) U-Pb geochronologic framework of the mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, 1996, V. 6, p. 591-593.
- TRUEDELL, A.H., WHITE, D.E. (1973) Production of superheated steam from vapor-dominated geothermal reservoirs. *Geothermics*, 2: 154-173.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoir*, 74: 153.
- VALLEY, J.W. (2001) Stable Isotope Thermometry at High Temperatures. In: Valley, J.W. & Cole, D.R. (eds.) *Stable Isotope Geochemistry*. Blacksburg, Mineralogical Society of America. p. 365-413. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 43).
- VAN DEN KERKHOF, A.M. & HEIN, U. (2001) Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4): 27-47.
- VAN DER PLAS, L., TOBI, A.C. (1965) A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263(1): 87-90.
- VAN SCHMUS, W.R., GERALDES, M.C., KOZUCH, M., FETTER, A.H., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W. (1998) U/Pb and Sm/Nd constraints on the age and origin of proterozoic crust in southwestern Mato Grosso, Brazil: Evidence for a 1450 Ma magmatic arc in SW Amazonia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, no.?, Ouro Preto, 1998. *Abstract Volume*. Ouro Preto, editora?, p. 121-125.
- VAN SCHMUS, W.R., GERALDES, M.C., KOZUCH, M., FETTER, A.H., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W. (1999) Jauru Terrane: A late Paleoproterozoic orogen in SW Amazon craton, Mato Grosso State, Brazil. In: EUROPEAN UNION GEOLOGY BIENNIAL MEETING, Streisburg. *Abstract Volume*. Streisburg, p. 56.
- VENEZIANI, P., OKIDA, R., BETTENCOURT, J.S. (2001a) 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.I.G., Geraldês, M.C., Sparrenberger, I. (eds.) *WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART*. São Paulo, August 10th-12th, 2001. *Extended Abstract Volume*. p. 105-109.
- VENEZIANI, P., OKIDA, R., BETTENCOURT, J.S. (2001b) Controles Estruturais no Alojamento dos Granitos Estaníferos de Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001. *Anais CD-ROM*. SBG/Núcleo Norte.
- VILLANOVA, M.T. & FRANKE, N.D. (1995) Serra do Bom Futuro Rondônia: a Volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., Belém, 1995. *Abstracts*. Belém, UFPA, p. 78-79.
- VORMA, A. (1976) On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin*, 285, 98p.
- WAGHORN, J.G. (1974) The geology of Rondonia (western Brazil), with special reference to the tin-bearing complexes and placer deposits. Londres, 293p. (Tese - Doutorado) - Faculty of Science, University of London.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419.
- WHITE, D.E., MUFFLER, L.J.P., TRUEDELL, A.H. (1971) Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. *Econ. Geol.*, 66:75-97.

- WILCOX, R.E. (1984) Optical Properties of micas under the polarizing microscope. In: Bailey, S.W. ed. *Micas*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, p. 183-200. (Reviews in Mineralogy, 13).
- WILKINSON, J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4): 229-272.
- WINCHELL, A.N. (1942) Further studies of the lepidolite system. *American Mineralogist*, 27: 114-130.
- YOKOI, O.Y., VIGLIO, E.P., JONES, J.P., FIGUEROA, L.A. (1987) Potosi - A Primary Tin Deposit in Rondonia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1., Salvador, 1987. *Extended Abstracts*. Salvador, 1987, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p. 241-243.
- XU, K.Q., ZHU, J.C., XU, S.J. (1987) Geological environments and geochemical differences of W, Sn, Nb/Ta-bearing granites and their related mineral deposits in South China. In: INT. SYMP. IGCP PROJECT 220, Guilin (China), 1987. *Abstracts*. China, Nonferrous Metals Society of China, Research Institute of Geology for Mineral Resources, p. 194-197.
- ZHANG, L-G., LIU, J-X, CHEN, Z-S, ZHOU, H-B (1994) Experimental Investigations of Oxygen Isotope Fractionation in Cassiterite and Wolframite. *Economic Geology*, 89: 150-157.
- ZHENG, Y-F. (1991) Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2299-2307.
- ZHENG, Y-F. (1993a) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1079-1091.
- ZHENG, Y-F. (1993b) Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 247-263.

ANEXO II

Amostra	AM-3B	AM-3B	AM-3B	AM-3B	AM-3B	AM-3B	AM-3B
Ponto	1	15	2	16	3	4	5
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda	radiada*	radiada*	radiada*
SiO ₂	46,923	47,295	47,065	46,724	46,929	46,524	46,216
TiO ₂	0,003	0,056	0,020	0,000	0,000	0,000	0,053
Al ₂ O ₃	34,434	32,216	33,322	36,544	31,677	33,666	33,269
FeO	3,086	4,311	3,658	0,327	4,198	3,578	3,643
MnO	0,361	0,468	0,353	0,572	0,519	0,401	0,465
MgO	0,007	0,005	0,011	0,005	0,005	0,017	0,026
Li ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0,010	0,000	0,008	0,036	0,000	0,034	0,042
Na ₂ O	0,133	0,121	0,122	0,040	0,110	0,035	0,079
K ₂ O	10,873	10,795	10,489	10,227	10,758	10,623	10,359
F	1,242	1,220	1,192	0,344	1,582	1,004	1,388
Cl	0,010	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,014
TOTAL	97,082	96,487	96,245	94,819	95,781	95,882	95,554
O= F, Cl	0,525	0,514	0,503	0,145	0,667	0,423	0,588
Total corrigido para F e Cl=	96,557	95,973	95,742	94,674	95,114	95,459	94,966

Si	6,1939	6,3227	6,2698	6,1939	6,3230	6,2277	6,2097
Ti	0,0003	0,0056	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0054
Al ^{IV}	5,3567	5,0756	5,2314	5,7091	5,0298	5,3109	5,2680
Al ^{VI}	1,8061	1,6773	1,7302	1,8061	1,6770	1,7723	1,7903
Fe ²⁺	3,5506	3,3983	3,5012	3,9030	3,3528	3,5386	3,4777
Mn	0,3406	0,4819	0,4075	0,0362	0,4730	0,4005	0,4093
Mg	0,0404	0,0530	0,0398	0,0642	0,0592	0,0455	0,0529
Mg	0,0014	0,0010	0,0022	0,0010	0,0010	0,0034	0,0052
Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0,0014	0,0000	0,0011	0,0051	0,0000	0,0049	0,0060
Na	0,0340	0,0314	0,0315	0,0103	0,0287	0,0091	0,0206
K	1,8308	1,8409	1,7824	1,7293	1,8489	1,8139	1,7754
F	0,5184	0,5157	0,5021	0,1442	0,6740	0,4250	0,5897
Cl	0,0022	0,0000	0,0011	0,0000	0,0007	0,0000	0,0032
Total	14,3202	14,3278	14,2710	13,8934	14,4383	14,2408	14,3454

ocupação octaédrica (Y)	3,9333	3,9399	3,9527	4,0045	3,8860	3,9880	3,9505
ocupação intercamadas (X)	1,8662	1,8722	1,8150	1,7447	1,8777	1,8278	1,8021
carga intercamadas	1,8677	1,8722	1,8162	1,7499	1,8777	1,8327	1,8081
carga tetraédrica	-1,8061	-1,6773	-1,7302	-1,8061	-1,6770	-1,7723	-1,7903
carga octaédrica	-0,5822	-0,7107	-0,5893	-0,0880	-0,8753	-0,4854	-0,6107
carga das camadas	-2,3883	-2,3879	-2,3194	-1,8940	-2,5523	-2,2577	-2,4010
carga total	-0,5207	-0,5157	-0,5033	-0,1442	-0,6747	-0,4250	-0,5929

Amostra	AM-3B	AM-3B	AM-3B
Ponto	7	8	9
Descrição	radiada**	radiada**	radiada**
SiO ₂	47,248	46,729	46,499
TiO ₂	0,000	0,016	0,036
Al ₂ O ₃	33,181	32,166	37,530
FeO	3,620	3,607	0,428
MnO	0,498	0,492	0,497
MgO	0,005	0,001	0,032
Li ₂ O	0,006	0,006	0,006
CaO	0,004	0,000	0,043
Na ₂ O	0,104	0,082	0,053
K ₂ O	10,578	10,751	9,882
F	1,311	1,370	0,527
Cl	0,000	0,004	0,013
TOTAL	96,555	95,224	95,546
O= F, Cl	0,552	0,578	0,225
Total corrigido para F e Cl=	96,003	94,646	95,321

Si	6,2795	6,3115	6,1085
Ti	0,0000	0,0016	0,0036
Al ^{III}	5,1971	5,1200	5,8104
Al ^{IV}	1,7205	1,6885	1,8915
Al ^{VI}	3,4765	3,4315	3,9189
Fe ²⁺	0,4023	0,4074	0,0470
Mn	0,0561	0,0563	0,0553
Mg	0,0010	0,0002	0,0063
Li	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0,0006	0,0000	0,0061
Na	0,0268	0,0215	0,0135
K	1,7933	1,8523	1,6560
F	0,5510	0,5851	0,2189
Cl	0,0000	0,0009	0,0029
Total	14,3075	14,3568	13,9284

ocupação octaédrica (Y)	3,9359	3,8970	4,0310
ocupação intercamadas (X)	1,8207	1,8737	1,6755
carga intercamadas	1,8212	1,8737	1,6816
carga tetraédrica	-1,7205	-1,6885	-1,8915
carga octaédrica	-0,6517	-0,7713	-0,0119
carga das camadas	-2,3722	-2,4598	-1,9034
carga total	-0,5510	-0,5860	-0,2218

Amostra	AM-14B	AM-14B	AM-14B	AM-14B	AM-14B	AM-14B
Ponto	6	7	14	15	10	11
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda	alteração	alteração
SiO ₂	41,177	41,045	40,941	40,232	47,782	44,660
TiO ₂	0,074	0,000	0,207	0,099	0,000	0,043
Al ₂ O ₃	22,720	23,988	22,609	23,097	31,439	33,447
FeO	18,309	18,126	17,551	17,334	4,031	4,642
MnO	1,288	1,356	1,224	1,321	0,452	0,535
MgO	0,029	0,073	0,065	0,053	0,017	0,024
Li ₂ O	0,755	0,755	0,755	0,755	0,006	0,006
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,004	0,021
Na ₂ O	0,169	0,074	0,233	0,151	0,041	0,068
K ₂ O	9,827	9,768	9,515	9,513	10,565	10,157
F	5,926	3,501	5,770	6,171	1,207	1,522
Cl	0,000	0,001	0,007	0,019	0,008	0,005
Nb ₂ O ₅	0,000	0,000	0,002	0,000	n.d.	n.d.
TOTAL	100,274	98,687	98,879	98,745	95,552	95,130
O= F, Cl	2,495	1,474	2,431	2,603	0,510	0,642
Total corrigido para F e Cl=	97,779	97,213	96,448	96,142	95,042	94,488
Si	5,7925	5,8535	5,8142	5,7237	6,4243	6,0698
Ti	0,0078	0,0000	0,0221	0,0106	0,0000	0,0044
Al ^{IV}	3,7666	4,0316	3,7839	3,8725	4,9815	5,3573
Al ^{IV}	2,2075	2,1465	2,1858	2,2763	1,5757	1,9302
Al ^{VI}	1,5591	1,8851	1,5982	1,5961	3,4059	3,4271
Fe ²⁺	2,1537	2,1615	2,0842	2,0621	0,4532	0,5276
Mn	0,1534	0,1638	0,1472	0,1592	0,0515	0,0516
Mg	0,0061	0,0155	0,0138	0,0112	0,0034	0,0049
Li	0,4271	0,4330	0,4312	0,4319	0,0032	0,0033
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,0006	0,0031
Na	0,0461	0,0205	0,0642	0,0416	0,0107	0,0179
K	1,7634	1,7769	1,7237	1,7263	1,8119	1,7609
F	2,6360	1,5788	2,5911	2,7761	0,5132	0,6541
Cl	0,0000	0,0002	0,0017	0,0046	0,0018	0,0012
Nb	0,0000	0,0000	0,0003	0,0000	n.d.	n.d.
Total	16,7527	16,0354	16,6776	16,8198	14,2553	14,4658
ocupação octaédrica (Y)	4,3072	4,6590	4,2970	4,2711	3,9172	4,0287
ocupação intercamadas (X)	1,8094	1,7974	1,7878	1,7680	1,8232	1,7819
carga intercamadas	1,8094	1,7974	1,7878	1,7680	1,8237712	1,7849139
carga tetraédrica	-2,2075	-2,1465	-2,1858	-2,2763	-1,5757	-1,9302
carga octaédrica	-2,2379	-1,2299	-2,1939	-2,2723	-0,7631	-0,5100
carga das camadas	-4,4455	-3,3764	-4,3796	-4,5487	-2,3387	-2,4402
carga total	-2,6360	-1,5790	-2,5918	-2,7807	-0,5150	-0,6553

