ERRATA

PG	LINHA	ONDE SE LE	LEIA-SE
49		Amostra 3610 (figura 6)	Amostra 3618
71	12	Os teores de Li e Sn	Os teores de Rb, Li e de Sn
71	20	de Li e de Sn	de Rb, Li e de Sn
99	25	FeO(t)	FeO(Fe total)
100		Amostra 3607 (figura 32)	Amostra 3505
117	7	elementos	óxidos
129	28	diagrama Q-Ab-Or	diagrama Q-A-P
130	1	álcali-feldspatos sienitos,	álcali-feldspatos microsienitos,
130	7	figura C	figura 5 C
140	27	marginalmente peraluminoso a peralcalino	marginalmente peraluminoso
141	13	sienitos	microsienitos
143	7	4-5kbar	3-5kbar
144	6	monzogranitos e sienogranitos	monzogranitos (F7A) e sienogranitos (F8N)
144	18	protólito de composição granulítica	protólito constituído por granulito félsico,
144	30	Litvinovskiy et al. 1985). A participação do F...	Litvinovskiy et al. 1985). A ocorrência de basaltos alcalinos da Formação Nova Floresta (Leal et al. 1978), com distribuição temporal e espacial coincidentes com a suíte dos Granitos Últimos de Rondônia (figura 2), indica o envolvimento de fontes termais mantélicas e reforça a hipótese da atuação de processos de mistura de magmas. A participação do F...
145	6	granitos mais ricos em feldspato potássico	granitos mais ricos em feldspato potássico (álcali-feldspato leucogranitos)
145	7	veios de greisen e de quartzo	veios de greisen, veios de quartzo
145	21	o estanho e o volfrâmio	o estanho, volfrâmio
150	30	protólito granulítico rico em F	protólito constituído por granulito félsico rico em F
151	16	Fe-ferberita	Mn-ferberita
Anexo	II	álcali-feldspato granitos (F7) e albita granitos (F8)	álcali-feldspato leucogranitos (F7) e albita leucogranitos (F8)

Aos meus amores
Catarina, Flávia e Fernanda

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O MACIÇO ORIENTE NOVO (RO) E A MINERALIZAÇÃO
ESTANO-TUNGSTENÍFERA ASSOCIADA

WASHINGTON BARBOSA LEITE JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	assinatura
Presidente :	Dr. J.S.Bettencourt	Jorge Silva Bettencourt
Examinadores :	Dr. J.B.Moreschi	José B. Moreschi
	Dr. I.McReath	Ian McReath

SÃO PAULO
1992

SUMARIO

	pg.
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VI
ÍNDICE DE TABELAS.....	X
RESUMO.....	XII
ABSTRACT.....	XIV
AGRADECIMENTOS.....	XVI
 CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	 01
1.1 GENERALIDADES E OBJETIVOS.....	01
1.2 LOCALIZAÇÃO, EXTENSÃO E ACESSO.....	03
1.3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS E SÓCIO-ECONÔMICOS.....	03
1.4 TRABALHOS ANTERIORES.....	07
1.5 METODOLOGIA DE TRABALHO.....	10
1.5.1 Pesquisa bibliográfica.....	10
1.5.2 Fotointerpretação.....	10
1.5.3 Mapeamento geológico de semidetalhe(1:25.000).....	11
1.5.3.1 Base planimétrica.....	11
1.5.3.2 Procedimentos e critérios utilizados.....	11
1.5.4 Mapeamento geológico de detalhe(1:1.000).....	13
1.5.5 Análises petrográficas.....	13
1.5.6 Análises químicas de rochas.....	14
1.5.7 Análises químicas de minerais.....	16
 CAPÍTULO 2 - SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL E OS GRANITOS ANO- GÊNICOS DE RONDÔNIA.....	 17
2.1 SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL.....	17
2.2 OS GRANITOS ANOROGENICOS DE RONDÔNIA.....	22

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL.....	26
3.1 AS UNIDADES GEOLÓGICAS.....	26
3.1.1 O Embasamento Cristalino.....	26
3.1.1.1 <u>Associação de gnaisses quartzo-monzoníticos e anfibolitos</u>	28
3.1.1.2 <u>Associação de gnaisses graníticos e granitos porfiróides</u>	30
3.1.1.3 <u>Associação de gnaisses charnoquíticos, paragneisses e metabásicas</u>	32
3.1.2 O Maciço Santa Clara.....	33
3.1.3 O Maciço Oriente Novo.....	34
3.1.4 As Rochas de Ocorrências Subordinadas.....	38
3.1.5 A Cobertura Sedimentar Quaternária.....	39
3.2 OS ASPECTOS ESTRUTURAIS.....	41
CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA DAS FACIES GRANÍTICAS.....	43
4.1 FACIES PORFIRÓIDE RÓSEA (F1): (ferro-hastingsita)-biotita sienogranito porfiróide róseo.....	43
4.2 FACIES PORFIRÍTICA RÓSEA I (F2): ferro-hastingsita-biotita monzogranito porfirítico róseo.....	47
4.3 FACIES PORFIRÍTICA CINZA (F3): ferro-hastingsita-biotita monzogranito porfirítico cinza.....	48
4.4 FACIES PORFIRÍTICA RÓSEA II (F4): biotita monzogranito porfirítico róseo.....	51
4.5 FACIES EQUIGRANULAR CINZA (F5): micromonzogranito cinza	51
4.6 FACIES PORFIRÍTICA CINZA ROSADO I (F6): sienogranito porfirítico cinza rosado.....	52
4.7 FACIES EQUIGRANULAR RÓSEA I (F7): álcali-feldspato leucogranito equigranular róseo.....	54
4.8 FACIES EQUIGRANULAR RÓSEA II (F8): albita leucogranito equigranular róseo.....	55
4.9 FACIES EQUIGRANULAR RÓSEA III (F9): álcali-feldspato granito equigranular róseo.....	57
4.10 FACIES PORFIRÍTICA CINZA ROSADO II (F10): álcali-feldspato riólito pórfiro cinza rosado.....	59

4.11 FACIES PORFIRÍTICA RÓSEA III (F11): álcali-feldspato riólito pórfiro róseo.....	63
CAPÍTULO 5 - PETROQUÍMICA DAS FACIES GRANÍTICAS.....	64
CAPÍTULO 6 - PROCESSOS MAGMÁTICOS E PÓS-MAGMÁTICOS E A MI- NERALIZAÇÃO ESTANO-TUNGSTENÍFERA ASSOCIADA....	82
6.1 GENERALIDADES.....	82
6.2 PROCESSOS MAGMÁTICOS E PÓS-MAGMÁTICOS.....	82
6.2.1 Feldspatização potássica.....	85
6.2.2 Feldspatização sódica.....	87
6.2.3 Greisenização.....	87
6.2.3.1 <u>Forma, distribuição e estrutura interna dos grei-</u> <u>sens</u>	90
6.2.3.2 <u>Aspectos petrográficos dos greisens</u>	91
6.2.3.3 <u>Aspectos petroquímicos dos greisens</u>	99
6.2.4 Silicificação.....	105
6.2.5 Argilização.....	107
6.3 A MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA ESTANO-TUNGSTENÍFERA.....	109
6.3.1 Os tipos e os controles da mineralização.....	109
6.3.2 As cassiteritas e as volframitas.....	112
6.3.2.1 <u>As cassiteritas</u>	115
6.3.2.2 <u>As volframitas</u>	120
6.4 OS DEPÓSITOS SECUNDÁRIOS DE CASSITERITA E DE VOLFRAMITA	121
6.5 OUTRAS OCORRÊNCIAS MINERAIS IMPORTANTES: OURO, MONAZITA E TURMALINA.....	124
CAPÍTULO 7 - DISCUSSÃO SOBRE A GEOLOGIA, PETROLOGIA E A ME- TALOGENIA.....	127
7.1 SOBRE A GEOLOGIA DO MACIÇO ORIENTE NOVO.....	127
7.2 SOBRE A PETROLOGIA DAS FACIES MAGMÁTICAS E PÓS-MAGMÁTI- CAS.....	129
7.3 SOBRE A METALOGENIA DO ESTANHO E DO VOLFRAMIO.....	136
CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	140

CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES.....	149
------------------------------	-----

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	152
---------------------------------	-----

ANEXOS: I - Mapa de pontos: Maciço Oriente Novo e áreas adjacentes(1:25.000).

II - Mapa geológico: Maciço Oriente Novo e áreas adjacentes(1:25.000).

ÍNDICE DE FIGURAS

	pg.
Figura 1 - Mapas de localização.....	04
Figura 2 - Mapa geológico simplificado de parte da Subpro- víncia Madeira no Brasil.....	18
Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Maciço Oriente Novo.....	27
Figura 4 - Seção estratigráfica da linha de sondagem L-3 do igarapé Barranco.....	40
Figura 5 - Diagramas Q-A-P.....	45
Figura 6 - Fotografia do biotita sienogranito porfiróide róseo(F1).....	49
Figura 7 - Fotografia do ferro-hastingsita - biotita monzo- granito porfirítico cinza(F3).....	49
Figura 8 - Fotografia do micromonzogranito cinza(F4) e do sienogranito porfirítico cinza rosado(F5).....	56
Figura 9 - Fotografia do álcali-feldspato leucogranito ró- seo(F7) e do albita leucogranito róseo(F8).....	56
Figura 10 - Fotografia do álcali-feldspato granito róseo (F9).....	60
Figura 11 - Fotografia do álcali-feldspato riólito pórfiro cinza rosado II(F10).....	60
Figura 12 - Diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	67
Figura 13 - Diagramas de Harker.....	70
Figura 14 - Diagramas de SiO_2 versus Rb, Ba, Sr, Li e Sn e de Rb versus Zr, Ba, Sr, Li e Sn.....	72

Figura 15 - Diagramas de Na_2O versus K_2O e Rb.....	73
Figura 16 - Diagrama A-F-M.....	73
Figura 17 - Diagramas de $10.000\text{Ga}/\text{Al}$ versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$, $\text{FeO}(\text{Fe total})/\text{MgO}$, Zr, Y, Nb e Cs.....	75
Figura 18 - Diagrama I.D. versus $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	76
Figura 19 - Diagramas Y versus Nb e de Y+Nb versus Rb.....	76
Figura 20 - Padrões dos ETR de rochas das unidades Fino-Ary (A) e Oriente Novo(B).....	77
Figura 21 - Padrões dos ETR de rochas das unidades Papo-Furado e Pajurá(A) e Barranco(B).....	78
Figura 22 - Padrões dos ETR de rochas da unidade Seringueira e de microsienito(A) e de biotita granitos dos plutões Madeira e Água Boa e do Maciço Pedra Branca.....	81
Figura 23 - Modelo esquemático da cronologia geral dos processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração de granitos a elementos raros associados.....	83
Figura 24 - Fotomicrografia de cristal anédrico de plagioclásio em feldspato potássico.....	88
Figura 25 - Fotomicrografia de textura "bola de neve".....	88
Figura 26 - Diagramas Q-AB-Or normativos.....	89
Figura 27 - Fotografia de greisen com textura pofiroblástica.....	93
Figura 28 - Fotografia de greisens com textura granoblástica.....	93

Figura 29 - Diagramas Q-T+F-M.....	95
Figura 30 - Diagramas Li- AlR^{2+} -(AlR^{2+} + AlTi).....	98
Figura 31 - Fotomicrografia de cristais de cassiterita em greisen.....	100
Figura 32 - Fotomicrografia de cristais relictos de biotita magmática em greisen.....	100
Figura 33 - Padrões dos ETR de greisens.....	104
Figura 34 - Tipo esquemático de veio de quartzo.....	108
Figura 35 - Fotografia de agregados de cristais de cassiterita e de volframita.....	108
Figura 36 - Esboço geológico da área da mina Elúvio-Barranco Superior.....	111
Figura 37 - Fotografia de sistemas paralelos/subparalelos de veios de greisen e de quartzo.....	113
Figura 38 - Fotografia de bolsões de greisen - estrutura "em rosário".....	113
Figura 39 - Vista parcial(SE) do morrote sustentado por veios de greisen e de quartzo em padrão tipo stockwork.....	114
Figura 40 - Fotografia de detalhe da foto anterior.....	114
Figura 41 - Fotomicrografia de cassiterita zonada de veio de quartzo.....	119
Figura 42 - Variação dos teores de FeO (Fe total) e de Nb_2O_5 em cassiterita zonada.....	119
Figura 43 - Fotomicrografia de volframita zonada.....	123
Figura 44 - Variação dos teores de WO_3 , FeO (Fe total), MnO , SnO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 e PbO em volframita zonada...	123

Figura 45 - Fotografia de cascalho basal de canal.....	125
Figura 46 - Fotografia de estrutura boxwork em volframitas.	125
Figura 47 - Diagrama Q-Ab-Or normativo.....	142
Figura 48 - Modelo da sequência de processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração dos leucogranitos do Maciço Oriente Novo.....	146
Figura 49 - Esboço especulativo sobre a evolução dos processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados com os leucogranitos do Maciço Oriente Novo....	147

ÍNDICE DE TABELAS

	pg.
Tabela 1 - Composição modal, textura e classificação petrográfica de algumas rochas do Embasamento Cristalino, Maciço Santa Clara e de dique.....	29
Tabela 2 - Características macroscópicas principais das facies petrográficas reconhecidas no Maciço Oriente Novo.....	35
Tabela 3 - Composição modal e classificação petrográfica das facies graníticas do Maciço Oriente Novo....	44
Tabela 4 - Dados de análises químicas de rochas das unidades Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá e Papo-Furado	65
Tabela 5 - Dados de análises químicas de rochas das unidades Barranco e Seringueira e de dique.....	66
Tabela 6 - Norma CIPW e índice de diferenciação(I.D.) de rochas do Maciço Oriente Novo.....	69
Tabela 7 - Composição modal, textura e classificação petrográfica de greisens do Maciço Oriente Novo.....	94
Tabela 8 - Dados químicos e fórmulas calculadas aproximadas de algumas biotitas de greisens e de veio quartzo	97
Tabela 9 - Dados de análises químicas de algumas amostras de greisens do Maciço Oriente Novo.....	101
Tabela 10 - Balanço de ganhos e perdas de elementos entre alguns greisens ricos em quartzo e as rochas graníticas encaixantes.....	102
Tabela 11 - Características petrográficas principais de cassiteritas e de volframitas do Maciço Oriente Novo.....	116

Tabela 12 - Dados de análises químicas de alguns cristais de cassiterita e de volframita do Maciço Oriente Novo.....	118
Tabela 13 - Dados de análises químicas de diferentes bandas em cristal de cassiterita zonada de veio de quartzo.....	118
Tabela 14 - Dados de análises químicas de diferentes bandas em cristal de volframita zonada de veio de quartzo.....	122

RESUMO

O Maciço Oriente Novo representa um stock, constituído predominantemente por rochas graníticas cristalizadas em ambiente de epizona. Apresenta forma subcircular em planta e ocupa uma área de aproximadamente 80km² na porção nordeste do Estado de Rondônia. Os seus contatos são discordante em relação a estruturação geral das rochas ígneas e metamórficas de médio a alto grau metamórfico do Embasamento Cristalino (Complexo Xingu ou Jamari) e aos limites do Batólito Santa Clara.

O mapeamento geológico permitiu o reconhecimento de onze facies graníticas no Maciço, cujas facies constituem sete unidades mapeáveis em escala 1:25.000, as quais foram informalmente denominadas de Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá, Papo-Furado, Barranco, Seringueira e Finado.

A unidade Oriente Novo é composta por sienogranitos porfiróides e porfiríticos. A unidade Fino-Ary é formada por monzogranitos porfiríticos e as unidades Pajurá e Papo-Furado são constituídas por monzogranitos equigranulares e sienogranitos porfiríticos, respectivamente. Alkali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos compõe a unidade Barranco. Alkali-feldspato granitos e álcali granitos formam a unidade Seringueira e a unidade Finado é constituída, essencialmente, por álcali-feldspatos riólitos pórfiros. As rochas de diques são pegmatitos, aplitos e álcali-feldspatos microgranitos, microsienitos e traquitos.

As características geológicas, petrográficas e geoquímicas das facies graníticas identificadas e das rochas sieníticas autorizam reuní-las em duas suites magmáticas distintas, denominadas informalmente de I e II. A Suite I agrupa os granitos a "dois feldspatos", que compreendem os monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato leucogranitos

e albita leucogranitos, com dominante caráter subalcalino e marginalmente peraluminoso. Os monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato leucogranitos foram formados, provavelmente, pela solidificação de magmas relativamente anidros, derivados de magma primitivo de origem crustal, através de processos de cristalização fracionada. Processos petrogenéticos adicionais, como difusão termogravitacional e fracionamento convectivo, são requeridos para a formação do albita leucogranito.

A Suite II compreende os álcali-feldspato granitos e álcali granitos a "um feldspato", álcali-feldspato riólitos pórfiros e os álcali-feldspatos microsienitos e traquitos. São rochas metaluminosas a peralcalinas, que no diagrama modal Q-A-P sugerem uma série sódico-alcalina. Algumas feições petrográficas e a variação de alguns índices padrão apontam para o envolvimento de processos de mistura de magmas e de cristalização fracionada na gênese dessas rochas.

Os granitos de ambas as suites exibem teores relativamente altos de SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Zr, Ga, Nb, Y, Ce e baixos em CaO, comparáveis aos dos granitos do tipo-A e revelam, também, características geoquímicas de granitos intraplaca. As rochas ácidas e intermediárias do Maciço Oriente Novo pertencem a suite dos Granitos últimos de Rondônia (1050-950Ma).

A mineralização estano-tungstenífera está espacialmente associada com os leucogranitos da suite subalcalina e relacionada a uma série de processos magmáticos e pós-magmáticos dos tipos feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização. A cassiterita ocorre de modo disseminado no albita leucogranito e em veios e bolsões de greisen e de quartzo, enquanto a volframita aparece nos veios de quartzo, exclusivamente.

ABSTRACT

The Oriente Novo Massif represents an epizonal multiphase intrusive granitic stock. It is subcircular in shape and it covers an area of approximately 80km² in the northeastern part of the Rondônia State. It shows a discordant contact with the general trend of igneous and medium to high-grade metamorphic rocks of the older basement (Xingu or Jamari Complex) and with the boundaries of the Santa Clara Batholith.

Eleven granitic facies were recognized during the geological mapping of the Massif and they were grouped in seven associations or units on the scale 1:25.000. These units have been named Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá, Papo-Furado, Barranco, Seringueira e Finado.

The Oriente Novo unit is composed of syenogranites with porphyroid to porphyritic textures. The Fino-Ary unit is constituted of porphyritic monzogranites. The Pajurá and Papo-Furado units are made up of equigranular monzogranites and porphyritic syenogranites, respectively. The Barranco unit is composed of alkali-feldspar leucogranites and albite leucogranites. The Seringueira unit is constituted of alkali-feldspar granites and alkali granites. The Finado unit is made up mostly of alkali-feldspar rhyolite porphyries. Pegmatites, aplites and alkali-feldspar microgranites, microsyenites and trachyte occur as dyke-shaped bodies in the area.

The rocks are grouped in two genetic units or suites. Suite I is defined by "two feldspar" granites that comprise monzogranites, syenogranites, alkali-feldspar leucogranites and albite leucogranites. It is subalkaline and marginally peraluminous in character. There are evidences that monzogranites, syenogranites and alkali-feldspar leucogranites crystallized from water-deficient magmas, which were probably formed from a parent magma of crustal origin by crystal

crystal fractionation processes. Thermogravitational and convective fractionation are thought to be additional petrogenetic processes related to the formation of albite leucogranites.

Suite II consists of "one feldspar" granites (alkali-feldspar granites and alkali granites) and alkali feldspar rhyolites, syenites and trachytes. They are metaluminous to peralkaline in character and they comprise a sodic-alkaline series in the modal Q-A-P diagram. Some petrographic features and the variation of standard indices indicate magma mixing and crystal fractionation processes in the genesis of magmas.

The granites of both suites have high SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Zr, Ga, Nb, Y, Ce and low CaO, which are compatible with A-type granites and they also exhibit geochemical characteristics of within-plate granites. The acid and intermediate rocks of the Massif belong to the suite of Younger Granites of Rondônia (1050-950 Ma).

The tin-tungsten mineralization is related to leucogranites of subalkaline suite and a series of magmatic to postmagmatic processes such as K-feldspatization, Na-feldspatization, greisenization, silicification and argillization. Tin occurs as cassiterite in the albite leucogranites, greisens and quartz veins, while tungsten occurs essentially as wolframite in quartz veins.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho é produto da colaboração de diversas pessoas e instituições.

Agradece-se ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt pela orientação e pela amizade que muito me gratifica.

Meus sinceros agradecimentos a Mineração Oriente Novo S.A. na pessoa do Dr. Neuclayr Pereira Martins pelo apoio nos trabalhos de campo e pela permissão para o manuseio e divulgação dos dados geológicos e mineiros relativos ao Maciço Oriente Novo.

Ao CNPq(Processo 132349/85-0), à FAPESP(Processo-Geologia 89/0308-4) e a FUNDUNESP(Processo 044/91-DFP/F/CET) pelo auxílio financeiro durante as várias fases da pesquisa.

Aos geólogos e colegas da Mineração Oriente Novo S.A. pelo apoio e amizade: Renato Muzzolon, Tarcísio José Montanheiro, Clayton Tamborim, Massaharu Kaedei, Luis Gilberto Dall'igna, Luis Carlos Perin, Alcídio P. Ribeiro, Sérgio K. Rodrigues e Eider Xavier Barbosa. Aos geólogos Alcídio e Sérgio agradeço também pelas importantes informações da porção sul da área, sem as quais esse trabalhos ficaria muito prejudicado.

Aos geólogos Bruno Leonelo Payolla e Onofre Gomes de Pinho pelo estímulo e companheirismo. Ao amigo Onofre meus agradecimentos póstumos pela valiosa contribuição ao estudo dos Granitos últimos de Rondônia, que tanto me auxiliou no decorrer de todo o trabalho.

Ao colega Prof. Antenor Zanardo pela pronta disposição e sugestões relativas as interpretações petrográficas.

Ao geólogo Luis Rodrigues Armoa Garcia (SUTEC/CVRD) pela dedicação desinteressada nas análises de microsonda eletrônica.

Aos professores e amigos Antônio Carlos Artur e João Batista Moreschi pela leitura atenciosa do manuscrito, críticas e sugestões.

Ao colega Prof. Flávio Juarez Távora pela leitura e correções do abstract.

Agradeço também ao topógrafo Rigoberto Pardo; as desenhistas Isabel Aparecida Meyer e Telma Collaço; aos técnicos Antônio Carlos Bueno de Moraes e Nelson Pereira Lopes Júnior, pelas confecções das seções delgadas e polidas de rochas; as Srtas. Vânia Regina Roveratti e Darlene de Cássia Armbrust, pela ajuda na digitação e impressão do texto.

Agradeço ainda aos colegas do IGCE-Rio Claro pelos estímulos e apoios e a todas as pessoas que de modo indireto contribuíram para a realização desse trabalho.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 GENERALIDADES E OBJETIVOS

Desde a descoberta de cassiterita em 1950 até os dias de hoje, os depósitos secundários de estanho do tipo **placers** têm contribuído com a quase totalidade da produção desse elemento, na Província Estanífera de Rondônia.

A importância econômica desses **placers** foi responsável pela intensa investigação geológica a que foram submetidos nos últimos trinta anos. Contudo, pouca atenção foi dispendida para o estudo das rochas granitóides e dos depósitos primários de estanho da Província, cujos **placers** estão geneticamente associados.

Os estudos existentes sobre as rochas granitóides relacionadas com a mineralização estanífera são, salvo raras exceções (e.g., Romanini 1982; Pinho 1987; Frank 1990; Payolla et al. 1991), de caráter geral, já que a maioria dos maciços ainda não estão mapeados em escala de detalhe. Assim, os dados ora existentes resumem-se a pouco mais de uma centena de identificações petrográficas (poucas composições modais) e químicas e de datações geocronológicas, cujas isócronas realizadas são todas de referência.

Com relação a mineralização primária de estanho, somente a partir de 1977 com a descoberta da jazida Morro do Potosi, o maior e mais rico depósito primário de estanho até então descoberto na Província, é que os interesses voltaram-se para uma melhor caracterização do potencial econômico dessas mineralizações.

A Mineração Oriente Novo S/A realizou, durante os anos de 1980 a 1986, um projeto de mapeamento geológico e de prospecção mineral em escala 1:25.000 em área com cerca de 3.000Km², cujo objetivo foi a obtenção de subsídios para a avaliação do seu potencial mineral. O Maciço Oriente Novo é parte integrante dessa área e a sua escolha para um estudo mais detalhado baseou-se em três fatores principais:

- **interesse econômico-metalogenético:** O Maciço ocupa uma posição de destaque no cenário da Província Estanífera de Rondônia, pois detém uma produção acumulada de mais de dez mil toneladas de estanho e uma reserva em potencial nos depósitos secundários de mais de mil toneladas. O potencial econômico e os aspectos gerais dos jazimentos primários de estanho e volfrâmio ainda são, praticamente, desconhecidos.

- **complexidade faciológica:** O Maciço apresenta uma diversidade elevada de facies graníticas quando comparadas com a maioria dos maciços estaníferos conhecidos na Província.

- **infra-estrutura e familiarização com a área:** O Maciço tem uma infra-estrutura privilegiada, a qual foi implantada durante os vinte e poucos anos de exploração industrial de cassiterita. O autor, com um dos integrantes da equipe do projeto retro-mencionado, foi o responsável pelo mapeamento geológico de cerca de 67% da área em estudo.

O objetivo da pesquisa é revelar alguns aspectos petrológicos e metalogenéticos importantes do Maciço Oriente Novo, através da caracterização petrográfica e petroquímica das facies graníticas e das rochas resultantes da ação de processos tardi e pós-magmáticos. Adicionalmente, pretende-se tornar evidente também os principais tipos e controles da mineralização primária estano-tungstenífera associada.

1.2 LOCALIZAÇÃO, EXTENSÃO E ACESSO

A área, em estudo, localiza-se na porção nordeste do Estado de Rondônia, no município de Ariquemes e está contida na carta topográfica de Oriente Novo(SC 20-X-C-V) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística(IBGE) em escala 1:100.000. É delimitada, aproximadamente, pelos paralelos 9°30'00" e 9°38'04" de latitude sul e pelos meridianos 62°18'17" e 62°27'58" de longitude oeste, compreendendo cerca de 270km²(figura 1).

O centro da área dista, em linha reta, cerca de 210km à sudeste da cidade de Porto Velho, capital do Estado de Rondônia. O acesso pode ser feito via rodoviária, partindo-se de Porto Velho e percorrendo-se a BR-364(Cuiabá-Porto Velho) até o km 558, daí segue-se à esquerda até a vila mineira de Oriente Novo. No total, o percurso possui aproximadamente 243km, sendo 155km por rodovia pavimentada(BR-364) e 88km por estrada não pavimentada de tráfego permanente. O acesso também pode ser feito por via aérea, com aeródromo próximo a vila mineira, que permite a operação de aeronaves de pequeno porte. O tempo total de voo, a partir de Porto Velho, é de aproximadamente 45 minutos. Da vila mineira, pode-se atingir vários pontos da área, através de diversas estradas de antigas frentes de lavra e de fazendas.

1.3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS E SÓCIO-ECONÔMICOS

A área em estudo está contida, segundo Nimer(1977), numa região sob o domínio de clima tropical úmido(tipo climático Am na classificação de Koppen, Amaral Filho et al. 1978), caracterizado por uma temperatura média anual, variando de 24° a 26°C, índice pluviométrico anual entre 2250mm e 2500mm e uma estação seca nos meses de junho, julho e agosto. Os trabalhos de campo apresentam maior rendimento no período

compreendido entre os meses de maio a outubro, quando as médias de precipitação e de temperatura são mais baixas comparadas ao semestre restante.

A falta de uma base cartográfica com curvas de nível precisas na área não permitem uma análise mais detalhada quanto à topografia. Contudo, de um modo geral, a área é caracterizada por mais de uma dezena de outeiros e colinas com amplitudes, variando cerca de 40 a 60m em relação à superfície aplainada envoltória, cujas cotas são da ordem de 195m. O principal acidente topográfico é a "serra" de Oriente Novo situada na parte central da área, a qual apresenta uma orientação geral E-W e é o divisor de águas mais importante da área em apreço(ver anexo I).

A maior parte da área encontra-se inserida na bacia hidrográfica do rio Machadinho, apenas algumas drenagens no extremo oeste correm para a bacia do rio Preto(figura 1 e anexo I). Nas áreas de domínio das rochas granitóides, a rede de drenagem desenvolve padrão dendrítico e por vezes radial-anelar, enquanto que nas áreas de domínios das rochas do embasamento cristalino, o padrão é subparalelo, predominantemente. A retilinização de trechos de alguns cursos d'água, segundo direções preferenciais, traduzem a interferência de elementos estruturais de natureza tectônica(e.g., falhas e/ou fraturas), durante o período de instalação da drenagem.

A vegetação pertence ao domínio da Floresta Tropical Sempre-Verde Estacional, normalmente estratificada em três níveis: um arbóreo, pouco definido; um arbustivo, composto principalmente por regeneração de matrizes próximas, arbustos e herbáceas gigantes e um inferior constituído por herbáceas baixas e subarbustos(UNESCO 1973 e Richards 1952; apud Barros-Silva et al. 1978). Segundo Barros-Silva et al.(op. cit.), a subclasse dominante é a Floresta Aberta com palmeiras e/ou cipós, revestindo interflúvios ondulados e dissecados. As áreas desmatadas atingem,

aproximadamente, 10% da área da pesquisa, algumas já estão cobertas por plantas invasoras (e.g., arranha-gatos e embaúbas) ou por reflorestamento a base de seringueira (*Hevea brasiliensis*).

A área situa-se, segundo Melo et al. (1978), na extensa superfície rebaixada que compõe o piso do relevo regional, a qual sofreu uma pediplanação de idade neopleistocênica. Tal pedimento foi elaborado em condições de semi-aridez, cujas formas de esculturação do relevo (e.g., *inselberg*) foram parcialmente preservadas com a instalação da floresta no Holoceno, sob um clima úmido (Melo et al. 1978). A fase de maior aridez no Pleistoceno Superior da Amazônia foi correlacionada por Van der Hammen (1974, apud Bigarella & Ferreira 1985) ao último máximo glacial a 18.000 anos atrás e a fase úmida subsequente a transgressão Flandriana.

Entretanto, Waghorn (1974) constata, em vários distritos mineiros em Rondônia, a ocorrência de duas fases de aplainamento regional relacionadas aos ciclos de sedimentação de paleovales e de vales recentes. Payolla et al. (1984) correlacionam esses ciclos aos períodos glaciais e interglaciais Illinoiano-Sangamoniano (Pleistoceno Médio) e Wisconsiniano-Flandriano (Pleistoceno Superior - Holoceno), respectivamente.

A produção industrial de concentrados de cassiterita na área iniciou-se em outubro de 1969 pela Companhia de Mineração Ferro União S.A. (FERUSA), pertencente a Billinton International Metals N.V., subsidiária do Grupo Shell. Antes porém, a área foi alvo de extração de borracha natural e de atividades garimpeiras.

A decadência da produção mineral na área começou no ano de 1985 com a crise do estanho no mercado internacional, com as atividades industriais sendo totalmente

paralisadas em março de 1987. Atualmente, o reflorestamento à base de seringueira, a agricultura de subsistência e a garimpagem em pequena escala são as principais atividades desenvolvidas na região.

1.4 TRABALHOS ANTERIORES

Os estudos geológicos sistemáticos na Província Estanífera de Rondônia iniciaram-se nos primeiros anos da década de sessenta por técnicos de empresas privadas e do governo federal. Posteriormente, já na década seguinte, outros projetos governamentais de levantamento geológico básico foram realizados. Nos últimos anos, poucos trabalhos técnico-científicos foram publicados sobre a Província, sendo que a maioria das informações geológicas ainda permanecem inéditas nos arquivos das empresas de mineração que operam na região.

As informações geológicas anteriores relativas ao Maciço Oriente Novo constam, principalmente, em trabalhos de caráter regional e serão mencionadas a seguir de modo sucinto, respeitando a ordem cronológica das datas de publicação ou da elaboração de trabalhos inéditos.

Lobato et al.(1966) descrevem a Serra das Queimadas como um grande núcleo granítico, constituído essencialmente por um granito róseo e pegmatóide circunscrito por gnaisses. Veios de quartzo, peraciditos e de greisens aparecem, preenchendo fraturas e são os responsáveis pela ocorrência de cassiterita na área.

No propósito de ressaltar uma nova província estanífera e correlacioná-la com a do tipo nigeriano, Kloosterman(1967,1968,1970) define o complexo de Oriente como um corpo de contorno aproximadamente circular, com diâmetro de 8-10km e constituído pelo menos por três unidades diferentes: uma

Intrusão principal de biotita granito de grão grosso e cor salmão, um corpo em forma de crescente de biotita granito porfirítico cinza e um fragmento de dique anelar composto de microgranito. A mineralização primária de estanho e volfrâmio ocorre no centro do complexo, numa área greisenizada composta por uma mistura de diferentes tipos de biotita granito, microgranito, quartzo pórfiro, topázio greisen e veios de quartzo com cassiterita e volframita.

Bon(1968) caracteriza oito grupos principais de rochas no Maciço Oriente Novo, são eles: granito tipo Rico, granito tipo Barranco, granito tipo Fino-Ary, granito tipo Pajurá, granito tipo Seringueira, granito tipo "currant bread", brecha intrusiva e greisen. Os veios de greisen apresentam uma orientação geral N70°E e são constituídos, essencialmente, por quartzo, mica e topázio, com cristais de cassiterita dispersos irregularmente.

Priem et al.(1971) datam, através do método Rb/Sr em rocha total e dos métodos Rb/Sr e K/Ar em biotitas, oito amostras de três diferentes complexos graníticos estaníferos de Rondônia, sendo seis de litofácies do complexo Oriente Novo. Obtêm como resultado uma idade de 980 ± 20 Ma e uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,718 \pm 0,008$. Tal idade é considerada como a época de intrusão dos complexos graníticos estaníferos de Rondônia e o alto valor da razão inicial é relacionado a uma possível assimilação de ^{87}Sr radiogênico das rochas encaixantes, durante a fase de ascensão do magma granítico.

Verschure & Bon(1972) apresentam um estudo petrográfico e petroquímico dos granitos estaníferos de Rondônia, baseado principalmente em amostras do complexo Oriente Novo. Identificam um caráter alcalino para a maioria das amostras analisadas, reconhecem seis estágios de alteração relacionados aos processos hidrotermais tardi/pós-magmáticos e aventam uma hipótese sobre a origem dos magmas graníticos, através da fusão parcial de rochas da crosta continental, devido

à intrusão de magma basáltico alcalino rico em voláteis, proveniente do manto superior. As altas concentrações de elementos-traço (e.g., Sn, W, Ta, Nb) e alguns magmas produzidos são consideradas como herdadas do magma basáltico alcalino e/ou das rochas continentais parcialmente fundidas.

Waghorn (1974) descreve o complexo ígneo Oriente Novo como um corpo isolado, de contorno ovalado e intrusivo em rochas gnaissicas do embasamento cristalino. Distingue três partes principais: uma ocidental constituída por vários tipos de biotita granito, outra oriental composta por quartzo-sienito, quartzo-monzonito e anfibólio granito e uma central denominada de zona vulcânica central, que compreende rochas vulcânicas de composições ácida e intermediária. Veios de quartzo e de greisen mineralizados em cassiterita e volframita ocorrem encaixados nos biotita granitos e abrangem uma zona alongada (0,5 x 2,0 km) com orientação geral N50°E. Estuda ainda a influência dos processos geomorfológicos na origem dos depósitos secundários de estanho, reconhecendo quatro unidades litoestratigráficas, a saber: sedimentos de paleovales, linhas de pedra, sedimentos de vales recentes e sedimentos coluviais de topo.

Isotta et al. (1978) definem o complexo Oriente Novo como um maciço vulcano-plutônico de natureza rapakivítica, de dimensões batolíticas e com contornos de complexa definição. Caracterizam tipos graníticos precoces, tipicamente plutônicos, de variedades piterlítica, porfirítica e equigranular (facies de borda) e tipos tardi-diferenciados sob a forma de stocks de granitos equigranulares e rochas de caráter efusivo (facies de núcleo). Destacam a íntima relação da mineralização primária de estanho, comumente associada a filões de greisen e peraciditos, com os stocks de granitos equigranulares.

Leite Júnior (1983) reconhece sete unidades graníticas mapeáveis em escala 1:25.000 e relaciona a

mineralização estano-tungstenífera a veios de greisen e de quartzo com a área de ocorrência da unidade constituída por biotita granitos equigranulares.

Priem et al.(1989) determinam, com base em novos dados geocronológicos(Rb/Sr em rocha total), uma isócrona de referência para as rochas graníticas dos maciços Oriente Novo e Santa Clara. Para esses autores, a idade de 1025 ± 24 Ma corresponde a um cronogrupo intermediário relativo às três últimas fases do magmatismo granítico anorogênico, em Rondônia.

1.5 METODOLOGIA DE TRABALHO

Os métodos de trabalho empregados foram: pesquisa bibliográfica, fotointerpretação, mapeamentos geológicos, análises petrográficas e análises químicas de rochas e de minerais.

1.5.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica iniciou-se pelo inventário de dados públicos e inéditos tanto a nível da geologia regional como local. Ainda nessa fase, a familiarização com a geologia da área foi complementada com visitas a diversos pontos de afloramentos, nos quais se procurou reconhecer alguns tipos litológicos presentes no Maciço e nas rochas encaixantes. Posteriormente, a pesquisa concentrou-se no campo das rochas granitóides e das mineralizações associadas.

1.5.2 Fotointerpretação

A fotointerpretação foi utilizada na orientação dos trabalhos de mapeamento geológico de semi-detalle

e como ferramenta indispensável na confecção do mapa geológico final, dado as condições peculiares da região. Foram utilizadas fotografias aéreas convencionais (escalas 1:100.000 e 1:25.000), mosaicos semi-controlados de radar (escala 1:250.000) e imagens MSS-Landsat (escalas 1:300.000, 180.000 e 1:120.000) em vários canais.

1.5.3 Mapeamento geológico de semidetalhe (1:25.000)

1.5.3.1 Base planimétrica

A base planimétrica da área foi elaborada a partir de uma rede de picadas de direções N-S e E-W. As picadas N-S equidistantes de 2.000m foram estaqueadas de 100 em 100 metros e amarradas a uma linha base de direção E-W, contendo um marco principal. As picadas N-S foram denominadas de E-1, E-2, etc., quando dispostas sucessivamente à direita do marco e de W-1, W-2, etc., quando à esquerda. Piques de penetração E-W, equidistantes de 400m em média, foram realizados entre as linhas N-S. As fotografias aéreas convencionais em escala 1:25.000 foram utilizadas para a complementação dos traçados das drenagens, estradas, limites de afloramentos, etc..

1.5.3.2 Procedimentos e critérios utilizados

O mapeamento geológico foi realizado em várias etapas sucessivas, à medida que a base planimétrica era concluída, cada etapa abrangeu uma área de aproximadamente 50km². As limitações dos trabalhos de campo são dadas pelos afloramentos pontuais e poucos freqüentes de rochas, no geral, sob a forma de matações ou de pequenos lageados, nas margens dos cursos d'água. Ressalta-se, para a frustração do autor, que a parte sul da área não foi mapeada com o mesmo rigor que a porção norte, devido às mudanças nos critérios do mapeamento.

O mapeamento geológico constou no reconhecimento dos tipos litológicos e das suas relações de contato, na medição de feições estruturais e na coleta de amostras para estudos de laboratórios. Os diferentes litótipos foram identificados pelas suas características macroscópicas petrográficas e estruturais mais marcantes.

Para as rochas do Maciço Oriente Novo em particular, a reavaliação de alguns critérios foi necessário para uma melhor caracterização das facies graníticas e baseou-se nas sugestões propostas por Ulbrich(1984) e Vlach(1985). Os critérios usados foram:

- **coloração:** as cores dominantes são rósea e cinza, por vezes são acrescidas de tonalidades(e.g., cinza rosado).

- **tamanho relativo dos cristais:** as rochas classificadas como equigranulares são aquelas que os cristais apresentam tamanho dentro de um estreito ou de um amplo e contínuo intervalo granulométrico, já as inequigranulares mostram uma distribuição bimodal da granulação(Barker 1983). As texturas porfiríticas e porfiróides caracterizam rochas inequigranulares com matriz fina e média, respectivamente.

- **granulação:** as classes granulométricas utilizadas foram: fina(< 1,0mm), média(1,0-10,0mm), grossa(10,0-30,0mm) e muito grossa (>30,0mm) (Heinrich 1972). Tal critério foi extensivo para as outras rochas da área(e.g., gnaisses e greisens).

- **principal máfico presente:** a biotita é o mineral máfico quase sempre presente, por vezes é acompanhada de anfibólio.

1.5.4 Mapeamento geológico de detalhe(1:1.000)

Os trabalhos foram concentrados na cabeceira do igarapé Barranco, em área com cerca de 400 x 200m de extensão, cujos sedimentos elúvio-coluvionares foram removidos por ocasião da lavra(mina Elúvio-Barranco Superior).

Os principais estilos estruturais e petrográficos das rochas hospedeiras da mineralização estano-tungstenífera foram caracterizados e amostrados. Os greisens e os veios de quartzo foram identificados pela cor, estrutura, textura e composição mineralógica essencial. Devido ao fechamento das minas em março/1987, não foi possível retornar a área para sanear algumas dúvidas e obter também alguns dados adicionais.

1.5.5 Análises petrográficas

No total, foram analisadas mais de uma centena de seções delgadas e polidas de rochas, com auxílio de microscópios de luz transmitida e refletida marca Carl Zeiss-Jena, modelos Jenalab e Amplival. As análises basearam-se na caracterização da mineralogia e da textura e na determinação da composição modal de algumas amostras selecionadas.

Para as rochas com granulação média, grossa e muito grossa foram confeccionadas placas polidas de rochas, as quais foram submetidas à tintura por cobalto nitrito de sódio(Hutchinson 1974). Desse modo, os cristais de feldspato potássico e plagioclásio adquirem cores amarela e branca amarelada, respectivamente, facilitando assim a contagem dos pontos. Para as rochas com granulação fina, as contagens foram efetuadas nas próprias lâminas delgadas. No primeiro caso, utilizou-se uma malha de 10,0 x 2,0mm, construída sobre papel transparente e, no segundo, usou-se um vernier e um contador de pontos de acordo com método proposto por Chayes(1949). Em ambos

os casos, contou-se no mínimo 1000 pontos, chegando a 1500 pontos para as rochas de granulação grossa e muito grossa.

Para a nomenclatura e classificação das rochas metamórficas encaixantes, ígneas félsicas e dos greisens usou-se os seguintes critérios:

- rochas metamórficas: de acordo com Winkler(1977) e Spry(1969).

- ígneas félsicas: segundo a IUGS(Streckeisen 1976, Le Bas & Streckeisen 1991) e para alguns casos levou-se em conta também as sugestões de Ramsay et al.(1986) sobre as atribuições dos plagioclásios para os vértices A ou P, já que as suas composições foram determinadas através do método clássico de Michel-Levy(apud Kerr 1977).

- greisens: de acordo com uma combinação de critérios qualitativos(Sherba 1970) e quantitativos(Kühne et al. 1972, apud Stempok 1987).

1.5.6 Análises químicas de rochas

Foram escolhidas, de acordo com critérios geológicos e petrográficos, vinte amostras das facies granitóides e seis de greisens para sofrerem análise química total. Foram analisados os elementos maiores e menores e vinte e um elementos-traço(Zr, Y, Rb, Sr, Ba, Li, Ga, Nb, Sn, F e onze ETR).

As análises dos elementos maiores e menores foram realizadas no laboratório de geoquímica do IGCE/UNESP em Rio Claro, SP. Os elementos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe total, MnO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O foram dosados por fluorescência de raios-X(pó prensado) com auxílio de um espectômetro a vácuo,

marca Carl Zeiss-Jena, modelo VRA-20. Foram utilizados seis padrões internacionais de rocha(G-2, GA, GH, NIM-G e JG-1) para testar a acurácia das análises, cujos erros máximos constatados foram da ordem de $\pm 5\%$.

O FeO (Fe ferroso) e o P_2O_5 foram determinados por titulação oxi-redução com dicromato de potássio (precisão $\pm 2\%$) e via espectometria UV-visível, usando-se como reagente complexante o molibo-vanadato de amônia (precisão $\pm 0,01\%$), respectivamente. A perda ao fogo foi calculada pela perda de peso a 1.000°C .

As análises dos elementos-traço foram feitas na Geolab (Divisão de Laboratórios da Geosol Ltda.) em Belo Horizonte e os métodos empregados foram:

- fluorescência de raios-X, usando técnica do pó prensado (precisão: $\pm 5\%$): Rb, Sr e Ba.

- espectografia ótica de emissão-quantitativa (precisão $\pm 5\%$): Zr, Y, Ga, Nb e Sn.

- dissolução total com $\text{HF} + \text{HNO}_3$ e determinação por absorção atômica (precisão $\pm 1\%$): Li.

- fusão alcalina e determinação por eletrodo de íon específico (precisão: $\pm 1\%$): F.

- espectometria de plasma-ICP, após separação em resinas de troca iônica (precisão $\pm 10\%$): La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu.

1.5.7 Análises químicas de minerais

Algumas micas e cassiteritas dos principais tipos de greisens e de veios de quartzo e as volframitas desses últimos foram as fases minerais analisadas.

As análises foram realizadas no laboratório da Superintendência de Tecnologia da Companhia Vale do Rio Doce em Belo Horizonte, com auxílio de uma microsonda marca Jeol, modelo JCXA-733. As condições analíticas foram: tensão de aceleração 15Kv(micas) e de 25Kv(cassiteritas e volframitas), corrente de feixe 15nA(micas) e 25nA(cassiteritas e volframitas) e diâmetro de feixe de 1 micra.

Foram dosados os seguintes elementos:

- mica: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO (Fe total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , F, Sn e W.

- cassiterita: SnO_2 , FeO (Fe total), Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , MnO , WO_3 e TiO_2 .

- volframita: MnO , FeO (Fe total), WO_3 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 e SnO_2 .

Adicionalmente, as micas sofreram análises para lítio(ver item 1.5.6), após serem liberadas das rochas(britagem), classificadas entre 80-100 malhas(ABNT), concentradas através de separador isodinâmico tipo Frantz e apuradas sob lupa binocular.

CAPÍTULO 2

SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL E OS GRANITOS ANOROGENICOS DE
RONDONIA

2.1 SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

A área em estudo está inserida na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Braun 1974, Almeida et al. 1976, Almeida 1978), dentro dos limites da Subprovíncia Madeira de Amaral (1984) (figura 2).

A unidade litoestratigráfica mais antiga nessa região, dentro do território brasileiro, é denominada de Complexo Xingu por Leal et al. (1978) e Santos et al. (1979) e de Complexo Jamari por Isotta et al. (1978). Trata-se de terrenos polimetamórficos constituídos por rochas de médio a alto grau metamórfico (facies anfibolito e granulito), cujos litótipos principais são granitóides (δ), gnaisses, migmatitos, granulitos (η), anfibolitos e metabasitos.

As idades de formação dessas rochas ainda são controvertidas, autores como Leal et al. (1978), Isotta et al. (op. cit.) e Santos & Loguércio (1984) colocam-nas no Arqueano, Amaral (1974, 1984) admite idade superior a 1500 Ma, enquanto que Cordani et al. (1979) e Teixeira et al. (1989) atribuem idades variando de 1750 a 1250 Ma. Assim, a interpretação da evolução geotectônica desse setor do Cráton é polêmica e está vinculada a dois modelos propostos para todo o Cráton Amazônico, que são: (1) o Cráton é uma ampla plataforma arqueana parcialmente reativada durante o Proterozóico (e.g., Amaral 1974, Montalvão & Bezerra 1985, Santos & Loguércio 1984, Jones 1985, Hasui & Almeida 1985); (2) a evolução do Cráton é interrompida por acréscimos crustais episódicos durante o

Proterozóico(e.g., Cordani et al. 1979, Gibbs & Barron 1983, Gaudette & Olszewski 1985, Teixeira et al. 1989).

Esses modelos estão baseados no zoneamento regional dado por largas e longas faixas de direções NW-SE com características estruturais, litológicas e de idades bem distintas, cujas idades revelam uma migração dos regimes tectônicos de NE para SW. No caso do setor sudoeste do Cráton, as idades reconhecidas são correlacionadas aos eventos Paraense(1700 a 1550Ma), Madeirense(1400 a 1250 Ma) e Rondoniense(1050 a 900 Ma) por Amaral(1974) e Parguazense(1600 a 1500 Ma) por Isotta et al.(1978); assim como, são atribuídas aos desenvolvimentos dos cinturões móveis Rio Negro-Juruena(1750 a 1500 Ma), Rondoniano(1450 a 1250 Ma) e Sunsas(1100 a 900 Ma) por Teixeira et al.(1989).

Embutidas nas rochas do Complexo Jamari(Isotta et al. 1978), encontram-se rochas sedimentares e vulcânicas metamorfizadas na facies xisto verde, as quais são denominadas de Epimetamorfitos do Comemoração por Leal et al.(1978), Grupo Ji-Paraná(Formação Fortaleza do Abunã e Formação Presidente Hermes) por Isotta et al.(op. cit.) e de Formação Rio Cutia por Adamy & Romanini(1990), essas duas últimas não estão representadas na figura 2. Lima et al.(1988) identificam os Epimetamorfitos do Comemoração e a Formação Fortaleza do Abunã como rochas supracrustais pertencentes aos cinturões móveis Rondoniano de Cordani et al.(1979) e Sunsas-Aguapei de Litherland & Bloomfield(1981), respectivamente. Isotta et al.(op. cit.), Leal et al.(1978), Santos & Loguércio(1984) e Adamy & Romanini(op. cit.) enquadraram-nas no Proterozóico Inferior, porém Santos & Loguércio(op. cit.) não descartam também uma idade arqueana.

Sobrepostas as litologias do Complexo Jamari, ocorrem rochas vulcânicas ácidas e intermediárias de idade Rb/Sr de 1600 Ma., as quais são comparadas àquelas do Grupo Iriri por Montalvão et al.(1979). Essas rochas, por sua

vez, estão recobertas por sedimentos marinhos finos pertencentes ao Grupo Beneficente de Almeida & Nogueira Filho (1959, apud Santos & Loguercio 1984), o qual é correlacionado à Formação São Lourenço por Isotta *et al.* (op. cit.). Sedimentos constituídos predominantemente por arenitos arcoseanos sobrepõem-se às unidades anteriores, sendo designados de Formação Prainha por Almeida & Nogueira Filho (op. cit.) e de Formação Palmeiral por Lobato *et al.* (1966). As rochas vulcânicas e as seqüências sedimentares são relacionadas ao Evento Paraense por Amaral (1974) e a evolução tectônica do Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena por Tassinari (1981).

Intrusivos nas unidades acima, ocorrem granitos tipo rapakivi e rochas afins de idade Rb/Sr, variando de 1400 a 1200 Ma, pertencentes às unidades Granito Serra da Providência de Leal *et al.* (1976) e a Suite Intrusiva Rondônia de Isotta *et al.* (1978). Ocorrem também, dentro desse período de tempo, duas associações de rochas denominadas informalmente por Leal *et al.* (1978) de Básicas e Ultrabásicas do Ciriquiqui e de Alcalinas Teotônio, com idades Rb/Sr de 1300 Ma e 1200 Ma, respectivamente. São reconhecidas ainda rochas charnoquíticas (π) (Souza *et al.* 1975; Leite Jr. & Perin 1983; Olszewski 1988, apud Adamy & Romanini 1990) com idade Rb/Sr de 1420 Ma (Priem *et al.* 1987) e 1415 Ma (Olszewski, op. cit.). Esse magmatismo é atribuído ao Evento Madeirense por Amaral (1974) ou as atividades cratogênicas da Província Rio Negro-Juruena e/ou as atividades reflexas causadas pela instalação do Cinturão Móvel Rondoniano, nos domínios dessa província (ver Teixeira & Tassinari 1984).

Kloosterman (1967, 1968, 1970) identifica vinte e um complexos vulcano-plutônicos em Rondônia, compostos principalmente por biotita granitos, alguns com rica mineralização de cassiterita e topázio associada, os quais denomina de Granitos últimos de Rondônia com idades Rb/Sr de 980 ± 20 Ma (Priem *et al.* 1971). Posteriormente, Leal *et al.* (1978) incluem, sob a denominação de Granitos Rondonianos, cerca de quarenta corpos graníticos e granodioríticos compreendidos no

intervalo de tempo de 1100 a 800 Ma, através do método K/Ar. Priem et al.(1989) determinam, pelo método Rb/Sr, idades de 1025 ± 24 Ma e 956 ± 9 Ma para os Granitos últimos de Rondônia. Santos et al.(1979) designam de Grupo Costa Marques a associação de rochas plutônicas e vulcânicas ácidas e intermediárias que ocorrem na porção sul-sudoeste do Estado de Rondônia. Segundo Santos et al.(op. cit.), a idade Rb/Sr de 962 ± 72 Ma e as características petrográficas e químicas dessas rochas atestam uma possível consagüinidade com os Granitos Rondonianos de Leal et al.(1978). Essa atividade magmática também de caráter anorogênico é cognominada de Evento Rondoniano por Amaral(1974), já Teixeira et al.(1989) relacionam-na, com as reativações contemporâneas nas províncias mais antigas, à época da evolução do Cinturão Móvel Sunsas.

Leal et al.(1978) qualificam de Grupo Guajará-Mirim a sequência basáltica e sedimentar que preenche os grabens dos Pacaás Novos e Uopiane na porção central de Rondônia. As rochas basálticas de caráter alcalino e com idade K/Ar entre 1100 a 970 Ma são designadas de Formação Nova Floresta, enquanto que os sedimentos arcoseanos sobrepostos são denominados de Formação Pacaás Novos. Segundo Teixeira & Tassinari(1984), a Formação Pacaás Novos corresponde a fase molassóide da evolução geodinâmica da Província Rondoniana, cuja cratonização ocorreu por volta de 1100 Ma atrás. Amaral(1974) vincula a formação dessas rochas ao Evento Rondoniense.

O Fanerozóico, nessa porção do Cráton Amazônico, é representado, segundo Santos e Loguércio(1984), por sedimentos pertencentes as formações Pimenta Bueno, Parecis, Guaporé e Içá, sedimentos paleozóicos e mesozóicos indivisos, sedimentos pleistoceno-holocênicos, basaltos da Formação Anari e por intrusões e chaminés kimberlíticas.

As principais estruturas geológicas de âmbito regional são caracterizadas por Amaral(1974), Leal et al.(1978) e Santos et al.(1979), citando-se entre elas os

lineamentos Madeira-Quatorze de Abril, Araras e Ji-Paraná e os grabens dos Pacaás Novos, Uopiane e Pimenta Bueno. Os lineamentos Madeira-Quatorze de Abril (NE-SW) e Araras (NW-SE), segundo Hasui *et al.* (1984), correspondem a descontinuidades ligadas a anomalias MAGSAT do tipo I e a zonas de cisalhamento, respectivamente; essas últimas ativas do final do Arqueano ao Proterozóico Médio. Teixeira & Tassinari (1984) consideram a zona de transposição Marechal Rondon (NW-SE) como limite entre as províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniana. Leal *et al.* (1978) associam o lineamento Ji-Paraná (N-S) à colocação dos granitóides pertencentes a unidade Granito Serra da Providência na serra homônima. Amaral (1974) correlaciona as bacias tipo graben as reativações contínuas de estruturas antigas, enquanto Teixeira & Tassinari (1984) acreditam que elas representam produtos da fase pós-tectônica da evolução geodinâmica da Província Rondoniana.

2.2. OS GRANITOS ANOROGENICOS DE RONDÔNIA

O pioneirismo das investigações geológicas na Província Estanífera de Rondônia deve-se a Lobato *et al.* (1966) que correlacionam as mineralizações primárias de estanho aos veios de greisen e de quartzo associados a extensas massas graníticas constituídas por diferentes tipos petrográficos.

Kloosterman (1967, 1968, 1970) identifica, como anteriormente mencionado, vinte e um complexos vulcânico-plutônicos, denominando-os de Granitos últimos de Rondônia em analogia àqueles descritos na Nigéria. Segundo esse autor, a forte semelhança entre as duas províncias é enfatizada pelo tamanho, forma e distribuição dos complexos, pela presença de estruturas anelares e de diferentes tipos de biotita granitos, hornblenda granitos, hornblenda granitos pórfiros, riólitos pórfiros e riólitos, assim como pela ocorrência comum de fluorita e topázio e ausência de turmalina.

Leal et al.(1978) designam genericamente de Granitos Rondonianos os corpos graníticos e granodioríticos intrusivos, anorogênicos, possuindo estrutura circular ou não, desnecessariamente estaníferos, de natureza subvulcânica, compreendidos no intervalo de tempo de 1100 a 800 Ma, através do método K/Ar. Esses autores relacionam esse plutonismo, responsável pela mineralização endógena estanífera, ao estágio de ativação que afetou essa parte do Cráton Amazônico no intervalo de 1150 a 850 Ma, correspondendo ao Evento Rondoniense de Amaral(1974) ou a Reativação Rondônia de Almeida(1974).

Sob a denominação de Suite Intrusiva Rondônia, Isotta et al.(1978) englobam todos os maciços graníticos anorogênicos presentes na área do projeto Província Estanífera de Rondônia. As rochas granitóides desses maciços são consideradas como pertencentes à família dos granitos rapakivi, envolvendo assim tipos viborgíticos, piterlíticos, porfiríticos e equigranulares, principalmente. Os tipos viborgíticos e piterlíticos aparecem, preferencialmente, nas bordas dos maciços(granitos de periferia), enquanto os tipos porfiríticos e equigranulares ocorrem no núcleo(granitos de núcleo). Os tipos equigranulares representam, segundo esses autores, intrusões tardias e os tipos mais importantes economicamente, pois encerram a maior parte do estanho primário presente nos maciços. Os autores acima acreditam também que os granitos de periferia estão relacionados ao Evento Parguazense(1600 a 1500 Ma), enquanto que os granitos de núcleo e demais tardi-diferenciados podem ser mais jovens, da ordem de 1400 a 1300 Ma.

O Grupo Costa Marques, segundo Santos et al.(1979), compreendem rochas vulcânicas e plutônicas que ocorrem, acentuadamente, na porção norte-noroeste da Folha SD.20-X-A(Guaporé). Os tipos litológicos reconhecidos são riólitos, riodacitos, traquitos, andesitos, sienitos e subordinadamente granitos rapakivi, entre as plutônicas. Como anteriormente mencionado, esses autores atribuem uma possível relação cogenética entre essas rochas e àquelas pertencentes aos

Granitos Rondonianos de Leal et al.(1978), baseado na contemporaneidade e nas similaridades petrográficas e petroquímicas.

Outras denominações são citadas na literatura para caracterizar associações específicas dentro desses granitos anorogênicos, várias com significados semelhantes às aquelas já mencionadas, são elas: Granitos Rondonienses(Amaral 1974, 1984), Granitos Tipo Rondônia (Montalvão et al. 1979), Assembléia de Granitos Rondônia e Costa Marques(Issler et al. 1985) e suites intrusivas Igarapé Preto, São Lourenço e Rondoniana(Tassinari et al. 1984).

Em recente revisão sobre o assunto, Bettencourt et al.(1987) discorrem sobre as principais características de quatro grupos, a saber: (1) Suite Serra da Providência(1400 a 1200 Ma) de acordo com Leal et al.(1976,1978) e Tassinari et al.(1984); (2) Granitos Rapakivi Mais Jovens(1270 a 1180 Ma) - englobam os granitóides que constituem os maciços Abunã, São Simão, São Lourenço, Caripunas(inclui Formação Caripunas de Leal et al. 1978), Rio das Garças, Jacy-Paraná, Igarapé Preto, São Francisco e parte dos maciços Massangana e Alto Candeias; (3) Granitos últimos de Rondônia - incluem sob essa denominação apenas as rochas graníticas com idade Rb/Sr de 980 ± 40 Ma restritas ao alto estrutural do Jamari e (4) Grupo Costa Marques (962 ± 72 Ma) segundo o senso de Santos et al.(1979), retromencionado.

Priem et al.(1989) confirmam, através de dados geocronológicos adicionais(Rb/Sr em rocha total), uma idade de 1268 ± 15 Ma para as rochas graníticas dos maciços São Lourenço e Caripunas e revelam dois cronogrupos para os Granitos últimos de Rondônia de Bettencourt et al.(1987), ou seja, um mais antigo de idade 1025 ± 25 Ma, envolvendo as rochas dos maciços Oriente Novo e Santa Clara e outro mais jovem de idade 956 ± 9 Ma que inclui os granitos dos maciços Caritianas, Pedra

Branca, São Carlos, Massangana(facies Bom Jardim) e São Domingos.

O magmatismo anorogênico nesta parte do Cráton Amazônico ocorreu em um amplo intervalo de tempo, compreendido entre 1400 a 900 Ma, principalmente. Entretanto, essa atividade magmática não foi contínua no período mencionado, havendo episódios em que esse magmatismo foi mais intenso. Tais épocas compreendem os intervalos 1400 a 1200 Ma e 1100 a 900 Ma e correspondem, respectivamente, aos eventos Madeirense e Rondoniense de Amaral(1974) ou as atividades reflexas das províncias Rondoniana(Teixeira & Tassinari 1984) e Sunsas (Teixeira et al. 1989).

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL

3.1 AS UNIDADES GEOLÓGICAS

Na área mapeada, foram reconhecidas rochas pertencentes às seguintes unidades geológicas maiores: o Embasamento Cristalino, os maciços granitóides Santa Clara e Oriente Novo e a Cobertura Sedimentar Quaternária. Em função da escala e dos próprios objetivos do trabalho, os sedimentos de cobertura não foram representados em mapa (ver figura 3 e anexo II).

3.1.1 O Embasamento Cristalino

O Embasamento Cristalino é a unidade lito-estratigráfica mais antiga e ocorre nas porções N, E e S da área em apreço. As rochas que constituem essa unidade foram incluídas no Complexo Xingu ou no Complexo Jamari por Leal et al. (1978) e Isotta et al. (1978), respectivamente; ambos consideram-nas de idade arqueana. Dados geocronológicos recentes (Rb/Sr em rocha total) revelam uma idade de 1545 Ma para essas rochas (Priem et al. 1989), que se enquadra no intervalo de tempo relativo à evolução da Província Rio Negro-Juruena (ver Cordani et al. 1979, Tassinari 1981, Teixeira et al. 1989).

O Embasamento Cristalino é composto, principalmente, por rochas ígneas e metamórficas orto e paraderivadas, com estruturas maciças e foliadas, cuja textura dominante é a cataclástica, com recristalização sob condições de facies anfibolito e granulito. Efeitos diafóreticos (e.g., saussuritização, cloritização, biotitização, etc.) são identificados, em praticamente, todas as amostras analisadas.

LEGENDA

PROTEROZÓICO SUPERIOR

MACIÇO ORIENTE NOVO

- UNIDADE ORIENTE NOVO:
SIENOGRANITOS PORFIRÍTIOS
- UNIDADE FINO-ART:
MONZOGANITOS PORFIRÍTIOS
- UNIDADE PAJURÁ:
MICROMONZOGANITOS
- UNIDADE PAPO-FURADO:
SIENOGRANITOS PORFIRÍTIOS
- UNIDADE BARRANCO:
ÁLCALI-FELDSPATO LEUCOGANITOS EQUIGRANULARES
- UNIDADE SERINGUEIRA:
ÁLCALI-FELDSPATO GRANITOSE ÁLCALI GRAN-
ITOS EQUIGRANULARES
- UNIDADE FINADO:
ÁLCALI-FELDSPATO RIÓLITOS PÓRFIROS
- ÁREA DE OCORRÊNCIA DE VEIOS DE GREISEN E
DE QUARTZO

ARQUEANO/PROTEROZÓICO MÉDIO (?)

EMBASAMENTO CRISTALINO

- GNAISSES, GRANITÓIDES, METABASTOS E
ANFIBOLITOS INDIFERENCIADOS
- CONTATO APROXIMADO
- CONTATO INFERIDO
- FALHAS E/OU FRATURAS INFERIDAS
- FOLIAÇÃO METAMÓRFICA INCLINADA
- DRENAGENS
- ESTRADA NÃO PAVIMENTADA
- VILA MINEIRA DE ORIENTE NOVO

ESCALA GRÁFICA

0 1 2 3 Km

MACIÇO SANTA CLARA

- GRANITÓIDES
- INDIFERENCIADOS

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA
NO ESTADO DE RONDÔNIA

FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO
DO MACIÇO ORIENTE NOVO

Foi possível reconhecer, em escala 1:25.000, pelo menos três associações litológicas distintas, de acordo com critérios estruturais, texturais e mineralógicos, sem contudo caracterizar a natureza dos seus contatos. São elas: (1) associação de gnaisses quartzo-monzoníticos e anfibolitos, (2) associação de gnaisses graníticos e granitos porfiróides e (3) associação de gnaisses charnoquíticos, paragneisses e metabásicas (ver anexo II). A composição modal, a textura e a classificação de algumas amostras representativas desses litótipos encontram-se expostas na tabela 1.

3.1.1.1 Associação de gnaisses quartzo-monzoníticos e anfibolitos

Compreende duas unidades mapeadas nas porções N e E da área. A primeira é mais extensa e melhor definida, mas os seus contatos com as rochas granitóides dos maciços Santa Clara e Oriente Novo não foram observados por falta de afloramentos. Os gnaisses predominam amplamente sobre os anfibolitos.

Os gnaisses apresentam coloração cinza, estrutura foliada e textura granolepidoblástica fina. Ao microscópio, os minerais félsicos essenciais são microclínio, oligoclásio e quartzo. A biotita, com pleocroísmo de cores marrom a parda, é o mineral máfico dominante e encontra-se orientada, acentuando a foliação da rocha. O anfibólio (hornblenda) é mais raro que a biotita e pode até faltar. Os minerais acessórios identificados são titanita, apatita, alanita e opacos.

Os anfibolitos exibem coloração cinza escuro a preta, estrutura orientada e textura grano-nematoblástica fina e média. Microscópicamente, os minerais característicos são a hornblenda e o plagioclásio labradorita. A hornblenda é subidiomórfica e fortemente pleocróica (verde escuro

Tabela 1. Composição modal, textura e classificação petrográfica de algumas rochas do Embasamento Cristalino, Maciço Santa Clara e de dique.