Amostra	AM-19	AM-19	AM-19	AM-19	AM-19	AM-19
Ponto	1	2	3	13	14	15
Descrição	núcleo	int	borda	verde	marrom-clara	marrom-escura
SiO ₂	40,459	41,092	45,347	41,134	40,312	40,632
TiO ₂	0,159	0,230	0,017	0,125	0,766	0,280
Al ₂ O ₃	23,317	23,278	27,967	22,663	22,212	22,799
FeO	19,640	17,376	11,480	17,671	18,975	17,860
MnO	1,362	1,618	1,087	1,341	1,327	1,632
MgO	0,062	0,058	0,031	0,064	0,051	0,043
Li ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,004
BaO	0,064	0,070	0,000	0,000	0,124	0,044
Na ₂ O	0,332	0,205	0,095	0,290	0,154	0,165
K ₂ O	9,289	9,330	10,044	9,423	9,175	9,234
F	6,025	4,761	2,277	5,775	5,702	4,485
Cl	0,000	0,011	0,012	0,017	0,015	0,003
TOTAL	100,709	98,034	98,357	98,503	98,813	97,181
O= F, Cl	2,537	2,007	0,961	2,435	2,404	1,889
Total corrigido para F e Cl=	98,172	96,027	97,396	96,068	96,409	95,292

Si	5,7116	5,8924	6,2014	5,8777	5,7876	5,8987
Ti	0,0169	0,0248	0,0017	0,0134	0,0827	0,0306
Al ^{III}	3,8792	3,9338	4,5073	3,8164	3,7582	3,9006
Al ^{IV}	2,2884	2,1076	1,7986	2,1223	2,2124	2,1013
Al ^{VI}	1,5908	1,8262	2,7086	1,6942	1,5457	1,7993
Fe ²⁺	2,3184	2,0835	1,3128	2,1114	2,2780	2,1681
Mn	0,1628	0,1965	0,1259	0,1623	0,1614	0,2007
Mg	0,0130	0,0124	0,0063	0,0136	0,0109	0,0093
Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0,0000	0,0008	0,0000	0,0000	0,0000	0,0006
Ba	0,0035	0,0039	0,0000	0,0000	0,0070	0,0025
Na	0,0909	0,0570	0,0252	0,0803	0,0429	0,0464
K	1,6727	1,7066	1,7521	1,7175	1,6803	1,7100
F	2,6895	2,1588	0,9846	2,6094	2,5886	2,0589
Cl	0,0000	0,0134	0,0139	0,0041	0,0182	0,0037
Total	16,5585	16,0838	14,9312	16,4063	16,4156	16,0299

ocupação octaédrica (Y)	4,1019	4,1433	4,1553	3,9949	4,0787	4,2079
ocupação intercamadas (X)	1,7671	1,7683	1,7773	1,7979	1,7301	1,7595
carga intercamadas	1,7706	1,7730	1,7773	1,7979	1,7371	1,7626
carga tetraédrica	-2,2884	-2,1076	-1,7986	-2,1223	-2,2124	-2,1013
carga octaédrica	-2,1717	-1,8375	-0,9772	-2,2891	-2,1315	-1,7239
carga das camadas	-4,4601	-3,9451	-2,7758	-4,4114	-4,3439	-3,8252
carga total	-2,6895	-2,1721	-0,9985	-2,6135	-2,6068	-2,0625

Amostra	AM-35	AM-35	AM-35	AM-35
Ponto	7	8	9	10
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	40,657	40,152	46,803	39,926
TiO ₂	0,045	0,035	0,000	0,054
Al ₂ O ₃	22,058	22,478	30,172	22,109
FeO	18,950	19,467	6,915	19,850
MnO	1,197	1,086	0,506	1,250
MgO	0,011	0,012	0,009	0,000
Li ₂ O	0,504	0,504	0,006	0,504
CaO	0,000	0,000	0,000	0,006
BaO	0,000	0,097	0,092	0,000
Na ₂ O	0,165	0,052	0,074	0,147
K ₂ O	9,556	9,403	10,429	9,467
F	6,717	4,745	1,935	4,144
Cl	0,029	0,022	0,012	0,004
TOTAL	99,889	98,053	96,953	97,461
O= F- Cl	2,835	2,003	0,817	1,746
Total corrigido para F e Cl	97,054	96,050	96,136	95,715

Si	5,7610	5,8114	6,3151	5,8386
Ti	0,0048	0,0038	0,0000	0,0059
Al ^{IV}	3,6835	3,8341	4,7978	3,8102
Al ^{VI}	2,2390	2,1886	1,6849	2,1614
Al ^{VI}	1,4444	1,6455	3,1129	1,6488
Fe ²⁺	2,2453	2,3560	0,7802	2,4273
Mn	0,1436	0,1331	0,0578	0,1548
Mg	0,0023	0,0026	0,0018	0,0000
Li	0,2872	0,2933	0,0033	0,2964
Ca	0,0000	0,0000	0,0000	0,0009
Ba	0,0000	0,0055	0,0049	0,0000
Na	0,0453	0,0146	0,0194	0,0417
K	1,7272	1,7360	1,7950	1,7659
F	3,0096	2,1716	0,8256	1,9162
Cl	0,0348	0,0270	0,0137	0,0050
Total	16,9446	16,3890	14,6145	16,2629

ocupação octaédrica (Y)	4,1276	4,4343	3,9560	4,5332
ocupação intercamadas (X)	1,7725	1,7561	1,8192	1,8085
carga intercamadas	1,7725	1,7616	1,8241	1,8095
carga tetraédrica	-2,2390	-2,1886	-1,6849	-2,1614
carga octaédrica	-2,5779	-1,7716	-0,9785	-1,5693
carga das camadas	-4,8170	-3,9602	-2,6634	-3,7307
carga total	-3,0444	-2,1986	-0,8393	-1,9212

Amostra	AM-41B	AM-41B	AM-41B	AM-41B
Ponto	14	15	27	28
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	40,046	39,618	40,019	39,835
TiO ₂	0,037	0,027	0,000	0,020
Al ₂ O ₃	20,982	21,175	21,283	21,079
FeO	21,425	22,145	20,607	21,376
MnO	0,890	0,853	0,837	0,846
MgO	0,016	0,014	0,007	0,017
Li ₂ O	0,693	0,693	0,693	0,693
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,227	0,230	0,242	0,231
K ₂ O	9,720	9,577	9,682	9,480
F	5,378	5,202	5,868	5,836
Cl	0,015	0,064	0,018	0,021
TOTAL	99,429	99,598	99,256	99,434
O= F- Cl	2,268	2,205	2,475	2,462
Total corrigido para F e Cl	97,161	97,393	96,781	96,972

Si	5,7843	5,7270	5,7631	5,7445
Ti	0,0040	0,0029	0,0000	0,0022
Al ^{IV}	3,5717	3,6074	3,6120	3,5823
Al ^{IV}	2,2157	2,2730	2,2369	2,2555
Al ^{VI}	1,3560	1,3344	1,3751	1,3268
Fe ²⁺	2,5877	2,6768	2,4815	2,5776
Mn	0,1089	0,1044	0,1021	0,1033
Mg	0,0034	0,0030	0,0015	0,0037
Li	0,4025	0,4029	0,4013	0,4019
Ca	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na	0,0636	0,0645	0,0676	0,0646
K	1,7909	1,7659	1,7785	1,7438
F	2,4563	2,3778	2,6721	2,6612
Cl	0,0184	0,0784	0,0220	0,0257
Total	16,7917	16,8111	16,9017	16,9107

ocupação octaédrica (Y)	4,4625	4,5244	4,3615	4,4155
ocupação intercamadas (X)	1,8544	1,8304	1,8461	1,8084
carga intercamadas	1,8544	1,8304	1,8461	1,8084
carga tetraédrica	-2,2157	-2,2730	-2,2369	-2,2555
carga octaédrica	-2,1135	-2,0137	-2,3033	-2,2398
carga das camadas	-4,3292	-4,2866	-4,5402	-4,4953
carga total	-2,4747	-2,4562	-2,6941	-2,6869

Amostra	AM-52Ba	AM-52Ba	AM-52Ba	AM-52Ba
Ponto	16	17	20	21
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	34,713	35,457	34,932	35,767
TiO ₂	2,597	2,875	2,810	2,926
Al ₂ O ₃	20,643	20,725	19,694	21,059
FeO	27,784	26,918	28,360	26,016
MnO	0,370	0,330	0,335	0,362
MgO	1,493	1,457	1,422	1,227
Li ₂ O	0,084	0,084	0,084	0,084
BaO	0,022	0,087	0,075	0,022
Na ₂ O	0,097	0,105	0,145	0,138
K ₂ O	9,084	9,331	9,331	9,593
F	2,405	1,947	1,990	1,597
Cl	0,324	0,325	0,362	0,343
Nb ₂ O ₅	0,061	0,091	0,067	0,072
TOTAL	99,677	99,732	99,607	99,206
O=F,Cl	1,086	0,893	0,920	0,750
Total corrigido para F e Cl	98,591	98,839	98,687	98,456

Si	5,2376	5,3229	5,3058	5,3756
Ti	0,2947	0,3246	0,3210	0,3308
Al ^{IV}	3,6707	3,6666	3,5253	3,7300
Al ^{VI}	2,7624	2,6771	2,6942	2,6244
Al ^{VI}	0,9083	0,9895	0,8311	1,1056
Fe ²⁺	3,5054	3,3790	3,6020	3,2695
Mn	0,0473	0,0420	0,0431	0,0461
Mg	0,3358	0,3261	0,3220	0,2749
Li	0,0510	0,0507	0,0513	0,0508
Ba	0,0013	0,0051	0,0045	0,0013
Na	0,0142	0,0153	0,0213	0,0201
K	1,7484	1,7868	1,8079	1,8391
F	1,1475	0,9242	0,9558	0,7590
Cl	0,0829	0,0827	0,0932	0,0874
Nb	0,0104	0,0154	0,0115	0,0122
Total	16,1471	15,9414	16,0646	15,7968

ocupação octaédrica (Y)	5,1426	5,1119	5,1705	5,0777
ocupação intercamadas (X)	1,7638	1,8072	1,8337	1,8605
carga intercamadas	1,7651	1,8123	1,8381	1,8618
carga tetraédrica	-2,7624	-2,6771	-2,6942	-2,6244
carga octaédrica	-0,2681	-0,1883	-0,2373	-0,1283
carga das camadas	-3,0304	-2,8654	-2,9315	-2,7527
carga total	-1,2653	-1,0531	-1,0933	-0,8909

Amostra	AM-53Ba	AM-53Ba	AM-53Ba	AM-53Ba
Ponto	6	7	8	23
Descrição	mica primária	mica sec.	mica sec.	mica primária
SiO ₂	38,035	39,060	37,180	39,736
TiO ₂	0,535	0,234	0,224	0,709
Al ₂ O ₃	19,795	21,259	19,674	21,684
FeO	25,318	21,729	24,476	19,906
MnO	0,925	1,361	1,564	0,910
MgO	0,338	0,287	0,300	0,300
Li ₂ O	0,279	0,279	0,279	0,279
BaO	0,209	0,103	0,000	0,038
Na ₂ O	0,121	0,116	0,084	0,083
K ₂ O	9,340	9,381	9,103	9,344
F	5,052	4,343	4,561	4,420
Cl	0,036	0,024	0,046	0,017
Nb ₂ O ₅	0,028	0,017	0,001	0,000
TOTAL	100,011	98,193	97,492	97,426
O= F, Cl	2,135	1,834	1,931	1,865
Total corrigido para F e Cl	97,876	96,359	95,561	95,561

Si	5,6124	5,7516	5,6251	5,8143
Ti	0,0594	0,0259	0,0255	0,0780
Al ^{IV}	3,4423	3,6892	3,5078	3,7392
Al ^{IV}	2,3876	2,2484	2,3749	2,1857
Al ^{VI}	1,0548	1,4408	1,1329	1,5535
Fe ²⁺	3,1239	2,6755	3,0964	2,4356
Mn	0,1156	0,1697	0,2004	0,1128
Mg	0,0744	0,0630	0,0677	0,0654
Li	0,1656	0,1652	0,1697	0,1642
Ba	0,0121	0,0059	0,0000	0,0022
Na	0,0173	0,0166	0,0123	0,0118
K	1,7580	1,7620	1,7568	1,7440
F	2,3573	2,0222	2,1820	2,0451
Cl	0,0090	0,0060	0,0118	0,0042
Nb	0,0047	0,0028	0,0002	0,0000
Total	16,7519	16,3556	16,6557	16,2168

ocupação octaédrica (Y)	4,5936	4,5401	4,6926	4,4095
ocupação intercamadas (X)	1,7874	1,7845	1,7691	1,7580
carga intercamadas	1,7995	1,7905	1,7691	1,7602
carga tetraédrica	-2,3876	-2,2484	-2,3749	-2,1857
carga octaédrica	-1,8048	-1,5925	-1,6006	-1,6355
carga das camadas	-4,1924	-3,8409	-3,9755	-3,8212
carga total	-2,3929	-2,0504	-2,2065	-2,0611