MINERAIS															TEXTURA	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	UNIDADES	
AMOSTRAS	(1)	Quartzo	Feldspato	Plagioclásio	Microclínio	Biotita	Hornblenda	Granoblástica	Granoblástica	Granoblástica	Granoblástica	Granoblástica	Granoblástica	Granoblástica	(3)			
3852A	40	-	34	17	6	-	2	-	-	-	tr	tr	1	tr	-	granoblástica fina	gnaisse quartzo-monzonítico anfíbolito	EMBASAMENTO CRISTALINO
3852B	-	-	34	-	-	-	68	-	tr	-	-	-	1	-	5	grano-nematoblástica fina/média		
4258A	40	-	26	22	4	-	7	-	-	1	tr	tr	-	-	tr	porfiroclástica blastomilonítica	gnaisse granítico blastomilonítico	MACIÇO SANTA CLARA
3824	34	-	29	20	7	-	8	-	-	-	tr	tr	1	tr	1	porfiroclástica blastomilonítica	gnaisse granítico blastomilonítico	
3856	35	-	28	24	6	-	7	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr	porfíroide	biotita hornblenda monzogranito	
S-1638	33	-	38	23	5	-	8	-	-	-	tr	tr	tr	-	1	porfíroide	biotita hornblenda monzogranito	
3840B	30	-	35	25	1	-	-	6	-	2	tr	tr	-	-	1	porfiroclástica blastomilonítica	gnaisse charnoquítico blastomilonítico	
3846	27	-	33	26	12	-	-	1	-	tr	tr	tr	-	-	1	porfiroclástica blastomilonítica	gnaisse charnoquítico blastomilonítico	
3831	20	-	25	40	5	-	-	-	-	7	tr	tr	-	-	2	porfiroclástica blastomilonítica	paragneisse blastomilonítico	
3849	-	-	43	-	-	-	9	33	12	-	-	tr	-	-	3	granoblástica fina	metagabronorito	
4285	48	-	17	28	7	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	porfíroide	biotita sienogranito	
4406	44	-	26	18	9	3	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	porfíroide	ferro-hastingsita biotita quartzo-monzonito	
4419	42	-	38	16	10	2	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	porfíroide	ferro-hastingsita biotita quartzo-monzonito	
3632	-	86	1	tr	3	11	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	equigranular fina	álcali-feldspato microsienito	DIQUES
4561	-	76	4	tr	tr	20	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr	equigranular fina/média	álcali-feldspato microsienito	
3584B	90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	traquítica	álcali-feldspato traquito	
3545	35	-	25	33	7	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	equigranular fina	álcali-feldspato microgranito	
4254A	39	-	28	32	1	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr	equigranular fina	álcali-feldspato granito aplito	

GBS: (1) inclui albita peritítica, borda de albita e mirmequita
(2) inclui produtos de alteração

(3) rutilo, leucocôenite e outros materiais não identificados
tr traços (<0,5%)

- ausente

a verde pardacento). A labradorita apresenta-se como cristais subidiomórficos, frequentemente saussuritizados. Opacos, apatita e biotita são os minerais acessórios reconhecidos.

3.1.1.2 Associação de gnaisses graníticos e granitos porfiróides

Ocupa as porções N(em parte), NE, Centro-Leste e S da área. Constitui, grosseiramente, uma faixa com cerca de 7 a 8 km de largura, de direção geral NE-SW, truncada em parte pelas rochas graníticas do Maciço Oriente Novo. Os augen gnaisses são os tipos litológicos predominantes, de modo subordinado aparecem os gnaisses fitados e os granitos porfiróides.

Os augen gnaisses são rochas de coloração rósea, por vezes cinza, com estrutura facoidal e texturas porfiroclástica, granoblástica, nematoblástica e lepidoblástica de granulação média e grossa. As feições augens apresentam formas elipsoidais e lenticulares com comprimento de até 10cm, com média em torno de 5,0cm. São de coloração rósea, mais raramente cinza esverdeado e estão envolvidas por matriz de cor cinza escuro.

Ao microscópio, os augens mostram texturas catacláticas e granoblásticas e são constituídos, principalmente, por agregados de cristais xenomórficos de microclínio(augens róseos) ou de oligoclásio-andesina(augens cinza esverdeados), com quartzo, biotita e hornblenda em quantidades subordinadas. A matriz apresenta texturas granoblástica, nematoblástica e lepidoblástica média e é composta, basicamente, por quartzo, hornblenda e biotita, com microclínio e oligoclásio-andesina em quantidades menores. Os minerais acessórios reconhecidos são titanita, apatita, zircão, opacos e eventualmente granada. Observa-se, por vezes, porfiroclastos subidiomórficos de microclínio e de oligoclásio dispostos de modo oblíquo à foliação da rocha e nos termos menos

deformados, os porfiroclastos constituem as próprias feições augens.

Os gnaisses fitados são mineralógicamente semelhante aos augen gnaisses, porém os leitos claros e escuros são mais estreitos e alongados e a granulometria é mais fina(fina e média).

Os granitos porfiróides formam verdadeiras "ilhas" de rochas não deformadas em meio aos augen gnaisses e gnaisses fitados. São rochas de coloração cinza, algo rosada, com estrutura maciça e textura porfiróide. Os megacristais(2,0 a 7,0cm) de feldspato potássico de cor rósea clara são subedrais, não raramente ovalados e arredondados, por vezes estão capeados por auréola milimétrica de cor cinza esverdeado; em quantidades subordinadas aparecem megacristais (1,0 a 3,0cm) subedrais a euedrais tabulares de plagioclásio de cor cinza esverdeado. A matriz é hipidiomórfica equigranular média, constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e biotita, essencialmente.

Microscópicamente, os megacristais de feldspato potássico(microclínio) apresentam geminação em grade bem desenvolvida, são levemente pertíticos, contém inclusões de plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita e estão, por vezes, manteados por agregados de cristais de plagioclásio(textura viborgítica). O plagioclásio (oligoclásio-andesina) mostra geminação da Albita, os cristais estão levemente saussuritizados e contém inclusões de quartzo, anfibólio e biotita. O quartzo é, predominantemente, anedral e intersticial. O anfibólio (hornblenda) é, no geral, o máfico dominante, por vezes sendo superado pela biotita; é subidiomórfico e pleocróico(verde escuro a verde pardacento). A biotita é pleocróica(marrom avermelhado a parda) e forma-se às expensas da hornblenda. Os minerais acessórios identificados são opacos, zircão, apatita, titanita e raramente granada.

3.1.1.3 Associação de gnaisses charnoquíticos, paragneisses e metabásicas

Abrange todo o extremo leste-sudeste da área, com o predomínio aparente dos gnaisses charnoquíticos sobre os paragneisses e metabásicas.

Os gnaisses charnoquíticos apresentam coloração cinza escura, estrutura orientada e textura porfiroclástica e granoblástica, mais raramente granolepidoblástica. Os porfiroclastos (1,0 a 3,0cm) de feldspato potássico róseo e de plagioclásio cinza são ovalados e fusiformes e estão envolvidos por matriz cinza escuro com textura granoblástica ou granolepidoblástica fina e média, constituída por esses minerais mais quartzo, piroxênio, biotita e granada. Ao microscópio, a textura é porfiroclástica blastomilonítica. O feldspato potássico (ortoclásio) é pertítico, o plagioclásio (andesina) é antipertítico, o quartzo mostra feições de textura *flaser* e o piroxênio (hiperstênio) e a granada ocorrem sempre fraturados e associados a cristais subidiomórficos e isorientados de biotita. Opacos, zircão e apatita são os minerais acessórios identificados.

Os paragneisses são rochas de cor cinza, estrutura fitada e texturas porfiroclásticas e granoblásticas. Os porfiroclastos (1,0 a 3,0cm) de feldspato potássico e plagioclásio são irregulares, ovalados e fusiformes e estão imersos em matriz granoblástica fina e média. Ao microscópio, a textura é porfiroclástica blastomilonítica. O feldspato potássico (ortoclásio) é pertítico, o plagioclásio (andesina) exibe sinais de deformação, o quartzo constitui agregados lenticulares, a granada encontra-se muito fraturada, por vezes com os fragmentos alinhados segundo a orientação da rocha e a biotita ocorre como cristais subidiomórficos, isorientados, associados a granada. Silicatos de alumínio como silimanita e cordierita são também observados; esse último como indivíduos parcialmente transformados em agregados de minerais de hábito

micáceo(penina ?). Os minerais acessórios reconhecidos são opacos, apatita e zircão.

As rochas metabásicas ocorrem, aparentemente, como lentes em meio as rochas gnáissicas. Apresentam coloração preta, estrutura maciça a levemente orientada e textura granoblástica fina. Microscopicamente, o plagioclásio(andesina-labradorita) é xenomórfico e mostra sinais de deformação e recristalização, os piroxênios hiperstênio e diopisídio ocorrem como cristais xenomórficos e fraturados, por vezes alguns porfiroclastos são observados. A hornblenda é xenomórfica, pleocróica(castanha a castanha clara) e forma-se às expensas dos piroxênios. Opacos e apatita são os minerais acessórios identificados.

3.1.2 O Maciço Santa Clara

As rochas granitóides pertencentes ao Maciço Santa Clara ocupam o extremo ocidental da área. As relações de contato desses granitóides com os gnaisses do Embasamento Cristalino e com os granitos do Maciço Oriente Novo não foram observadas no campo. Contudo, na região NW, as evidências fotogeológicas sugerem que parte do contato com as rochas gnáissicas encaixantes é de natureza tectônica (ver figura 3 e anexo II). Os tipos litológicos reconhecidos são classificados como quartzo-monzonitos e sienogranitos, segundo a composição modal(ver tabela 1 e figura 5).

São rochas de coloração rósea e cinza, com estrutura maciça e textura porfiróide. Os megacristais são subedrais a euedrais tabulares de feldspato potássico róseo(2,0 a 8,0cm) e de plagioclásio cinza esverdeado(1,0 a 3,0cm) em quantidades menores e ocorrem distribuídos de modo homogêneo pela rocha. A matriz é hipidiomórfica equigranular média(1,0 a 3,0mm), constituída por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólios, essencialmente.

Ao microscópio, o feldspato potássico (microclínio) é pertítico, o plagioclásio (oligoclásio) exibe alteração saussurítica moderada e o quartzo é seriado, anedral e intersticial. Bordas de albita e de mirmequita são comuns nos contatos entre os cristais de plagioclásio e feldspato potássico. A biotita é pleocróica (marrom a parda) e encontra-se levemente alterada para clorita (penina?) e o anfibólio (ferro-hastingsita) mostra pleocroísmo em tons verde a verde pardacento. Dentre os minerais acessórios, são identificados zircão, apatita, alanita, fluorita e opacos.

3.1.3 O Maciço Oriente Novo

O Maciço Oriente Novo é um dos ~~stocks~~ satélites do flanco oriental do batólito Santa Clara (vide figura 1). Ocupa uma área grosseiramente circular com cerca de 80km² de extensão, na porção central da região em foco. Os contatos com os gnaisses encaixantes do Embasamento Cristalino são em parte discordantes (a norte e a sul) e em parte concordantes (a leste) com a foliação dessas rochas (figura 3 e anexo II). A natureza intrusiva dos granitos é caracterizada pela presença localizada de estruturas internas de fluxo, possíveis bordas resfriadas de granulação mais fina e de apófises de corpos maiores ao longo dos planos de foliação das rochas encaixantes, essas últimas foram observadas, notavelmente, nos exocontatos ao N e NE do maciço.

No mapeamento geológico foram reconhecidas onze facies petrográficas no Maciço, cujas facies constituem sete unidades mapeáveis (escala 1:25.000), as quais foram informalmente denominadas de Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá, Papo-Furado, Barranco, Seringueira e Finado (ver tabela 2 e anexo II). Com exceção das unidades Papo-Furado e Finado que foram definidas nesse trabalho, as demais já têm uma conotação histórica na região, e.g., Granito Oriente Novo (ver Kloosterman 1968). A unidade Barranco, nesse trabalho, refere-se, em parte,

Tabela 2. Características macroscópicas principais das facies petrográficas reconhecidas no Maciço Oriente Novo.

FACIES	COR	TAMINHO RELATIVO DOS CRISTAIS	MEGACRISTAL					MATRIZ/OUTRAS CARACTERÍSTICAS (1)			UNIDADES MAPEADAS
			TIPO	COR	FORMA	TAMINHO(CM)		FORMA DOS CRISTAIS	GRAMULAÇÃO	MÁFICO (S) PRINCIPAL (IS)	
						MAX.	MODA				
f1 porfiróide- rósea	rósea	inequigranular	fk(2) pl	rósea cinza	sub.eudral sub.eudral	8,0 3,0	3,0 1,5	eu,sub,aned	média	biotita,anfíb.	ORIENTE NOVO (7ON)
f2 porfirítica rósea I	rósea	inequigranular	fk pl	rósea cinza	sub.eudral sub.eudral	5,0 2,0	2,0 1,0	sub,aned	fina	biotita,anfíb.	
f3 porfirítica cinza	cinza	inequigranular	fk pl qz	rósea cinza cinza	sub.eudral sub.eudral sub.eudral	4,0 2,5 1,0	2,0 1,0 0,6	sub,aned	fina,média	biotita,anfíb.	FINO-ARY (7FA)
f4 porfirítica rósea II	rósea	inequigranular	fk pl qz	rósea cinza cinza	sub.eudral sub.eudral sub.eudral	4,0 2,5 1,0	2,0 1,5 0,6	sub,aned	fina,média	biotita	
f5 equigranular cinza	cinza	equigranular						eu,sub,aned	fina,média	biotita	PAJURA (7PJ)
f6 porfirítica cinza rosado I	cinza rosado	inequigranular	fk pl	rósea averm. cinza	sub.eudral sub.eudral	2,0 1,5	0,8 0,5	sub,anedral	fina	biotita	PAPO-FURADO (7PF)
f7 equigranular rósea I	rósea	equigranular						sub,anedral	média	biotita	
f8 equigranular rósea II	rósea	equigranular						sub,anedral	fina,média	biotita	BARRANCO (7BR)
f9 equigranular rósea III	rósea	equigranular						sub,anedral	fina,média	biotita	SERINGUEIRA (759)
f10 porfirítica cinza rosado II	cinza rosado	inequigranular	fk qz pl	rósea cinza cinza	eu,sub,aned eu,sub,aned eu,sub,aned	3,0 3,0 2,5	(3) (3) (3)	anedral	fina	biotita	FINADO (7FD)
f11 porfirítica rósea III	rósea	inequigranular	fk qz pl	rósea cinza cinza	eu,sub,aned eu,sub,aned eu,sub,aned	3,0 3,0 2,5	(3) (3) (3)	anedral	fina		

Obs.: (1) refere-se as facies equigranulares
(2) alguns com anéis internos de biotita

(3) 0,5mm e 2,0mm
fk feldspato potássico

pl plagioclásio
qz quartzo

- ausente

ao "current-bread" granite de Bon(1968) e não a uma variação textural(equigranular média e grossa) do Granito Rico, como proposto por esse mesmo autor.

A unidade Oriente Novo(ON) é a de maior expressão em área e tem forma semi-anelar em planta. É constituída, predominantemente, pela facies porfiróide rósea(f1) e pela facies porfirítica rósea I(f2) em proporção muito subordinada. Essa ocorre de preferência junto aos contatos com as rochas gnaissicas encaixantes(bordas resfriadas ?). Os contatos entre as facies são transicionais entre si, enquanto àqueles com os gnaisses do Embasamento Cristalino são bruscos e de natureza intrusiva(ver acima). Por outro lado, os contatos com as outras facies graníticas do Maciço estão quase sempre mascarados pela cobertura elúvio-coluvionar, principalmente.

A unidade Fino-Ary(FA) é a segunda em extensão em área. Abrange as partes centro-leste e sul do Maciço e é composta pelas facies porfirítica cinza I(f3) e porfirítica rósea II(f4). As relações de contato entre si, com as facies da unidade Oriente Novo e com as rochas do Embasamento Cristalino não foram observadas no campo, devido à cobertura sedimentar e à falta de um maior volume de trabalho na porção sul do Maciço. Enclaves e estruturas de fluxo(alinhamento de megacristais) são frequentemente observados e ocorrem distribuídos de modo irregular pela rocha.

As unidades Pajurá(PJ) e Papo-Furado(PF) ocupam o extremo ocidental do Maciço e apresentam formas lenticulares arcuadas em planta. A primeira é constituída pela facies equigranular cinza (f5) e a segunda pela facies porfirítica cinza rosado(f6). As relações de contato dessas facies não foram verificadas no campo; contudo, nesse caso também, as evidências fotogeológicas indicam, pelo menos, que os exocontatos são discordantes em relação à orientação das rochas metamórficas encaixantes e aos limites do Maciço Santa Clara.

As unidades Barranco, Seringueira e Finado são as de menores expressão em área e ocorrem com formas grosseiramente elípticas na parte centro-oeste do Maciço. A área elíptica da unidade Barranco tem eixo maior na direção NE, enquanto aquelas correspondentes as outras duas unidades são alongadas na direção NW(cf. figura 3 e anexo II).

A unidade Barranco(δ BR) é constituída pelas facies equigranulares róseas I(f7) e II(f8). A relação de contato entre elas não foi caracterizada no campo devido a cobertura sedimentar. Porém, com a lavra de parte dos sedimentos elúvio-coluvionares(mina Eluvio-Barranco Superior) foi possível constatar os contatos de natureza brusca, por vezes com sinais de bordas resfiradas de granulação mais fina, com a facies porfiróide rósea da unidade Oriente Novo(δ ON).

A unidade Seringueira(δ SG) é, por sua vez, composta pela facies equigranular rósea III(f9) e apresenta-se exposta em duas áreas separadas, sendo que seus contatos com as rochas circunvizinhas não foram verificados no campo, devido à falta de afloramentos. Enclaves microgranulares escuros são observados com frequência e ocorrem distribuídos de modo irregular pela rocha.

Já a unidade Finado(α FD) é a mais complexa do ponto de vista geológico-litológico, dado a abundância de enclaves de diferentes tipos petrográficos. É formada pela fácies porfirítica cinza rosado II(f10) e porfirítica rósea III(f11), cujo contato não foi observado no campo. Porém, a presença de enclaves(xenólitos) de rochas das facies porfiróide rósea(δ ON) e equigranular rósea III(δ SG) indicam que os contatos com essas facies são de caráter intrusivo.

3.1.4 As Rochas de Ocorrências Subordinadas

Traquitos, microsienitos, microgranitos, aplitos, pegmatitos, greisens e veios de quartzo são as rochas encontradas em quantidades menores. Ocorrem, geralmente, sob a forma de diques ou veios com espessuras milimétricas a decimétricas, por vezes métricas (e.g., microsienito na mina Paleo-Barranco, ponto 3520) e com extensões observadas de algumas dezenas de metros (e.g., veios de quartzo na cabeceira do Igarapé Barranco, ponto 3524). Com exceção dos greisens e dos veios de quartzo que são tratados com mais detalhe adiante (ver capítulo 6), a composição modal, a textura e a classificação petrográfica de algumas amostras representativas desses litótipos estão expostas na tabela 1 (ver também figura 5).

Os álcali-feldspatos traquitos e microsienitos observados estão encaixados nas rochas da unidade Oriente Novo e nos granitóides do Maciço Santa Clara. As direções preferenciais dos diques variam entre N30°E a N60°E (ver Anexo II). Os álcali-feldspato microgranitos são, aparentemente, mais raros e estão alojados tanto na facies porfiróide rósea da unidade Oriente Novo como nos gnaisses do Embasamento Cristalino. Estruturas de fluxo são observadas, com frequência, nos álcali-feldspatos traquitos e microgranitos (ver também Waghorn 1974).

Aplitos e pegmatitos graníticos ocorrem, de preferência, no domínio das rochas gnaissicas encaixantes, próximo ao contato com as facies da unidade Oriente Novo. Os diques estão, no geral, orientados segundo as direções N20°-30°E e N10°-20°W (ver Anexo II). Em alguns locais encontram-se intimamente associados, com vênulas de aplitos cortando diques de pegmatitos.

Os pegmatitos apresentam estruturas homogêneas ou zonadas. Nos tipos zonados, os cristais de biotita

dispõem-se, preferencialmente, nas bordas dos diques, envolvendo núcleos de composição quartzo-feldspática. Por vezes, observa-se a presença de textura gráfica, bem como a ocorrência de afrisita. Bolsões pegmatóides decimétricos foram verificados na facies porfiróide da unidade Oriente Novo durante a lavra no Igarapé Fino Superior (comunicação verbal do geólogo Renato Muzzolon).

3.1.5 A Cobertura Sedimentar Quaternária

Compreende sedimentos eluvionares, coluvinares e aluvionares que recobrem quase a totalidade da área em estudo. Os sedimentos eluvio-coluvionares são amplamente dominantes, enquanto os sedimentos aluvionares estão restritos aos vales das drenagens recentes e pretéritas.

Waghorn (1974) classifica os sedimentos que ocorrem na porção centro-oeste do Maciço Oriente Novo (área das minas) em quatro tipos, a saber: sedimentos de preenchimento de paleovales, linhas de pedra (stone lines), sedimentos de preenchimento de vales atuais e sedimentos coluvionares de topo. Mais recentemente, Payolla et al. (1984) enquadraram-nos em duas seqüências sedimentares, as quais denominam informalmente de I e II, com idades prováveis relativas ao Pleistoceno Médio e Pleistoceno Superior a Holoceno, respectivamente.

A Seqüência Sedimentar I compreende os sedimentos de preenchimento de paleovales, sendo representados por cascalhos basais, argilas plásticas, areias, argilas arenosas caulínicas e areias arcoseanas. A Seqüência Sedimentar II envolve, por sua vez, às linhas de pedra, os sedimentos de preenchimento de vales recentes e a camada coluvial de topo, que correspondem aos níveis de cascalhos ferruginosos, aos depósitos inconsolidados de cascalhos, areias e argilas e aos sedimentos argilo-arenosos, respectivamente (ver figura 4). Importantes concentrações de cassiterita ocorrem associadas aos cascalhos

Figura 4. Seção estratigráfica da linha de sondagem L - 3 do igarapé Barranco (modificado de Payolla et al. 1984).

basais (pretéritos e atuais), às linhas de pedra e aos sedimentos coluviais de topo, principalmente.

3.2 OS ASPECTOS ESTRUTURAIS

Os produtos dos processos tectônicos que afetaram a área em questão podem ser distinguidos entre os de caráter predominantemente dúctil, daqueles de natureza essencialmente rúptil. Os primeiros são registrados apenas nos domínios das rochas do Embasamento Cristalino, enquanto os de natureza friável são observados tanto nas rochas encaixantes, como nos granitóides dos maciços Santa Clara e Oriente Novo.

A deformação dúctil gerou, pelo menos, uma foliação gnáissica principal de direção geral N20°-30°E com mergulhos variando de 60° a 80° para sudeste. Localmente, observa-se uma segunda foliação com atitudes N20°-30°W/75°-85°NE, com estruturas sigmoides e dobras intrafoliais disruptas associadas.

A heterogeneidade da distribuição espacial da deformação dúctil é bem caracterizada pela passagem gradacional, em função do incremento do grau de deformação, dos granitos porfiróides com estruturas maciças para os augen gnaisses e desses para os gnaisses fitados. Texturalmente, tal incremento é marcado pela isorientação de minerais inequidimensionais e pelo achatamento e estiramento progressivo de minerais equidimensionais, esses últimos resultantes da diminuição por recristalização, neocristalização e cataclase. As texturas típicas observadas são porfiroclásticas, granoblásticas e blastomiloníticas.

A deformação rúptil é assinalada pela existência de pelo menos três sistemas principais de fraturas e/ou falhas subverticais, com direções gerais N50°-70°E, N30°-

50°W e N0°-20°W(ver figura 3 e anexo II). Os traços dessas estruturas são bem evidentes nas imagens fotográficas, mas no campo estão geralmente mascarados pela cobertura sedimentar. Contudo, essas direções são em parte testemunhadas através dos diques e veios de rochas encontrados na área(cf. itens 3.1.4 e 6.3.1); bem como são, grosseiramente, concordantes com as direções dos lineamentos regionais mais importantes, ou seja, os lineamentos Madeira-Quatorze de Abril(N50°-70°E), Araras(N50°-70°W) e Jiparaná(N-S)(ver figura 2, Leal et al. 1978 e Bettencourt et al. 1987).

No interflúvio dos Igarapés Barranco e Capoeira(região central da área), os veios de greisen e de quartzo, com direções predominantes N30°-50°E e N30°-50°W, encontram-se normalmente fraturados. Alguns desses veios estão recortados por microfalhas, com movimentos relativos aparentes ora dextrógiros, ora levógiros.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA DAS FACIES GRANÍTICAS

Este capítulo versa sobre as características petrográficas macroscópicas e microscópicas das facies graníticas reconhecidas no Maciço Oriente Novo. As facies são descritas quanto a cor, a estrutura, a textura e a mineralogia, bem como são classificadas quanto à composição modal. Adicionalmente, são descritas as características petrográficas dos enclaves, quando esses estão presentes nas facies.

As características macroscópicas resumidas das facies graníticas identificadas estão citadas na tabela 2 e a composição modal e a classificação petrográfica de algumas amostras representativas dessas facies encontram-se expostas na tabela 3 e na figura 5.

4.1 FACIES PORFIRÓIDE RÓSEA (F1): (ferro-hastingsita)-biotita sienogranito porfiróide róseo .

São rochas de coloração rósea, por vezes com tonalidades cinzenta ou avermelhada, com estrutura maciça, localmente fluidal dada pela isorientação dos megacristais de feldspatos. A textura é porfiróide, com megacristais subédricos e euédricos tabulares de feldspato potássico róseo(2,0 a 8,0cm), subordinadamente de plagioclásio cinza esverdeado(1,0 a 3,0cm). Ocorrem distribuídos de modo homogêneo e perfazem cerca de 30% a 40% do volume total da rocha. A matriz é hipidiomórfica equigranular média(1,0 a 3,0mm), constituída, no essencial, por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e por vezes anfibólio(figura 6). São modalmente classificadas como sienogranitos.

Tabela 3. Composição modal e classificação petrográfica de amostras representativas das facies graníticas identificadas no Maciço Oriente Novo.

MINERAIS	PLAGIOCLASIO	QUARTZO	BIOTITA + CLORITA	FERRO-HAST. HORNBL. + ANFIBOL. HORNBL.	ANFIBOL. HORNBL.	TITÂNIO	ZIRCÓNIO	APATITA	ALANITA	OPACOS	FLUORITA	OUTROS (3)	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA (IUGS)	FACIES	UNIDADES MAPEADAS		
AMOSTRAS	(1)	(2)															
3547	45	-	17	31	7	-	-	-	tr	tr	tr	tr	biotita sienogranito	f1	ORIENTE NOVO (YON)		
3571	55	-	19	28	6	-	-	-	tr	tr	tr	tr	biotita sienogranito	f1			
3618	50	-	21	22	7	-	-	-	tr	tr	tr	tr	biotita sienogranito	f1			
3638	51	-	13	29	7	-	-	-	tr	tr	tr	tr	biotita sienogranito	f1			
3866A	48	-	16	28	6	2	-	tr	tr	tr	tr	tr	ferro-hast. biotita sienogranito	f1			
3866B	42	-	28	25	5	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	ferro-hast. biotita monzogranito	f2			
3559	37	-	29	21	9	3	-	1	tr	tr	tr	tr	ferro-hast. biotita monzogranito	f3	FINO-ARV (YFA)		
3564	37	-	31	20	8	tr	-	2	tr	tr	tr	tr	ferro-hast. biotita monzogranito	f3			
3614	42	-	22	23	9	3	-	1	tr	tr	tr	tr	ferro-hast. biotita monzogranito	f3			
3614B(4)	36	-	31	23	8	1	-	1	tr	tr	tr	tr	ferro-hast. biotita monzogranito	f3			
3516	38	-	24	29	9	-	-	-	tr	tr	tr	tr	biotita monzogranito	f4			
3574	40	-	27	25	8	-	-	-	tr	tr	tr	tr	biotita monzogranito	f4			
A-2111	38	-	32	25	5	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	micromonzogranito	f5	PAJURÁ (YPJ) PAPO-FURADO (YPF) BARRANCO (YBR)	
4588	49	-	17	28	6	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	sienogranito	f6		
3638C	33	-	31	31	5	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	álcali-feldspato leucogranito	f7		
AW-16	41	-	25	30	4	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	álcali-feldspato leucogranito	f7		
AW-26	38	-	24	34	4	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	álcali-feldspato leucogranito	f7		
3524A	21	-	43	32	4	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	albita leucogranito	f8		
3598	-	63	5	25	6	-	-	-	tr	-	-	tr	1	tr	álcali-feldspato granito	f9	SERINGUEIRA (YSG)
3633	-	63	6	25	5	-	tr	-	tr	-	-	tr	1	tr	álcali granito	f9	
3597A	39	-	22	35	4	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	-	álcali-feldspato riolito	f10	FINADO (YFD)
3502B(4)	45	-	19	33	3	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	-	álcali-feldspato riolito	f10	
3597C	45	-	21	34	tr	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	álcali-feldspato riolito	f11	

DBS: (1) inclui albita perfitica, borda de albita e microquita
(2) inclui produtos de alteração
(3) caseiterita e outros materiais não identificados

(4) enclaves
tr traços (<0,5x)
- ausente

Figura 5. Diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976). A - Classificação das séries granitóides (Bowden et al. 1984a). B - Para as rochas dos maciços Oriente Novo e Santa Clara e de dique. C - Campo das rochas graníticas dos tipos I, S e A (Bowden et al. 1984a) (ver também tabelas 1 e 3).

Ao microscópio, o feldspato potássico(microclínio) exibe geminação em grade bem desenvolvida, ocasionalmente combinada com Carlsbad. Os megacristais são pertíticos, com albita pertítica sob a forma de fios, veios e manchas, essas últimas com textura "chessboard" (Smith 1974). Ambos os tipos texturais observados(megacristal e cristal matricial) contêm inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita, principalmente. Nos megacristais essas inclusões ocorrem, de modo freqüente, alinhadas próximas as bordas dos cristais; por vezes é possível notar, à vista desarmada, anéis internos concêntricos de biotita. Bordas de albita do tipo "swapped rims"(Smith op. cit.) são, eventualmente, observados no contato entre os cristais de microclínio.

O plagioclásio (oligoclásio-albita) apresenta geminação segundo a lei da Albita, por vezes combinada com a do Periclínio ou Carlsbad. Contém, no geral, inclusões de microclínio, quartzo e de biotita; nesse caso também, as inclusões são mais freqüentes próximas às bordas dos megacristais. Bordas de albita ou de mirmequitas são comuns no contato com o feldspato potássico. Os megacristais e os cristais matriciais mostram alteração saussurítica/sericítica fraca a moderada e nos termos mais alterados é comum a presença de vênulas de carbonato e de fluorita, nos cristais adjacentes de feldspato potássico e de quartzo.

O quartzo é, predominantemente, seriado (0,5 a 3,0mm), anédrico, intersticial e com inclusões dos outros minerais essenciais. Ocorre ainda, em quantidades subordinadas, como cristais submilimétricos, euédricos bipiramidais e esféricos inclusos nos feldspatos e na biotita, bem, como de aspecto venular junto aos planos de geminação no microclínio.

A biotita é o máfico dominante. Aparece como cristais subédricos em grupos de vários indivíduos, dispersos de modo uniforme pela matriz. É pleocróica(marrom a parda), contém inclusões de quartzo e de minerais acessórios e

encontra-se parcialmente alterada para clorita, com opacos (óxidos e/ou hidróxidos de ferro e titânio?) dispostos ao longo dos planos de clivagem nos termos mais alterados. Forma-se às expensas do anfibólio, quando esse encontra-se presente na rocha.

O anfibólio(ferro-hastingsita) é bem mais raro que a biotita e ocorre como cristais subédricos e anédricos com sinais de corrosão magmática. É pleocróico(verde escuro a verde pardacento) e contém inclusões de quartzo, apatita e opacos, principalmente.

Os minerais acessórios identificados são alanita, titanita, opacos, zircão, apatita e fluorita. A alanita é euédrica prismática e encontra-se metamitizada; a titanita é anédrica, raramente subédrica e ocorre de preferência nos termos mais máficos(com anfibólio), coroando os opacos. Os minerais opacos são representados pela magnetita e ilmenita. Zircão e apatita aparecem sob a forma de cristais euédricos, no geral como inclusões nos outros minerais. A fluorita é intersticial e ocorre intimamente associada à biotita.

4.2 FACIES PORFIRÍTICA RÓSEA I (F2): ferro-hastingsita-biotita monzogranito porfirítico róseo.

As rochas que compõem essa facies apresentam cor, estrutura e mineralogia semelhantes àquelas da facies porfiróide rósea(f1). A textura é a diferença fundamental entre elas, ou seja, os megacristais de microclínio(1,0 a 5,0cm) e de plagioclásio(0,5 a 2,0cm) são menores em tamanho e em proporção relativa ao volume total da rocha(em torno de 20%). A granulação da matriz é também menor, com as dimensões dos cristais variando dentro da classe granulométrica fina(0,2 a 0,8mm). São modalmente classificadas como monzogranitos.