Amostra	AM-89	AM-89	AM-89	AM-89
Ponto	9	15	12	16
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	46,136	46,242	46,433	45,224
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	33,096	33,247	31,652	31,166
FeO	3,091	2,667	4,314	3,875
MnO	0,629	0,547	0,515	0,811
MgO	0,026	0,010	0,000	0,011
Li ₂ O	0,007	0,007	0,007	0,007
CaO	0,014	0,008	0,000	0,000
Na ₂ O	0,089	0,105	0,097	0,112
K ₂ O	10,416	10,347	10,523	10,789
F	0,981	0,831	1,164	0,888
Cl	0,004	0,000	0,000	0,004
TOTAL	94,489	94,011	94,705	92,887
O= F, Cl	0,414	0,350	0,490	0,375
Total corrigido para F e Cl	94,075	93,661	94,215	92,512

Si	6,2559	6,2797	6,3244	6,3011
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al ^T	5,2887	5,3209	5,0807	5,1175
Al ^{IV}	1,7441	1,7203	1,6756	1,6989
Al ^{VI}	3,5446	3,6006	3,4050	3,4187
Fe ²⁺	0,3505	0,3029	0,4913	0,4515
Mn	0,0722	0,0629	0,0594	0,0957
Mg	0,0053	0,0020	0,0000	0,0023
Li	0,0038	0,0038	0,0038	0,0039
Ca	0,0020	0,0012	0,0000	0,0000
Na	0,0117	0,0138	0,0128	0,0151
K	1,8016	1,7924	1,8283	1,9175
F	0,4206	0,3568	0,5013	0,3912
Cl	0,0009	0,0000	0,0000	0,0009
Total	14,2132	14,1364	14,3020	14,2969

ocupação octaédrica (Y)	3,9764	3,9722	3,9596	3,9721
ocupação intercamadas (X)	1,8153	1,8073	1,8411	1,9327
carga intercamadas	1,8174	1,8085	1,8411	1,9327
carga tetraédrica	-1,7441	-1,7203	-1,6756	-1,6989
carga octaédrica	-0,5065	-0,4589	-0,6796	-0,6411
carga das camadas	-2,2506	-2,1792	-2,3552	-2,3400
carga total	-0,4332	-0,3707	-0,5141	-0,4073

Amostra	AM-134	AM-134	AM-134	AM-134	AM-134	AM-134	AM-134
Ponto	1	2	3	4	8	9	10
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	reliquiar
SiO ₂	38,956	37,982	39,276	39,297	39,142	38,703	40,154
TiO ₂	0,203	0,148	0,270	0,164	0,299	0,150	0,503
Al ₂ O ₃	21,424	21,823	22,050	22,191	22,037	21,726	21,556
FeO	21,632	24,403	21,399	21,282	21,542	22,805	20,834
MnO	0,869	0,924	0,885	0,848	0,915	0,837	0,817
MgO	0,051	0,040	0,047	0,020	0,051	0,076	0,052
Li ₂ O	0,598	0,598	0,598	0,598	0,598	0,598	0,301
BaO	0,037	0,000	0,000	0,043	0,142	0,000	0,070
Na ₂ O	0,169	0,239	0,235	0,137	0,186	0,267	0,166
K ₂ O	9,348	9,175	9,113	9,481	9,245	8,823	9,491
F	5,805	4,291	5,252	4,355	5,566	4,790	4,982
Cl	0,022	0,035	0,031	0,093	0,017	0,029	0,018
Nb ₂ O ₅	0,028	0,008	0,000	0,000	0,021	0,028	0,051
TOTAL	99,142	99,666	99,156	98,509	99,761	98,832	98,995
O= F, Cl	2,449	1,815	2,218	1,855	2,347	2,023	2,102
Total corrigido para F e Cl	96,693	97,851	96,938	96,654	97,414	96,809	96,893

Si	5,6547	5,5662	5,6764	5,7263	5,6383	5,6521	5,8058
Ti	0,0222	0,0163	0,0293	0,0180	0,0324	0,0165	0,0547
Al ^{IV}	3,6649	3,7690	3,7556	3,8109	3,7410	3,7391	3,6731
Al ^{VI}	2,3453	2,4338	2,3236	2,2737	2,3617	2,3479	2,1942
Al ^{VI}	1,3196	1,3352	1,4320	1,5372	1,3793	1,3912	1,4788
Fe ²⁺	2,6256	2,9904	2,5861	2,5932	2,5948	2,7848	2,5189
Mn	0,1068	0,1147	0,1083	0,1047	0,1116	0,1035	0,1000
Mg	0,0110	0,0087	0,0101	0,0043	0,0110	0,0165	0,0112
Li	0,3491	0,3524	0,3476	0,3504	0,3464	0,3512	0,1750
Ba	0,0021	0,0000	0,0000	0,0025	0,0080	0,0000	0,0040
Na	0,0238	0,0340	0,0329	0,0194	0,0260	0,0378	0,0233
K	1,7309	1,7151	1,6800	1,7623	1,6987	1,6436	1,7505
F	2,6645	1,9885	2,4002	2,0067	2,5353	2,2119	2,2778
Cl	0,0054	0,0087	0,0076	0,0230	0,0042	0,0072	0,0044
Nb	0,0046	0,0013	0,0000	0,0000	0,0034	0,0046	0,0083
Total	16,8656	16,5653	16,6341	16,4215	16,7511	16,5688	16,4068

ocupação octaédrica (Y)	4,4344	4,8178	4,5134	4,6077	4,4755	4,6637	4,3386
ocupação intercamadas (X)	1,7567	1,7491	1,7129	1,7841	1,7327	1,6814	1,7777
carga intercamadas	1,7589	1,7491	1,7129	1,7866	1,7407	1,6814	1,7817
carga tetraédrica	-2,3453	-2,4338	-2,3236	-2,2737	-2,3617	-2,3479	-2,1942
carga octaédrica	-2,1164	-1,3490	-1,8300	-1,5619	-1,9513	-1,5996	-1,9095
carga das camadas	-4,4617	-3,7828	-4,1536	-3,8356	-4,3130	-3,9475	-4,1038
carga total	-2,7029	-2,0338	-2,4407	-2,0490	-2,5722	-2,2662	-2,3221

Amostra	AM-145	AM-145	AM-145	AM-145	AM-145	AM-145
Ponto	7	8	14	15	20	21
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	36,017	36,074	36,563	37,633	37,444	36,268
TiO ₂	0,974	0,792	1,411	1,201	1,093	1,189
Al ₂ O ₃	19,746	19,624	19,293	20,068	20,015	19,674
FeO	29,142	28,470	27,891	26,272	26,725	28,366
MnO	0,811	0,720	0,722	0,743	0,639	0,699
MgO	0,263	0,279	0,269	0,248	0,263	0,305
Li ₂ O	0,301	0,301	0,301	0,301	0,301	0,301
CaO	0,000	0,000	0,006	0,009	0,000	0,000
BaO	0,000	0,111	0,051	0,039	0,000	0,000
Na ₂ O	0,183	0,173	0,133	0,139	0,170	0,178
K ₂ O	9,144	9,184	9,242	9,376	9,407	9,288
F	4,310	4,322	3,660	4,292	4,481	3,974
Cl	0,164	0,162	0,062	0,069	0,076	0,061
TOTAL	101,055	100,212	99,604	100,390	100,614	100,303
O= F, Cl	1,852	1,856	1,555	1,823	1,904	1,687
Total corrigido para F e Cl	99,203	98,356	98,049	98,567	98,710	98,616

Si	5,3547	5,3968	5,4947	5,5440	5,5149	5,4237
Ti	0,1089	0,0891	0,1595	0,1331	0,1211	0,1337
Al ^{IV}	3,4597	3,4599	3,4169	3,4841	3,4741	3,4673
Al ^{VI}	2,6453	2,6032	2,5053	2,4560	2,4851	2,5763
Fe ²⁺	0,8145	0,8567	0,9116	1,0280	0,9890	0,8911
Mn	3,6229	3,5615	3,5049	3,2363	3,2914	3,5471
Mg	0,1021	0,0912	0,0919	0,0927	0,0797	0,0885
Mg	0,0583	0,0622	0,0603	0,0545	0,0577	0,0680
Li	0,1800	0,1811	0,1819	0,1783	0,1783	0,1810
Ca	0,0000	0,0000	0,0010	0,0014	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0065	0,0030	0,0023	0,0000	0,0000
Na	0,0527	0,0502	0,0387	0,0397	0,0485	0,0516
K	1,7341	1,7526	1,7717	1,7619	1,7673	1,7718
F	2,0262	2,0446	1,7392	1,9993	2,0869	1,8792
Cl	0,2066	0,2054	0,0790	0,0861	0,0949	0,0773
Total	16,9063	16,9011	16,5426	16,6136	16,7149	16,6893

ocupação octaédrica (Y)	4,8866	4,8418	4,9100	4,7229	4,7172	4,9094
ocupação intercamadas (X)	1,7869	1,8093	1,8144	1,8053	1,8159	1,8234
carga intercamadas	1,7869	1,8158	1,8183	1,8089	1,8159	1,8234
carga tetraédrica	-2,6453	-2,6032	-2,5053	-2,4560	-2,4851	-2,5763
carga octaédrica	-1,3744	-1,4625	-1,1313	-1,4384	-1,5126	-1,2036
carga das camadas	-4,0197	-4,0657	-3,6365	-3,8944	-3,9977	-3,7799
carga total	-2,2328	-2,2499	-1,8182	-2,0855	-2,1818	-1,9565

Amostra	AM-211A	AM-211A	AM-211A	AM-211A
Ponto	1	2	3	4
Descrição	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	38,422	38,837	38,140	38,449
TiO ₂	0,076	0,068	0,039	0,144
Al ₂ O ₃	21,078	21,186	21,204	21,228
FeO	24,301	23,336	23,579	22,903
MnO	1,474	1,556	1,405	1,457
MgO	0,003	0,009	0,002	0,021
Li ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,255	0,246	0,304	0,231
K ₂ O	9,142	9,133	9,070	9,199
F	5,071	4,336	5,114	3,918
Cl	0,018	0,016	0,021	0,025
TOTAL	99,840	98,723	98,878	97,575
O= F, Cl	2,139	1,829	2,158	1,655
Total corrigido para F e Cl	97,701	96,894	96,720	95,920

Si	5,6389	5,7341	5,6347	5,7401
Ti	0,0084	0,0076	0,0043	0,0162
Al ^{III}	3,6456	3,6864	3,6918	3,7348
Al ^{IV}	2,3611	2,2659	2,3653	2,2599
Al ^{VI}	1,2845	1,4205	1,3264	1,4749
Fe ²⁺	2,9822	2,8811	2,9128	2,8591
Mn	0,1832	0,1946	0,1758	0,1842
Mg	0,0007	0,0020	0,0004	0,0047
Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na	0,0363	0,0352	0,0435	0,0334
K	1,7114	1,7201	1,7092	1,7518
F	2,3533	2,0244	2,3890	1,8496
Cl	0,0045	0,0040	0,0053	0,0063
Total	16,5645	16,2893	16,5669	16,1802

ocupação octaédrica (Y)	4,4590	4,5057	4,4198	4,5391
ocupação intercamadas (X)	1,7477	1,7553	1,7528	1,7852
carga intercamadas	1,7477	1,7553	1,7528	1,7852
carga tetraédrica	-2,3611	-2,2659	-2,3653	-2,2599
carga octaédrica	-1,7807	-1,5530	-1,8253	-1,4146
carga das camadas	-4,1418	-3,8188	-4,1906	-3,6746
carga total	-2,3941	-2,0636	-2,4378	-1,8893