4.3 FACIES PORFIRÍTICA CINZA (F3): ferro-hastingsita-biotita monzogranito porfirítico cinza.

Compreende rochas de coloração cinza, com estrutura maciça, não raramente com estrutura fluidal, decorrente da isorientação dos megacristais de feldspatos. Enclaves são freqüentes e ocorrem distribuídos de modo irregular pela rocha. A textura é porfirítica, por vezes glômero-porfirítica, com megacristais subédricos e euédricos de hábito tabular de feldspato potássico róseo(1,0 a 4,0cm) e de plagioclásio cinza esverdeado(0,5 a 2,5cm) em quantidades subordinadas; ocorre ainda megacristais(0,5 a 1,0cm) subédricos e anédricos(esféricos) de quartzo cinza a cinza azulado. Os megacristais apresentam uma distribuição não homogênea, ora representam de 30% a 40% do volume total da rocha, ora raramente são observados, com média variando de 15% a 20%. A matriz é hipidiomórfica equigranular fina e média(0,2 a 1,5mm), composta basicamente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio(figura 7). São classificadas como monzogranitos, segundo a composição modal.

Microscópicamente, o feldspato potássico (microclínio) apresenta geminação em grade bem desenvolvida, por vezes combinada com Carlsbad. Os megacristais são pertíticos, com a albita pertítica, dispondo-se em fios e veios, raramente em manchas. Contêm, sempre mais freqüente nas bordas dos cristais, inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio, principalmente. Os cristais matriciais são subédricos e anédricos e incluem os mesmos minerais que os megacristais.

O plagioclásio(oligoclásio-albita) mostra geminação da Albita, raramente combinada com Periclínio ou Carlsbad. Inclui cristais de biotita, anfibólio e de minerais acessórios e encontra-se parcialmente saussuritizado. Nos contatos com o feldspato potássico, é comum a presença de bordas límpidas de albita ou de mirmequita. Os cristais da matriz são subédricos e anédricos e exibem sinais de corrosão magmática.

Figura 6. Fotografia do biotita sienogranito porfiróide ró-seo (F1). Amostra 3610.

Figura 7. Fotografia do ferro-hastingsita-biotita monzogranito porfirítico cinza (F3). Amostra 3614.

Os megacristais de quartzo são fraturados e apresentam bordas irregulares (corrosão magmática?), por vezes algumas faces planas são observadas. Os cristais matriciais são anédricos e intersticiais.

A biotita é o mineral máfico principal. Apresenta-se sob a forma de cristais subédricos isolados e/ou em grupos de vários indivíduos dispersos de modo uniforme pela matriz. É pleocróica (marrom a parda), inclui anfibólio e minerais acessórios e mostra-se freqüentemente alterada para clorita em graus variados de intensidade.

O anfibólio (ferro-hastingsita) é subédrico e anédrico com bordas corroídas. É pleocróico (verde escuro a verde pardacento), contém inclusões de apatita, alanita, zircão e opacos, e tem a biotita como o seu principal produto de alteração.

Os minerais acessórios identificados são opacos, apatita, alanita, zircão, titanita e fluorita. Os opacos formam cristais isolados e/ou agregados de cristais, normalmente envolvidos por titanita. A titanita é, por sua vez, subédrica e anédrica e contém inclusões dos outros minerais acessórios. A alanita é anédrica e encontra-se metamitizada. Zircão e apatita aparecem, no geral, como inclusões nos outros minerais, o primeiro com halos pleocróicos na biotita. A fluorita é predominantemente de caráter intersticial.

Enclaves

Os enclaves são de coloração cinza, algo mais escuro que a matriz da rocha hospedeira. Apresentam dimensões centimétricas a decimétricas, formas arredondadas e ovaladas e mostram contatos bruscos com as rochas encaixantes. A textura é porfirítica, com megacristais de feldspato potássico,

plagioclásio e de quartzo em quantidades menores que na rocha hospedeira(5 a 10% do volume total), mas texturalmente são muito semelhantes. São rochas modalmente classificadas como monzogranitos.

Ao microscópio, a matriz é panxenomórfica equigranular fina(0,1 a 0,7mm). A composição mineralógica é a base de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita, em quantidades menores aparecem anfibólios e titanita e como minerais acessórios ocorrem opacos, zircão, apatita e alanita. O feldspato potássico(microclínio) mostra sempre geminação em grade, os megacristas são pertíticos e incluem os outros minerais. O plagioclásio(oligoclásio-albita) apresenta geminação da Albita e está parcialmente saussuritizado. O quartzo é anédrico e intersticial, a biotita é pleocróica(marrom a parda) e o anfibólio(ferro-hastingsita) é anédrico com sinais de corrosão magmática e exibe pleocroismo em tonalidades verde escuro a verde pardacento.

4.4 FACIES PORFIRÍTICA RÓSEA II (F4): biotita monzogranito porfirítico róseo.

São rochas muito semelhantes àquelas pertencentes a facies porfirítica cinza(f3), do ponto de vista estrutural, textural e da própria composição modal entre os constituintes félsicos, pois são classificadas também como monzogranitos. São distinguidas, macroscopicamente, pela coloração rósea e ao microscópio pela ausência de anfibólio e titanita e por quantidades menores de opacos.

4.5 FACIES EQUIGRANULAR CINZA (F5): micromonzogranito cinza.

Constitui-se por rochas de coloração cinza e com estrutura maciça(figura 8). Ao microscópio, a textura é hipidiomórfica equigranular fina e média(0,2 a 1,5mm)

e a mineralogia é definida por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e minerais acessórios. São classificadas como monzogranitos, de acordo com a composição modal.

O feldspato potássico(microclínio) é subédrico e euédrico de hábito tabular e apresenta geminação em grade bem desenvolvida. É pertítico, com albita sob a forma de fios e inclui quartzo, plagioclásio e biotita. As inclusões de quartzo são, no geral, esféricas e as de plagioclásio dispõem-se, por vezes, na porção central dos cristais, dando aspecto de textura anti-rapakivi.

O plagioclásio(oligoclásio-albita) é subédrico e anédrico e apresenta-se geminado segundo a lei da Albita, por vezes combinada com Carlsbad. Encontra-se moderado a fortemente sericitizado/muscovitizado e desenvolve bordas límpidas de albita, quando em contato com o feldspato potássico.

O quartzo é anédrico e de caráter intersticial.

A biotita aparece como cristais subédricos, isolados e/ou em agregados de poucos indivíduos distribuídos de modo uniforme pela rocha. É pleocróica(marrom a parda), contém inclusões de opacos, apatita e zircão e mostra-se moderadamente cloritizada. Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos.

4.6 FACIES PORFIRÍTICA CINZA ROSADO I(F6): sienogranito porfirítico cinza rosado.

Trata-se de rocha de coloração cinza rosado, com estrutura maciça, eventualmente com estrutura fluidal devido à isorientação dos megacristais. A textura é

porfirítica com megacristais subédricos a euédricos de hábito tabular de feldspato potássico róseo avermelhado(0,5 a 2,0cm) e de plagioclásio cinza esverdeado(0,5 a 1,5cm) em proporções subordinadas. A matriz é hipidiomórfica equigranular fina(0,1 a 0,8mm) e é constituída, essencialmente, por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita(figura 8). São rochas modalmente classificadas como sienogranitos.

Ao microscópio, o feldspato potássico(microclínio) apresenta geminação em grade, por vezes combinada com Carlsbad e inclui plagioclásio, quartzo e biotita. Os megacristais são pertíticos, com albita sob a forma de fios e veios, essas últimas com textura "chess-board". Os cristais matriciais são subédricos e anédricos.

O plagioclásio(oligoclásio-albita) exhibe geminação da Albita, raramente combinada com Periclínio ou Carlsbad. Contém inclusões de quartzo, biotita e de minerais acessórios e mostra-se moderadamente sericitizado. Bordas de albita ou de mirmequita são freqüentes no contato com o feldspato potássico.

O quartzo é predominantemente anédrico e intersticial. Ocorre também como diminutos cristais euédricos bipiramidais e esféricos inclusos nos feldspatos e como cristais subédricos maiores com tendência a constituir megacristais.

A biotita é o máfico dominante. Ocorre como cristais subédricos isolados ou em grupos de poucos indivíduos distribuídos, homogeneamente, pela matriz. É pleocróica(marrom a parda), contém inclusões de apatita, opacos e zircão e mostra-se alterada para clorita em graus variáveis de fraco a moderado. Os minerais acessórios identificados são zircão, apatita, opacos e fluorita.

4.7 FACIES EQUIGRANULAR RÓSEA I (F7): álcali-feldspato leucogranito equigranular róseo.

Compreende rochas de coloração rósea, com estrutura maciça e textura hipidiomórfica equigranular média (1,0 a 5,0mm). São observados também raríssimos megacristais euedrais tabulares de feldspato potássico róseo, com tamanho de até 2,0cm de extensão. Os minerais essenciais são feldspato potássico róseo, plagioclásio cinza, quartzo e biotita. Os cristais de biotita têm dimensão ligeiramente superior aos demais minerais e formam agregados de poucos indivíduos distribuídos homogeneamente pela rocha, conferindo-a um aspecto mosqueado. Bon(1968) compara a aparência dessas rochas com a de um pão com passas ("current bread" granite) (figura 9). São classificadas, segundo a composição modal, como álcali-feldspato leucogranitos ou como álcali-feldspato granitos a "dois feldspato" para diferenciá-los dos álcali-feldspato granitos típicos, ou seja, a "um feldspato" (ver adiante, ver também Ramsay et al. 1986).

Ao microscópio, o feldspato potássico (ortoclásio/microclínio) ocorre como cristais subédricos e anédricos e exibe geminação Carlsbad e/ou em grade pouco desenvolvida, cristais não geminados são também observados. Apresenta, predominantemente, um aspecto "sujo", devido a abundância de microcavidades e/ou de inclusões sub-microscópicas de opacos (hematita?) e, nos raros termos mais límpidos, é possível identificar a presença de albita peritítica em fios. Contém inclusões de plagioclásio, quartzo e de biotita. As inclusões de plagioclásio formam, normalmente, verdadeiras "ilhas" circundadas por feldspato potássico de aspecto "sujo" e isento de geminação, nesse caso são observadas feições de substituição (ver item 6.2.1).

O plagioclásio (albita-oligoclásio) é subédrico e anédrico, mostra geminação da Albita e contém inclusões de biotita. Encontra-se sericitizado em graus variáveis de fraco a moderado e no contato com o feldspato

potássico desenvolve, por vezes, bordas límpidas de albita. Diminutos cristais subédricos, límpidos e intersticiais de albita são também observados.

O quartzo é, predominantemente, anédrico e intersticial.

A biotita aparece sob dois tipos texturais, os quais são denominados de I e II. A biotita I ocorre como cristais subédricos, isolados e/ou em grupos de poucos indivíduos dispersos regularmente pela rocha. É pleocróica (marrom a parda), contém inclusões de zircão com halos pleocróicos e mostra-se alterada para clorita em intensidades variadas, com opacos dispostos ao longo dos planos de clivagem nos termos mais alterados. A biotita II aparece como diminutos cristais lamelares em glômeros de vários indivíduos junto as bordas ou ao longo dos planos de clivagem dos cristais de biotita II (ver também item 6.2.1). Os minerais acessórios reconhecidos são zircão, opacos e fluorita.

4.8 FACIES EQUIGRANULAR RÓSEA II (F8): albita leucogranito equigranular róseo.

Trata-se de rocha de coloração rósea e com estrutura maciça. Ao microscópio, a textura é hipidiomórfica equigranular fina e média (0,2 a 3,0mm) e a mineralogia essencial é dada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita (figura 9). São rochas modalmente classificadas como alcali-feldspato leucogranitos, mas devido as suas características mineralógicas, texturais e químicas bem distintas dos alcali-feldspato granitos a "dois feldspatos" retromencionados, serão denominados nessa pesquisa como albita leucogranitos (ver e.g. Bowden 1982, Ramsay et al. 1986).

Figura 8. Fotografia do micromonzogranito cinza (F5) e do sienogranito porfirítico cinza rosado (F6). Amostras A-2111 e 4580, respectivamente.

Figura 9. Fotografia do álcali-feldspato leucogranito róseo (F7) e do albita leucogranito róseo (F8). Amostras AW-24E e 3524A, respectivamente.

O feldspato potássico(microclínio) apresenta-se como cristais subédricos e anédricos não geminados ou, esporadicamente, com geminação em grade pouco desenvolvida. Mostra um aspecto "sujo" devido à abundância de microcavidades e/ou de inclusões submicroscópicas de opacos(hematita?). Os cristais maiores contêm inclusões de plagioclásio, já os menores têm um caráter intersticial.

O plagioclásio(albita) é subédrico a euédrico tabular(ripiforme), submilimétrico, límpido e com geminação da Albita bem desenvolvida. Constitui uma malha irregular fechada, cujos interstícios são ocupados por cristais menores de feldspato potássico, quartzo e de biotita.

O quartzo é anédrico. Os cristais menores são intersticiais e os maiores contêm inclusões de albita, essas encontram-se, por vezes, orientadas próximas às bordas dos cristais.

A biotita(protolitionita?) é subédrica a euédrica de hábito tabular, não raramente anédrica de caráter intersticial. É pleocróica com tonalidades levemente pardas e inclui cristais de albita, opacos, zircão e de cassiterita(?). Os minerais acessórios reconhecidos são opacos, zircão, fluorita e cassiterita. A cassiterita ocorre como diminutos cristais subédricos e euédricos bipiramidais em grupos de poucos indivíduos disseminados pela rocha(ver também item 6.3.2.1)

4.9 FACIES EQUIGRANULAR RÓSEA III (F9): álcali-feldspato granito equigranular róseo.

É composta por rochas de coloração rósea, com estrutura maciça e com freqüentes enclaves microgranulares escuros, distribuídos irregularmente pela rocha. A textura é hipidiomórfica equigranular fina e média(0,2 a 2,0mm), com

raríssimos megacristais euédricos de hábito tabular de feldspato róseo com até 1,5cm de dimensão. Os minerais essenciais são feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio e biotita(figura 10). São classificadas, de acordo com a composição modal, como álcali-feldspato granitos típicos(álcali-feldspato granitos a "um feldspato"), alguns termos são, especificamente, álcali granitos, devido a presença de anfibólio sódico.

Ao microscópio, o feldspato alcalino é subédrico e anédrico e exhibe aspectos manchado e "sujo", devido às interrelações complexas de ortoclásio(?) e albita e as microcavidades e/ou inclusões submicroscópicas de opacos (hematita ?), respectivamente. Inclui plagioclásio e biotita, sendo que algumas inclusões maiores de plagioclásio ocupam a porção nuclear dos cristais.

O quartzo é, no geral, anédrico e intersticial; por vezes, apresenta-se intercrescido com o feldspato alcalino(textura micrográfica).

O plagioclásio(albita-oligoclásio) é raro e ocorre, geralmente, como inclusões no feldspato alcalino. Apresenta geminação da Albita e mostra-se levemente sericitizado. Diminutos cristais límpidos, subédricos e anédricos de albita são também observados entre os cristais de feldspato alcalino.

A biotita é o mineral máfico principal. É subédrica, pleocróica em cores verde a parda ou levemente pardas, contém inclusões de zircão com halos pleocróicos e encontra-se parcialmente cloritizada, com opacos(óxidos e/ou hidróxidos de ferro e titânio?), preenchendo os planos de clivagem nos termos mais alterados.

O anfibólio(arfvedsonita) é menos freqüente que a biotita, podendo até faltar. Apresenta-se como

diminutos cristais subédricos de coloração verde azulado, isolados e/ou em grupos de poucos indivíduos. Ocorre associado de preferência a biotita verde/parda. Zircão, opacos e fluorita são os minerais acessórios identificados.

Enclaves

Os enclaves são de coloração preta, apresentam dimensões milimétricas a centimétricas (<2,0cm) e formas irregulares com contatos bruscos ou difusos com a rocha hospedeira. Ao microscópio, a textura é panxenomórfica equigranular muito fina (<0,2mm) e a composição mineralógica principal é dada por plagioclásio, quartzo e biotita. O plagioclásio(albita) é límpido e mostra raramente geminação da Albita, o quartzo é anédrico e intersticial e a biotita é pleocróica em cores marrom a parda. Opacos, zircão e fluorita são os minerais acessórios reconhecidos.

4.10 FACIES PORFIRÍTICA CINZA ROSADO II (F10): álcali-feldspato riólito pórfiro cinza rosado.

São rochas de coloração cinza rosado, com textura sustentada por clastos(enclaves) e matriz(ver e.g. Ulbrich 1986). Os clastos são de formas irregulares, sub-arredondadas a arredondadas, com dimensões milimétricas a decimétricas(não foi possível determinar o tamanho máximo) e são de caráter essencial e acessório. A matriz apresenta estrutura maciça, por vezes observa-se estrutura fluidal, com clastos menores alinhados ao redor dos clastos maiores(figura 11). São modalmente classificadas como álcali-feldspato riólitos(ver também Ramsay et al. 1986).

Ao microscópio, a rocha matriz apresenta textura porfirítica, com megacristais de feldspato potássico, quartzo e subordinadamente de plagioclásio e biotita. Os

Figura 10. Fotografia do álcali-feldspato granito róseo (F9).
Notar a presença de enclaves microgranulares pretos. Amostra 3598.

Figura 11. Fotografia do álcali-feldspato riólito pórfito
cinza rosado (F10). Observar enclaves mais róseos e mais escuros que a rocha matriz. Amostra 3502B.

megacristais ocorrem em mesóstasis panxenomórfica equigranular muito fina(<0,09mm), constituída por esses mesmos minerais. Apresentam-se, principalmente, em dois intervalos granulométricos bem definidos, ou seja, de 0,3 a 0,7mm (feldspatos, quartzo e biotita) e de 1,5 a 3,0mm(feldspato potássico, quartzo e raros de plagioclásio) e perfazem cerca de 60% a 70% do volume total da rocha.

O feldspato potássico (ortoclásio / microclínio) mostra geminação Carlsbad, por vezes em grade pouco desenvolvida. Os megacristais são subédricos e anédricos, raramente euédricos de hábito tabular. São pertíticos, com albita sob a forma de fios, veios e manchas e contêm inclusões de plagioclásio e quartzo. Os cristais matriciais são anédricos e intersticiais.

O quartzo como megacristal é euédrico bipiramidal e esférico com sinais de corrosão magmática e na matriz é anédrico e intersticial. Os megacristais contêm inclusões de plagioclásio e mais raramente de feldspato potássico, por vezes encontram-se alinhadas próximas as bordas dos cristais.

O plagioclásio(albita-oligoclásio) é subédrico e euédrico de hábito tabular e apresenta-se geminado segundo a lei da Albita. Os megacristais contêm, raramente, inclusões de quartzo e de feldspato potássico e são, no geral, límpidos a levemente sericitizados.

A biotita é subédrica, pleocróica(verde a parda) e inclui zircão com halos pleocróicos. Opacos, zircão e fluorita são os minerais acessórios reconhecidos.

Enclaves

Os clastos essenciais são, pelo menos, de dois tipos e são distinguidos, macroscopicamente, pela coloração, sendo classificados como clastos cinza rosados e cinza escuros.

Os clastos cinza rosados são, apesar da semelhança macroscópica aparente, algo mais rosados que a rocha matriz. Microscopicamente, as diferenças são um pouco mais pronunciadas, ou seja, os megacristais de quartzo (1,5 a 3,0mm) são menos freqüentes; os intercrescimentos granofíricos são mais comuns e formam auréolas em torno dos megacristais de feldspato potássico, manchas intersticiais entre os cristais da matriz e mais raramente constituem megacristais e esferólitos; e, também observa-se a ocorrência de bordas de albita junto aos cristais de feldspato potássico. São classificados também como álcali-feldspato riólitos, de acordo com a composição modal.

Os clastos cinza escuros mostram contatos bruscos e nítidos com a rocha hospedeira. Ao microscópio, apresentam, no geral, uma certa similaridade como os tipos petrográficos descritos acima (rocha matriz e clastos cinza rosados). Contêm megacristais dos mesmos tipos mineralógicos e com as mesmas características texturais, porém os megacristais representam apenas 20% a 30% do volume total da rocha. A maior participação da matriz na composição da rocha é responsável pela coloração mais escura em relação aos outros dois tipos retro-analisados. Apesar da matriz ser de granulação muito fina (<0,09mm), é possível constatar a presença de fluorita em quantidades relativamente elevadas. Trata-se, provavelmente, de um quartzo-traquito pórfiro.

Os clastos acessórios são constituídos por rochas das facies porfiróide rósea (f1) e equigranular rósea III (f9), cujas características petrográficas estão descritas,

respectivamente, nos itens 4.1 e 4.9 desse capítulo. Ocorrem ainda clastos mistos que são formados por um núcleo de rocha da facies porfiróide rósea(f1), envolvido por material semelhante àquele que constitui os clastos essenciais cinza escuros.

4.11 FACIES PORFIRÍTICA RÓSEA III(F11): álcali-feldspato riólito pórfiro róseo.

Trata-se de rochas de coloração rósea a rósea acinzentada, com textura sustentada por matriz ou por clastos e matriz. Os clastos são de formas irregulares, subarredondadas a arredondadas, com dimensões milimétricas a decimétricas(nesse caso também não foi possível determinar a dimensão máxima) e são de caráter essencial e acessório. Ao microscópio, a matriz é textural e mineralogicamente semelhante à matriz da facies porfirítica cinza rosado II(f10), a diferença fundamental é a quase ausência de biotita. São classificadas também como álcali-feldspato riólitos, segundo a composição modal.

Enclaves

Os clastos essenciais são cinza escuros e apresentam as mesmas características texturais e mineralógicas descritas no item anterior. Os clastos acessórios são representados, nesse caso também, por rochas das facies porfiróide rósea(f1) e equigranular rósea III(f9), além dos tipos mistos.

CAPÍTULO 5

PETROQUÍMICA DAS FACIES GRANÍTICAS

A caracterização química de rochas ígneas tem sido tradicionalmente aplicada ao problema de classificação das rochas e utilizada como subsídio indispensável na modelagem dos processos de gênese e evolução de magmas. Tais propósitos são os objetivos desse capítulo para as facies graníticas do Maciço Oriente Novo. Adicionalmente, as características químicas das rochas em questão são comparadas, sempre que possível, com exemplos citados na literatura recente.

Os dados de análises químicas de amostras representativas das principais facies reconhecidas no Maciço Oriente Novo encontram-se expostos nas tabelas 4 e 5. Os dados revelam, no geral, valores médios relativamente altos de SiO_2 (71,83%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8,82%), Zr (292ppm), Y (97ppm), Ga (32ppm) e Nb (45ppm) e baixos de CaO (1,06%) comparáveis àqueles citados por Whalen et al. (1987) para os granitos do tipo-A. Já, os teores médios de Ce (252ppm) e de Sr (85ppm) são mais altos que os propostos por esses mesmos autores.

Por outro lado, as rochas das unidades Barranco e Seringueira apresentam conteúdos mais altos em SiO_2 e mais baixos em TiO_2 , FeO (Fe total), MgO e CaO que os teores das rochas das outras unidades. Tais valores são semelhantes àqueles sugeridos por Tischendorf (1977) para os granitos geoquimicamente especializados a estanho. Contrariamente, os conteúdos desses óxidos das rochas das unidades Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá e Papo-Furado são mais comparáveis aos valores dos granitos normais de Tischendorf (op. cit.)

No diagrama SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (figura 12), algumas rochas das unidades Oriente Novo (biotita sienogranitos

Tabela 4. Dados de análises químicas de rochas das unidades Oriente Novo, Ft-
no-Ary, Pajura e Papo-Furado.

UNIDADES		ORIENTE NOVO										FIMO-ARY										PAJURA										PAPURADO										MÉDIA GABARITO																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
FACIES		3571										3571										3571										3571										3571										3571																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
AMOSTRAS		3547										3547										3547										3547										3547										3547										3547																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
510 ₂ (X)		71,29	70,42	68,19	72,52	65,42	66,57	66,89	70,85	70,52	70,92	70,52	70,92	66,89	66,57	66,89	70,85	70,52	70,92	70,52	70,92	66,89	 	6

OBS: (1) Yrpoloz ca [cu] 800s (2) propozico Mclecular $H_2O/CaO+Na_2O \times 10^{-2}$ (3) valores normallizados segundo Sverhien et al, 1978

Tabela 5. Dados de análises químicas de rochas das unidades Barranco e Serlín
 gneira e de dique.

[illegible]

085. (1) valores calculados (2) Relatório noticiário nº 203/1978 (3) valores normalizados segundo Svensen et al. 1978 (4) valores de acordo com Mahan et al. 1987 (5) gráfico aplicado a Sm de Blackwelder 1977

Figura 12. Diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para algumas amostras de rocha do Maciço Oriente Novo (campos segundo Kovalenko et al. 1981, apud Sheremet & Panov 1988). Sinbologia: unidades Oriente Novo ($\circ$), Fino-Ary ($\odot$), Pajurá ($\square$), Papo-Furado (Δ), Barranco (+) e Seringueira ($\times$).

porfiróides) e Fino-Ary (biotita monzogranitos porfiríticos) e as amostras das unidades Pajurá (micromonzogranito) e Papo-Furado (biotita sienogranito porfirítico) situam-se, preferencialmente, no campo dos granitos subalcalinos. Os álcali-feldspato leucogranitos da unidade Barranco plotam no campo dos leucogranitos subalcalinos, enquanto o albita leucogranito da mesma unidade encontra-se ligeiramente colocado no campo dos álcali leucogranitos. Já as amostras da unidade Seringueira (álcali-feldspato granito e álcali granito), posicionam-se no campo dos álcali granitos.

De acordo com a proporção molecular $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O(A/CNK)$, a maioria das amostras analisadas apresentam caráter marginalmente peraluminoso (0,96-1,08), com exceção das amostras 3524A (albita leucogranito) e 3633 (álcali granito) que são peralcalinas e das amostras 3598 (álcali-feldspato granito) e 3632 (álcali-feldspato microsienito) que são metaluminosas (cf. tabelas 4 e 5). As presenças de minerais normativos (córindon ou acmita) ou não confirmam tais propriedades (tabela 6).

Nos diagramas de variação de elementos maiores, menores e em traços versus SiO_2 (figuras 13A-J e 14A-E), as amostras analisadas mostram, no geral, dois trends distintos. Um trend (trend I) é definido pelas amostras das unidades Fino-Ary, Oriente Novo, Pajurá, Papo-Furado e Barranco, principalmente; e o outro (trend II) é determinado pelas amostras da unidade Seringueira e pelas rochas sieníticas de dique. No trend I os valores de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Li e Sn decrescem com os valores crescentes de SiO_2 , ao passo que os teores de Na_2O e Rb crescem com os de SiO_2 . Já no trend II as abundâncias de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Ba e Sr diminuem com as de SiO_2 , enquanto que os valores Rb, Li e Sn aumentam com os de SiO_2 .

No trend I, a variação regular crescente de diferenciação geoquímica envolve, no geral, os tipos

Tabela 6. Norma CIPW e índice de diferenciação(I.D.) de rochas do Maciço Oriente Novo.

MINERAIS	NORMA CIPW																	I.D.	UNIDADES MAPEADAS
	q	or	ab	an	c	ac	as	di	hd	en	fs	wo	il	nt	hm	ap	zr		
3547	27,33	33,56	27,92	4,87	-	-	-	0,19	0,73	0,31	1,36	-	0,42	1,81	-	0,19	0,03	88,81	JON
3571	26,79	34,36	23,69	7,83	-	-	-	0,02	0,11	0,46	3,00	-	0,61	1,54	-	0,23	0,06	85,34	
3610	24,37	34,92	26,06	6,29	-	-	-	0,05	-	0,07	-	-	0,55	3,87	0,50	0,14	0,04	85,36	
3630	35,06	31,38	19,72	5,47	0,05	-	-	-	-	0,62	1,03	-	0,66	2,19	-	0,28	0,06	86,15	
3559	21,32	32,97	23,44	10,67	-	-	-	-	-	2,59	1,03	-	1,25	3,87	-	0,51	0,01	77,74	JFA
3564	22,73	27,42	28,77	9,95	-	-	-	-	-	2,71	0,75	-	1,37	3,80	-	0,33	0,13	78,92	
3614	23,96	34,86	21,24	8,42	-	-	-	-	-	1,92	2,02	-	1,20	3,27	-	0,60	0,15	80,06	
3516	20,42	35,22	22,34	5,47	0,78	-	-	-	-	0,72	3,21	-	0,66	1,29	-	0,28	0,03	85,98	
3574	20,00	34,51	23,95	4,72	1,01	-	-	-	-	1,00	2,11	-	0,74	1,90	-	0,28	0,09	86,54	JPI
2111	28,13	29,55	30,38	4,84	1,29	-	-	-	-	1,15	-	-	0,49	1,41	0,48	0,19	-	88,05	
4500	31,00	33,56	22,25	4,70	1,10	-	-	-	-	0,90	1,99	-	0,63	1,35	-	0,16	0,03	87,62	
3630A	33,20	27,66	35,03	0,97	0,32	-	-	-	-	0,02	0,36	-	0,06	0,29	-	0,19	0,01	95,89	
3630C	33,16	25,00	33,42	3,46	0,36	-	-	-	-	0,05	1,31	-	0,08	0,68	-	0,16	-	91,58	JBR
AW-16	34,69	20,61	28,25	1,16	0,03	-	-	-	-	0,02	0,57	-	0,08	1,30	-	0,12	0,01	93,65	
AW-26	37,00	31,32	26,65	0,60	0,60	-	-	-	-	0,07	0,62	-	0,08	1,12	-	0,14	0,01	95,06	
3524A	28,01	20,00	46,05	-	-	0,76	-	0,01	0,06	0,12	0,79	-	0,04	0,26	-	0,02	-	96,47	
3590	23,62	26,36	43,50	0,90	-	-	-	0,28	1,69	-	0,01	-	0,42	1,35	-	0,23	0,04	93,55	JSG
3633	25,10	26,59	40,53	-	-	0,38	-	0,43	1,57	-	-	0,50	0,42	2,03	-	0,26	0,06	92,30	
3632	3,41	31,91	44,42	3,19	-	-	-	2,52	-	-	-	0,72	1,18	7,37	1,60	0,29	0,16	79,74	DIQUE
3545	33,17	20,02	24,54	3,02	0,40	-	-	-	-	0,07	2,50	-	0,15	1,56	-	0,12	0,03	87,73	DIQUE

Obs: I.D. = q + or + ab normativos - ausente

Figura 13. Diagramas de Harker para as rochas do Maciço Oriente Novo e de diques. Simbologia: $\diamond$ -ferro-hastingsita-biotita monzogranitos porfiríticos (δFA), $\circ$ -biotita sienogranitos porfiróides (δON), $\emptyset$ -biotita monzogranitos porfiríticos (δFA), Δ -sienogranito porfirítico (δFA), $\square$ -micromonzogranito (δPJ), $\oplus$ -albita leucogranito (δBR), $\otimes$ -álcali-feldspato leucogranitos (δBR), $+$ -álcali-feldspato leucogranitos (δBR), $\times$ -álcali-feldspato granito e álcali granito (δSG), ∇ -álcali-feldspato microgranito e $*$ -álcali-feldspato microsienito (rochas de dique).

litológicos na seguinte ordem: ferro-hastingsita biotita monzogranitos porfiríticos(δ FA) $\rightarrow$ biotita sienogranitos porfiróides(δ ON) $\rightarrow$ biotita monzogranitos porfiríticos(δ FA) $\rightarrow$ micromonzogranitos(δ PJ) $\rightarrow$ sienogranitos porfiríticos(δ PF) $\rightarrow$ álcali-feldspato leucogranitos(δ BR) $\rightarrow$ albita leucogranito(δ BR). As principais discrepâncias em relação a esse trend ocorrem com os teores de K_2O , Na_2O , Li e Sn de algumas amostras da unidade Barranco, ou seja, as abundâncias de K_2O e Na_2O das amostras 3524A(albita leucogranito) e 3638A e C(álcali-feldspato leucogranitos) são mais baixas e mais altas, respectivamente, em relação aos valores normais esperados(e.g., amostras AW-16 e AW-26). Os teores de Li e Sn da amostra 3524A são excessivamente altos.

Nos diagramas de variação de alguns elementos-traço versus Rb, os dois trends são também evidentes(figura 14F-J), com os teores de Zr, Ba e Sr diminuindo com os valores crescentes de Rb em ambos os casos. Já, as abundâncias de Li e Sn diminuem e aumentam com os teores crescentes de Rb nos trends I e II, respectivamente. Os valores de Li e de Sn no albita leucogranito são, como retromencionado, muito altos e situam-se bem afastados dos valores apresentados pelos álcali-feldspato leucogranitos da mesma unidade.

Adicionalmente, esses dois trends são ainda distinguidos nos diagramas Na_2O versus K_2O (figura 15A) e Na_2O versus Rb(figura 15B) e são confirmados pelo aumento e diminuição dos valores das razões Rb/Sr e K/Rb(tabelas 4 e 5), respectivamente; assim como, pelo aumento do índice de diferenciação(I.D.) de Thornton & Tuttle(1960)(tabela 6).

No diagrama A-F-M(figura 16), as amostras de ambos os trends situam-se junto à linha A-F, mais próximas do polo A e apresentam uma distribuição compatível com aquelas dos granitos da série extensional rica em álcalis(Petro et al., 1979) e com aquelas dos granitos do tipo-A(Bowden 1985).

Figura 14. Diagramas de SiO₂ versus Rb, Ba, Sr, Li e Sn e de Rb versus Zr, Ba, Sr, Li e Sn para as rochas do Maciço Oriente Novo e de dique . Simbologia de acordo com a figura anterior.