Amostra	AM-224B	AM-224B	AM-224B	AM-224B	AM-224B	AM-224B	AM-224B
Ponto	8	20	21	27	28	29	30
Descrição	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	veio	veio
SiO ₂	39,160	37,052	38,223	37,076	37,742	39,600	38,737
TiO ₂	0,763	1,358	0,598	1,324	1,119	0,176	0,302
Al ₂ O ₃	21,146	19,174	20,457	19,382	19,744	21,369	21,169
FeO	21,475	24,003	22,368	24,190	23,858	19,330	20,362
MnO	0,945	0,939	0,882	0,891	0,875	0,868	0,838
MgO	0,255	0,244	0,237	0,233	0,260	0,240	0,237
Li ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,134
Na ₂ O	0,244	0,170	0,161	0,186	0,149	0,134	0,162
K ₂ O	9,449	8,943	9,231	8,959	9,116	9,350	8,966
F	3,641	5,220	5,044	4,884	4,209	5,897	5,779
Cl	0,010	0,022	0,036	0,022	0,016	0,021	0,042
Nb ₂ O ₅	0,025	0,046	0,013	0,065	0,000	0,000	0,037
TOTAL	97,113	97,214	97,250	97,212	97,088	96,985	96,765
O=F, Cl	1,535	2,203	2,132	2,061	1,776	2,488	2,443
Total corrigido para F e Cl	95,578	95,011	95,118	95,151	95,312	94,497	94,322
Si	5,8194	5,6031	5,7058	5,6082	5,6959	5,8107	5,7357
Ti	0,0853	0,1545	0,0671	0,1506	0,1270	0,0194	0,0336
Al ^{III}	3,7033	3,4171	3,5989	3,4551	3,5116	3,6953	3,6939
Al ^{IV}	2,1806	2,3969	2,2942	2,3918	2,3041	2,1893	2,2643
Al ^{VI}	1,5228	1,0202	1,3047	1,0632	1,2075	1,5060	1,4296
Fe ²⁺	2,6685	3,0352	2,7921	3,0596	3,0108	2,3717	2,5210
Mn	0,1189	0,1203	0,1115	0,1141	0,1118	0,1079	0,1051
Mg	0,0565	0,0550	0,0527	0,0525	0,0585	0,0525	0,0523
Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	0,0000	0,0025	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0078
Na	0,0351	0,0249	0,0233	0,0273	0,0218	0,0191	0,0233
K	1,7911	1,7251	1,7577	1,7286	1,7549	1,7501	1,6934
F	1,7109	2,4961	2,3809	2,3360	2,0086	2,7361	2,7057
Cl	0,0025	0,0056	0,0091	0,0056	0,0041	0,0052	0,0105
Nb	0,0042	0,0079	0,0022	0,0111	0,0000	0,0000	0,0062
Total	15,9959	16,6473	16,5015	16,5488	16,3051	16,5680	16,5886
ocupação octaédrica (Y)	4,4520	4,3851	4,3282	4,4402	4,5157	4,0575	4,1417
ocupação intercamadas (X)	1,8263	1,7525	1,7810	1,7559	1,7767	1,7691	1,7244
carga intercamadas	1,8263	1,7551	1,7810	1,7559	1,7767	1,7691	1,7322
carga tetraédrica	-2,1806	-2,3969	-2,2942	-2,3918	-2,3041	-2,1893	-2,2643
carga octaédrica	-1,4027	-1,9006	-1,9046	-1,7552	-1,5071	-2,3402	-2,2198
carga das camadas	-3,5833	-4,2975	-4,1988	-4,1470	-3,8112	-4,5295	-4,4841
carga total	-1,7570	-2,5424	-2,4177	-2,3912	-2,0345	-2,7604	-2,7519

ANEXO III

AM-14B - CAMPO 1 - QUARTZO - GRANITO ALBITIZADO SALMÃO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas primárias									
7	-39,5	-1,5	396,2	0,40	0,008	2,5	396,6	0,476	feições de escape
8		-2,4	393,5	0,45	0,012	3,9	410,2	0,521	
10		-1,2	232,7	0,10	0,006	2,0	392,1	0,839	
11	-43,0	-2,9		0,30	0,015	4,7	417,6		
12	-46,6	-3,6	337,1	0,20	0,019	5,8	427,6	0,702	
13*	-35,5	-1,3	397,9	0,45					
24	-41,2	-1,6		0,70	0,008	2,6	398,1		
25		-2,6	400,7	0,35	0,013	4,2	413,1	0,507	
26		-2,2	379,5	0,40	0,011	3,6	407,2	0,554	
27		-1,8	323,6	0,20	0,009	3,0	401,2	0,683	
28	-37,3	-2,4		0,30	0,012	3,9	410,2		
29		-2,1	291,7	0,30	0,011	3,4	405,7	0,757	
36		-1,5		0,10	0,008	2,5	396,6		
L			379,1						
6*	-32,0	-2,5	378,3	0,80	0,013	4,1	411,7	0,568	para o gás
18*		-3,2		0,90	0,017	5,2	421,9		RAMAN-traços de CO2
19*		-1,9		0,90	0,010	3,1	402,7		
21*		-1,6		0,80	0,008	2,6	398,1		
22*		-1,3		0,70	0,007	2,1	393,6		
23*		-1,4		0,80	0,007	2,3	395,1		
31*		-2,1		0,90	0,011	3,4	405,7		RAMAN-traços de CO2
32*		-2,1	395,5	0,80	0,011	3,4	405,7		
33*		-2,7		0,80	0,014	4,4	414,6		
34*		-2,1		0,60	0,011	3,4	405,7		
35*		-2,1		0,90	0,011	3,4	405,7		
38*		-2,2	404,0	0,70	0,011	3,6	407,2	0,481	para o gás
39*		-2,2		0,90	0,011	3,6	407,2		
Melt inclusions aquosas									
9	-28,7	-2,5		0,20	0,013	4,1	411,7		
9a		-6,4			0,032	9,7	463,5		
37		-7,7		0,10	0,038	11,3	478,0		
40				0,15					
Aquosas pseudo-secundárias									
1	-44,2	-3,3	385,8	0,40	0,017	5,3	423,3	0,576	meta-estável
2	-32,1	-0,9			0,005	1,5	387,5		
3	-36,6	-2,7			0,014	4,4	414,6		
4	-31,3	-1,0	345,7	0,30	0,005	1,7	389,0	0,605	
5		-1,2	263,3	0,10	0,006	2,0	392,1	0,789	
14			153,0	0,10					meta-estável para o gás para o gás para o gás para o gás
15		-1,7	366,7	0,75	0,009	2,8	399,7	0,572	
16		-1,4	307,7	0,80	0,007	2,3	395,1	0,708	
17	-36,8	-1,2	357,9	0,80	0,006	2,0	392,1	0,578	
20		-3,8	360,0	0,90	0,020	6,1	430,4	0,657	
30		-0,8	184,4	0,10	0,004	1,3	386,0	0,895	
A			164,9						
B			204,8						
C			207,9						
D			209,2						
E			236,7						
F			245,8						
G			246,5						
H			252,3						
I			256,1						
J			274,6						
K			361,2						

AM-14B - CAMPO 2 - QUARTZO - GRANITO ALBITIZADO SALMÃO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aguasas pseudo-secundárias									
1	-34,3	-1,4		0,50	0,007	2,3	395,1		
2	-33,9	-1,4		0,60	0,007	2,3	395,1		
3	-34,9	-1,6	185,5	0,10	0,008	2,6	398,1	0,903	
4	-34,7	-1,6	203,2	0,15	0,008	2,6	398,1	0,884	
5	-35,0	-1,4	373,2	0,45	0,007	2,3	395,1	0,542	
6	-35,9	-1,1		0,60	0,006	1,8	390,5		
7	-36,9	-2,1	394,9	0,45	0,011	3,4	405,7	0,505	
8	-36,5	-1,7		0,40	0,009	2,8	399,7		
9		-1,4		0,10	0,007	2,3	395,1		
10		-1,7	158,6	0,10	0,009	2,8	399,7	0,932	
11	-38,2	-1,4	331,2	0,35	0,007	2,3	395,1	0,654	
12		-2,5	268,7	0,90	0,013	4,1	411,7	0,806	homogeneiz, para o vapor
13		-4,8	355,9	0,80	0,025	7,5	443,8	0,694	homogeneiz, para o vapor
14		-3,0		0,90	0,015	4,9	419,0		
15	-38,8	-1,4	290,7	0,30	0,007	2,3	395,1	0,743	
16		-1,9	254,9	0,15	0,010	3,1	402,7	0,817	
17		-1,8	387,3	0,80	0,009	3,0	401,2	0,516	homogeneiz, para o vapor
18				0,10					meta-estável
19	-32,0	-1,8	150,7	0,10	0,009	3,0	401,2	0,941	
20	-38,8	-1,9	175,5	0,15	0,010	3,1	402,7	0,917	
21	-37,5	-1,9		0,10	0,010	3,1	402,7		
22	-35,0	-1,1	185,2	0,10	0,006	1,8	390,5	0,898	
23		-1,8	180,6	0,10	0,009	3,0	401,2	0,911	
24	-33,6	-1,8	382,4	0,45	0,009	3,0	401,2	0,530	
25	-34,7	-1,8	330,9	0,35	0,009	3,0	401,2	0,666	
26	-35,0	-1,7		0,80	0,009	2,8	399,7		
27	-43,8	-1,9	183,9	0,10	0,010	3,1	402,7	0,908	
28	-44,6	-2,2	219,5	0,10	0,011	3,6	407,2	0,872	
29	-33,5	-2,5		0,60	0,013	4,1	411,7		
30		-2,7	357,4	0,90	0,014	4,4	414,6	0,630	homogeneiz, para o vapor
31	-38,2	-1,2	191,2	0,10	0,006	2,0	392,1	0,892	
32		-2,8	378,7	0,45	0,014	4,5	416,1	0,578	
33		-2,2	213,0	0,10	0,011	3,6	407,2	0,881	
34	-42,5	-2,1	222,4	0,15	0,011	3,4	405,7	0,867	
35		-1,8		0,10	0,009	3,0	401,2		
36		-1,7		0,10	0,009	2,8	399,7		
37		-2,1	224,8	0,10	0,011	3,4	405,7	0,864	
38		-2,1	212,0	0,10	0,011	3,4	405,7		
39		-2,2	182,6	0,10	0,011	3,6	407,2		
40		-2,2		0,15	0,011	3,6	407,2		
41		-2,1	186,9	0,10	0,011	3,4	405,7	0,907	
42			158,6	0,10					meta-estável
43		-2,1		0,15	0,011	3,4	405,7		
44		-2,7		0,50	0,014	4,4	414,6		

AM-35 - CAMPO 1 - TOPÁZIO - GREISEN TABULAR - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Tfs (°C)	Observações
Aquo-carbônicas primárias												
1	-31,2		-56,9	6,2	388,2	0,45		7,1				RAMAN - com CO ₂
4				5,5	379,6	0,30		8,3				
5			-56,9	6,1		0,45		7,3				
6			-56,8	6,7				6,3				
7			-57,0	6,8	348,2	0,30		6,1				
8				7,0				5,8				RAMAN - com CO ₂ e CH ₄
9	-27,6	-8,4	-56,8	8,4	349,8	0,20		3,2	351,4		341,5	
10			-56,8	8,6	343,3	0,45		2,8				
11	-25,8	-8,5		2,8				12,2				
12	-25,6		-56,7	8,9	348,1	0,45		2,2				
13			-56,9	6,9	349,0	0,40		5,9				
14	-24,8	-7,2			336,6	0,20	0,036	10,7	472,5	0,782		
15	-26,9	-6,2					0,031	9,5	461,1			
16	-29,6	-5,7			340,4	0,10	0,029	8,8	455,1	0,746		
17	-26,7	-9,3			362,7	0,10	0,045	13,2	494,7	0,775		
18	-27,4	-6,7			341,5	0,25	0,033	10,1	466,9	0,765		homogeneização para o gás
19				4,6	423,8	0,55		9,7				
20				6,6	351,5	0,25		6,5				
21	-28,1	-8,5	-56,8	6,8		0,90		6,1				
22						0,90						
23						0,90						
Melt inclusions aquo-carbônicas												
2			-57,2	0,3		0,10		15,2				
3			-57,1	1,9				13,4				
Sem classificação												
A1A					366,8	0,50						homogeneização para o gás
A1B					350,6							
B					368,5							
C												
D1A					381,6							
D1B					346,1							
E					352,4							

AM-35 - CAMPO 2 - QUARTZO GREISEN TABULAR - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas secundárias										
1		-0,2		251,3	0,15	0,001	0,3	377,0	0,790	
2		-0,2			0,10	0,001	0,3	377,0		
3		-0,4	-57,5	266,9	0,25	0,002	0,7	380,0	0,766	
4		-0,4		215,2	0,10	0,002	0,7	380,0	0,851	
5	-37,6	-4,2		207,7	0,10	0,022	6,7	435,8	0,912	
6		-0,5		175,7	0,10	0,003	0,8	381,5	0,902	
7	-26,2	-0,7				0,004	1,2	384,5		
8	-45,5	-2,7		137,2	0,10	0,014	4,4	414,6	0,962	
9	-26,4	-0,5		162,5	0,10	0,003	0,8	381,5	0,916	
10		-0,8				0,004	1,3	386,0		
11	-27,1	-0,5				0,003	0,8	381,5		
12		-0,5				0,003	0,8	381,5		
13	-35,2				0,25					
14	-28,9									
15		-0,3				0,002	0,5	378,5		meta-estável
16				277,9	0,90					homogeneização p/gás
17				225,8	0,25					
18				282,0	0,20					
19				183,0	0,10					
20				177,2	0,10					
21					0,10					
22				138,6						
23				317,5						
24				334,4						meta-estável

AM-35 - CAMPO 3 - QUARTZO - GREISEN TABULAR - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas pseudo-secundárias									
1	-41,5	-7,9	333,9	0,20	0,039	11,6	480,2	0,799	
2		-1,0	153,8	0,35	0,005	1,7	389,0	0,929	
3	-41,7	-8,3	368,5	0,30	0,041	12,1	484,4	0,747	
4	-35,0	-7,8	333,3	0,15	0,038	11,5	479,1	0,789	
5	-37,3	-7,3	256,0	0,15	0,036	10,9	473,6	0,895	
8	-37,5	-8,3	356,9	0,15	0,041	12,1	484,4	0,768	
9	-28,1	-7,9	318,6	0,15	0,039	11,6	480,2	0,822	
10	-40,8	-8,2	364,3	0,15	0,040	11,9	483,3	0,753	
11	-40,8	-6,2	275,5	0,15	0,031	9,5	461,1	0,858	
12	-40,0	-5,7	267,7	0,15	0,029	8,8	455,1	0,861	
15	-46,7	-5,7	127,2	0,05	0,029	8,8	455,1	1,000	
16	-32,4	-6,6		0,15	0,033	10,0	465,8		
26	-40,6	-9,0	423,6	0,15	0,043	12,9	491,6	0,652	
27	-39,1	-8,2	340,1	0,15	0,040	11,9	483,3	0,794	
28	-46,2	-4,0	189,1	0,15	0,021	6,4	433,1	0,926	
29	-34,4	-8,1	360,1	0,15	0,040	11,8	482,3	0,759	
30	-30,2	-8,1	362,0	0,15	0,040	11,8	482,3	0,755	
32	-28,6	-6,8	140,5	0,15	0,034	10,2	468,1	0,999	
33	-29,6	-8,1	351,2	0,15	0,040	11,8	482,3	0,774	
38	-40,6	-8,2	352,0	0,15	0,040	11,9	483,3	0,774	
40	-45,2	-4,0		0,15	0,021	6,4	433,1		
41	-47,2	-4,0		0,15	0,021	6,4	433,1		
42	-31,7	-6,5		0,15	0,033	9,8	464,6		
43	-53,3	-8,5		0,15	0,041	12,3	486,5		
45	-41,0	-8,1		0,15	0,040	11,8	482,3		
46	-33,3	-7,9	307,6	0,15	0,039	11,6	480,2	0,838	
49	-43,4	-3,7		0,15	0,019	5,9	429,0		
A			241,3	0,15					
B			326,3	0,15					
Melt inclusion aquosa									
39	-32,9	-2,2			0,011	3,6	407,2		

AM-35 - CAMPO 3 - QUARTZO (cont.)

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas secundárias									
6	-31,2	-7,2	237,7		0,036	10,7	472,5	0,914	
7	-36,8	-7,1	217,9	0,15	0,035	10,6	471,4	0,932	
13	-38,2	-1,0	207,7	0,15	0,005	1,7	389,0	0,870	
14	-42,0	-8,7		0,15	0,042	12,5	488,6		
17	-36,9	-7,6	196,1	0,15	0,038	11,2	476,9	0,956	
18	-24,7	-7,1	142,2	0,15	0,035	10,6	471,4	1,001	
19	-32,2	-6,1	193,5	0,15	0,031	9,3	459,9	0,944	
20	-33,5	-7,3	149,1		0,036	10,9	473,6	0,997	
21	-37,3	-7,3	141,7		0,036	10,9	473,6	1,003	
22	-36,6	-7,7	145,2		0,038	11,3	478,0	1,004	
23	-30,3	-7,5	152,7		0,037	11,1	475,8	0,995	
24	-29,9	-7,6	152,4		0,038	11,2	476,9	0,996	
25	-41,7	-0,6		0,15	0,003	1,0	383,0		
31	-40,4	-7,2		0,15	0,036	10,7	472,5		
34	-28,6	-7,2	166,9	0,15	0,036	10,7	472,5	0,980	
35	-23,1	-7,5		0,15	0,037	11,1	475,8		
36	-42,3	-2,2		0,15	0,011	3,6	407,2		
44	-42,8			0,15					
37	-38,6	-1,0		0,15	0,005	1,7	389,9		
47	-39,4	-1,3			0,007	2,1	393,6		
48	-29,9	-0,5		0,15	0,003	0,8	381,5		
50		-0,9	147,0		0,005	1,5	387,5	0,935	

AM-35 - CAMPO 4 - TOPÁZIO - GREISEN TABULAR - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquo-carbônicas primárias											
1	-32,6	-7,8	-56,7	7,2	354,0	0,30		5,4			
Aquosas primárias											
2	-42,6	-0,3			326,2	0,30	0,002	0,5	378,5	0,633	
4		-1,1			211,3	0,30	0,006	1,8	390,5	0,867	
5		-0,3			324,1	0,20	0,002	0,5	378,5	0,638	
8					311,1	0,10					
9					339,0	0,10					
10						0,10					
11						0,25					
12						0,10					
13						0,40					
14						0,40					
15						0,20					
16						0,05					
17					352,8						
Melt inclusion aquo-carbônica											
3			-56,7	4,4		0,20		10,0			
Melt inclusions aquosas											
6	-27,1	-0,6				0,10	0,003	1,0	383,0	0,676	
7						0,10					

AM-35 - CAMPO 5 - QUARTZO - GREISEN TABULAR - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Observações
Aquosas primárias 1											
11	-36,6	-4,8					0,025	7,5	443,8		
12	-35,1	-3,8					0,020	6,1	430,4		
13	-35,6	-4,8					0,025	7,5	443,8		
14	-38,1	-5,3					0,027	8,2	450,2		
16	-37,0	-4,2					0,022	6,7	435,8		
17	-33,6	-4,1					0,021	6,5	434,5		
18	-36,6	-4,3					0,022	6,8	437,2		
19	-37,3	-3,5					0,018	5,6	426,2		
20	-40,3	-3,6					0,019	5,8	427,6		
22		-2,7					0,014	4,4	414,6		RAMAN - com CO ₂
24		-2,2				0,10	0,011	3,6	407,2		
Aquosas primárias 2											
1		-0,7			257,1	0,10	0,004	1,2	384,5	0,790	
4		-0,2			311,6	0,40	0,001	0,3	377,0	0,666	
5		-0,7			319,7	0,45	0,004	1,2	384,5	0,661	
6		-0,7			306,3	0,20	0,004	1,2	384,5	0,692	
7		-0,4			234,5	0,10	0,002	0,7	380,0	0,822	
8	-26,5	-0,4			295,7	0,15	0,002	0,7	380,0	0,708	
10	-31,7	-5,6			331,9	0,20	0,028	8,6	453,9	0,760	
23		-0,4				0,10	0,002	0,7	380,0		
41	-52,4	-19,5			111,8	0,10	0,080	22,0	600,4	1,106	
42		-0,4			310,4	0,30	0,002	0,7	380,0	0,674	
45		-0,3				0,10	0,002	0,5	378,5		
46		-0,5					0,003	0,8	381,5		
47		-0,3			135,6	0,10	0,002	0,5	378,5	0,938	
48						0,90					
50	-36,2	-4,0			200,2	0,10	0,021	6,4	433,1	0,917	
51		-0,4			235,8	0,20	0,002	0,7	380,0	0,820	
52		-0,8				0,30	0,004	1,3	386,0		
53		-5,0			265,6	0,90	0,025	7,8	446,4	0,854	para o gás/RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄
54		-0,8			272,2	0,15	0,004	1,3	386,0	0,765	
55		-5,0				0,90	0,025	7,8	446,4		para o gás/RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄

AM-35 - CAMPO 5 - QUARTZO (cont.)

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Observações				
Aquo-carbônicas primárias															
2	-28,2			7,3	378,6	0,30		5,2			RAMAN-com CO ₂ e CH ₄				
3			-57,3	5,4				8,5							
15			-57,2												
43			-57,4	7,0				358,5				0,45	5,8		
44			-57,5	7,4				355,2				0,45	5,1		
49			-57,4	6,9		0,90		5,9							
Aquosas secundárias 1															
9	-25,0	-0,1			298,6	0,30	0,001	0,2	375,6	0,693					
Aquosas secundárias 2															
25	-36,0	-0,7			285,7	0,20	0,004	1,2	384,5	0,736					
26					164,4	0,10	0,004	1,2	384,5	0,916					
27					174,3	0,10	0,003	1,0	383,0	0,904					
28							0,004	1,2	384,5						
29							0,001	0,2	375,6						
30							0,004	1,3	386,0						
31							0,003	1,0	383,0						
32							0,005	1,5	387,5						
33							0,005	1,7	389,0						
34							0,004	1,3	386,0						
35							0,003	1,0	383,0						
36							0,004	1,3	386,0						
37							0,004	1,2	384,5	0,756					
38							0,007	2,1	393,6						
39							0,006	1,8	390,5						
40							0,006	1,8	390,5						
A									102,5						
B									125,6						
C									137,0						
D									137,4						
E					137,5										
F					150,8										
G					243,0										
H					253,6										
I					277,7										

AM-35 - CAMPO 6 - QUARTZO - GREISEN TABULAR - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas primárias									
1		-0,2	213,0	0,10	0,001	0,3	377,0	0,851	
2	-31,7			0,30					
4			197,6	0,10					
7	-33,4	-2,3		0,10	0,012	3,8	408,7		
8	-39,0	-0,5	332,6	0,30	0,003	0,8	381,5	0,623	
9	-39,2	-0,5	344,3	0,40	0,003	0,8	381,5	0,592	
10		-2,5	352,0	0,75	0,013	4,1	411,7	0,637	para o gás
11		-1,9	401,0	0,60	0,010	3,1	402,7	0,478	para o gás
12		-1,1		0,55	0,006	1,8	390,5		
13		-0,6	234,8	0,20	0,003	1,0	383,0	0,825	
14		-0,4	226,1	0,10	0,002	0,7	380,0	0,835	
19			139,5	0,10					feições de escape
20		-1,5	368,2	0,70	0,008	2,5	396,6	0,560	para o gás
21		-2,1	376,5	0,60	0,001	3,4	405,7	0,559	para o gás
23		-0,4	273,5	0,20	0,002	0,7	380,0	0,753	
24		-4,7	202,3	0,10	0,024	7,4	442,5	0,923	
25		-0,4	290,4	0,10	0,002	0,7	380,0	0,719	
26		-1,4	355,4	0,45	0,007	2,3	395,1	0,592	
27		-0,5	191,9	0,10	0,003	0,8	381,5	0,883	
28				0,40					
29				0,40					
31			289,7						
Melt inclusions aquosas									
3		-0,4		0,10	0,002	0,7	380,0	0,815	
17		-0,3		0,10	0,002	0,5	378,5	0,896	
22		-0,5		0,15	0,003	0,8	381,5		
Aquosas secundárias									
15			143,1	0,10					
16			141,4	0,10					
18			151,1	0,10					
Sem classificação									
A			161,2						
B			177,8						
C			188,2						
D			212,0						