Figura 15. Diagramas de Na_2O versus K_2O e Rb para as rochas do Maciço Oriente Novo e de dique. Os símbolos são os mesmos da figura 13.

F - $\text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$
 A - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
 M - MgO

----- CAMPO DA SÉRIE EXTENSIONAL
 RICA EM ÁLCALIS
 - - - - - CAMPO DOS GRANITOS DO
 TIPO - A

Figura 16. Diagrama A-F-M para as rochas do Maciço Oriente Novo e de dique. Os símbolos das litologias são de acordo com a figura 13 e os campos da série extensional rica em álcalis e dos granitos do tipo A são de Petro et al. 1979 e de Bowden 1985, respectivamente.

Whalen et al.(1987) sugerem a utilização de diagramas $10.000\text{Ga}/\text{Al}$ versus certos elementos maiores e em traços para a distinção entre granitos do tipo-A(Loiselle & Wones 1979, Collins et al. 1982) e granitos dos tipos I, S e M(Chappell & White 1974, Pitcher 1983). As amostras do Maciço Oriente Novo, quando lançadas nestes diagramas revelam o seguinte(figura 17A-H):(i) as amostras plotam fora dos campos delimitados pelos granitos dos tipos I, S e M em todos os diagramas, ou seja, situam-se nos campos dos granitos do tipo-A e (ii) as rochas peralcalinas(e.g., amostra 3633) possuem os valores mais elevados de Ga/Al , fato que corrobora com as observações dos autores acima para algumas suítes estudadas.

A relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ diminui com o aumento do índice de diferenciação(I.D.=q+or+ab normativos) nos dois trends identificados, sendo que os teores relativamente altos em Fe_2O_3 na maioria das amostras da unidade Barranco, deve-se, provavelmente, a processos de greisenização(ver item 6.2.3.3) e/ou intempéricos (figura 18). Com exceção dessas rochas que deveriam situar-se no campo dos granitos da série ilmenita (Ishihara 1981,ver e.g., amostra 3638C), as demais tendem a cair no campo da série magnetita(Ishihara op. cit.)

Segundo os critérios de Pearce et al.(1984), as amostras posicionam-se de preferência no campo dos granitos intraplaca(figura 19A e B). Os valores relativamente altos em Rb nas amostras em questão atestam, como sugerido por Whalen et al.(1987), a inadequada utilização desse elemento como parâmetro em diagramas de discriminação, dado a sua susceptibilidade aos processos de alteração hidrotermal.

As figuras 20, 21 e 22A revelam padrões dos ETR(Elementos de Terras Raras) para as amostras analisadas. Os padrões e os conteúdos totais dos ETR dessas rochas confirmam as similaridades petrográficas e geoquímicas observadas para cada tipo litológico identificado(e.g., ferro-hastingsita biotita monzogranitos).

Figura 18. Diagrama I.D. versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ e $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ para as rochas do Maciço Oriente Novo e de dique. Os símbolos usados são os mesmos da figura 13 e os campos das séries ilmenita e magnetita são de Ishihara (1981).

Figura 19. Diagramas Y versus Nb e Y+Nb versus Rb para as rochas do Maciço Oriente Novo e de dique. As simbologias dos tipos petrográficos são de acordo com a figura 13 e os campos são de Pearce et al. (1984): WPG-granitos intra-placa; ORG-granitos de cristas oceânicas; VAG-granitos de arcos vulcânicos e syn-COLG-granitos sin-colisão.

Figura 20. Padrões dos ETR das rochas das unidades Fino-Ary (A) e Oriente Novo (B).

Figura 21. Padrões dos ETR de rochas das unidades Papo-Furado e Pajurá (A) e Barranco (B).

No geral, dois padrões principais(I e II) podem ser reconhecidos, levando-se em consideração os valores das relações $(La/Sm)_N$ e $(Gd/Yb)_N$ e das anomalias negativas de európio (Eu/Eu^*) . O padrão I é definido pelas amostras das unidades Fino-Ary, Oriente Novo, Pajurá e Papo-Furado e apresenta as seguintes características(figuras 20 e 21A): enriquecimento moderado dos ETRL $(La_N/Gd_N=3,06-5,75)$, anomalia negativa de európio de grau médio $(Eu/Eu^*=0,23-0,48)$ e fraco empobrecimento dos ETRP $(Gd_N/Yb_N=1,30-3,18)$.

Adicionalmente, há uma diminuição sistemático no conteúdo total dos ETR quando se considera a seguinte ordem dos litótipos: ferro-hastingsita biotita monzogranitos porfiríticos(1357-2539ppm) $\rightarrow$ biotita sienogranitos porfiróides(764-864ppm) $\rightarrow$ biotita monzogranitos porfiríticos(666 - 786ppm) $\rightarrow$ sienogranito porfirítico (579ppm) $\rightarrow$ micromonzogranito(228ppm)(cf. tabela 4).

O padrão II é determinado pelas amostras das unidades Barranco e Seringueira(figuras 21B e 22A). Tal padrão apresenta um fracionamento moderado dos ETRL $(La_N/Sm_N=2,68-4,92)$, uma anomalia negativa de európio de grau médio a forte $(Eu/Eu^*=0,24-0,10)$ e praticamente uma ausência de fracionamento dos ETRP $(Gd_N/Yb_N=0,59-1,79)$.

Na verdade, as seguintes observações podem ser tecidas, quando consideramos os padrões das rochas envolvidas nos dois trends acima identificados:

- No trend I, as diferenças existentes entre os padrões das rochas geoquimicamente menos e mais evoluídas, ou seja, os padrões I(figuras 20 e 21A) e II(figura 21B), respectivamente; referem-se a um menor fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP (La_N/Yb_N) , uma anomalia negativa de európio mais forte e um conteúdo total dos ETR mais baixo, nas rochas do segundo padrão em relação àquelas do primeiro.

- Os padrões das rochas do trend II (figura 22A) refletem também um comportamento algo semelhante àqueles do trend I, i.e., as rochas geoquimicamente mais evoluídas apresentam as anomalias de európio mais fortes e um menor fracionamento dos ETRL sobre os ETRP (La_N/Yb_N).

- Nos grupos de rochas geoquimicamente mais evoluídas em ambos os trends, as rochas peralcalinas representadas pelos albita leucogranito (trend I) e álcali granito (trend II) apresentam os conteúdos mais altos de ETR, cujos valores são 1265ppm e 662ppm, respectivamente (cf. tabela 5).

Os padrões I e II são comparáveis aos padrões gerais de monzogranitos e de sienogranitos com anomalias negativas de európio de graus fraco a moderado e moderado a forte, respectivamente (ver Cullers & Graf 1984, figura 8.7). Particularmente, o padrão II é muito semelhante aos padrões dos biotita granitos dos plutões Madeira e Água Boa (Macambira et al. 1987) e do Maciço Pedra Branca (Payolla et al. 1991) (figura 22B).

Figura 22. Padrões dos ETR de rochas da unidade Seringueira e de dique (A) e dos biotita granitos dos plutões Madeira e Água Boa (Macambira et al. 1987) e do Maciço Pedra Branca (Payolla et al. 1991) (B).

CAPÍTULO 6

PROCESSOS MAGMÁTICOS E PÓS-MAGMÁTICOS E A MINERALIZAÇÃO ESTANO-TUNGSTENÍFERA ASSOCIADA

6.1 GENERALIDADES

Processos tardi e pós-magmáticos são normalmente atuantes durante a formação de rochas granitóides e são responsáveis por mudanças na mineralogia e na textura da rocha original. De um modo geral, os fenômenos descritos são inversão polimórfica, exsolução, recristalização e formação de minerais deutéricos (ver e.g., Barker 1983).

Nas rochas granitóides com mineralizações a elementos raros (e.g., Sn, W, Ta, Nb, etc.), os processos pós-magmáticos são tradicionalmente identificados como: feldspatização potássica (metassomatismo potássico, microclinização), feldspatização sódica (metassomatismo sódico, albitização), greisenização (metassomatismo ácido), silicificação (metassomatismo silícico, quartzificação) e argilização (alteração argílica, caolinização) (Beus & Zalaskova 1964, Sherba 1970, Charoy 1979, Rose & Burt 1979, Taylor 1979, Kinnaird 1985, Plimer 1987, Pollard 1989b entre outros).

Para Pollard (1983), os termos feldspatização potássica e feldspatização sódica referem-se, respectivamente, aos enriquecimentos em feldspato potássico e albita durante processos magmáticos e pós-magmáticos, enquanto a greisenização e a caolinização são processos pós-magmáticos e seus produtos são rochas greisenizadas e greisens no primeiro caso e, granitos argilizados e veios de caolinita no segundo caso. A figura 23 revela, de modo esquemático, o modelo proposto por Pollard (1983) como alternativa aos modelos de formação de

Figura 23. Modelo esquemático da cronologia geral dos processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração de granitos a elementos raros associados (Pollard 1983).

apogranitos de Beus & Zalaskova(1964) e Sherba(1970)(ver também modelo magmático de Kovalenko 1978, Kovalenko & Kovalenko 1984).

O estudo integrado de processos magmáticos e pós-magmáticos em rochas ígneas é indispensável para a construção de modelos genéticos dos depósitos minerais associados(Burnham & Ohmoto 1980, Strong 1988). No caso das mineralizações estaníferas relacionadas aos Granitos últimos de Rondônia, os interesses mineiros se deslocarão inevitavelmente para os depósitos primários, com a exaustão dos jazimentos secundários a médio prazo. Assim, a classificação genética das mineralizações primárias de estanho e elementos raros associados na Província é fundamental para a avaliação do potencial econômico e para a elaboração de estratégias exploratórias dessas mineralizações.

No Maciço Oriente Novo, a atuação de processos tardi e pós-magmáticos é reconhecida em todas as facies petrográficas estudadas. Parte das características mineralógicas e texturais que sugerem tal atuação, já foram abordadas de alguma forma no capítulo sobre a petrografia das facies graníticas e podem ser assim resumidas:

- alteração de minerais: saussuritização ou sericitização de plagioclásios e cloritização de biotitas e anfibólios.

- formação de minerais: bordas de albita sobre plagioclásio(albite rims) nos contatos com feldspato potássico, bordas de albita sobre feldspato potássico("swapped" rims) nos contatos entre dois feldspatos potássicos, albita peritítica por vezes com textura "chessboard", mirmequitas e diminutos cristais intersticiais de albita e de fluorita.

- **recristalização de minerais:**
transformações polimórficas do feldspato potássico (ortoclásio para microclínio) e do quartzo (quartzo alfa para quartzo beta).

Assim, nesse capítulo são tratados apenas os aspectos mineralógicos, texturais e químicos dos produtos dos principais processos magmáticos e pós-magmáticos que julgamos estar mais estreitamente relacionados com a mineralização estano-tungstenífera. Adicionalmente, são apresentados os principais tipos e controles dessa mineralização e as características petrográficas e químicas mais relevantes das cassiteritas e volframitas.

6.2 PROCESSOS MAGMATICOS E PÓS-MAGMATICOS

As evidências geológicas, petrográficas e químicas sugerem a atuação dos seguintes processos no Maciço Oriente Novo: feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização.

6.2.1 Feldspatização potássica

As características mineralógicas e texturais relacionadas a feldspatização potássica restringem-se às rochas da unidade Barranco, mais especificamente à facies equigranular rósea I(f7). Ao microscópio, tais características referem-se às substituições do plagioclásio (albita-oligoclásio) por feldspato potássico e da biotita I pela biotita II.

A feldspatização potássica do plagioclásio é o processo mais evidente. A substituição dá-se, no geral, das bordas para os centros dos cristais, de preferência ao longo dos planos de geminação e de clivagem (figura 24). Nos estágios intermediários e avançados da alteração, os aspectos texturais são semelhantes às pertitas em

manchas e em fios, respectivamente(ver também e.g., Pollard et al. 1983).

O feldspato potássico(óticamente ortoclásio/microclínio) apresenta-se, no geral, como cristais de aspecto "sujo" e isentos de geminação(ver item 4.7). Essas propriedades são observadas também nos feldspatos potássicos de outros maciços da Província(Pinho 1987, Payolla et al. 1991), sendo que no Granito Serra do Cícero, eles são identificados estruturalmente como microclínio de triclinicidade intermediária a alta(ver Frank 1990).

A biotita II é mais raramente observada. Ocorre como pequenos cristais lamelares, constituindo glômeros de vários indivíduos junto às bordas e ao longo dos planos de clivagem da biotita I. Apresenta cores de pleocroísmo semelhante à biotita original(marrom a pardo) e as disposições variadas das lamelas sugerem a predominância de processos de substituição sobre os de crescimento epitáxico. Micas, normalmente relacionadas com a feldspatização potássica, têm composição química variando da annita a siderofilita(cf. Bowden et al. 1984b, Witt 1988).

No diagrama Q-AB-Or normativos(figura 26B), as amostras dos álcali-feldspato leucogranitos situam-se próximas ao centro do diagrama e não revelam, aparentemente, nenhuma tendência para o lado Q-Or ou Ab-Or(cf. figuras 26A e C). Essa característica diverge do processo de feldspatização potássica relacionado a fraturas, pois nesse caso a intensidade da alteração é variável e a tendência é bem definida(ver e.g., Kinnaird 1985). Trata-se provavelmente de um processo magmático a tardi-magmático de caráter geral(pervasive process).

6.2.2 Feldspatização sódica

As características petrográficas e químicas relativas a esse processo limitam-se também à unidade Barranco, particularmente à facies equigranular rósea II(f8).

A análise petrográfica de amostras dessa facies não revela típicas texturas de substituição(ver item 4.8); no entanto, a trama definida por cristais ripiformes submilimétricos de albita, circundando e/ou sendo englobados por cristais maiores de feldspato potássico e de quartzo(figura 25) tem sido classicamente considerada como textura de albita apogranitos(Beus et al. 1962, Beus 1982). Mais recentemente, texturas similares tem sido interpretadas também como de caráter magmático(ver e.g., Kovalenko 1971, apud Bowden 1982), dado o arranjo regular das ripas de albita ao longo de zonas de crescimento no quartzo, microclínio e/ou topázio(Pollard 1989b).

No diagrama Q-Ab-Or normativos(figura 26B), o albita leucogranito encontra-se um pouco deslocado do centro do diagrama na direção do pólo da Ab. Tal posição situa-se no campo dos ongonitos de Stempok(1979) ou dos granitos albitizados de Kinnaird(1985). A aparente tendência, no sentido da albitização definida em conjunto com os álcali-feldspato leucogranitos, deve ser melhor avaliada, pois as amostras não foram coletadas de modo sistemático, já que os contatos entre esses tipos litológicos não foram observados no campo. Adicionalmente, em termos petrográficos, os álcali-feldspato leucogranitos são muito semelhantes entre si.

6.2.3 Greisenização

O processo de greisenização como definido por Sherba(1970) tem sido tradicionalmente aceito pela maioria dos especialistas no assunto. Trata-se de uma transformação pós-magmática complexa de rochas sob a influência de soluções

Figura 24. Cristal anédrico de plagioclásio (P) em feldspato potássico de aspecto turvo (FK). Notar as bordas corroídas do primeiro e o caráter pseudopertítico do segundo. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Amostra 3638C.

Figura 25. Textura "bola de neve". Observar a presença de cristais tabulares de albita (Ab) no interior e ao redor do cristal anédrico de quartzo (Q). Fotomicrografia em nicóis cruzados. Amostra 3524A.

Figura 26. Diagramas Q-Ab-Or normativos. A e C - Tendências de mudanças nas composições normativas de granitos de acordo com o processo pós-magmático indicado, segundo Stemprok & Skvor (1974 apud Stemprok 1979) e Kinnaird (1985), respectivamente. B - Distribuição de algumas amostras de granito e de greisen do Maciço Oriente Novo.

residuais ácidas de alta temperatura (500°C-300°C), ricas em sílica e em constituintes voláteis (e.g., H₂O, F, Cl, CO₂, etc.) e conectadas com intrusões graníticas. Os produtos são rochas greisenizadas e greisens (ver também Charoy 1979, Burt 1981, Stempok 1987).

O vocábulo greisen, segundo Charoy (op. cit.), tem sua origem no antigo termo saxônico "greise, greistein", pedra cinza, para designar uma associação de quartzo, mica (zinwaldita) e cassiterita. Para Ganfu (1987) entretanto, os greisens constituem uma série de rochas compostas principalmente por quartzo, micas (muscovita, zinwaldita e lepidolita) e às vezes topázio.

Apesar da origem metassomática dos greisens estar bem documentada na literatura, evidências geológicas, petrográficas e de inclusões fluidas apoiadas indiretamente em dados experimentais no sistema granito-H₂O-F-Li indicam, para alguns autores, uma origem magmática (ver Eudington & Nashar 1978). Ganfu (op. cit.) propõe, contudo, três categorias para a origem dessas rochas, i.e., magmática, metassomática e hidrotermal de preenchimento de cavidades.

É digno de nota que as informações abaixo têm um caráter preliminar, pois são baseadas nas características mais marcantes dos greisens observados na área, devido não só pelas más condições dos afloramentos, como pela falta de dados de subsuperfície e pela própria natureza complexa dos sistemas greisenizados (e.g., zoneamento vertical e lateral das facies petrográficas).

6.2.3.1 Forma, distribuição e estrutura interna dos greisens

No Maciço Oriente Novo, ocorrem greisens (endogreisens) sob as formas de veios e bolsões, os quais encontram-se encaixados de preferência nas rochas

graníticas das unidades Barranco, Oriente Novo, Seringueira e Finado. Macroscopicamente, o contato com as rochas graníticas é brusco, sendo marcado pelas diferenças de coloração e de susceptibilidade aos processos intempéricos, i.e., os greisens são cinza e se destacam na topografia, enquanto os granitos são róseos ou róseos esbranquiçados.

Os veios de greisens são dominantes e apresentam espessuras bastante variáveis, desde alguns milímetros a pouco mais de um metro. Já os bolsões exibem formas irregulares, lenticulares, esféricas, ovaladas e "em salsicha", com área aflorante da ordem de alguns decímetros a poucos metros quadrados ($<4,0 \text{ m}^2$). Interessantes são as estruturas "em rosário", as quais são formadas por bolsões esféricos, ovalados e "em salsicha", alinhados segundo uma direção preferencial (ver adiante).

Os veios e bolsões de greisen são simples ou compostos, ou seja, são constituídos, respectivamente, por um ou por mais de um tipo petrográfico e representam um dos tipos da mineralização estanífera presente no Maciço (ver item 6.3.1).

6.2.3.2 Aspectos petrográficos dos greisens

Os greisens mostram, no geral, uma coloração cinza, com tonalidades variando de acordo com a fase mineral predominante, desde cinza claro nos quartzo greisens até cinza esverdeado a cinza escuro nos mica greisens. A granulometria exerce um poder secundário na tonalidade, i.e., essa torna-se mais escura com a diminuição daquela.

Os greisens apresentam estrutura maciça, porosa, miarolítica e mais raramente bandada. As texturas predominantes são porfiroblástica, granolepidoblástica e granoblástica, com granulometria variando de grossa a fina. As texturas porfiroblásticas e grano-lepidoblásticas são mais

características dos greisens alojados nos granitos porfiróides(f1) e equigranulares(f7, f8 e f9), respectivamente (figuras 27 e 28). Ao microscópio, a composição mineralógica principal é dada por quartzo, micas e topázio, sendo o zircão e a cassiterita os minerais acessórios mais comuns. Os greisens são predominantemente ricos em quartzo e os tipos petrográficos identificados são: topázio-biotita-quartzo greisen, biotita-topázio-quartzo greisen, biotita-quartzo greisen, muscovita-quartzo greisen, hematita-quartzo greisen, quartzo greisen, biotita-topázio greisen quartzoso e topázio-biotita greisen quartzoso(tabela 7, figura 29).

O quartzo é o mineral dominante na maioria dos greisens estudados. São identificados, pelo menos, quatro tipos texturais, que podem ser assim caracterizados:

-tipo I: é anedral, apresenta tamanho superior aos outros minerais e contém raras inclusões de biotita e zircão. Trata-se de quartzo magmático herdado das rochas graníticas encaixantes.

-tipo II: é anedral e poiquiloblástico, contém inclusões de topázio e de biotita secundária e ocorre como borda sobrecrescida no tipo I e/ou irregularmente disperso na rocha. No primeiro caso exibe a mesma orientação ótica que o quartzo magmático.

-tipo III: é anedral, apresenta granulação fina e média e ocorre intercrescido com hematita ou com mica e topázio nos greisens equigranulares ou na matriz dos greisens porfiroblástico

-Tipo IV: é eudral prismático de granulação fina e reveste parcialmente microcavidades no interior dos greisens.

Figura 27. Fotografia de greisen com textura porfiroblástica. (Amostra 3506).

Figura 28. Fotografia de greisens com textura grano-lepidoblástica. (Amostras 3509B, W-8A e AW-23C-2)

Tabela 7. Composição modal, textura e classificação petrográfica de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo.

MINERAIS	QUARTZO	BIOTITA I	BIOTITA II	BIOTITA III	TOPÁZIO	MUSCOVITA	NEFELINA	ALANITA	OPALINA	OUTROS (1)	TEXTURA	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	FACIES GRANÍTICA ENCAIXANTE
AMOSTRAS													
3506	63	25	-	-	12	-	tr	tr	tr	tr	porfiroblástica	topázio-biot.I-quartzo greisen	f1
AN-23A	73	27	-	-	tr	-	tr	-	-	tr	porfiroblástica	biot.I-quartzo greisen	f1
N-11B	30	-	32	-	38	-	tr	-	-	tr	porfiroblástica	biot.II-topázio greisen quartzoso	f1
3509B	56	-	-	31	11	-	tr	-	-	2	grano-lepidoblástica fina	topázio-biot.III-quartzo greisen	f9
3524B	70	-	-	24	6	-	tr	tr	-	tr	grano-lepidoblástica fina/média	topázio-biot.III-quartzo greisen	f8
AN-23C-1	69	-	-	27	4	-	tr	tr	-	tr	grano-lepidoblástica fina/média	biotita III-quartzo greisen	f8
AN-23C-2	81	-	-	10	6	-	tr	tr	-	3	grano-lepidoblástica fina/média	topázio-biot.III-quartzo greisen	f8
AN-23G	32	-	-	29	39	-	tr	tr	-	tr	grano-lepidoblástica fina/média	biot. III-topázio-greisen quartzoso	f1/f7?
AN-24A	22	-	-	62	14	-	tr	tr	-	2	grano-lepidoblástica fina	topázio-biot.III greisen quartzoso	f1/f7?
AN-24D	79	-	-	8	13	-	tr	tr	-	tr	porfiroblástica	biot.III-topázio-quartzo greisen	f1/f7?
N-3D	60	-	-	-	3	35	tr	tr	-	2	porfiroblástica	muscovita-quartzo greisen	f1
N-11A	97	-	-	2	-	-	-	-	1	tr	granoblástica fina	quartzo greisen	f1
4578	82	-	-	-	-	-	tr	-	18	tr	granoblástica fina	hematita-quartzo greisen	f1/f5?

OBS:(1) inclui alanita, feldspato potássico, biotita primária e outros minerais não identificados

- ausente

Figura 29. Diagramas Q-T-F-M (Kühne et al. 1972, apud Stenprok 1979). A - Classificação quantitativa de greisen (modificado de Kühne op. cit.). B - Distribuição de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo (ver também tabela 7).

As micas são os minerais mais comuns nos greisens, depois do quartzo. São reconhecidas micas "coloridas" (biotita *sensu lato*) com $2V_{\alpha} < 10^{\circ}$ e micas "brancas" (muscovita *sensu lato*) com $2V_{\alpha} = 30^{\circ} - 40^{\circ}$. As biotitas são, aparentemente, dominantes e são identificadas, pelo menos, três variedades de acordo com a cor de pleocroísmo, as quais são designadas de I, II e III. Já as muscovitas apresentam-se sob dois tipos texturais e são denominadas de I e II.

As biotitas I, II e III apresentam cores de pleocroísmo, variando de marrom amarelado a amarelo pálido, marrom esverdeado a verde pálido e verde claro a incolor, respectivamente. As biotitas I e III têm, provavelmente, composições químicas da protolitionita (tabela 8, figura 30). As muscovitas I e II são levemente pleocróicas, com cores variando de verde pálido a incolor, sendo que o tipo II contém opacos ao longo dos planos de clivagem. As características petrográficas e químicas das micas dos greisens do Maciço são tratadas com detalhe em pesquisa à parte (Leite Jr. et al., em preparação).

O topázio é o terceiro mineral mais importante na composição mineralógica dos greisens, por vezes e o constituinte mais abundante. Macroscopicamente é incolor, sendo facilmente confundido com quartzo à vista desarmada. Ao microscópio, o topázio apresenta-se como cristais anédricos a subédricos com bordos corroídos e, por vezes, encontra-se parcialmente substituído por agregados de diminutos cristais de hábito micáceo e com baixa birrefringência (sericita?).

O zircão é o mineral acessório quase sempre presente e forma halos pleocróicos nas micas. A cassiterita é comum, ocorre como pequenos cristais anedrais a euedrais (bi)piramidais isolados e/ou em grupos de vários indivíduos e está aparentemente mais concentrada nas porções mais ricas em topázio (figura 31). As suas principais características petrográficas e químicas são descritas adiante (ver item 6.3.2.1).

Tabela 8. Dados químicos e fórmulas calculadas aproximadas de algumas biotitas de greisen e de veio de quartzo do Maciço Oriente Novo.

ROCHAS BIOTITAS AMOSTRAS	greisen		veio de quartzo
	I AW-23A (5)	III AW-8B (5)	I AW-12B (5)
SiO ₂ (%)	41,41	42,84	43,52
TiO ₂	0,73	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	21,23	21,60	22,00
FeO(*)	19,53	19,17	13,50
MnO	0,75	0,90	0,78
MgO	0,62	0,30	0,10
CaO	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	0,23	0,12	0,15
K ₂ O	7,69	8,32	8,67
F	4,86	5,85	3,03
Li(**)	0,82	0,84	0,76
Sn	0,00	0,00	0,00
H	0,06	0,14	0,04
TOTAL	97,99	99,90	92,61
número de íons com base em 24(O,OH,F,Cl)			
Z	Si 6,15 Al 1,85	6,29 1,71	6,51 1,49
	8,00	8,00	8,00
Y	Al 1,08 Ti 0,08 Fe ³⁺ nd Fe ²⁺ 2,43	2,03 0,01 nd 5,50	2,39 0,00 nd 5,18
	5,67		
	Mn 0,09 Mg 0,14 Li 1,05	0,11 0,01 1,07	0,10 0,02 0,98
X	Ca 0,00 Na 0,07 K 1,46	0,00 1,59 1,56	0,00 1,69 1,65
	1,53		

OBS: (*) Fe total (**) determinado por ab. atômica
(5) num. pontos analisados nd não determinado

Figura 30. Diagramas $\text{Li}-\text{VI}_R^{2+}-(\text{VI}_R^{3+}+\text{VI}_{\text{Ti}})$ de Foster (1960, apud Charoy 1979). A - Campos segundo Shihua (1982). B - Distribuição de algumas biotitas de greisens e de veio de quartzo do Maciço Oriente Novo.

Os outros minerais acessórios que podem ocorrer são hematita, alanita, feldspato potássico, albita, biotita e hidróxido de ferro. Alguns desses são, sem dúvida, minerais herdados e/ou restos preservados de minerais primários(magmáticos)(figura 32).

6.2.3.3 Aspectos petroquímicos dos greisens

A caracterização geoquímica da greisenização é, no geral, uma tarefa de difícil realização, devido às influências de processos de alteração hidrotermal pré e pós-greisenização, principalmente ao nível de fraturas(Charoy 1979).

No Maciço Oriente Novo esta dificuldade é atualmente bem maior, em função da impossibilidade de se obter uma amostragem que forneça uma noção contínua e crescente do processo nas diversas situações encontradas. Portanto, para as considerações seguintes, leva-se em conta apenas os extremos de cada caso, ou seja, as facies graníticas encaixantes e os greisens correspondentes.

A tabela 9 fornece os resultados de análises químicas de algumas amostras de greisens do Maciço. Uma noção de ganhos e perdas de elementos, em relação à rocha original, pode ser visualizada na tabela 10. Apesar das variações químicas serem dependentes do tipo faciológico considerado, a maioria dos greisens ricos em quartzo revela, no geral, um enriquecimento em SiO_2 , FeO(t) , Rb, Li, Sn e F e um empobrecimento em Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O e no conteúdo total dos ETR.

No diagrama Q-Ab-Or normativos(figura 26B), as amostras posicionam-se sobre a linha Q-Or, estando mais próximas do pólo do Q. Apesar da ausência de termos intermediários, o trend geral da greisenização deve ser, a

Figura 31. Cristais subédricos e euédricos bipiramidais de cassiterita em topázio-biotita I-quartzo greisen porfiroblástico. C-cassiterita, T-topázio, BI-biotita I, Q-quartzo. Fotomicrografia em nicóis paralelos. Amostra 3607.

Figura 32. Cristais relictos de biotita magnética em topázio-biotita I-quartzo greisen. Observar as diversas disposições das lamelas de biotita I (BI) ao redor da biotita primária (B). C-cassiterita, T-topázio, Q-quartzo. Fotomicrografia em nicóis paralelos. Amostra 3607.

Tabela 9. Dados de análises químicas de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo.

TIPOS AMOSTRAS	1 3506	2 AN-23A	3 M-11B	4 3509B	5 2524B	6 AN-23C-1
SiO ₂ (x)	76,05	79,10	58,93	73,11	70,32	79,67
TiO ₂	0,25	0,33	0,29	1,21	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	9,60	7,97	19,65	12,72	11,74	0,02
Fe ₂ O ₃	2,23	1,61	4,65	1,46	0,95	1,03
FeO	4,38	4,40	7,07	4,66	2,63	4,17
MnO	0,13	0,16	0,17	0,07	0,00	0,17
MgO	0,10	0,15	0,04	0,05	0,03	<0,01
CaO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	3,18	3,06	4,13	2,96	2,62	2,00
P ₂ O ₅	0,06	0,02	<0,01	0,03	0,02	<0,01
PF	3,30	2,69	4,26	3,19	3,29	2,60
TOTAL	99,53	99,52	99,23	99,49	99,73	99,57
Zr (ppm)	200	330	210	1120	60	100
Y	37	25	80	104	11	18
Rb	1900	1840	1360	1260	1320	1560
Sr	<10	<10	35	16	<10	<10
Ba	230	120	140	120	20	30
Li	2500	2375	1275	1500	2303	2050
Ga	46	54	56	36	55	32
Nb	47	82	42	430	122	144
Sn	111	220	415	370	340	4440
F	0700	9350	8450	4600	7450	9400
La (ppm)	179,40	145,00	227,20	60,40	6,19	20,26
Ce	372,10	312,00	449,20	176,00	12,64	52,78
Pr (w)	42,14	35,56	51,30	21,04	1,40	5,80
Nd	130,00	117,90	179,00	84,03	4,41	17,85
Sm	21,60	10,46	26,10	10,01	0,09	2,97
Eu	2,30	1,60	1,99	0,92	0,06	0,17
Gd	11,92	9,57	12,09	10,62	0,67	1,75
Tb (w)	1,63	1,23	1,55	1,73	0,16	0,33
Dy	7,32	4,83	5,03	10,26	1,31	2,35
Ho	1,13	0,70	0,85	2,30	0,33	0,53
Er	2,39	1,51	1,64	7,55	1,01	1,86
Tm (w)	0,31	0,22	0,22	1,47	0,27	0,41
Yb	1,63	1,36	1,16	11,50	2,49	3,52
Lu	0,23	0,22	0,10	1,72	0,37	0,51
TOTAL	782,26	650,24	950,11	417,23	32,20	111,09
(La/Yb) _N (2)w	74,29	71,96	132,20	4,02	1,60	3,00
(La/Sm) _N (2)w	5,21	4,95	5,48	2,29	4,30	4,29
(Gd/Yb) _N (2)w	59,17	59,46	100,37	3,97	1,32	3,09
Eu/Eu _N (2)w	0,41	0,33	0,29	0,10	0,22	0,21

OBS: (w) valores calculados; (N) valores normatizados segundo Svertholm et al. 1979
 I - topázio-biotita I-quartz greisen, 2 - biotita I-quartz greisen, 3 - biotita II-quartz greisen, 4 e 5 - topázio-biotita III-quartz greisen, 6 - biotita III-quartz greisen.

Tabela 10. Balanço de ganhos e perdas de elementos entre alguns greisens ricos em quartzo e as rochas graníticas encaixantes.