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	ThCO2 (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{H2O}	X _{CO2}	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Densidade H ₂ O (g/cm ³)	Ponto crítico (°C)	Densidade CO ₂ (g/cm ³)	Densidade total (g/cm ³)	Observações
Aquo-carbônicas primárias																
1	-32.8		-56.8	5.1	16.7	445.2	0.40	0.894	0.079	0.027	8.9	1.058		0.171	0.570	homog. p/gás/homog. por expansão do CO2
2	-34.9	-6.0	-56.7			444.1	0.20									
3				7.5			0.50				4.9					
4	-34.6		-56.8	4.3		422.0	0.40				10.1					
6	-34.4		-56.6	5.2			0.30				8.8					
7	-33.8		-56.9	8.6		364.8	0.55				2.8					homogeneiz. para o gás. próx. crítico
8			-56.9	7.3		384.2	0.55				5.2					homogeneiz. para o gás
9				7.9			0.50				4.1					
10				6.8		408.2	0.55				6.1					homogeneiz. para o gás
11				6.9		423.4	0.55				5.9					homogeneiz. para o gás
12	-34.8		-56.8	6.7	19.8		0.45	0.920	0.061	0.019	6.3	1.038		0.192	0.657	
13	-36.6	-4.0				415.6	0.40			0.021	6.4					
16			-57.5	7.9		387.8	0.55				4.1					homogeneiz. para o gás
19				4.2			0.30				10.3					
20				8.0			0.45				3.9					
22				6.8			0.50				6.1					
29			-57.7	6.3			0.35				7.0					
30	-35.7		-57.8	3.1			0.30				11.8					
32			-57.8	7.2		436.7	0.55				5.4					homogeneiz. para o gás
33			-57.3	9.1			0.40				1.8					
36	-36.5		-57.7	6.8	19.4	394.2	0.55	0.895	0.087	0.018	6.1	1.036		0.189	0.571	homog. p/gás/homog. por expansão do CO2
Aquosas primárias 1																
5	-43.2	-4.4				431.5	0.15			0.023	7.0		438.5		0.486	
14	-42.3	-8.1				415.2	0.15			0.040	11.8		482.3		0.648	
23	-47.8	-8.0				404.6	0.15			0.039	11.7		481.2		0.669	
24	-47.2	-5.3				404.6	0.15			0.027	8.2		450.2		0.593	
25	-46.7	-23.9				360.3	0.15									
26	-48.0	-18.9				360.9	0.15			0.078	21.6		593.4		0.873	
27	-44.6	-3.6				361.9	0.15			0.019	5.8		427.6		0.646	
28	-46.5					387.2	0.15									
Aquosas primárias 2																
15	-42.5	-5.0					0.15			0.025	7.8		446.4			
17	-44.9						0.25									
18	-42.9	-5.1				360.7	0.20			0.025	8.0		447.6		0.691	
21	-47.3	-8.2					0.20			0.040	11.9		483.3			
31	-44.6	-4.9					0.20			0.025	7.7		445.1			
34	-43.8					3										

AM-130 - CAMPO 2 - QUARTZO - STOCKWORK DE GREISEN - ESTÁGIO PÓS-MAGMÁTICO

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas secundárias									
1	-38.8	-0.5	260.3	0.10	0.003	0.8	381.5	0.780	
2	-38.0	-2.1	214.7	0.15	0.011	3.4	405.7	0.877	
3	-39.2	-0.4	159.7	0.10	0.002	0.7	380.0	0.917	
4		-2.6	404.5	0.40	0.013	4.2	413.1	0.496	
5		-0.4	177.2	0.10	0.002	0.7	380.0	0.899	
6	-47.2	-0.4		0.70	0.002	0.7			
7		-0.6	298.7	0.20	0.003	1.0	383.0	0.706	
8		-0.8	295.8	0.20	0.004	1.3	386.0	0.718	
9	-24.8		124.2	0.10					meta-estável
10		-1.8	415.1	0.60					homog. próxima ao crítico
11		-2.0	378.8	0.40	0.010	3.3	404.2	0.548	
12		-2.5	407.5	0.40	0.013	4.1	411.7	0.482	
13		-1.9	349.0	0.30	0.010	3.1	402.7	0.625	
14		-1.8	356.8	0.20	0.009	3.0	401.2	0.602	
16		-1.9	412.2	0.50					homogeneiz. para o gás
17		-1.9	409.5	0.65					homogeneiz. para o gás
18		-1.8	372.2	0.40	0.009	3.0	401.2	0.560	
19		-1.7	299.8	0.20	0.009	2.8	399.7	0.732	
20		-0.5	161.6	0.10	0.003	0.8	381.5	0.916	
21		-2.0	379.9	0.45	0.010	3.3	404.2	0.545	
22		-2.7		0.80	0.014	4.4	414.6		
23		-0.5	335.4	0.20	0.003	0.8	381.5	0.615	
24		-1.8	324.4	0.70	0.009	3.0	401.2	0.681	homogeneiz. para o gás
25		-3.8		0.90	0.020	6.1	430.4	0.734	

AM-130 - CAMPO 3 - QUARTZO - STOCKWORK DE GREISEN - ESTÁGIO PÓS-MAGMÁTICO

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas primárias									
1	-33.1	-3.8	432.8	0.50	0.020	6.1	430.4		para o gás
2	-33.6	-3.8	211.1	0.10	0.020	6.1	430.4	0.904	
3	-33.8	-4.0	315.0	0.30	0.021	6.4	433.1	0.756	
4		-4.0	327.9	0.30	0.021	6.4	433.1	0.731	
5	-34.2	-2.3	371.1	0.55	0.012	3.8	408.7	0.581	
6	-33.9	-4.0	386.6	0.30	0.021	6.4	433.1	0.597	
7		-4.2		0.20	0.022	6.7	435.8		
8	-22.8	-4.9	403.5	0.40	0.025	7.7	445.1	0.583	
9		-1.4	385.4	0.70	0.007	2.3	395.1	0.506	
10	-41.9	-4.0	411.0	0.40	0.021	6.4	433.1	0.531	
11	-36.0	-4.5	327.4	0.10	0.023	7.1	439.9	0.744	
12		-3.5	179.6	0.10	0.002	5.6	426.2	0.931	
13	-47.6		395.3	0.30					
14	-44.2	-9.3		0.60	0.045	13.2	494.7		
15		-2.5		0.70	0.013	4.1	411.7		
16	-34.9	-3.0		0.10	0.015	4.9	419.0		
17	-35.6	-4.7	435.0	0.20	0.024	7.4	442.5	0.487	meta-estável
18		-5.5	305.1	0.10	0.028	8.5	452.7	0.804	
19			425.3	0.20					
20		-10.4	329.2	0.10	0.049	14.4	505.6	0.841	
21		-5.2		0.10	0.026	8.1	448.9		
22		-5.5		0.10	0.028	8.5	452.7		
23	-11.7	-5.7		0.10	0.029	8.8	455.1		
24	-51.3	-5.7	134.0	0.10	0.029	8.8	455.1	0.994	
25				0.30					
26				0.10					
28	-32.9	-13.9		0.10	0.062	17.7	540.0		
A			78.7	0.10					

AM-131 - CAMPO 1 - QUARTZO - VEIO DE QUARTZO-CASSITERITA - ESTÁGIO PÓS-MAGMÁTICO

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aguasas primárias 1									
1	-27,8	-1,2	355,0	0,40	0,006	2,0	392,1	0,586	homogeneiz. para o vapor RAMAN - sem CO2
2		-1,1			0,006	1,8	390,5		
3		-0,4	361,9	0,50	0,002	0,7	380,0	0,538	
4		-0,5			0,003	0,8	381,5		
5		-0,5	366,9	0,70	0,003	0,8	381,5	0,527	
6	-41,9	-0,6	329,3	0,35	0,003	1,0	383,0	0,634	
7		-4,4		0,90	0,023	7,0	438,5		
8	-30,7	-1,4	239,6	0,20	0,007	2,3	395,1	0,832	
9	-28,3	-0,4	222,2	0,20	0,002	0,7	380,0	0,841	
10		-0,5	330,3	0,70	0,003	0,8	381,5	0,629	
11	-26,7	-0,7	371,5	0,40	0,004	1,2	384,5	0,521	homogeneiz. para o vapor homogeneiz. para o vapor homogeneiz. para o vapor homogeneiz. para o vapor
12	-26,7	-0,7	368,6	0,35	0,004	1,2	384,5	0,530	
13		-0,8	372,5	0,50	0,004	1,3	386,0	0,522	
14		-0,5	375,4	0,55	0,003	0,8	381,5	0,501	
15	-27,2	-0,2		0,10	0,001	0,3	377,0		
16	-27,6	-0,2		0,30	0,001	0,3	377,0		
17		-0,5	363,8	0,40	0,003	0,8	381,5	0,536	
18		-0,3	340,6	0,30	0,002	0,5	378,5	0,595	
20		-0,7	326,7	0,45	0,004	1,2	384,5	0,644	
21	-26,4	-0,5		0,70	0,003	0,8	381,5		
22	-27,6	-1,1		0,10	0,006	1,8	390,5		meta-estável
24		-0,4		0,75	0,002	0,7	380,0		
25		-0,8		0,75	0,004	1,3	386,0		
26		-0,8		0,90	0,004	1,3	386,0		
28		-1,3		0,15	0,007	2,1	393,6		
30	-28,6	-0,7	209,9	0,15	0,004	1,2	384,5	0,863	
32		-1,8		0,90	0,009	3,0	401,2		
33		-1,4	289,9	0,25	0,007	2,3	395,1	0,744	
34	-27,4	-0,2	373,8	0,45	0,001	0,3	377,0	0,494	
36	-29,4		153,4	0,10					
37		-3,0		0,90					
38	-29,4	-0,7			0,004	1,2	384,5		
Aguasas primárias 2									
19	-31,8	-3,6	176,7	0,10	0,019	5,8	427,6	0,935	
23	-47,4	-3,4	117,7	0,10	0,018	5,5	424,8	0,984	
27	-46,5	-10,4	110,3	0,10	0,049	14,4	505,6	1,053	
29		-1,2		0,10	0,006	2,0	392,1		
31		-2,7		0,20	0,014	4,4	414,6		
35	-28,0	-2,8	124,2	0,10	0,014	4,5	416,1	0,973	

AM-134 - CAMPO 1 - QUARTZO - ALBITA-MICROCLÍNIO GRANITO BRANCO - ESTÁGIO MAGMÁTICO

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Observações
Aquosas primárias (tipo 1)											
1	-42,3	-4,0			277,2	0,15	0,021	6,4	433,1	0,821	RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄ homogeneização p/gás
2	-41,5	-4,3			246,3	0,30	0,022	6,8	437,2	0,869	
5	-31,5	-3,2			283,3	0,15	0,017	5,2	421,9	0,796	
8	-22,5	-4,1			258,8	0,15	0,021	6,5	434,5	0,849	
9	-38,8	-7,0			260,8	0,20	0,035	10,5	470,3	0,886	
10	-35,6	-6,6			347,9	0,20	0,033	10,0	465,8	0,751	
13	-35,9	-3,9			326,7	0,20	0,020	6,3	431,7	0,731	
14		-6,6			451,8	0,65	0,033	10,0	465,8	0,509	
15		-4,1			356,9	0,40	0,021	6,5	434,5	0,672	
16		-7,8				0,70	0,038	11,5	479,1		
17	-50,0					0,20					
18	-38,4	-4,1				0,10	0,021	6,5	434,5		
21	-40,2	-5,0			123,0	0,10	0,025	7,8	446,4	0,996	
Aquosas primárias (tipo 2)											
11	-53,7	-13,5				0,10	0,061	17,3	536,0		meta-estável
12	-52,6	-14,8			215,5	0,15	0,065	18,5	549,0	0,988	
22	-44,7	-11,4			112,6	0,20	0,053	15,4	515,4	1,059	meta-estável
24	-49,4	-10,1				0,05	0,048	14,1	502,7		
Aquo-carbônicas primárias											
3			-58,2	6,4	397,3	0,80		6,8			homogeneização p/gás
4				6,8		0,60		6,1			
Secundárias											
6	-27,3	-1,0			163,7	0,10	0,005	1,7	389,0	0,920	
19		-1,8				0,50	0,009	3,0	401,2		
20	-39,7	-0,5			271,1	0,15	0,003	0,8	381,5	0,760	

AM-134 - CAMPO 2 - TOPAZIO - ALBITA-MICROCLÍNIO GRANITO BRANCO - ESTÁGIO MAGMÁTICO

[illegible]

AM-134 - CAMPO 3 - QUARTZO - ALBITA-MICROCLÍNIO GRANITO BRANCO - ESTÁGIO MAGMÁTICO

ALBAMA-MICROCLINIO GRANITO BRANCO - ESTAGIO MAGMATICO											
No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCl (°C)	Tfh	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Observações
Aquosas primárias (tipo 1)											
7					261,3	0,10					RAMAN - sem CO ₂ e CH ₄
10											
A						0,65					
B					435,9	0,45					
C						0,45					
D						0,90					
E					384,3	0,10					
F					225,1						
Aquosas primárias (tipo 2)											
1	-53,2	-19,9		1,7	88,7	0,05	0,081	38,2	605,2		salinidade calculada pela fusão de hidrato no sistema CaCl2-H2O
2	-45,8	-21,4			132,6	0,10		22,1			
9	-53,7			8,0		0,10					salinidade calculada pela fusão de hidrato no sistema CaCl2-H2O
				10,8							
				12,4							
				16,4				41,7			
Aquosas primárias (tipo 3)											
8	-42,3			-21,7	329,3	0,10		29,6			salinidade calculada pela fusão de hidrato no sistema CaCl2-H2O
Aquo-carbônicas primárias											
3			3,2			0,90		11,7			RAMAN - com CH ₄
Secundárias											
4	-21,1	-0,2			256,2	0,20	0,001	0,3	377,0	0,782	
5	-38,4	-0,3			380,0	0,40	0,002	0,5	378,5	0,926	
6	-40,4	-0,5			274,0	0,25	0,003	0,8	381,5	0,755	

AM-159 - CAMPO 1 - QUARTZO - VEIO DE QUARTZO ESTÉRIL - ESTÁGIO PÓS-MAGMÁTICO

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Observações	
Aquosas primárias										
1	-36,3	-0,5	145,6	0,10	0,003	0,8	381,5	0,932	meta-estável	
2		-1,3	284,0	0,30	0,007	2,1	393,6	0,754		
3	-37,3	-1,0	174,4	0,20	0,005	1,7	389,0	0,909		
4	-34,8	-1,3	161,2	0,15	0,007	2,1	393,6	0,925		
5		-1,1	381,2	0,40	0,006	1,8	390,5	0,507		
6		-1,4	317,8	0,50	0,007	2,3	395,1	0,685		
7		-1,0		0,10	0,005	1,7	398,0			
8		-1,1		0,20	0,006	1,8	390,5			
9		-1,1		0,10	0,006	1,8	390,5			
10	-39,2	-1,1	224,3	0,20	0,006	1,8	390,5	0,849	RAMAN - sem CO ₂ e CH ₄	
11	-37,4	-2,3	220,0	0,10	0,012	3,8	408,7	0,873		
12	-38,5	-1,0		0,15	0,005	1,7	389,0			
14	-36,5	-1,3		0,40	0,007	2,1	393,6			
15		-1,3	334,3	0,20	0,007	2,1	393,6	0,643		
16		-1,2	219,1	0,10	0,006	2,0	392,1	0,858		
17		-1,2	173,7	0,20	0,006	2,0	392,1	0,911		
18		-1,3	289,9	0,30	0,007	2,1	393,6	0,742		
19		-1,3	325,4	0,30	0,007	2,1	393,6	0,665		
20	-37,4	-1,3		0,35	0,007	2,1	393,6			homog. p/gás/RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄ /Th>T crítico
21	-41,2	-1,7	407,7	0,70	0,009	2,8	399,7			
22		-1,5	382,3	0,40	0,008	2,5	396,6	0,519		
23		-3,4	415,2	0,70	0,018	5,5	424,8	0,495		
24		-3,1		0,65	0,016	5,0	420,5			
25		-1,0	185,4	0,10	0,005	1,7	389,0	0,896		
27	-39,1	-1,0	156,7	0,10	0,005	1,7	389,0	0,927		
30		-1,1	410,8	0,45	0,006	1,8	390,5			
Th>T crítico										
Aquosas secundárias										
13	-47,0	-15,3	94,2	0,10	0,067	18,9	554,2	1,099	meta-estável	
26	-48,4			0,10					meta-estável	
28	-54,7	-12,2	102,7	0,10	0,056	16,1	523,3	1,072		
29	-57,9	-13,8		0,10	0,062	17,6	539,0			
31	-51,8	-14,2	147,4	0,05	0,063	17,9	543,0	1,052		
32	-49,2	-10,8	101,9	0,10	0,051	14,8	509,6	1,062		
33	-51,4	-14,1	107,8	0,10	0,063	17,9	542,0	1,081		

AM-168A - CAMPO 1 - TOPÁZIO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Tfs1 (°C)	Tfs2 (°C)	Observações
Primárias (orientadas)										
3	-42,5	-6,7		0,033	10,1	466,9				
7	-37,9	-7,1		0,035	10,6	471,4				
8	-36,2	-6,9		0,034	10,4	469,2				
9	-33,3	-7,2		0,036	10,7	472,5				

Pseudo-secundárias (não orientadas)

1	-25,8	-6,4		0,032	9,7	463,5				
2	-37,8	-7,1		0,035	10,6	471,4				
4	-37,6	-6,7		0,033	10,1	466,9				
5	-47,0	-7,3		0,036	10,9	473,6				
6	-37,5	-6,7		0,033	10,1	466,9				
10	-42,8	-7,3		0,036	10,9	473,6				
12	-27,7	-6,4		0,032	9,7	463,5				
13	-31,7	-6,5		0,033	9,8	464,6				
14	-32,6	-6,6		0,033	10,0	465,8				
15	-34,8	-6,9		0,034	10,4	469,2				
16	-40,8	-6,7		0,033	10,1	466,9				
17	-37,2	-6,6		0,033	10,0	465,8				
18	-37,8	-7,0		0,035	10,5	470,3				
19	-33,9	-7,0	420,8	0,035	10,5	470,3	0,605			
20	-34,5	-6,7	413,0	0,033	10,1	466,9	0,615	366,8	525,4	
21	-32,2	-6,8	429,9	0,034	10,2	468,1	0,575			
22	-47,1	-7,2	435,2	0,036	10,7	472,5	0,574			
23	-39,6	-7,1	435,5	0,035	10,6	471,4	0,570			
24	-37,4	-6,8	428,4	0,034	10,2	468,1	0,579			
25	-38,3	-6,7	431,5	0,033	10,1	466,9	0,568	308,5		
26	-34,2	-6,7	424,9	0,033	10,1	466,9	0,585	366,5	537,0	
27	-33,9	-6,5	413,8	0,033	9,8	464,6	0,607	299,4	513,5	
29	-36,4	-6,8	423,7	0,034	10,2	468,1	0,591			
30	-39,3	-6,8	418,2	0,034	10,2	468,1	0,605			
32	-32,6	-5,9	374,9	0,030	9,1	457,5	0,681	374,9	492,9	
34	-37,8	-6,7	411,1	0,033	10,1	466,9	0,620			
35	-36,7	-6,6	403,9	0,033	10,0	465,8	0,634			
36	-27,5	-7,0	449,2	0,035	10,5	470,3	0,530	362,6		
37	-34,5	-7,2		0,036	10,7	472,5				
38	-44,0	-6,8	430,7	0,034	10,2	468,1	0,573	529,0		
A			397,4							
B			410,2							
C			413,7							
D			415,3							
E			419,3							
F			426,0							
G			438,2							
H			471,8							
I			490,1							

Secundárias

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Tfs1 (°C)	Tfs2 (°C)	Observações
28			464,7							
31			450,2	0,042	12,4	487,5	0,578			
33	-36,7	-8,6		0,037	11,1	475,8				não homogeneizou até 598,7
39	-35,1	-7,5								
40	-36,2									
41	-34,5	-20,8		0,084	22,9	616,2				
42	-28,5	-7,2		0,036	10,7	472,5				
43	-34,8									
45	-38,1	-23,3								
46	-36,1	-16,7		0,071	20,0	568,9				

AM-168A - CAMPO 2 - TOPÁZIO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Tfs1 (°C)	Tfs2 (°C)	Observações
Primárias (orientadas)										
1	-43,3	-7,0	458,5							RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄
2	-37,2		409,7							
3	-47,6	-7,4	462,4	0,037	11,0	474,7	0,507	510,8		
4	-45,6	-7,2	452,5	0,036	10,7	472,5	0,528			
5	-46,3	-7,0	464,1	0,035	10,5	470,3	0,487			
6	-29,6	-7,7	450,2	0,038	11,3	478,0	0,550			
7	-38,9	-6,2	418,7	0,031	9,5	461,1	0,586	333,4		
8	-35,0	-5,9		0,030	9,1	457,5				
9	-45,7	-7,4		0,037	11,0	474,7				
10	-41,9	-7,5	452,3	0,037	11,1	475,8	0,538			
11	-31,4	-7,1	438,8	0,035	10,6	471,4	0,562			Th>T crítico Th>T crítico
12	-32,0	-6,7	423,1	0,033	10,1	466,9	0,590			
13	-32,1	-7,2	460,8	0,036	10,7	472,5	0,504			
14	-46,2	-7,6	462,8	0,038	11,2	476,9	0,512			
15	-49,1	-7,7	434,1	0,038	11,3	478,0	0,592			
16	-41,5	-6,9	430,9	0,034	10,4	469,2	0,576			
17	-49,6	-7,6		0,038	11,2	476,9		302,9	304,8	
18	-49,1	-7,8	487,0	0,038	11,5	479,1				
19	-30,6	-8,0	481,4	0,039	11,7	481,2				
20	-44,5	-7,4		0,037	11,0	474,7				
21	-44,0	-7,8		0,038	11,5	479,1				Th>T crítico
22	-34,0	-6,8		0,034	10,2	468,1				
23	-45,5	-6,8	444,9	0,034	10,2	468,1	0,535	349,0		
24	-43,3	-7,0	413,9	0,035	10,5	470,3	0,621			
25	-51,0	-8,0	482,6	0,039	11,7	481,2				
26	-45,2	-8,1		0,040	11,8	482,3				
27	-32,4	-7,4		0,037	11,0	474,7				
28	-50,1	-8,1	505,9	0,040	11,8	482,3		358,2		
29	-49,3	-8,0	475,8	0,039	11,7	481,2	0,489			
30	-45,1	-7,5	472,2	0,037	11,1	475,8	0,482			
31	-46,4	-7,2	469,1	0,036	10,7	472,5	0,480			Th>T crítico
32	-43,9	-7,4	483,2	0,037	11,0	474,7				
33	-49,1	-7,8		0,038	11,5	479,1				
34	-46,0	-7,7		0,038	11,3	478,0				
35	-39,4	-7,8	486,1	0,038	11,5	479,1				
36	-46,1	-8,2	458,5	0,040	11,9	483,3	0,544			
37	-45,1	-7,4	420,5	0,037	11,0	474,7	0,617			
38	-36,2	-6,4	416,7	0,032	9,7	463,5	0,597			
A			402,9							

AM-168A - CAMPO 3 - TOPÁZIO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Tfs1 (°C)	Tfs2 (°C)	Tfs3 (°C)	Observações
Pseudo-secundárias (não orientadas)											
1	-39,0	-8,2		0,040	11,9	483,3		325,1	327,0	362,7	Homogeneização p/vapor. Th>T crítico. Th>T crítico.
2	-44,4	-8,4	562,8	0,041	12,2	485,4					
3	-23,5	-7,5	488,3	0,037	11,1	475,8					
4	-40,8	-7,6	468,7	0,038	11,2	476,9	0,495	412,9			Th>T crítico. Th>T crítico.
5	-39,4	-7,9	486,1	0,039	11,6	480,2		300,0			
6	-37,9	-7,6	477,2	0,038	11,2	476,9		345,9	368,3		
7	-37,6	-7,8	465,7	0,038	11,5	479,1	0,511				RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄ . Th>T crítico. RAMAN-sem CO ₂ e CH ₄ sólido é calcita. Th>T crítico.
8	-38,0	-7,5	488,7	0,037	11,1	475,8					
9	-35,9	-7,8	503,0	0,038	11,5	479,1					
10	-35,3	-7,6	486,5	0,038	11,2	476,9					Th>T crítico. Th>T crítico. Th>T crítico.
11	-34,5	-7,5	486,6	0,037	11,1	475,8					
12	-48,8	-7,9	487,3	0,039	11,6	480,2					
13	-36,8	-7,8	488,1	0,038	11,5	479,1					Th>T crítico. Th>T crítico.
14	-37,9	-7,4	472,4	0,037	11,0	474,7	0,477				
15	-30,3	-7,6	480,8	0,038	11,2	476,9		372,5			
16	-38,6	-7,4		0,037	11,0	474,7					Th>T crítico.
17	-32,7	-7,4	466,1	0,037	11,0	474,7	0,496				
18	-36,3	-7,4	470,4	0,037	11,0	474,7	0,483	381,8			
19	-48,1	-7,7	466,1	0,038	11,3	478,0	0,506				Th>T crítico. Th>T crítico. Th>T crítico.
20	-38,1	-7,4	464,1	0,037	11,0	474,7	0,502	348,5			
21	-35,7	-7,4	473,0	0,037	11,0	474,7	0,476	371,3			
22	-35,1	-7,4	468,9	0,037	11,0	474,7	0,488	449,4			Th>T crítico. Th>T crítico. Th>T crítico.
23	-34,7	-7,6	465,3	0,038	11,2	476,9	0,505				
24	-33,8	-7,9	465,3	0,039	11,6	480,2	0,515				
25	-34,9	-7,6	476,8	0,038	11,2	476,9	0,472				Th>T crítico. Th>T crítico. Th>T crítico.
26	-37,1	-7,6	470,4	0,038	11,2	476,9	0,490				
27	-37,6	-6,9	468,8	0,034	10,4	469,2	0,499				
28	-45,8	-8,0	503,4	0,039	11,7	481,2					Homogeneização p/vapor. Th>T crítico.
29	-35,6	-7,8	505,3	0,038	11,5	479,1					
30	-42,6	-8,0	500,6	0,039	11,7	481,2					
31	-36,7	-7,9	525,5	0,039	11,6	480,2					
A			447,9								