	SIENITO PORFÍRÓIDE (4)	GREISEN (2)	ALBITA LEUCO- GRANITO (1)	GREISEN (2)	ÁLCALI GRANITO (1)	GREISEN (1)
SiO ₂ (%)	70,60	↗	75,35	↗	71,66	↗
TiO ₂	0,29	~	0,02	~	0,22	↗
Al ₂ O ₃	13,21	↘	12,92	↘	13,19	~
Fe ₂ O ₃	1,86	~	0,50	↗	1,23	↗
FeO	1,73	↗	0,55	↗	1,15	↗
MnO	0,07	↗	0,02	↗	0,04	~
MgO	0,24	~	0,05	↘	0,06	~
CaO	1,33	↘	0,03	~	0,00	↘
Na ₂ O	2,88	↘	5,64	↘	4,99	↘
K ₂ O	5,70	↘	3,52	↘	4,48	↘
P ₂ O ₅	0,09	↘	<0,01	~	0,10	↘
Zr (ppm)	317	↘	34	↗	350	↗
Y	50	↘	144	↘	104	↗
Rb	425	↗	1100	↗	590	↗
Sr	98	↘	<10	~	19	~
Ba	567	↘	<20	↗	78	↗
Li	41	↗	312	↗	171	↗
Ga	29	↗	56	↘	52	↘
Nb	46	↗	54	↗	87	↗
Sn	6	↗	2785	↘	83	↗
F	3225	↗	3300	↗	7000	↘
TR	850	↘	1265	↘	662	↘

OBS: () número de amostras ↗ aumenta ↘ diminui ~ constante

grosso modo, semelhante ao indicado na figura 26A, já que não foi observado a atuação da feldspatização potássica ao nível das fraturas(ver item 6.2.1). Porém, Pinho(1987) reconhece a atuação desse processo com caráter pré-greisenização no Maciço Caritianas e portanto a sua ocorrência, em Oriente Novo, não deve ser descartada, principalmente nos domínios da unidade Barranco. Nesse caso, o **trend** esperado para a greisenização é aquele exposto na figura 26C.

Pelo menos dois diferentes padrões de ETR são constatados nos greisens analisados. Tais padrões estão relacionados a greisens encaixados nos biotita sienogranitos porfiríoides(f1) e nos albita leucogranito(f8) e álcali granito (f9)(tabela 9, figura 33).

O padrão dos ETR dos greisens associados aos biotita sienogranitos porfiríoides(padão I) é caracterizado, principalmente, por um maior fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP($La_N/Yb_N=71,96$ a $132,20$), quando comparado com o padrão dos granitóides encaixantes($La_N/Yb_N=3,57$ a $23,28$). Esse maior fracionamento é devido, na maior parte, ao empobrecimento dos ETRP nos greisens($Gd_N/Yb_N=59,17$ a $132,20$)(figura 33A). Por outro lado, o padrão dos ETR dos greisens no albita leucogranito e álcali granito(padão II) apresenta um menor fracionamento dos ETRL sobre os ETRP($La_N/Yb_N=1,68$ a $4,02$), quando também comparado com o padrão dos granitóides hospedeiros($La_N/Yb_N=5,33$ a $24,09$). Nesse caso, o menor fracionamento é função do enriquecimento dos ETRP nessas rochas($Gd_N/Yb_N=1,32$ a $3,97$).

O padrão II é típico das rochas formadas nos estágios tardi e pós-magmáticos, nas províncias graníticas com elementos raros associados e é, normalmente, denominado de padrões cross-over ou tipo "asa de gaivota"(Nardi 1986, Le Bel 1984). Já o padrão I é de ocorrência bem mais restrita(ver e.g., Strong & Chatterjee 1985).

Figura 33. Padrões dos ETR de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo. A - greisens nos biotita sienogranitos porfiróides. B - greisens nos álcali granito e albita leucogranito.

6.2.4 Silicificação

A silicificação é caracterizada por um aumento na proporção de quartzo, em relação aos outros minerais da rocha encaixante. Tal aumento está relacionado a processos metassomático e/ou de preenchimento de cavidades (Sherba 1970, Kinnaird 1985), cuja distinção só é possível através de um estudo macro e microscopicamente detalhado (ver Meggen 1982).

Para alguns autores (e.g., Aubert 1969, Sherba 1970), os veios de quartzo de alta temperatura ($>350^{\circ}\text{C}$) são típicos greisens monominerálicos (quartzo greisen); para outros, entretanto, a formação de veios de quartzo é um processo pós-greisenização (ver Charoy 1979, Kinnaird 1985).

Os veios e bolsões de quartzo são comumente observados e ocorrem alojados nas rochas do Maciço Oriente Novo e nas suas encaixantes. Contudo, na porção centro-leste do Maciço eles são aparentemente mais freqüentes e ocorrem associados, em grande parte, aos greisens. Os veios e bolsões de quartzo representam o principal estilo da mineralização tungstenífera no Maciço (ver item 6.3.1). É importante ressaltar, também nesse caso, que as informações abaixo referem-se às características mais gerais dessas rochas na área mineralizada, já que as más condições dos afloramentos e a ausência de dados de subsuperfície não permitem um estudo mais detalhado.

Os veios de quartzo são dominantes e exibem espessuras variáveis, desde poucos milímetros até alguns decímetros ($<50\text{cm}$), sendo que os mais espessos têm uma continuidade maior, alguns desses foram seguidos por mais de 70 metros. Apresentam coloração branca leitosa, geralmente com manchas e/ou bandas marginais de cores preta e/ou cinza esverdeado. Compõem-se basicamente de quartzo e de quantidades subordinadas de mica, volframita, cassiterita, hematita,

topázio, berilo, sulfetos e hidróxidos de ferro e de manganês (figura 34).

O quartzo cinza a branco leitoso é o mineral dominante e responde por cerca de 90-95% do volume total dos veios. As porções quartzosas apresentam estruturas maciça ou "em pente", sendo que a forma e granulometria dos cristais são anédrica e fina a média e prismática e grossa a muito grossa (quartzo colunar), respectivamente. Nos tipos com estrutura "em pente" são comuns cavidades mili a centimétricas (<5,0cm) dispostas de preferência na porção nuclear dos veios, essas estão comumente revestidas por quartzo tardio, pirita e hidróxido de ferro e de manganês.

As micas "branca" (muscovita *sensu lato*) e "colorida" (biotita *sensu lato*) são os minerais mais abundantes após o quartzo. No geral, as micas ocorrem sob a forma de cristais subédricos e euédricos tabulares (<3,0cm) e formam glômeros de vários indivíduos ("livrinhos") dispostos nas bordas dos veios (mica strings) e/ou irregularmente dispersos na massa quartzosa. Esses dois tipos de micas foram observados em veios de quartzo distintos, porém não descartamos que os mesmos possam ocorrer juntos como nos veios mineralizados do Maciço Santa Bárbara (ver Frank 1990). Ao microscópio, a biotita apresenta cor de pleocroísmo, variando de verde claro a incolor, semelhante à biotita III dos greisens; já a muscovita é incolor. A análise química de uma amostra de biotita revela uma provável composição de protolitionita (cf. tabela 8, figura 30).

A cassiterita e a volframita são os principais minerais de minérios dos veios de quartzo. Ocorrem como agregados de cristais mono ou poliminerálicos (cassiterita, volframita, quartzo e mica) de até 3,8Kg em peso (Bon, apud Waghorn 1974), situados de preferência junto às bordas dos veios. A cassiterita tem hábitos (bi)piramidal e prismático curto, já a volframita é tabular e dispõe-se, com frequência, em arranjos semi-radiais perpendiculares às paredes dos veios.

(figuras 34, 35). As principais características petrográficas e químicas desses minerais são descritas no item 6.3.2.

O topázio aparece como cristais anedrais de granulação fina e média, comumente associado às porções mais micáceas. O berilo com cores verde ou verde amarelado é observado localmente e apresenta-se como cristais euédricos prismáticos de até 3,0cm de comprimento imersos na massa quartzosa. A hematita ocorre como agregados de cristais aciculares em cavidades intergranulares ou como porções maciças, irregularmente distribuídas. Hidróxidos de ferro e de manganês são encontrados, preenchendo fraturas, cavidades intergranulares ou como pseudomorfos de pirita (pirita limonitizada).

6.2.5 Argilização

A argilização é um processo relativamente comum nas adjacências dos depósitos de estanho e a sua atuação é constatada em várias escalas (Taylor 1979).

No Maciço Oriente Novo, a atuação desse processo está relacionada, de modo mais evidente, com a formação de vênulas de argila. Tais vênulas constituem um padrão cruzado e são observadas em alguns locais no albita leucogranito, próximos ao contato com o sienogranito porfiróide na área da mina Elúvio-Barranco Superior. A caracterização química e por difração de raios-X dos minerais argilosos constituintes desses veios não foi realizada.

Vênulas de argila são raramente registradas em outros maciços da província (ver e.g., Frank 1990), devido provavelmente à falta de boas exposições das zonas de mineralização primária. Porém, em outras províncias estaníferas a argilização é mais atuante e seus produtos são, em alguns casos, aproveitados economicamente (e.g., Província de Cornwall, Inglaterra). Os principais minerais de argila

Figura 34. Tipo esquemático de veio de quartzo com estrutura "em pente" da área da mina Elúvio - Barranco Superior.

Figura 35. Fotografia de agregados de cristais de cassiterita e de volframita encontrados nos veios de quartzo. (mina Elúvio-Barranco Superior).

encontrados nos depósitos de estanho são do grupo da caolinita e da montmorilonita (ver Taylor 1979, Charoy 1979, Kinnaird 1985).

6.3 A MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA ESTANO-TUNGSTENÍFERA

6.3.1 Os tipos e os controles da mineralização

A mineralização estano-tungstenífera no Maciço Oriente Novo é do tipo disseminada e em veios e acha-se restrita ao albita leucogranito e aos veios e bolsões de greisen e de quartzo. Essas rochas afloram, principalmente, numa área alongada de direção NE, que se estende do interflúvio dos igarapés Barranco e Capoeira até as cabeceiras dos igarapés Rico e Seringueira e são às responsáveis pela sustentação da "serra" de Oriente Novo (figura 3, anexo II).

A cassiterita e a volframita são, respectivamente, os únicos minerais de estanho e volfrâmio reconhecidos. A cassiterita é identificada no albita leucogranito e nos veios e bolsões de greisen e de quartzo, enquanto a volframita é encontrada, exclusivamente, nos veios e bolsões de quartzo. Desse modo, os tipos dominantes da mineralização podem ser assim definidos:

- cassiterita disseminada no albita leucogranito.

- cassiterita em veios e bolsões de greisen (inclui granitos greisenizados, nas bordas dos greisens).

- cassiterita e volframita em veios e bolsões de quartzo (inclui veios "sandwich" de Waghorn 1974).

O albita leucogranito restringe-se, como já mencionado, a uma certa porção na unidade Barranco e seus limites não foram totalmente definidos por falta de afloramentos. Já, os veios e bolsões de greisen e de quartzo tem uma maior distribuição superficial e recortam as rochas das unidades Barranco, Oriente Novo, Seringueira e Finado.

Os veios e bolsões de greisen e de quartzo ocorrem, no geral, associados e são controlados por dois sistemas de fraturas e/ou falhas subverticais de direções gerais $N30^{\circ}-50^{\circ}E$ e $N30^{\circ}-50^{\circ}W$, predominantemente. Tais sistemas definem a presença de veios isolados e de enxames de veios paralelos /subparalelos, cruzados e em stockwork. Os modos de ocorrências das cassiteritas e volframitas nessas rochas já foram mencionados nos itens 6.2.3.2 e 6.2.4.

Os principais estilos da mineralização estano-tungstenífera, no Maciço, podem ser melhor reconhecidos na cabeceira do igarapé Barranco, onde parte dos sedimentos elúvio-coluvionares foram removidos por ocasião da lavra (figura 36).

Nessa área, são observados enxames de veios paralelos/subparalelos de direção geral $N30^{\circ}-50^{\circ}E$, com espaçamentos variando de alguns decímetros a vários metros (10 a 20 metros no máximo), os quais estão alojados no álcali-feldspato leucogranito e no biotita sienogranito porfiróide. Os veios são compostos (veios de greisen e de quartzo associados) e apresentam espessuras bastante variáveis decorrentes da forma mais irregular dos veios de greisen (figura 37). Nas porções mais espessas (de até 1,50m) é comum a ocorrência de mais de um tipo petrográfico de greisen e de mais de um veio ou bolsão de quartzo.

Os sistemas de veios cruzados são representados nessa área por bolsões de greisen de formas

Figura 36. Esboço geológico da área da mina Elúvio-Barranco Superior.

esférica, ovalada e "em salsicha", alinhados segundo as duas direções retromencionadas (estrutura "em rosário") (figura 38). Os bolsões apresentam dimensões (eixo maior) de alguns decímetros (<50cm), são constituídos por topázio-biotita III-quartzo greisen e são, por vezes, recortados por veios de quartzo. Essa estrutura é intrínseca ao albita leucogranito e não se conhece até o presente momento outra ocorrência similar na Província.

Sem dúvida, a estrutura mais destacada dessa área é um stockwork de veios de greisen e de quartzo, que ocorre alojado no biotita sienogranito porfiróide junto ao contato com o albita leucogranito. O stockwork constitui um morrote alongado na direção E-W, com cerca de 200x90x20 metros de dimensão e é formado, principalmente, pelos dois sistemas de veios subverticais citados e um subhorizontal, os quais estão interligados por inúmeras vênulas com espessuras e atitudes variadas (figuras 39 e 40).

Os outros tipos morfológicos da mineralização estano-tungstenífera que ainda ocorrem nessa área são bolsões de greisen de alguns metros quadrados de área aflorante (<4,0m²) e corpo lenticular de greisen ao longo de parte do contato entre o biotita sienogranito porfiróide e o albita leucogranito.

6.3.2 As cassiteritas e as volframitas

As cassiteritas e as volframitas de algumas rochas hospedeiras da mineralização foram analisadas através de lâminas delgadas, seções polidas e microsonda eletrônica, no intuito de determinar as suas principais características petrográficas e químicas.

Os estudos basearam-se nas cassiteritas dos albita leucogranito (3524A), topázio-biotita I-quartzo

Figura 37. Fotografia de sistema paralelo/subparalelo de veios de greisen e de quartzo alojados no biotita sienogranito porfiróide. Mina Elúvio-Barranco Superior, próximo ao ponto BS-W-10.

Figura 38. Fotografia de bolsões alinhados de topázio-biotita III-quartzo greisen encaixados no albita leucogranito. Mina Elúvio-Barranco Superior, ponto BS-W-9.

Figura 39. Vista parcial da porção SE do morrote sustentado por veios de greisen e de quartzo em padrão tipo stockwork. Mina Elúvio-Barranco Superior.

Figura 40. Detalhe da foto anterior. Notar os dois principais sistemas de veios de greisen e de quartzo e as espessuras e atitudes variadas das vênulas de quartzo.

greisen(3607), topázio-biotita III-quartzo greisen(AW-23C-1 e AW-24D) e dos veios de quartzo (AW-24H e AW-24L). Para as volframitas foram selecionadas alguns cristais oriundos dos veios de quartzo(AW-24H e AW-23D).

6.3.2.1 As cassiteritas

As principais características petrográficas das cassiteritas estão expostas na tabela 11. A priori, dois grupos podem ser distinguidos baseados nos hábitos dos cristais, apesar das outras propriedades serem muito semelhantes. A cassiterita (bi)piramidal predomina nos albita granito e greisens, enquanto aquelas com hábitos (bi)piramidal e prismático curto são observadas com frequência nos veios de quartzo. Essas últimas contêm, quase sempre, inclusões de volframita, tântalo-niobato e de sulfetos(pirita e calcopirita)

É digno de nota que a granulação muito fina das cassiteritas dos albita leucogranito e greisens(<1mm) dificulta a constatação da existência de faces prismáticas (110) pouco desenvolvidas. Por outro lado, a presença constante de cristais geminados(geminação simples ou "visier" twins) é indicativa da ocorrência da face (011). Ademais, cristais de cassiterita com hábito prismático curto são observados nos greisens do Maciço Caritianas(ver Pinho 1987).

As ocorrências de vários hábitos, num mesmo depósito, são muito comuns e podem estar relacionadas com diferentes ambientes de deposição(Taylor 1979). Para alguns autores (e.g., Hosking 1971, apud Taylor 1979), a temperatura é o principal fator de controle dos hábitos da cassiterita, i.e., as faces piramidais e prismáticas tendem a um maior desenvolvimento nas temperaturas mais altas e mais baixas, respectivamente.

Tabela 11. Características petrográficas principais das cassiteritas e volframitas do Maciço Oriente Novo.

MINERAIS ROCHAS CARACTERÍSTICAS	CASSITERITA		VOLFRAMITA
	greisens albita granito	veio de quartzo	veio de quartzo
hábito	(bi)piramidal	(bi)piramidal prismát. curto	tabular
tamanho	<1mm	<20mm	<50mm
cor(zoneamento)	cast. a cast. avermelhado	cast.claro,es curo,averm.	preta
pleocroísmo	aus.-distinto	distinto	-
anisotropia	ausente	ausente	distinta
geminção	simples{001}	simples{001}	simples{100}
refl. internas	amarelo, laranja, vermelho	amar., laranja verm., verde	ausente(in air)
inclusões	nd	volframita, sul- sulfetos, ta-nio bato	cassit., quartzo sulfetos, ta-nio bato(?)

OBS: nd não determinado

A tabela 12 expõe as análises químicas de alguns cristais de cassiterita das rochas hospedeiras da mineralização estanífera. Os dados demonstram que a somatória dos teores de Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , $FeO(Fe \text{ total})$ e TiO_2 das cassiteritas dos albita leucogranito e greisens (0,97% a 10,39% peso) tem uma tendência a ser maior que o conteúdo total desses elementos das cassiteritas dos veios de quartzo (0,94 a 5,6% peso). Para Singh & Bean (1968) e Dolomanova et al. (1969, apud Haapala 1977), os teores de Nb, Ta, Ti e Fe nas cassiteritas crescem com o aumento da temperatura de cristalização.

A variação de cor (zonação e/ou pleocroísmo) dentro de um único cristal é freqüentemente observada em cassiteritas e é, na maioria dos casos, atribuída à presença de elementos em traços como Fe, Nb, Ta e Ti (Hosking 1982a, Izoret et al. 1985, Giuliani 1987). No Maciço Oriente Novo é verificada variação de cor nas cassiteritas das amostras AW-23C-1, AW-23D e AW-24L. As cassiteritas das duas primeiras amostras apresentam cores de pleocroísmo, variando de castanho a castanho avermelhado e mostram teores de Ta, Nb e Fe relativamente mais altos (tabela 12). Já a cassiterita da amostra AW-24L exibe uma zonação, cujas bandas mais escuras e pleocróicas contêm os teores mais altos em Fe e Nb (tabela 13 e figuras 41 e 42).

A presença de cassiterita magnética, em Oriente Novo, foi constatada em alguns raros estudos mineralógicos qualitativos de concentrados de batéia (ver e.g., Waghorn 1974, Isotta et al. 1978). Segundo Taylor (1979), existe provavelmente várias causas para o magnetismo em cassiterita, entre elas, as mais populares dizem respeito à presença de inclusões de magnetita ou de teores anormais em Fe (> 1% peso), o qual pode estar ligado à própria estrutura cristalina da cassiterita ou a impurezas superparamagnéticas finamente disseminadas pelo cristal.

Tabela 12. Dados de análises químicas de alguns cristais de cassiterita e de volframita do Maciço Oriente Novo.

MINERAIS ROCHAS AMOSTRAS OXIDOS	cassiterita						volframita			Ta-niobato
	1 3524A (3)	2 3687 (5)	3 AW-23C-1 (5)	4 AW-24D (3)	5 AW-23D (10)	6 AW-24L (10)	7 AW-23D (10)	8 AW-24H (3)	9 AW-24H* (3)	10 AW-24H* (3)
SnO ₂	95,32	101,40	88,75	100,58	96,73	100,50	0,24	0,00	2,25	2,48
WO ₃	1,27	0,21	0,51	0,10	0,16	0,03	72,23	74,52	72,15	17,14
FeO **	1,35	0,26	2,21	0,46	1,21	0,45	17,22	21,05	15,27	16,20
MnO	0,04	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	7,05	4,52	10,37	3,23
Nb ₂ O ₅	1,61	0,00	1,01	0,30	1,99	0,42	3,73	0,92	1,17	38,09
Ta ₂ O ₅	0,50	0,00	6,10	0,05	2,25	0,02	0,20	0,00	0,00	22,05
TiO ₂	0,26	0,79	0,27	0,16	0,15	0,05	0,02	0,06	0,04	1,50
PbO	nd	nd	nd	nd	0,04	nd	0,01	nd	nd	nd
CaO	nd	nd	nd	nd	0,29	nd	0,02	nd	nd	nd
TOTAL	100,35	102,67	99,68	101,69	102,03	101,49	101,52	101,07	101,25	100,69

OBS: 1: albita, granito 2-4: greisen 5-10: veio de quartzo () numero de pontos analisados
* inclusao na cassiterita ** ferro total nd não determinado

Tabela 13. Dados de análises químicas de diferentes bandas em cristal de cassiterita zonada de veio de quartzo (Mina Elúvio-Barranco Superior).

AMOSTRA / PONTOS OXIDOS	AW - 24L											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SnO ₂	100,76	101,20	90,00	90,70	101,00	100,76	100,90	101,28	101,46	101,37	100,54	99,16
WO ₃	0,03	0,06	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,11	0,03	0,04	0,05	0,00
FeO *	0,40	0,36	0,61	0,43	0,36	0,50	0,29	0,52	0,33	0,27	0,65	0,57
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,06	0,00	0,05	0,04
Nb ₂ O ₅	0,42	0,16	0,74	0,50	0,16	0,37	0,27	0,49	0,19	0,27	0,60	0,66
Ta ₂ O ₅	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00
TiO ₂	0,12	0,11	0,10	0,00	0,04	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
TOTAL	101,00	101,90	100,37	99,71	101,61	101,95	101,53	102,51	102,00	101,99	101,93	100,45

OBS: * ferro total

Figura 41, Cassiterita zonada de veio de quartzo. Fotomicrografia com nicóis paralelos. (Amostra AW-24L).

Figura 42, Variação dos teores de FeO(Fe total) e de Nb₂O₅ em cassiterita zonada de veio de quartzo. (ver também figura 41 e tabela 13).

De acordo com as análises petrográficas e químicas realizadas nesse trabalho, a segunda hipótese discutida por Taylor (op. cit.) é a mais viável para justificar a ocorrência de cassiterita magnética no Maciço. Pois, três das seis cassiteritas analisadas apresentam teores em FeO (Fe total) acima de 1% (1,21 a 2,21%) e em nenhuma amostra foi verificada a presença de inclusões de magnetita. Por outro lado, as influências das inclusões de volframita e de tântalo-niobato nessa propriedade devem ser também avaliadas (ver e.g., Hosking 1979).

6.3.2.2 As volframitas

Os cristais de volframita apresentam coloração preta e são predominantemente subédricos e euédricos tabulares, com tamanho de até 5,0 cm de comprimento. Por vezes, ocorrem como cristais anédricos e subédricos, milimétricos (<3,0 mm), isolados e/ou em grupo de poucos indivíduos distribuídos aleatoriamente em veios de quartzo com estrutura maciça.

Ao microscópio, as volframitas exibem coloração cinza, algo mais clara que as cassiteritas e uma ausência de reflexões internas (in air). Adicionalmente, alguns cristais são geminados, zonados e/ou contêm inclusões de cassiterita, quartzo, sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita) e de tântalo-niobato (?) (tabela 11). A zonação é dada por bandas de espessuras submilimétricas com diferentes graus de porosidade (figura 43).

A composição média da volframita revela uma proporção atômica relativa (em peso) de 77% de Fe para 23% de Mn (tabela 12). Essa proporção está muito próxima do campo da ferberita (Fe=80-100% e Mn=20-0%) e portanto pode ser classificada como Mn-ferberita (ver e.g., Yidou & Yiqun 1982). De outro modo, cristais de volframita inclusos na cassiterita são,

relativamente, mais ricos em Mn, com uma proporção da ordem de 59% de Fe para 41% de Mn (tabela 12). Nesse sentido, parece existir uma tendência de enriquecimento em Fe para as volframitas de formação mais tardia, ou seja, as volframitas da fase principal de deposição apresentam os maiores teores em Fe.

As análises químicas, em diferentes bandas de um cristal de volframita zonada (tabela 14, figura 43) mostram uma certa tendência de teores relativamente mais altos de Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , SnO_2 e PbO e mais baixos em WO_3 , FeO e MnO nas bandas com maior porosidade, ou seja, nos pontos de análises 2, 4 e 7 (figura 44). Esses valores indicam, a priori, uma possível ação de soluções hidrotermais tardias na redistribuição desses elementos.

6.4 OS DEPÓSITOS SECUNDÁRIOS DE CASSITERITA E DE VOLFRAMITA

Os principais depósitos secundários de cassiterita ocorrem, preferencialmente, em certas facies das seqüências sedimentares I e II nas vizinhanças da "serra" de Oriente Novo (ver Waghorn 1974, Payolla et al. 1984). As facies sedimentares portadoras das concentrações econômicas de cassiterita são (vide figura 4):

- cascalhos basais de encosta e de canal da Seqüência Sedimentar I (figura 45).

- cascalho basal de canal, nível de cascalho ferruginoso (stone lines) e sedimentos elúvio-coluvionares de topo pertencentes à Seqüência Sedimentar II.

A assembléia mineral normalmente encontrada nos placers aluviais é constituída por quartzo, ilmenita, zircão, cassiterita, topázio, monazita, hematita, magnetita e limonita (ver Waghorn 1974, Isotta et al. 1978).

Tabela 14. Dados de análises químicas de diferentes bandas em cristal de volframita zonada de veio de quartzo.

AMOSTRA PONTOS OXIDOS	AM - 23D									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WO ₃	72,93	71,13	73,62	70,13	73,91	74,32	65,34	73,33	74,26	73,34
FeO *	17,28	16,41	17,19	16,46	17,70	17,27	17,76	17,43	17,49	17,21
MnO	7,56	6,00	7,30	6,72	7,40	7,51	6,29	7,24	7,30	7,18
Nb ₂ O ₅	3,23	2,26	3,28	4,77	3,82	3,54	5,49	4,02	3,43	3,47
Ta ₂ O ₅	0,00	0,25	0,14	0,45	0,16	0,12	0,73	0,15	0,00	0,00
SnO ₂	0,14	0,07	0,22	0,38	0,23	0,22	0,44	0,26	0,15	0,24
TiO ₂	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,01	0,01
PbO	0,17	3,81	0,33	0,88	0,00	0,00	2,89	0,00	0,00	0,00
CaO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,00
TOTAL	101,34	100,01	102,11	99,80	103,24	103,04	99,04	102,46	102,68	101,45

OBS: * ferro total

Figura 43. Volframita zonada com inclusões de cristais de cassiterita. V-volframita e C-cassiterita. Foto micrografia com nicóis paralelos. Amostra AW-23D.

Figura 44. Variação dos teores de WO₃, FeO (Fe total), MnO, SnO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅ e PbO em volframita zonada. (ver também figura 43 e tabela 14).

Segundo Waghorn (op. cit.), a granulometria e a concentração dos cristais de cassiterita nos placers aluviais diminuem a jusante da área fonte, enquanto a proporção de ilmenita aumenta.

A volframita ocorre apenas nos sedimentos elúvio-coluvionares nas proximidades dos depósitos primários. Mesmo nesses casos, os cristais são muito porosos, quando não estão totalmente alterados para um material de coloração cinza escuro a preta com tons avermelhados (hidróxido de ferro e de manganês ?) e de aspecto escoriáceo (figura 46). Caso semelhante ocorre na Província de Cornwall (Inglaterra), onde a volframita não aparece nos placers aluviais, sendo apenas recuperada nos placers elúvio-coluvionares (Hosking 1982b).

6.5 OUTRAS OCORRÊNCIAS MINERAIS IMPORTANTES: OURO, MONAZITA

E TURMALINA

Ocorrências de ouro foram observadas nos sedimentos aluvionares de alguns igarapés que drenam as porções norte, nordeste e leste do exocontato do Maciço. A presença desse metal foi também constatada durante a lavra dos placers estaníferos dos igarapés Finado, Seringueira, Fino e Belém.

Sem dúvida, a porção nordeste acima referida é a mais importante do ponto de vista econômico, visto que oficialmente foram lavrados cerca de 48Kg de ouro nos sedimentos elúvio, colúvio e aluvionares da bacia do igarapé Vagalume (Montanheiro 1987). O ouro recuperado tinha hábito predominantemente dendrítico, por vezes em agregados de até 2,1Kg.

A monazita é mineral acessório dos placers estaníferos e sua presença é verificada também nos sedimentos aluvionares de algumas drenagens adjacentes ao

Figura 45, Fotografia de amostra do cascalho basal de canal da Sequência Sedimentar I. Seixos angulosos de quartzo leitoso e grânulos de cassiterita cimentados por hidróxido de ferro. (mina Paleo-Barranco).

Figura 46, Fotografia de estrutura boxwork em agregado de cristais de volframita. (mina Elúvio-Barranco Superior).

Maciço(e.g., bacia do Igarapé Paturi); porém, em termos quantitativos seus teores nunca foram avaliados.

A turmalina(afrisita) é encontrada em alguns pegmatitos alojados nas rochas encaixantes do Embasamento Cristalino e nos granitóides do Maciço Santa Clara; nesse caso, as ocorrências estão além dos limites da área em estudo(ver Ribeiro 1985). Tal fato contraria a afirmação de Kloosterman (1970), que uma das características da Província Estanífera de Rondônia é a ausência de turmalina.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO SOBRE A GEOLOGIA, PETROLOGIA E A METALOGENIA

7.1 SOBRE A GEOLOGIA DO MACIÇO ORIENTE NOVO

O Maciço Oriente Novo apresenta, a exemplo de outros maciços na Província, algumas evidências geológicas (e.g., contato intrusivo discordante, presença de facies subvulcânicas) que indicam a colocação das rochas graníticas em nível crustal elevado. Ademais, as formas lenticulares arcuadas das unidades Pajurá (δPJ) e Papo-Furado (δPF) podem representar seções em planta de diques anelares, como outrora sugerido por Kloosterman (1968, 1970).

Os mecanismos de colocação de magmas graníticos em nível subvulcânico tendem a ser predominantemente de caráter permissivo e os processos mais comuns são *cauldron subsidence*, *cauldron upheaval* e *stoping* (Pitcher 1979, Castro 1987), se bem que exemplos de intrusões forçadas na epizona são também conhecidos (Pitcher 1979). Em Oriente Novo, as unidades graníticas maiores podem representar uma estrutura do tipo "bell-jar" (Pitcher 1978), i.e., a unidade Fino-Ary (δFA) compreenderia um núcleo, o qual estaria envolvido nas laterais (dique anelar) e no teto pela unidade Oriente Novo (δON), que por sua vez estaria parcialmente circundada pelas unidades Pajurá (δPJ) e Papo-Furado (δPF). Tal estrutura é típica de mecanismos de colocação por *cauldron subsidence*, ainda que estruturas lineares são observadas nas duas primeiras unidades (cf. capítulo 3), as quais podem indicar condições forçadas de intrusão.

Embora não se tenha observado os contatos entre as rochas graníticas do stock de Oriente Novo com os granitóides do batólito de Santa Clara a oeste, as feições

fotogeológicas e a própria distribuição superficial das rochas indicam que a estrutura circular do primeiro trunca os limites do segundo. Entretanto, as diferenças de idade entre ambos não devem ser tão díspares assim, a ponto de Priem *et al.* (1989) terem construído uma isócrona conjunta com rochas desses maciços (Rb/Sr em rocha total), a qual apresenta graus regulares de correlação e de colinearidade e revela uma idade de 1025 ± 24 Ma.

A localização do *stock* de Oriente Novo no contato entre o batólito de Santa Clara e os gnaisses do Embasamento Cristalino sugere que esse elemento estrutural pode ter sido também uma importante via de acesso dos magmas graníticos. Por outro lado, a influência de lineamentos regionais na geração, ascensão e colocação de magmas tem sido bem estabelecida (ver *e.g.*, Pitcher & Bussell 1977; Shaw 1980, *apud* Baker 1983). Em Rondônia, o alinhamento segundo a direção norte-sul de vários plutões isolados e de alguns batólitos é conhecido (Kloosterman 1968, 1970; Isotta *et al.* 1978), mas permanece ainda sem uma explicação definitiva (ver *e.g.*, Bettencourt *et al.* 1977).

A não determinação das relações de contato entre a maioria das facies graníticas identificadas no Maciço, compromete uma melhor definição dos principais corpos e da sequência de colocação dos mesmos (ver Ulbrich 1984, Vlach 1985). Contudo, as presenças de bordas de granulação mais fina nas facies da unidade Barranco e de xenólitos nas facies da unidade Finado indicam uma idade mais jovem em relação às facies da unidade Oriente Novo. Já o contato gradacional entre as facies porfiróide e porfirítica da unidade Oriente Novo sugere uma contemporaneidade entre elas.

As direções das formas alongadas das áreas de exposições das rochas das unidades Barranco, Seringueira e Finado e dos diques de rochas sieníticas são paralelas a subparalelas às direções dos principais sistemas de fraturas/falhas inferidos na região mapeada (cf. figura 3, anexo

II). Tal concordância revela que esses trends de fraqueza estrutural devem ter controlado a colocação dessas rochas mais tardias e as suas formas de intrusão (plugs e diques) e os seus tipos petrográficos (riólitos, leucogranitos, microsienitos, etc.) são indicativos de um posicionamento mais "superficial" que os das rochas graníticas encaixantes.

O paralelismo verificado também entre as direções dos veios de greisen e de quartzo e dos principais sistemas de fraturas/falhas apontam para uma reativação dessas estruturas, após a colocação das rochas magmáticas mais tardias. Desse modo, esses sistemas foram também importantes como condutos de soluções hidrotermais, que na porção centro-oeste do Maciço são, em grande parte, responsáveis pela mineralização primária estano-tungstenífera. Reativações posteriores podem ter sido as causas dos fraturamentos e deslocamentos observados nesses corpos filonianos.