AM-168A - CAMPO 4 - TOPÁZIO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Tfcl (°C)	TfCO ₂ (°C)	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Tfs1 (°C)	Observações
Primárias (orientadas)											
2	-47,4	-7,6	493,7			0,038	11,2	476,9			
3	-35,1	-7,6	481,0			0,038	11,2	476,9			
4	-37,1	-7,6	478,9			0,038	11,2	476,9			
6	-40,7	-7,9	491,8			0,039	11,6	480,2		465,7	
7	-35,1		405,2								
11	-40,3	-7,7	464,4			0,038	11,3	478,0	0,511		gás
12	-33,8	-8,2				0,040	11,9	483,3			
13	-38,1	-8,4				0,041	12,2	485,4			
14	-36,8	-8,6				0,042	12,4	487,5			
15	-26,8	-10,9				0,051	14,9	510,6			
16	-37,2	-8,5				0,041	12,3	486,5			
A			467,8								gás
Pseudo-secundárias (não orientadas)											
1	-42,4	-7,6	493,7			0,038	11,2	476,9			
5	-37,8	-7,6	491,2			0,038	11,2	476,9			
8	-24,5		572,7								
9	-32,7	-7,7	509,1			0,038	11,3	478,0		357,4	gás
10	-38,5	-7,6	481,0			0,038	11,2	476,9		510,7	
21	-33,8	-8,2				0,040	11,9	483,3			
B			484,1								
Aquocarbônicas (pseudo-secundárias)											
22	-25,6			6,2	-61,3		7,1				
23				5,6			8,1				
Secundárias											
17		-8,6				0,042	12,4	487,5			
18	-39,8	-8,8				0,043	12,6	489,6			
19	-43,4	-8,8				0,043	12,6	489,6			
20	-45,5	-10,6				0,050	14,6	507,6			

AM-168A - CAMPO 5 - TOPÁZIO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm³)	Tfs¹ (°C)	Observações
Primárias (orientadas)									
1	-37,9	-7,3	467,3	0,036	10,9	473,6	0,489	498,3	
2	-48,9	-7,2	469,7	0,036	10,7	472,5	0,478		
3	-42,4	-5,9	457,6						
4	-34,8	-6,2	462,5					404,2	
5	-41,7	-7,2	473,4						
6	-37,7	-6,6	464,2	0,033	10,0	465,8	0,472	377,3	
10								310,3	
11								359,9	
15			470,2						
18									
30			462,5					528,1	
Secundárias									
7	-36,2	-6,0	466,5						
8	-38,4	-6,8		0,034	10,2	468,1			
9	-47,6	-6,6		0,033	10,0	465,8			
12									
13			484,2						
14			462,0						
16			471,7						
17			463,2						
19			454,8						
20			448,7						
24			446,1						
26			465,3						

AM-168C - CAMPO 1 - QUARTZO

[illegible]

AM-168C - CAMPO 2 - QUARTZO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Tfs (°C)	Observações
Aquosas secundárias										
1	-40.9	-10.6	156.6	0.10	0.050	14.6	507.6	1.018	389.3	necking down necking down necking down necking down necking down
2	-45.9	-9.8	158.6	0.10	0.047	13.7	499.7	1.010		
3	-37.1	-9.7	197.9	0.10	0.046	13.6	498.7	0.972		
4	-43.0	-10.4	163.7	0.10	0.049	14.4	505.6	1.010		
5	-39.1	-9.5	104.7		0.046	13.4	496.7	1.050		
6	-26.3	-7.3	105.6	0.10	0.036	10.9	473.6	1.031		
7	-29.5	-7.0	144.4	0.10	0.035	10.5	470.3	0.998		
8	-34.1	-6.3	208.6	0.10	0.032	9.6	462.3	0.933		
9	-27.7	-6.2	228.4	0.10	0.031	9.5	461.1	0.913		
10	-43.6	-10.0	253.0	0.15	0.048	13.9	501.7	0.924		
11	-38.8	-10.5	296.3	0.30	0.050	14.5	506.6	0.883		
12	-38.4	-10.1	182.2	0.10	0.048	14.1	502.7	0.991		
13	-36.8	-9.8		0.10	0.047	13.7	499.7		0.929	necking down necking down necking down necking down necking down necking down necking down necking down necking down necking down necking down
14	-31.9	-9.4			0.045	13.3	495.7			
15	-29.5	-9.6		0.15	0.046	13.5	497.7			
16	-33.2	-6.5			0.033	9.8	464.6			
17	-48.8	-7.4			0.037	11.0	474.7			
18	-26.8	-9.7	245.7	0.20	0.046	13.6	498.7			
A			120.9							
B			135.2							
C			177.0							
D			188.1							
E			193.6							
F			305.1							

AM-168C - CAMPO 3 - QUARTZO - BOLSÃO DE QUARTZO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TfCO2 (°C)	TfCl (°C)	ThCO2 (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{H2O}	X _{CO2}	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Densidade H ₂ O (g/cm ³)	Ponto crítico (°C)	Densidade CO ₂ (g/cm ³)	Densidade total (g/cm ³)	Observações
Aquo-carbônicas secundárias																
5	-33.9	-11.6	-58.1	1.8	19.8		0.90	0.884	0.073	0.043	13.5	1.094		0.192	0.643	
6			-58.1	3.1			0.90				11.8					
10			-58.2	0.1			0.90				15.4					
23	-36.8		-58.3	1.4		280.6	0.45				14.0					
24	-35.7		-58.1	2.9			0.40				12.1					
25	-27.0		-57.8	4.5	20.9	234.4	0.40									
Aquosas secundárias																
1	-38.5	-10.9				307.3	0.20			0.052	14.9		510.6		0.874	
2	-39.2	-9.9				145.6	0.10			0.047	13.8		500.7		1.022	
3	-40.3	-10.8				212.3	0.10			0.051	14.8		509.6		0.966	
4	-39.9	-10.1					0.50			0.048	14.1		502.7			
7	-39.4	-10.9				156.4	0.10			0.051	14.9		510.6		1.020	
8	-31.6	-10.1				272.9	0.15			0.048	14.1		502.7		0.905	
9	-40.1	-9.7				187.4	0.10			0.046	13.6		498.7		0.983	
11	-40.1	-9.9				135.1	0.20			0.047	13.8		500.7		1.030	
12	-39.3	-9.6				267.8	0.10			0.046	13.5		497.7		0.906	
13	-41.8	-10.4				149.8	0.10			0.049	14.4		505.6		1.022	
14	-43.8	-11.5				288.3	0.15			0.053	15.5		516.4		0.901	
15	-42.6	-11.1				238.4	0.20			0.052	15.1		512.5		0.946	
16	-43.4	-10.5				196.3	0.10			0.050	14.5		506.6		0.981	
17	-41.9	-11.2				298.4	0.25			0.052	15.2		513.5		0.887	
18	-23.8	-6.6				293.8	0.25			0.033	10.0		465.8		0.839	
19	-41.4	-11.8				269.7	0.10			0.055	15.8		519.3		0.922	
20	-49.9	-9.6				150.2	0.10			0.046	13.5		497.7		1.015	
21	-45.3	-12.8				157.1	0.10			0.058	16.7		529.1		1.034	
22	-45.7	-12.0				102.2	0.10			0.055	16.0		521.3		1.071	
26	-45.5	-11.6					0.15			0.054	15.6		517.4			
27	-42.7	-7.7				166.7	0.10			0.038	11.3		478.0		0.985	
28	-40.3	-8.6				138.6	0.10			0.042	12.4		487.5		1.017	

[illegible]

AM-213 - CAMPO 1 - QUARTZO - PEGAMTITO - ESTÁGIO TRANSICIONAL

No. IF	TE (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)	Fração vol. da bolha	X _{NaCl}	Salinidade (% em peso NaCl equiv.)	Ponto crítico (°C)	Densidade (g/cm ³)	Tfs (°C)	Observações
Secundárias 1										
Q			327,7							
R			329,5							
S			331,3							
T			350,2							
U			356,3							
V			362,0							
X			365,9							
Z			369,6							
Secundárias 2										
1s	-40,2	-0,8			0,004	1,3	386,0			
2s	-39,5	-0,2			0,001	0,3	377,0			
3s	-38,6	-0,3			0,002	0,5	378,5			
4s		-0,2			0,001	0,3	377,0			
5s		-0,1			0,001	0,2	375,6			
6s		-0,1			0,001	0,2	375,6			
7s		-0,6			0,003	1,0	383,0			
8s		-0,3	243,7	0,15	0,002	0,5	378,5	0,805		
9s		-0,2	240,8	0,15	0,001	0,3	377,0	0,808		
10s		-0,2	256,3	0,15	0,001	0,3	377,0	0,781		
11s		-0,2	239,2	0,20	0,001	0,3	377,0	0,811		
12s		-0,3	268,1	0,15	0,002	0,5	378,5	0,762		sem CO ₂ e CH ₄
13s		-0,4	262,1	0,15	0,002	0,7	380,0	0,775		
A			114,2							
B			161,1							
C			168,7							
D			204,9							
E			239,8							
F			249,4							
G			253,1							
H			257,2							
I			269,6							
J			278,9							
K			279,3							
L			286,3							
M			288,7							
N			290,3							
O			298,1							
P			302,0							
Secundárias 3										
1	-31,2	-3,2	263,1	0,15		5,2			1,1	
2	-31,4	-3,3	265,3	0,20		5,3				com CO ₂ e CH ₄
3	-31,9		131,5	0,10						meta-estável
4	-27,7	-3,0	258,5	0,15		4,9				
5	-27,9	-2,5	229,9	0,20		4,1				com CO ₂ e CH ₄
6		-3,0	243,5	0,10		4,9				
7		-3,1	253,3	0,15		5,0				
8	-30,1	-2,6	242,1	0,15		4,2				
9		-2,8	247,7	0,15		4,5				
10		-2,8	244,8	0,15		4,5				
11	-30,1	-1,8	128,0	0,10		3,0				
12		-3,6		0,20		5,8				
13		-3,3	304,4	0,20		5,3				
14		-3,1	244,4	0,15		5,0				
15			296,3	0,55						

LEGENDA
CENOZÓICO

eluvial, colúvio e rejeito de mina
paleo-aluvião Taboquinha - argilas e areias brancas com porções avermelhadas e níveis de cascalho com seixos de quartzo e de laterita

NEOPROTEROZÓICO
MACIÇO GRANÍTICO SANTA BÁRBARA

veios de muscovita
veios de quartzo ± cassiterita
veios de topázio-siderofilita-quartzo greisen

Greisen Taboquinha (961±19Ma)

grs - predominância de topázio-siderofilita-quartzo greisen cinza, de granulação média
gg - predominância de granito greisenizado rosa-acinzentado, de granulação média
gas - predominância de granito albitizado salmão, de granulação média

Associação de Fácies Santa Bárbara (978±13Ma)

fsbr - albita-microclínio granito branco, fino, equigranular a porfíritico
fsbr - albita-microclínio granito rosa, fino, equigranular a porfíritico
fsbr - albita-microclínio granito rosa, médio, porfíritico, com textura pilitífica

Fácies Serra Azul (989±13Ma)

fsa - albita-microclínio granito rosa, médio a grosso, equi a inequigranular

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS E TOPOGRÁFICAS

drenagem
área alagada
estrada não pavimentada
vila/escritórios
ponto descrito
sondagem rotativa
sondagem rotativa com testemunho descrito
linhas de sondagens leste-oeste
linhas de sondagens norte-sul
seção geológica
curva de nível
(região do greisen Taboquinha/curvas do pit da mina/agosto de 2001)
pit da mina
contato geológico
contato geológico inferido
fratura/falha

REFERÊNCIAS

CESBRA - Companhia Estanífera do Brasil, 1987. Perfis geológicos das linhas de sondagens leste-oeste e norte-sul.
CESBRA - Companhia Estanífera do Brasil, 1994. Projeto Integração: Mapa Geológico - Folha 2C (inédito).
CESBRA - Companhia Estanífera do Brasil, Agosto/2001. Base cartográfica da mina.
RENATA ELIANE FRANK, 1990. Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do Complexo Granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil. Dissertação de Mestrado, 244 p.

NOTA

Mapeamento geológico com prancheta e alidade realizado entre 1998 e 2001 por Irena Sparrenberger, Jorge Silva Bettencourt, Carolina Almeida Michelin, Carolina Rodrigues de Araújo Cordeiro, Juliana Baltz Viviani, Daniel Andreas Klein e Fabrício Barreto.

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DA MINA
GREISEN TABOQUINHA E MORRO SANTA BÁRBARA

ANEXO I

TESE DE DOUTORAMENTO

AUTORA: IRENA SPARRENBERGER
ORIENTADOR: JORGE SILVA BETTENCOURT