7.2 SOBRE A PETROLOGIA DAS FACIES MAGMATICAS E PÓS-MAGMATICAS

O Maciço Oriente Novo é constituído, petrograficamente, por granitos a "dois feldspatos" dos tipos monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos, por granitos a "um feldspato" (álcali-feldspato granitos e álcali granitos) e por álcali-feldspato riólitos a "dois feldspatos". Diques de pegmatitos, aplitos, álcali-feldspato microgranitos, álcali-feldspato microsienitos e de álcali-feldspato traquitos ocorrem associados (cf. tabelas 1 e 3, figura 5B). Os sienogranitos e os monzogranitos são os tipos petrográficos dominantes, no atual nível de erosão.

No diagrama Q-Ab-Or (Streckeisen 1976), a posição dos pontos modais dos granitos a "dois feldspatos" revelam uma tendência para termos com razão A/P mais alta, i.e., de monzogranitos a álcali-feldspato granito (figura 5B). De outro modo, a distribuição dos pontos dos granitos a "um feldspato" e

dos álcali-feldspatos sienitos, traquitos e riólitos apontam, apesar da ausência de termos intermediários, para uma série sódico-alcalina comparável àquela definida por Bowden et al. (1984a) (figuras 5 A e B). No geral, os tipos petrográficos identificados situam-se, preferencialmente, no campo dos granitos do tipo-A, segundo os critérios de Bowden et al. (1984a) (figura C).

As rochas que definem os dois trends petrográficos acima são as mesmas que determinam os dois trends geoquímicos identificados anteriormente (vide capítulo 5). As rochas da série sódico-alcalina têm caráter metaluminoso a peralcalino, enquanto a grande maioria dos granitos a "dois feldspatos" são subalcalinos e marginalmente peraluminosos ($A/CNK=0,96$ a $1,08$), com exceção do termo mais diferenciado (albita leucogranito) que é peralcalino. Nesse caso, a peralcalinidade é indicada apenas pela presença de 0,76% de acmita normativa, já que não foi constatada a ocorrência de minerais típicos (e.g., anfibólios sódicos) como nos granitos peralcalinos da série sódico-alcalina.

Em ambos os trends geoquímicos, os decréscimos progressivos das abundâncias de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , P_2O_5 , Ba e Sr com o aumento dos teores de SiO_2 indicam, qualitativamente, o fracionamento de minerais como feldspatos, anfibólio, biotita, óxidos de Fe-Ti, apatita e zircão como responsáveis pela diferenciação magmática. O envolvimento de feldspatos é corroborado pela diminuição da relação K/Rb e pelos aumentos da razão Rb/Sr e da anomalia negativa de Eu (Hanson 1978, Miller & Mittlefehldt 1984). Além disso e com exceção dos termos peralcalinos, as diminuições contínuas dos conteúdos totais dos ETR e das razões $(La/Y)_N$ denotam que fases minerais concentradoras de ETRL (e.g., alanita, titanita) são também importantes na assembléia dos minerais fracionados (ver Miller & Mittlefehldt 1982, Cullers & Graf 1984).

Para Durasova(1967), a migração do estanho depende da fugacidade de oxigênio durante a diferenciação magmática, i.e., à alta pressão de oxigênio o estanho como Sn^{4+} tende a ficar no magma e enriquecer certos minerais como a biotita; enquanto que à baixa pressão, o estanho pode ser transportado pela fase fluidal como Sn^{2+} . Titanita, anfibólio e ilmenita são também bons concentradores de estanho(ver Taylor 1979). Nesse sentido, o empobrecimento de estanho no trend subalcalino pode ser justificado pelo decréscimo dos valores da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (cf. figura 18), pela presença cada vez menos significativa de biotita e de ilmenita e pelos desaparecimentos de anfibólio e de titanita nos termos mais diferenciados.

Por outro lado, os conteúdos anormalmente altos de ETR, Y, Nb e/ou de Rb, Li e Sn no termo mais diferenciado da sequência subalcalina(albita leucogranito) e nos álcali-feldspato granitos da série sódico-alcálica não podem ser explicados apenas por cristalização fracionada, sendo que processos petrogenéticos mais complexos devem estar envolvidos na formação dessas rochas(ver e.g., Hildreth 1979, Taylor et al. 1981, Cuff et al. 1983). Estudos recentes(Hildreth 1979, 1981; Rice 1981) têm demonstrado que o fracionamento extremo de elementos-traço em rochas ricas em sílica pode ser atingido pela ação de componentes voláteis em difusão termogravitacional e/ou pela convecção de fluidos residuais, devido a cristalização centrípeta da câmara magmática(convective fractionation).

Apesar da aparente ausência de pegmatitos e de cavidades miarolíticas, o albita leucogranito mostra algumas feições petrográficas como textura "bola de neve" e microclínio salpicado de inclusões de opacos(hematita?) que apontam a presença de uma fase fluida durante o período de cristalização da rocha(ver e.g., Kovalenko 1978, Bowden 1982, Du Bray et al. 1988). Nos álcali-feldspato granitos da série sódico-alcálica o aspecto "sujo"(inclusões de hematita?) dos feldspatos alcalinos e a ocorrência de albita límpida de caráter

intersticial atestam também a presença de uma fase fluida; mas, nesse caso, sob condições *subsolidus*, provavelmente (ver também Bowden et al. 1984b, Kinnaird 1985).

Desse modo, a separação de uma fase fluida (H_2O , F, Cl, etc.) nos magmas residuais de ambas as séries pode ter provocado a ação dos processos acima referidos e o confinamento desses fluidos nas partes apicais das câmaras magmáticas suportaria os enriquecimentos em elementos-traço nas rochas cristalizadas, seja pela presença do fluido supercrítico durante a solidificação da rocha (albita leucogranito), seja pela sua atuação sob condições *subsolidus* (álcali-feldspato granitos).

Nos sistemas graníticos enriquecidos em F e/ou Cl há uma tendência dos comportamentos dos elementos-traço refletirem a participação desses voláteis como agentes complexantes, i.e., nos sistemas ricos em F os teores em Be, Li, Rb, Cs, Sn, U, Th e ETRP são relativamente mais altos, enquanto que nos sistemas ricos em Cl as concentrações de Zr, Hf, Ta, Nb, Y e ETRL são mais elevadas (ver e.g., Hildreth 1979, Taylor et al. 1981, Christiansen et al. 1983). Ademais, a percolação de soluções ricas em F ou Cl induzem alterações *subsolidus* dos tipos feldspatização potássica e albitização, com a produção de um novo fluido mais ricos em Na ou em K, respectivamente (Manning & Pichavant 1988).

Assim, embora o Cl não tenha sido analisado nessas rochas, os teores relativamente altos em Li, Rb, Sn, Nb, Y e ETR indicam, principalmente nas rochas peralcalinas, a ação das duas espécies voláteis. A participação do F deve ter sido mais decisiva no *trend* subalcalino devido às evidências de feldspatização potássica nos álcali-feldspato leucogranitos e o elevado conteúdo em Na e a presença de biotita (protolitionita?) intersticial no albita leucogranito (ver Munoz & Ludington 1974, Pollard 1983, Manning & Pichavant 1988), já nos álcali-feldspato granitos da série sódico-alcalina os

efeitos da ação do Cl são, ainda que pouco expressivos, mais claros (e.g., albitização incipiente).

Segundo os conceitos de Pollard (1983, ver item 6.1), o processo de formação do albita leucogranito pode ser considerado como uma feldspatização sódica, a qual é precedida por uma feldspatização potássica. A percolação intergranular de um líquido enriquecido em F, durante a cristalização do álcali-feldspato leucogranito, teria provocado a microclinização do plagioclásio e consequentemente elevado a razão Na/K do líquido residual. A solidificação desse novo líquido mais rico em sódio e em voláteis se daria a uma temperatura abaixo de 700°C, devido às influências do F e do Li como fundentes (ver Wyllie & Tuttle 1961, 1964; Kovalenko 1973; Bailey 1977; Manning 1981, 1982; Weidner & Martin 1987). O caráter magmático do albita leucogranito é indicado pela presença da textura "bola de neve", pela ausência de minerais e/ou de textura primitiva e pelo seu contato brusco com o biotita sienogranito encaixante, por vezes com sinais de bordas resfriadas de granulação mais fina (ver também Kovalenko 1978, Bowden 1982, Kovalenko & Kovalenko 1984, Pollard 1989b, Fouillac & Rossi 1991).

A greizenização, a silicificação e a argilização são processos tipicamente pós-magmáticos e seus produtos são veios de greisens (inclui granitos greisenizados nas bordas), de quartzo e de argilas, respectivamente e quase sempre são controlados por fraturas.

A greisenização é de natureza metassomática e é manifestada, em termos petrográficos, pela substituição da biotita e dos feldspatos por uma assembléia de minerais constituída por quartzo, micas (protolitionita ou muscovita) e/ou topázio, principalmente.

No geral, a composição mineralógica dos greisens reflete o aumento dos conteúdos de SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , Rb , Li e F e a diminuição dos teores de Al_2O_3 , CaO , Na_2O e K_2O em relação aos valores da rocha granítica original. Tal fato é característico dos sistemas greisenizados em rochas aluminio-silicatadas, sendo que algumas diferenças são decorrentes de especificidades locais, e.g., variação na composição química e/ou mineralógica da rocha granítica (ver Sherba 1970, Charoy 1979).

Os dados demonstram a existência de pelo menos dois padrões principais de ETR nos greisens, embora ambos mostrem, de certa forma, um empobrecimento dos conteúdos dos ETR em relação àqueles das rochas graníticas encaixantes (cf. figura 33).

O comportamento antagônico dos ETRP nos dois padrões considerados indicam, a princípio, um forte controle da composição química e/ou mineralógica da rocha granítica original, pois em ambos os casos os teores relativamente mais altos em Rb , Li e Sn e a própria presença de topázio nos greisens sugerem um sistema rico em F , que teoricamente deveria ser também enriquecido em ETRP (Grappia et al. 1979, Taylor et al. 1981, Bilal & Koss 1980, apud Chatterjee & Strong 1984). Assim sendo, apenas um estudo detalhado da variação dos ETR nas fases minerais dos granitos e dos respectivos greisens possibilitará a formulação de conclusões gerais relativas aos processos responsáveis pelas suas mobilidade e distribuição, dentro do sistema greisenizante local (ver e.g., Raimbault 1988).

O elevado consumo de íons hidrogênio (H^+) durante a greisenização sugere, para alguns autores (e.g., Charoy 1979), a necessidade de um sistema aberto para o desenvolvimento do processo, o que está consistente com a presença de água não-magmática indicada por vários estudos isotópicos de oxigênio o

de hidrogênio(ver e.g., Jackson et al. 1982, Shepherd et al. 1985).

A insaturação em água parece ser uma característica da maioria das rochas graníticas do Maciço, mesmo o albita leucogranito supostamente o termo mais hidratado, a aparente ausência de cavidades miarolíticas e de pegmatitos aponta para uma disponibilidade bastante limitada em água e talvez insuficiente para gerar todos os greisens presentes na área. Nesse sentido, acreditamos, a priori, numa contribuição tanto de fluidos magmáticos como não-magmáticos para a formação dos veios e bolsões de greisens.

Os greisens mais estreitamente associados ao albita leucogranito(e.g., greisens com estrutura "em rosário", greisen de contato, etc.) podem ter sido gerados por uma maior participação de fluidos magmáticos durante uma descompressão inicial do sistema via fraturamento. A evolução dessas fraturas pode ter causado uma interligação entre elas e possibilitado a circulação de água não-magmática, criando-se assim um sistema hidrotermal francamente aberto. Contudo, apenas estudos de inclusões fluidas e de isótopos(e.g., D-H e/ou ^{18}O - ^{16}O) poderão contribuir para uma definição precisa sobre a natureza dos fluidos envolvidos, no processo de greisenização.

A silicificação está ligada a formação de veios, vênulas e bolsões de quartzo com a aparente predominância de processos de preenchimento(fissure-filling vein) sobre os de substituição. O desenvolvimento de processos de preenchimento requer a presença de fraturas abertas durante a formação dos veios e, por enquanto, devido ao caráter preliminar do estudo, não se identificou sinais de mais de uma fase de abertura(e.g., presença de veios compostos), o que não é comum em muitos depósitos dessa natureza(ver Sherba 1970, Charoy 1979).

Os veios de quartzo são posteriores aos greisens, se bem que, em certos locais, tal afirmativa nem sempre é de fácil resolução, a julgar apenas pelas observações macroscópicas. Nesse caso também, somente um mapeamento geológico detalhado, com imprescindíveis informações de subsuperfície e aliado a estudos petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis, poderá propiciar uma melhor compreensão dos tipos, controles e mecanismos de formação dos veios de quartzo, presentes na área mineralizada do Maciço.

A argilização é o processo pós-magmático mais tardio identificado. A caolinita pode ser, como no caso do Maciço Santa Bárbara (Frank 1990), o mineral de argila mais importante e deve resultar, principalmente, da alteração dos feldspatos do albita leucogranito (ver e.g., Bowden et al. 1984b). Entretanto, segundo Charoy (1979), a caolinita pode se formar também a partir da precipitação direta de complexos coloidais aluminosos sob certas condições físicas e químicas específicas. Portanto, apenas estudos futuros poderão elucidar os mecanismos reais de formação dos veios de argila na área em questão.

7.3 SOBRE A METALOGENIA DO ESTANHO E DO VOLFRAMIO

A mineralização primária de estanho e volfrâmio no Maciço Oriente Novo pode ser classificada nos seguintes tipos, de acordo como os minerais de minérios reconhecidos e a natureza da rocha encaixante: i) cassiterita disseminada no albita leucogranito, ii) cassiterita em veios e bolsões de greisen e iii) cassiterita e volframita em veios e bolsões de quartzo. Tais tipos são característicos de depósitos meso a hipotermiais de natureza subvulcânica (ver e.g., Varlamoff 1978, Taylor 1979, Hosking 1979, Plimer 1983) e podem ser comparados, a grosso modo, aos estilos encontrados na Província dos Granitos Anorogênicos da Nigéria (ver Kinnaird 1985, Kinnaird et al. 1985).

A ausência de uma fase sulfetada mais marcante pode estar relacionada ao atual nível de erosão do depósito, i.e., nos depósitos com zonalidade mineral normal (e.g., depósitos da Província de Cornwall, Inglaterra) a cassiterita e a volframita ocorrem de preferência nas proximidades do plutão granítico, enquanto que os sulfetos de metais base têm um caráter mais distal e quase sempre são encontrados em filões quartzosos alojados nas rochas encaixantes. As importantes concentrações de sulfetos de Cu, Pb e Zn na jazida Morro do Potosi (Korpershoek et al. 1980) indicam que essas mineralizações podem ter sido mais representativas na Província, antes de serem removidas pela erosão.

A mineralização disseminada de cassiterita no albita leucogranito sugere que o estanho e os metais raros associados (e.g., W, Ta, Nb) são provenientes de fontes magmáticas e que a cassiterita pode ter sido formada durante a cristalização da própria rocha granítica (ver e.g., Haapala 1977, Fouillac & Rossi 1991). Como já foi discutido (ver item anterior), o enriquecimento em Sn, F, Rb, Li, Y, ETR e Na no magma residual deve ter envolvido uma combinação de processos de cristalização fracionada, difusão termogravitacional e fracionamento devido a convecção de fluidos, principalmente.

Por outro lado, a mineralização filoniana (veios de greisen e de quartzo) é caracterizada por uma estreita associação com planos de fratura e por uma distribuição superficial mais ampla, apesar de ser mais proeminente dentro e nas imediações dos leucogranitos da unidade Barranco. Desse modo, fluidos hidrotermais magmáticos e/ou meteóricos tiveram uma participação importante na gênese desses depósitos de caráter pós-magmático (ver também item anterior).

Em ambos os casos, o F e o Cl devem ter desempenhado um papel importante como agentes no transporte do Sn e do W no fluido aquoso, apesar do efeito do F ser ainda motivo de controvérsia, com exceção talvez para o Sn (ver Taylor

1979, Eugster 1985, Jackson & Heleson 1985, Manning & Pichavant 1988). Contudo, como discutido anteriormente, o F parece ter sido mais decisivo nas origens do albita leucogranito e dos greisens, enquanto que a própria deficiência de minerais ricos nesse elemento e a ocorrência de volframita podem indicar uma maior participação do Cl na formação dos veios de quartzo (ver também Manning & Henderson 1984). Adicionalmente, o CO₂ tem sido reconhecido como um importante componente nos fluidos tungsteníferos (Higgins 1980, Shepherd & Miller 1988).

Assim, a presença desses voláteis nos fluidos mineralizantes devem ter controlado, pelo menos em parte, as ocorrências de cassiterita e de volframita nos tipos litológicos observados, sendo que as deposições desses minerais dependem, entre outros fatores, da queda da temperatura e dos aumentos do pH e da fugacidade de oxigênio do fluido (ver Yidou & Yiuqun 1982, Eugster & Wilson 1985, Eadington 1988).

As cassiteritas dos albita leucogranito e greisens têm hábitos (bi)piramidais e apresentam um teor de Nb+Ta+Fe+Ti aparentemente maior que aquele das cassiteritas (bi)piramidais ou prismáticas dos veios de quartzo. Tais divergências, nos hábitos e nos conteúdos desses elementos, são indicativas de diferentes temperaturas de cristalização (ver e.g., Smirnov 1976; Haapala 1977) e corroboram com o fato dos albita leucogranito e greisens serem formados a uma temperatura maior que os veios de quartzo. A variação de cor verificada em alguns cristais (zoneamento e/ou pleocroísmo) está relacionada com os teores mais altos em Fe, Nb e Ta, enquanto que as propriedades magnéticas constatadas por Waghorn (1974) e Isotta et al. (1978) podem estar ligadas aos conteúdos relativamente altos em Fe.

As volframitas presentes nos veios de quartzo são predominantemente da variedade Mn-ferberita (Fe=77% e Mn=23% peso at.) e são posteriores à formação da cassiterita, de

acordo com critérios texturais(e.g., cristais de Mn-ferberita incluem cristais de cassiterita).

Apesar da polêmica da utilização da razão Mn/Fe como geotermômetro(ver e.g., Yidou & Yiqun 1982, Guofen 1982), os valores encontrados nas volframitas inclusas nas cassiteritas(Mn/Fe=0,68) e nos cristais maiores de Mn-ferberita que incluem essas cassiteritas(Mn/Fe=0,30) apontam para uma diminuição desses valores a uma possível queda da temperatura de formação. Ademais, a presença de razões Mn/Fe mais baixas, na fase principal de deposição da volframita, pode justificar também a ocorrência exclusiva desse mineral nos veios de quartzo, já que esses veios são formados após os greisens e a uma temperatura mais baixa, provavelmente(ver e.g., Plimer 1983).

CAPÍTULO 8

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Maciço Oriente Novo pode ser caracterizado como um complexo anelar constituído, predominantemente, por rochas graníticas de idade Rb/Sr de 1025 ± 24 Ma e pertencentes a suíte dos Granitos últimos de Rondônia (950-1050 Ma). Os granitos foram cristalizados sob condições de epizona e suas colocações foram realizadas em dois estágios, essencialmente: o primeiro envolveu o posicionamento da maioria das rochas por mecanismos de cauldron subsidence e o segundo encerrou a colocação mais "superficial" de corpos menores (plugs e diques), através de fraturas associadas a lineamentos regionais.

As características geológicas, petrográficas e geoquímicas das facies graníticas identificadas autorizam reuni-las em duas unidades genéticas (ou suítes) principais (ver Ulbrich 1984, Vlach 1985). Uma suíte (Suíte I) é definida pela maioria das facies graníticas, ou seja, pelas facies pertencentes às unidades Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá, Papo-Furado e Barranco e a Suíte II é determinada pelas facies da unidades Seringueira e Finado e pelas rochas sieníticas de dique.

A Suíte I agrupa os granitos a "dois feldspatos", que, em termos petrográficos, compreendem monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos. São rochas, no geral, de caráter subalcalino e marginalmente peraluminoso a peralcalino. Uma nítida sequência de diferenciação petrográfica e geoquímica é determinada pelos tipos mais máficos (monzogranitos e sienogranitos) e mais félsicos (álcali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos).

Tal sequência é caracterizada, pelo menos, por duas etapas distintas em relação aos processos de diferenciação, ou seja, uma primeira e mais extensiva envolveu a formação dos monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato leucogranitos por processos de cristalização fracionada de minerais como feldspatos, anfibólios, biotita, óxidos de Fe-Ti, apatita, zircão, titanita e alanita. Uma segunda refere-se apenas a formação do albita leucogranito através de uma combinação de processos de cristalização fracionada, difusão termogravitacional e fracionamento convectivo(ver adiante).

A Suíte II engloba as rochas metaluminosas e peralcalinas do trend sódico-alcálico, ou seja, os álcali-feldspatos granitos, sienitos, traquitos e riólitos. Apesar da escassez de dados petrográficos e geoquímicos e a própria ausência de termos intermediários, a variação de alguns índices padrão(e.g., K/Rb, Rb/Sr) parece indicar o envolvimento de processos de cristalização fracionada, na origem dos magmas graníticos. Adicionalmente, o enriquecimento em certos elementos-traço como Li, Rb, Nb, Y e ETR requer a participação de uma fase volátil enriquecida em F e Cl no estágio tardi-magmático.

Segundo Priem et al.(1989), o valor relativamente alto da razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7117\pm0,0026$) dos granitos da sequência subalcalina aponta para o envolvimento de componentes crustais mais antigos, na gênese dos magmas. No diagrama Q-Ab-Or normativos(figura 47), os monzogranitos e sienogranitos da fase magmática mais precoce encontram-se junto ao trend dos ternários mínimos a $P_{\text{H}_2\text{O}}=0$ de Luth(1969, apud Barker 1975) entre pressões de 5 e <10 kbar(7 kbar ?). Tal posição sugere que essas rochas tenham se formado a partir de magmas relativamente anidros, os quais foram gerados a uma profundidade menor que 36km. Essa profundidade é inferior àquela estimada para os magmas do batólitos de Wolf River, cujas rochas granitóides revelam uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bem mais baixa(Anderson & Cullers 1978, Anderson 1983).

Figura 47. Distribuição das rochas da Suíte I do Maciço Oriente Novo no diagrama Q-Ab-Or normativos. Ternários mínimos (Y) a $P_{\text{total}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$; 1; 2; 3; 5 e 10 kbar (Tuttle & Bowen 1958, Luth et al. 1964). Ternários mínimos anidros (λ) a $P_{\text{total}} = 1, 5$ e 10 kbar (Luth 1969, apud Barker et al. 1975). Ternários mínimos a $P_{\text{total}} = 1$ kbar ($\oplus$), com excesso de água e com 1, 2 e 4%F (Manning 1981, 1982).

Por outro lado, duas amostras de álcali-feldspato leucogranito situam-se praticamente sobre a curva isobárica de 1 kbar, ligeiramente deslocada no sentido do ponto mínimo a $P_{H_2O}=0$. Já as outras duas amostras e aquela representativa do albita leucogranito estão mais próximas dos pontos mínimos saturados em água de Tuttle & Bowen 1958 e Luth et al. (1964), com P_{total} variando entre 2-3 kbar e 4-5 kbar, respectivamente (figura 47). Nesses dois últimos casos, as pressões totais verdadeiras de cristalização devem ter sido bem menores devido, principalmente, a ação do F (ver Manning & Pichavant 1988), que no caso particular do albita leucogranito, uma pressão 1 kbar com excesso de água e com 1% de F é mais compatível com a sua natureza subvulcânica de solidificação (ver também Dingwell et al. 1985, Weidner & Martin 1987, Dingwell 1988, Haapala 1988, Anderson 1989).

As características geoquímicas dos granitos de ambas as suítes (e.g., altos valores de Na+K, Fe/Mg, Ga/Al, Ga, Nb, Ce) são típicas de granitos do tipo-A e dos granitos intraplaca (ver Collins et al. 1982, Pearce et al. 1984, Whalen et al. 1987, Eby 1990). Vários modelos têm sido propostos para a origem dos granitos do tipo-A, entre eles incluem a diferenciação de magmas basálticos derivados do manto, interação entre esses magmas basálticos e a crosta continental, fusão parcial de resíduo granulítico enriquecido em F e/ou Cl ou de rochas meta-ígneas de composição quartzo-diorítica, tonalítica ou granodiorítica (ver e.g., Barker et al. 1975, Loiselle & Wones 1979, Collins et al. 1982, Anderson 1983) e normalmente são invocados regimes tectônicos extensionais e, para os casos de fusão crustal, fontes termais mantélicas (ver também Bonin 1982; Pitcher 1983, 1987; Bowden et al. 1984a; Black et al. 1985).

A associação freqüente de rochas subalcalinas e alcalinas nos complexos graníticos dessa natureza tem sido explicada também de várias maneiras (ver e.g., Martin & Bonin 1976, Harris & Marriner 1980, Collerson 1982, Whalen et

al. 1987). No Maciço Oriente Novo, as diferenças petrográficas, químicas e de idade relativa entre os granitos subalcalinos e alcalinos requerem processos distintos de geração e evolução dos magmas.

No caso da linhagem subalcalina, além dos processos já referidos, os monzogranitos e sienogranitos com altos teores de K, Fe/Mg e de ETR e com anomalias negativas de Eu podem ser os representantes dos magmas mais primitivos. Assim sendo, são indicativos de pequenos graus (10 a 20%) de fusão parcial de material crustal de composição tonalítica a granodiorítica, provavelmente (ver e.g., Anderson 1983, Jackson 1985, Ramo 1991). Rochas meta-ígneas de composição cálcio-alcalinas constituem parte da unidade litoestratigráfica mais antiga na Província Estanífera de Rondônia, ou seja o Complexo Xingu ou Jamarí (ver Leal et al. 1978, Isotta et al. 1978).

Por sua vez, a origem dos magmas da série sódico-alcalina deve estar relacionada a uma fusão parcial tardia e localizada de um protólito de composição granulítica e enriquecido em F e Cl, o qual pode ser o resíduo da fonte em que os granitos subalcalinos foram extraídos (ver e.g., Collins et al. 1982). As presenças de enclaves microgranulares pretos (basaltos contaminados ?) nos granitos e cinza escuros (quartzo-traquito pórfiro ?) nos riólitos pórfiros, podem ser evidências da ação de processos de mistura de magmas, como outrora sugerido por Verschure & Bon (1972). Desse modo, magmas sieníticos podem ter sido formados por contaminação e o fracionamento de parte desses magmas produziria os líquidos graníticos (Barker et al. 1975, Collerson 1982), por cristalização fracionada de feldspato alcalino e anfibólio, provavelmente (ver também Bowden 1982, Litvinovskiy et al. 1985). A participação do F no sistema é indicada pela presença de fluorita em todas as rochas analisadas, de modo especial nos enclaves de quartzo-traquito pórfiros, onde aparece em quantidades relativamente elevadas.

A mineralização estano-tungstenífera, no Maciço, está associada com os leucogranitos da suíte subalcalina e a uma série de processos magmáticos e pós-magmáticos dos tipos feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização, os quais são responsáveis pela formação dos granitos mais ricos em feldspato potássico, granito mais rico em albita (albita leucogranito), veios de greisen e de quartzo e de vênulas de argila, respectivamente. Os dois primeiros devem ser, em parte, frutos da ação de mecanismos de difusão termogravitacional e de fracionamento devido a convecção de líquido residual enriquecido em F, enquanto os demais são processos hidrotermais de caráter metassomático e/ou de preenchimento, controlados por fraturas (ver figuras 48 e 49).

A cassiterita foi depositada em três estágios distintos, ou seja, durante as formações dos albita leucogranito, greisens e veios de quartzo, enquanto a cristalização da volframita ocorreu apenas durante a formação dos veios de quartzo. Na ausência de estudos de isótopos estáveis, a origem dos fluidos hidrotermais (magmática, meteórica ou mista) responsáveis pela mineralização filoniana permanece em aberto. Contudo, o estanho e o volfrâmio e os elementos raros associados (e.g., Nb, Ta, F, Li) devem ser derivados de fontes magmáticas, ou através de emanções hidrotermais a partir do próprio magma residual e/ou através da lixiviação das rochas graníticas por fluidos hidrotermais circulantes. A presença de cassiterita disseminada no albita leucogranito e de teores relativamente altos desses elementos nos granitos do Maciço suportam ambas as hipóteses.

Não há evidências claras de mineralização nióbio-estanífera associada aos granitos da suíte alcalina, embora eles contenham teores relativamente altos de Sn e Nb e encontram-se recortados por veios de greisen com cassiterita. A priori, acreditamos que esses greisens devem ser produtos do sistema hidrotermal ligado aos leucogranitos da suíte

Figura 48. Modelo preliminar da sequência de processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração dos leucogranitos do Maciço Oriente Novo(baseado em Pollard 1983). Os símbolos Sn e W indicam, respectivamente, as presenças de cassiterita e de volframita.

Figura 49. Esboço especulativo para ilustrar a evolução dos processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados com a formação dos leucogranitos da série subalcalina e dos corpos filonianos associados (baseado em Hildreth 1979, 1981; Rice 1981; Pollard 1983; Jackson et al. 1982, 1989).

subalcalina; porém, apenas estudos futuros deverão esclarecer a potencialidade ou não dessas rochas.

O modelo magmático-metalogenético proposto nesse trabalho para o Maciço Oriente Novo é de caráter preliminar, já que muitos dos aspectos considerados são especulativos. Contudo, esse modelo é uma contribuição a mais para o entendimento da gênese dos Granitos últimos de Rondônia e das mineralizações a metais raros associadas, o qual deverá ser testado e refinado com pesquisas futuras.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES

Os dados geológicos, petrográficos e petroquímicos do Maciço Oriente Novo apresentados nesse trabalho conduzem as seguintes conclusões principais:

1. O Maciço Oriente Novo é um stock, constituído predominantemente por rochas graníticas, que se encontra alojado no contato entre as rochas granitóides do Batólito Santa Clara e as rochas ígneas e metamórficas de médio a alto grau metamórfico pertencentes ao Embasamento Cristalino (Complexo Xingu ou Jamari).

2. Os modos de ocorrência (e.g., dique anelares, plugs), os contatos bruscos e discordantes com as rochas encaixantes, a presença de facies tipicamente subvulcânica e a heterogeneidade composicional e textural indicam que as rochas graníticas do Maciço foram, no geral, cristalizadas a partir de magmas de composições distintas, posicionados em nível crustal elevado por mecanismos de cauldron subsidence e através de falhas/fraturas relacionadas a lineamentos regionais.

3. As rochas graníticas e sieníticas identificadas no Maciço definem duas suítes magmáticas diferentes. Uma suíte agrupa os granitos a "dois feldspatos", que compreendem os monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos, com dominante caráter subalcalino e marginalmente peraluminoso. A outra suíte congrega os álcali-feldspato granitos a "um feldspato", os álcali-feldspatos riólitos pórfiros e os álcali-feldspatos microsienitos e traquitos, com caráter metaluminoso e peralcalino.

4. Os monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato leucogranitos foram formados, provavelmente, pela solidificação de magmas relativamente anidros, derivados de um mesmo magma parental, através de processos de cristalização fracionada de minerais como feldspatos, anfibólio, biotita, óxidos de ferro e titânio, apatita, zircão, titanita e alanita, principalmente. Para a formação do albita leucogranito, os teores anormalmente altos de Rb, Li e Sn indicam a ação de processos petrogenéticos adicionais, entre eles, os preferidos são difusão termogravitacional e fracionamento por convecção de fluidos ricos em fluor.

5. Os álcali-feldspato granitos a "um feldspato" e os álcali-feldspatos riólitos pórfiros, microsienitos e traquitos definem uma série sódico-alcalina, apesar da ausência de termos intermediários. A variação dos valores de alguns índices padrão (e.g., K/Rb) sugerem uma evolução de magmas de composição sienítica à granítica, através de processos de cristalização fracionada de feldspato alcalino, principalmente. Teores relativamente altos de Li, Rb, Nb, Y e ETR indicam a participação de uma fase volátil enriquecida em F e Cl no estágio tardi-magmático.

6. Para a linhagem subalcalina, a predominância de monzogranitos e sienogranitos com altos teores de K, Fe/Mg e de ETR e com anomalias negativas de Eu é indicativa de magma parental originado de pequenos graus (10 a 20%) de fusão parcial de crosta continental de composição tonalítica a granodiorítica. Já para a linhagem alcalina, temporalmente mais tardia, as evidências petrográficas (e.g., presenças de fluorita e de enclaves microgranulares, escuros) apontam para a fusão de um protólito granulítico rico em fluor e a atuação de processos de mistura de magmas ácidos e básicos, com a geração de magma de composição intermediária.

7. Os granitos de ambas as suites exibem teores relativamente altos de SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Zr, Ga, Nb, Y, Ce

e baixos em CaO, comparáveis aos dos granitos do tipo-A e revelam, também, características geoquímicas de granitos intraplaca. As rochas ácidas e intermediárias do Maciço Oriente Novo pertencem a suite dos Granitos últimos de Rondônia(1050-950Ma).

8. A mineralização estano-tungstenífera está espacialmente associada com os leucogranitos da suite subalcalina e relacionada a uma série de processos magmáticos e pós-magmáticos dos tipos feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização.

9. A cassiterita e a volframita são, respectivamente, os únicos minerais de estanho e de tungstênio reconhecidos. A cassiterita ocorre de modo disseminado no albita leucogranito e em veios de greisen e de quartzo. Já a volframita(Fe-ferberita) aparece nos veios de quartzo, exclusivamente.

10. Os teores relativamente altos em elementos raros(e.g., Sn, Nb, F e Li) nas rochas graníticas do Maciço e a presença de cassiterita no albita leucogranito suportam uma fonte magmática para o estanho e o tungstênio encontrados nos veios de greisen e de quartzo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A. & ROMANINI, S.J. - 1990 - Geologia da região de Porto Velho-Abunã: Folhas Porto Velho, Mutum-Paraná, Jaci-Paraná e Abunã. DNPM/CPRM. 273p. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil).
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1978 - A evolução dos cratons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.6, p.2393-2407.
- ALMEIDA, F.F.M.de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. - 1976 - The Upper Precambrian of South America. São Paulo, Bol. IG-USP, 7:45-80.
- AMARAL FILHO, Z.P. et alii - 1978 - Pedologia (Primeira Parte - levantamento Exploratório de solos). In: PROJETO RADAMBRASIL. FOLHA SC. 20-PORTO VELHO. Rio de Janeiro, MME/DNPM p.253-374.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo. IG/USP. 212 p. (Tese de Livre Docência).
- AMARAL, G. - 1984 - Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M.de & HASUI, Y. coord. O PRÉ-CAMBRIANO DO BRASIL. São Paulo, Edgard Blucher. p.6-35.
- ANDERSON, J.L. - 1983 - Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: MEDARIS, Jr.; SHANKS, W.S. eds. INTERN. PROTER. SYMP., Madison, 1981. Selected papers...Madison, 1981. Geol. Soc. Am., Mem. 161:133-154.
- ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. - 1989 - Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. Lithos, 23 (1/2):19-52.
- ANDERSON, J.L. & CULLERS, R.L. - 1978 - Geochemistry and evolution of the Wolf River batholith, a late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, U.S.A. Precambrian Res., 7(4):287-324.

- AUBERT, G. - 1969 - Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassieres (Massif Central Français) et la genese de leurs minéralization en étain, lithium, tungstene et beryllium. B.R.G.M. 364p. (Mémoire 46).
- BAILEY, J.C. - 1977 - Fluorine in granitic rock and melts: a review. Chem. Geol. 19:1-42.
- BARKER, D.S. - 1983 - Igneous rocks. Englewood Cliffs. Prentice-Hall, 417p.
- BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. - 1975 - The Pikes Peak Batholith, Colorado front range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. Precambrian Res., 2: 97-160.
- BARROS-SILVA, S. et alii - 1978 - Vegetação. In: PROJETO RADAMBRASIL FOLHA SC. 20 PORTO VELHO. RIO DE JANEIRO, MME/DNPM. p.415-562 (Levantamento de recursos naturais, 16).
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; PINHO, O.G.; SILVA, R.F. - 1987 - The rondonian tin bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERN. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERAL., Salvador 1987. Salvador, SGRM/SME, Excursion Guides, p.49-87.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE JR., W.B.; PAYOLLA, B.L.; DALL'AGNOL, R. - 1991 - The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. In: RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Helsinki, IGCP-Geol. Surv. Finland, Abstract vol., p.19.
- BEUS, A.A. - 1962 - Wall rock alteration of hydrothermal-pneumatolytic deposit of rare elements. Intern. Geol. Rev., 4 (10):1144-1153.
- BEUS, A.A. - 1982 - Metallogeny of precambrian rare-metal granitoids. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):410-413.

- BEUS, A.A. & ZALASHKOVA, N. Ye. - 1964 - Post-magmatic high temperature metassomatic processes in granitic rocks. *Intern. Geol. Rev.*, 6(4):668-681.
- BIGARELLA, J.J. & FERREIRA, A.M.M. - 1985 - Amazonian geology and the Pleistocene and the Cenozoic environments and paleoclimates. In: PRANCE, G.T. & LOVEJOY, T.E. eds. *AMAZONIA*. Oxford, Pergamon, p.49-79.
- BLACK, R.; LAMEYRE, J.; BONIN, B. - 1985 - The structural setting of alkaline complexes. In: KOGBE, C.A.; BLACK, R.; BOWDEN, P. eds. *ALKALINE RING COMPLEXES IN AFRICA*. The structural setting of alkaline complexes. *J. Afr. Earth Sci*, 3(1/2):5-16.
- BON, E.H. - 1968 - *Geology of the cassiterite-bearing granite area of Oriente Novo*. Relatório interno. Mineração Rocha Ltda. 23p. (inédito).
- BONIN, B. - 1982 - *Les granites des complexes annulaires*. BRGM, Manuel & Méthods, 4, 183p.
- BOWDEN, P. - 1982 - Magmatic evolution and mineralization in the Nigerian Younger Granites Province. In: EVANS, A.M. ed. *METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM*. Chichester, John Wiley & Sons, p.51-61.
- BOWDEN, P. - 1985 - The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa. In: KOGBE, C.A.; BLACK, R.; BOWDEN, P. eds. *ALKALINE RING COMPLEXES IN AFRICA*. *J. Afr. Earth Sci*, 3(1/2):17-40.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. - 1984a - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:1-11.
- BOWDEN, P. & JONES, J.A. - 1978 - Mineralization in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. In: STEMPROK, M.;

- BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM. Prague, Geol. Surv., p.179-190.
- BOWDEN, P.; KINNAIRD, J.A.; ABAA, S.I.; IKE, E.C.; TURAKI, U.M.
- 1984b - Geology and mineralization of the nigerian anorogenic ring complexes - with a geological map of the scale of 1:500.000. Geol. Jb, B56:1-68.
- BRAUN, O.P.G. - 1974 - Os principais traços estruturais do escudo brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Porto Alegre, SBG, Resumo das comunicações, p.551 (Boletim 1).
- BURNHAM, C.W. - 1979 - Magmas and hydrothermal fluids. In: BARNES, H.L. ed. GEOCHEMISTRY OF HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS. New York, John Wiley & Sons p. 71-136.
- BURNHAM, C.W. & OHMOTO, H. - 1980 - Late-stage process of felsic magmatism. Mining Geology, special issue, n.8, p.1-11.
- BURT, D.M. - 1981 - Acidity - salinity diagrams - applications to greisen and porphyry deposits. Econ. Geol., 107: 832-843.
- CASTRO, A. - 1987 - On granitoid emplacement and related structures. A review. Geol. Rund., 76(1):101:124.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8: 173-174.
- CHAROY, B. - 1979 - Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites: conséquences métallogéniques. Nancy, Science de la Terre. 364p. (Mem.37).
- CHATTERJEE, A.K. & STRONG, D.F. - 1984 - Rare earth and other element variations in greisens and granites associated with East Kemptville deposit, Nova Scotia, Canada. Trans. Inst. Min. Metal. (sect.B), 93: 59-70.

- CHRISTIANSEN, E.H.; BURT, D.M.; SHERIDAN, M.F.; WILSON, R.T. - 1983 - The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83:16-30.
- COLLERSON, K.D. - 1982 - Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81:16-147.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W. - 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- CORDANI, V.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. - 1979 - Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGR. GEOL. CHILENO, 2, Arica, 1979. *Actas...* Santiago. v.4. p. 137-148.
- CUFF, C.; TAYLOR, R.G.; POLLARD, P.J. - 1983 - Diffusion. A mechanism for element migration and enrichment with special reference to tin. In: SYMP. PERM. GEOL. QUEENSLAND(pre-print).
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. - 1984 - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogeneses. In: HENDERSON, P. ed. RARE EARTH ELEMENT GEOCHEMISTRY. Amsterdam. Elsevier. p.275-316.
- DEER, W.A.F.R.S.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1966 - An introduction to the rock forming minerals. London, Longman. 528p.
- DINGWELL, D.B. - 1988 - The structure and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. RECENT ADVANCES IN GEOLOGY OF GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS. Can. Inst. Min. Metall., Special Volume 39, p.1-12.
- DINGWELL, D.F.; SCARFE, C.M.; CRONIN, D.J. - 1985 - The effect of fluorine on viscosities in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$:

implications for fonolites, tracytes and rhyolites. *Amer. Mineral.*, 70:80-87.

DU BRAY, E.A.; ELLIOT, J.E.; STUCKLESS, J.S. - 1988 - Proterozoic peraluminous granites and associated Sn-W deposits, Kingdom of Saudi Arabia. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. RECENT ADVANCES IN GEOLOGY OF GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS. *Can. Inst. Min. Metal.*, special volume 39, p.142-155.

DURASOVA, N.A. - 1967 - Some problems of the geochemistry of tin. *Geoch. Intern.*, 4(4):671-681.

EADINGTON, P.J. - 1988 - The solubility of cassiterite in hydrothermal solutions in relation to some lithological and mineral associations of tin ores: In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. RECENT ADVANCES IN THE GEOLOGY OF GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS. *Can. Inst. Min. Metal.*, special volume 39, p.25-32.

EADINGTON, P.J. & NASHAR, B. - 1978 - Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England Batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67:433-438.

EBY, G.N. - 1990 - The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis, *Lithos*, 26(1/2):115-134.

EUGSTER, H.P. & WILSON, G.A. - 1985 - Transport and deposition of ore forming elements in hydrothermal system associated with granites. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proceedings... St. Austell, England, 1985. London. IMM. p.87-98.

EUGSTER, H.P. - 1985 - Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. *Mineral. Mag.*, 49:7-23.

FRANK, R.E. - 1990 - Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do complexo granítico de Santa Bárbara, Rondônia,

- Brasil. Rio de Janeiro. IG/UFRJ. 260p. (Dissertação de Mestrado).
- FOUILLAC, A.M. & ROSSI, P. - 1991 - Near-solidus ^{18}O depletion in a Ta-Nb-bearing albite granite: The Beauvoir Granite, France. *Econ. Geol.*, 86(8):1704-1720.
- GANFU, S. - 1987 - On the polygenesis of greisen. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):640-642.
- GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI JR., W.J. - 1985 - Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana shield. *Geol. Mjnb*, 64:131-144.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. - 1983 - The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, 2: 7-14.
- GIULIANI, G. - 1987 - La cassitérite zonée du gisement de Sokhret Allal (Granite des Zaer, Maroc Central): composition chimique et phases fluides associées. *Mineral. Deposita*, 22:253-261.
- GRAPPIN, C.; TREVIL, M.; YAMAN, S.; TOURAY, J.C. - 1979 - The spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solutions minéralisantes et roches sources. Exemple pris dans le district de la Marche Occidentale (France). *Mineral. Deposita*, 14:297-309.
- GUOFEN, X. - 1982 - The mineralogy of wolframita from a tungstein deposit in Jiangxi Province. In: WEPWORTH, J.V. ed. *TUNGSTEN GEOLOGY JIANGXI, CHINA. Proceeding... China, 1981. Bandung, Indonesia, ESCAP/RMRDC. p.463-471.*
- HAAPALA, I. - 1977 - Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. *Geol. Surv. Finl.* p.128. (Bull. 286).

- HAAPALA, I. - 1988 - Metallogeny of the proterozoic rapakivi granites of Finland. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds., RECENT ADVANCES IN THE GEOLOGY OF GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS. Can. Inst. Min. Metal., special volume 39, p. 124-132.
- HANSON, G.N. - 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett., 38:26-43.
- HARRIS, H.B.W. & MARRINER, G.F. - 1980 - Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. Lithos, 13(4):325-357.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. - 1985 - The Central Brazil Shield review. Episodes, 8(1):29-37.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.I.E. & SCHOBENHAUS, C. - 1984 - Elementos geofísicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. Atas... Manaus, MME/DNPM, p.129-147.
- HEINRICH, E.W.M. - 1965 - Microscopic identification of minerals. New York. McGraw-Hill. 414p.
- HEINRICH, E.W.M. - 1972 - Petrografia microscópica. 2ed. (Trad. STRONG, P.M.) Barcelona. Omega. 320p.
- HIGGINS, N.C. - 1980 - Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions. Can. J. Earth Sci., 17:823-830.
- HILDRETH, W. - 1979 - The Bishop tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. Geol. Soc. Amer., special paper 180, p.43-75.
- HILDRETH, W. - 1981 - Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86(B11):10153-10192.

- HOSKING, K.F.G. - 1979 - Tin distribution patterns. In: YEAP, C.H. ed. INTERN. SYMP. GEOL. TIN DEPOSITS, Kuala Lumpur, 1978. Geol. Soc. Malaysia, Bull 11, p. 1-70.
- HOSKING, K.F.G. - 1982a - The nature and significance of the pleochroism of the cassiterites of the Southeast Asian Tin Belt. In: AMSTUTZ, G.C.; GORES, A.E.; FRENZEL, G.; KLUTH, C.; MOH, P.; WAUSCHKOHN, A.; ZIMMERMANN, B. eds. ORE GENESIS-THE STATE OF ART. Berlin. Springer-Verlag, p.753-759.
- HOSKING, K.F.G. - 1982b - A general review of the occurrence of tungsten in the world. In: HEPWORTH, J.V. ed., TUNGSTEN GEOLOGY JIANGXI, CHINA. Proceedings... China, 1981. Bandung, Indonesia, ESCAP/RMRDC, p.59-86.
- HUTCHINSON, C.S. - 1974 - Laboratory handbook of petrographic techniques. New York. John Wiley & Sons. 527p.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - 1984 - Folha topográfica de Oriente Novo, 1:100.000, Rio de Janeiro.
- ISHIHARA, S. - 1981 - The granitoid series and mineralizations. Econ. Geol., 75th Ann. vol., p. 458-484.
- ISOTTA, C.A.L.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T.; BARROS, R.J.L. - 1978 - Projeto Provincia Estanífera de Rondônia. Relatório final, Porto Velho, DNPM/CPRM, vols., 1,2,3.
- ISSLER, R.S.; FREIRE, F. A.; SANTOS, R.O.B. - 1985 - O plutonismo intraplaca do Craton Amazônico no intervalo de tempo de 800 a 900 m.a. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,2, Belém, 1985. Atas... Belém, SBG, v.2, p.53-72.
- IZORET, L.; MANIER, G.; DUSAVSOY, Y. - 1985 - Caractérisation cristallographique de la cassitérite des gisements d'étain et de tungstène de Galice (Espagne). Can. Mineral., 23:221-231.
- JACKSON, K.J. & HELGESON, H.C. - 1985 - Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition:1. Calculations of solubility of cassiterite at

high pressure and temperatures. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 49, 1-22.

JACKSON, N.J. - 1986 - Petrogenesis and evolution of Arabian felsic plutonic rocks. In: DRYSDALL, A.R.; RAMSAY, C.R.; STOESER, D.B. eds. *FELSIC PLUTONIC ROCKS AND ASSOCIATED MINERALIZATION OF THE KINGDOM OF SAUDI ARABIA*. *J. Afr. Earth Sci.*, 4:47-59.

JACKSON, N.J.; HALLIDAY, A.N.; SHEPPARD, S.M.F.; MITCHEL, J.G. - 1982 - Hydrothermal activity in St. Just Mining District, Cornwall, England. In: EVANS, A.M. ed. *METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM*. Chichester, John Wiley & Sons. p.137-139.

JACKSON, N.J.; RICHARDS, J.W.; MANNING, D.A.C.; SAMS, M. - 1989 - Evolution of the Cornubian ore field, southwest England: part II. Mineral deposits and ore forming processes. *Econ. Geol.*, 84(5):1101-1133.

JONES, J.P. - 1985 - The southern of the Guapore Shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Res.*, 28:111-136.

KEER, P.F. - 1977 - *Optical mineralogy*. 2nd ed. New York. McGraw-Hill. 492p.

KINNAIRD, J.A. - 1985 - Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. In: KOGBE, C.A.; BLACK, R.; BOWDEN, P. eds., *ALKALINE RING COMPLEXES IN AFRICA*. *J. Afr. Earth Sci.*, 3(1-2):185-222.

KINNAIRD, J.A.; BATCHELOR, R.A.; WHITLEY, J.E.; MACKENZIE, A.B. - 1985 - Geochemistry, mineralization and hydrothermal alteration of the Nigerian high heat producing granites. In: *HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS*. Proceedings...St. Austell, England, 1985. London, IMM., p. 169-195.

- KLOOSTERMAN, J.B. - 1967 - Ring-structures in the Oriente Novo e Massangana Granite Complexes, Rondonia, Brasil. *Eng. Min. Met.*, 45(266):73-77.
- KLOOSTERMAN, J.B. - 1968 - A tin province of the Nigerian type in the southern Amazonia. In: TECHNICAL CONFERENCE ON TIN, London, 1967. *Proceedings...* London, Intern. Tin Council, v.2, p.381-400.
- KLOOSTERMAN, J.B. - 1970 - A two fold analogy between the Nigerian and Amazonian tin provinces. In: TECHNICAL CONFERENCE ON TIN, 2, Bangkok, 1969. *Proceedings...* Bangkok, Intern. Tin Council/Thailand Dep. Mineral Resource, v.1, p.193-221.
- KOPERSHOEK, H.R.; MOTA, E.R.; KAJISHIMA, T.; SILVA, J.S.S.da - 1980 - Nota preliminar sobre a jazida estanífera do Morro do Potosi (Jacundá, Rondônia, Brasil). In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Anais...*, Camboriú, SBG, v.3, p.1574-1588.
- KOVALENKO, V.I. & KOVALENKO, N.I. - 1984 - Problems of the origin, ore bearing and evolution of rare-metal granitoids. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:51-62.
- KOVALENKO, V.I. - 1973 - Distribution of fluorine in a topaz-bearing quartz queratofyre(ongonite) and solubility of fluorine in granitic melts. *Geochem. Intern.*, 10:41-49.
- KOVALENKO, V.I. - 1978 -The genesis of rare metal granitoids and related ore deposits. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM. Prague, Geol. Surv., p.235-247.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1985 - Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid serie and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14:169-186.
- LE BAS, M.J. & STRECKEISEN, A.L. - 1991 - The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London*, 148:825-833.
- LE BEL, L. - 1984 - " Are REE signatures a suitable tool for Sn-W and associated metals granite prospection?". In: DEPOSITS

ASSOCIATED WITH GRANITES AND THEIR COUNTRY ROCKS, Nizza di Sicilia, 1984. Extended Abstract. (pre-print).

LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; ABREU, A.S.de; LIMA, M.I.C. - 1976 - Granito Serra da Providência. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG, Resumos dos trabalhos, p. 187.

LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B.dos; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C.de; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A.C. - 1978 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. FOLHA SC.20 PORTO VELHO. Rio de Janeiro, MME/DNPM. p.19-184 (Levantamento de recursos naturais, 16).

LEITE JR., W.B. - 1983 - Geologia e potencial mineral do Maciço Oriente Novo, Rondônia. Relatório preliminar. Mineração Oriente Novo S.A. 37p. (inédito).

LEITE JR., W.B. & PERIN, L.C. - 1983 - Notas preliminares sobre a geologia e mineralizações de ouro na Área I (Bacia do Igarapé Roxo e áreas adjacentes). Relatório interno. Projeto Ouro. Mineração Oriente Novo S/A. 8p. (inédito).

LIMA, M.I.C.de; SILVA, G.H.; SILVA JUNIOR, O.; ORTIZ, L.R.C.; MONTES, A.S.L.; MARQUES, N.M.G.; DIAS, J.L. - 1988 - Geologia y geocronologia de la region de Abunã-Ariquemes, Rondônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v.6, p.2824-2837.

LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. - 1981 - The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precamb. Res.* 15(2):157-174.

LITVINOVSKIY, B.A.; KAPERSKAYA, Yu N.; ZANVILEVICH, A.N. - 1985 - Rare-element geochemistry in the rocks of the Mongolia-Transbaykalia alkali granite province. *Geochem. Intern.*, 22:94-112.

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. 209p.(Boletim 125).
- LOISELLE, M.L. & WONES, D.R. - 1979 - Characteristic and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Amer., Abstr. Programs 11:468.
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. - 1964 - The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. J. Geophys. Res., 69(4):759-773.
- MACAMBIRA, M.J.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.E.K.; COSTI, H.T. - 1987 - Geochemistry, mineralization and age to tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. Rev. Bras. Geoc. 17 (4):562-570.
- MANNING, D.A.C. - 1981 - The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1kb. Contrib. Mineral. Petrol., 76:206-215.
- MANNING, D.A.C. - 1982 - An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: EVANS, A.M. ed., METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM. New York, John Wiley & Sons. p.191-203.
- 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(3):581-591.
- MANNING, D.A.C. & PICHAVANT, M. - 1988 - Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. RECENT ADVANCES IN THE GEOLOGY OF GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS. Can. Inst. Min. Metal., Special Volume 39, p.80-85.
- MARTIN, R.F. & BONIN, B. - 1976 - Water and magma genesis: the association hypersolvus granite - subsolvus granite. Can. Mineral. 14: 228-237
- MEGGEN, L. - 1982 - Some characteristics of vein-type tungsten ore deposits in southern China and their metallogenetic

- pattern. In: HEPWORTH, J.V. ed. TUNGSTEN GEOLOGY JIANGXI, CHINA. Proceeding... China, 1981. Bandung, Indonesia, ESCAP/RMRDC, p.327-338.
- MELO, D.P.; COSTA, R.C.R.da; NATALI FILHO, T. - 1978 - Geomorfologia In: PROJETO RADAMBRASIL. FOLHA Sc.20 PORTO VELHO. Rio de Janeiro, MME/DNPM. p.187-249 (Levantamento de recursos naturais, 16).
- MILLER, C.F. & MITTLEFEHLDT, D.W. - 1982 - Light rare earth element depletion in felsic magmas. *Geology*, 10:129-133.
- MILLER, C.F. & MITTLEFEHLDT, D.W. - 1984 - Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68:151-158.
- MONTALVÃO, R.M.G.de & BEZERRA, P.E.L. - 1985 - Evolução geotectônica do Cráton Amazônico (Amazonia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Atas... Belém, SBG, v.1, p.282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G.de; BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; PIMENTA, O.N.S. - 1979 - Granitos pós-cinemáticos das folhas SB. 20-PURUS, SC.20-PORTO VELHO e SC.21-JURUENA (Plataforma AMazônica). SBG/Núcleo C.O., Bol.Inf., n.9, p.73-147.
- MONTANHEIRO, T.J. - 1987 - Relatório dos trabalhos de pesquisa mineral no distrito de Oriente Novo, Rondônia. Relatório interno. Mineração Oriente Novo S/A. 66p. (inédito).
- NARDI, L.V.S. - 1989 - Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTNAM, L.A. eds. GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS NO BRASIL. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/SBG. p.71.81.
- NIMER, E. - 1977 - Clima. In: GEOGRAFIA DO BRASIL. Rio de Janeiro. IBGE, v.1, Região Norte, p.39-58.

- X PAYOLLA, B.L.; LEITE JUNIOR, W.B.; BETTENCOURT, J.S.; PINHO, O.G. - 1991 - Aspectos geológicos, petrográficos e litoquímicos do Maciço Pedra Branca (RO): considerações preliminares. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. Atas... Belém, SBG/Núcleo Norte, p.100-116.
- PAYOLLA, B.L.; MUZZOLON, R.; PINHO, O.G.; BETTENCOURT, J.S. - 1984 - Estratigrafia preliminar e ambientes de deposição dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Monte Negro e Oriente Novo, Estado de Rondônia. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. Atas... Manaus, MME/DNPM, p.359-373.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25(4):956-983.
- PETRO, W.L.; VOGEL, T.A.; WILBAND, J.T. - 1979 - Major-element chemistry of plutonic rocks suites from compressional and extensional plate boundaries. Chem. Geol., 26(3/4):217-235.
- X PINHO, O.G. - 1987 - Geologia e mineralizações de estanho no maciço Caritianas - Rondônia. São Paulo, IGc/USP. 248p. (rascunho de Dissertação de Mestrado).
- PITCHER, W.S. & BUSSELL, M.A. - 1977 - Structural control of batholith emplacement in Peru: a review. J. Geol. Soc. London, 133:249-256.
- PITCHER, W.S. - 1978 - The anatomy of a batholith. J. Geol. Soc. London, 135:157-182.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granite magma. J. Geol. Soc. London, 136:627-662.
- PITCHER, W.S. - 1983 - Granite type and tectonic environment. In: HSU, J.K. ed. Mountain building process. London, Academic Press, p.19-40.
- PITCHER, W.S. - 1987 - Granites and yet more granites forty years on. Geol. Rund., 76(1):51-79.

- PLIMER, I.R. - 1983 - The geology of tin and tungsten deposits. Inst. Mineral. Petrol. Mining. Univ. Leoben, Austria., 212p. (Course Handbook).
- PLIMER, I.R. - 1987 - Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits. *Geol. Rund.*, 76(1):23-40.
- POLLARD, P.J. - 1983 - Magmatic and postmagmatic process in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Inst. Min. Metal.*, (Sect. B), 92:1-9.
- POLLARD, P.J. - 1989a - Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPÉ, F. eds. *LANTHANIDES, TANTALUM AND NIOBIUM*. Berlin, Springer-Verlag, p.145-168.
- POLLARD, P.J. - 1989b - Geologic characteristics and genetic problems associated with the development of granite-hosted deposits of tantalum and niobium. In: MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPÉ, F. eds. *LANTHANIDES, TANTALUM AND NIOBIUM*. Berlin, Springer-Verlag, p.240-256.
- POLLARD, P.J.; MILBURN, D.; TAYLOR, R.G.; CUFF, C. - 1983 - Mineralogical and textural modifications in granites associated with tin mineralization, Herberton-Mount Garnet, Queensland. In: SYMP. PERM. GEOL. QUEENSLAND, 1983. *Proceedings...* Geol. Soc. Austr. Qld. Div., p.413-429.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th.; VERSCHURE, R.H.; BON, E.H. - 1971 - Granitic complexes and associated tin mineralization of "Greenville" age in Rondônia, western Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82:1095-1102.
- PRIEM, H.N.A.; BON, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th.; BETTENCOURT, J.S. - 1989 - Rb-Sr chronology of precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin Brazilian craton). *J. South Amer. Earth Sci.*, 2(2):163-170.

- PRIEM, H.N.A.; BON, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th.; BETTENCOURT, J.S.
- 1987 - Additional geochronological data of the Precambrian tin province of Rondônia. In: "PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION". Polo Carajás, UNESCO-IGCP. Extended Abstract, p.110-112.
- RAIMBAULT, L. - 1988 - The recording of fluid phases through REE content in hydrothermal minerals. A case study: Apatites from the Meymac Tungsten District (French Massif Central). In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. eds. MINERAL DEPOSITS WITHIN THE EUROPEAN COMMUNITY. Berlin, Springer-Verlag, p.151-159.
- RAMDHOR, P. - 1980 - The ore minerals and their intergrowths. 2nd ed. Oxford. Pergamon. v.1 e 2. 1205p.
- RAMO, O.T. - 1991 - Petrogenesis of the proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. Geol. Surv. Finl. 161p. (Bull.355).
- RAMSAY, C.R.; STOESER, D.B.; DRYSDALL, A.R. - 1986 - Guidelines to classification and nomenclature of Arabian felsic plutonic rocks. In: DRYSDALL, A.R.; RAMSAY, C.R.; STOESER, D.B. eds. FELSIC PLUTONIC ROCKS AND ASSOCIATED MINERALIZATION OF THE KINGDOM OF SAUDI ARABIA. J. Afr. Earth Sci., 4:13-20.
- RIBEIRO, A.P. - 1985 - Relatório sobre a geologia e o potencial mineral da área da Fazenda Reunidas. Relatório interno. Projeto Granitos. Mineração Oriente Novo. 38p.
- RICE, A. - 1981 - Convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. J. Geophys. Res., 96:405-417.
- X
ROMANINI, S.J. - 1982 - Geologia e geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho. Salvador, IG/UFBA. 85p. (Dissertação de Mestrado).

- ROSE, W.A. & BURT, D.M. - 1979 - Hydrothermal alteration. In: BARNES, H.L. ed., GEOCHEMISTRY OF HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS. New York, John Wiley & Sons. p.173-236.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUERCIO, S.O.C. - 1984 - A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; HASMUS, H.E. coords. GEOLOGIA DO BRASIL. Brasília MME/DNPM, p.93-127.
- SANTOS, R.O.B.dos; PITTHAN, J.H.L.; BARBOSA, E.S.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.G.C.; CAMPOS, D.A. - 1979 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. FOLHA SD.20-GUAPORÉ. Rio de Janeiro. MME/DNPM. p.21-123 (Levantamento de recursos naturais, 19).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. coords. - 1984 - GEOLOGIA DO BRASIL - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília. DNPM/DGM. 501p.
- SHEPHERD, T.J. & MILLER, M.F. - 1988 - Fluid inclusions: volatiles as a guide to tungsten deposits, southwest England: Application to other Sn-W provinces in western Europe. In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. eds. MINERAL DEPOSITS WITHIN THE EUROPEAN COMMUNITY. Berlin, Springer-Verlag, p.29-52.
- SHEPHERD, T.J.; MILLER, M.F.; SCRIVENER, R.C.; DARBYSHIRE, D.P.F. - 1985 - Hydrothermal fluid evolution in relation to mineralization in southwest England with special reference to the Dartmoor-Bodmin área. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proceedings...St.Austell, England, 1985. London, IMM. p.345-364.
- SHERBA, G.N. - 1970 - Greisens. Intern. Geol. Rev., 12(2-3):114-150 e 239-255.
- SHIHUA, S. - 1982 - The subdivision of lithium micas and their significance in the study of granitoids. In: INTERN. SYMP.

GEOLOGY OF GRANITES AND THEIR METALLOGENETIC RELATIONS,
Nanjing, 1983. Proceedings... Nanjing. p.379-393.

SINGH, D.S. & BERN, J.H. - 1968 - Some general aspects of tin in
Malaysia. In: TECHICAL CONFERENCE ON TIN, London, 1967.
Proceedings... London, Intern. Tin Council, v.2, p.457-478.

SMIRNOV, V.I. - 1976 - Geology of mineral deposits. Moscow, Mir.
520p.

SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals: crystal structure and
physical properties. Berlím, Springer Verlag. v.1. 627p.

SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. New York. Pergamon.
350p.

STEMPROK, M. - 1979 - Mineralized granites and their origin.
Episodes, n.3, p.20.24.

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

STONE, M. & EXELEY, C.S. - 1985 - High heat production granites
of southwest England and their associated mineralization: a
review. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HIDROTHERMAL
CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proceedings... St. Austell,
England, 1985. London. IMM. p.571-593.

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

STRONG, D.F. & CHATTERJEE, A.K. - 1985 - A review of some
chemical and mineralogical characteristics of granitoid rocks
hosting Sn, W, U, Mo deposits in Newfound and Nova Scotia. In:
HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION
AND ORE GENESIS. Proceedings... St. Austell, England, 1985.
London, IMM, p.489-516.

STRONG, D.F. - 1988 - A review and model for granite-related
mineral deposits. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. RECENT

- ADVANCES IN GEOLOGY OF GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS. Can. Inst. Min. Metal., Special Volume 39, p. 424-445.
- SVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. - 1978 - Rare Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42(8):1199-1212.
- TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. São Paulo, IG/USP. 99p. (Dissertação de Mestrado).
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA, JR., O.; TEIXEIRA, W. - 1984 - épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Craton Amazônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2963-2970.
- TAYLOR, R. - 1979 - *Geology of tin deposits*. Amsterdam, Elsevier. 543p.
- TAYLOR, R.G. & POLLARD, R.J. - 1988 - Pervasive hydrothermal alteration in tin-bearing granites and implications for the evolution of ore-bearing magmatic fluids. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. *RECENT ADVANCES IN THE GEOLOGY OF THE GRANITE-RELATED MINERAL DEPOSITS*. Can. Inst. Min. Metal., Special Volume 39, p. 86-95.
- TAYLOR, R.P.; STRONG, D.F.; FRYER, B.J. - 1981 - Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77:267-271.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. - 1984 - Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, MME/DNPM, p.87-101.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1989 - A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42(3-4):213-227.

- THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. - 1960 - Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. *Am. J. Sci*, 258(9):664-684.
- TISCHENDDORF, G. - 1977 - Geochemical and petrographic characteristic of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM. *Geol. Surv. Prague*, p.41-96.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer.* 153p.- (Mem.74).
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. São Paulo IGc/USP. 700p. (Tese de Livre Docência).
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1986 - As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. *Bol.IG-USP*. 82p. (Publicação Especial 3).
- VARLAMOFF, N. - 1978 - Classification and spacial-temporal distribution of tin and mineral deposits. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. METALLIZATION ASSOCIATED WITH ACID MAGMATISM. *Prague, Geol. Surv.*, p.139-156.
- VERSCHURE, R.H. & BON, E.H. - 1972 - Geology and geochronology of tin bearing volcanic-plutonic complexes in Rondônia (western Brasil): reflections on the genesis of this type of magmatism. Reports on investigation 1970/72. Amsterdam, Z.W.O. Labor. voor Isotopen-Geologie, p.177-198.
- VLACH, S.R.F. - 1985 - Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP. São Paulo, IGc/USP. 252p. (Dissertação de Mestrado).
- WAGHORN, J.G. - 1974 - The geology of Rondônia (Western Brasil), with special reference to the tin-bearing complexes and placera deposits. London, Faculty of Science, Univ. London, 293p. (PhD These).

- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. - 1987 - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.
- WEIDNER, J.R. & MARTIN, R.F. - 1987 - Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 51:1591-1597.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - *Petrogênese das rochas metamórficas* (Trad. BURGER JR., C.B.) Porto Alegre. Edgard Blucher/UFRG 4th ed. 254p.
- WITT, W.K. - 1988 - Evolution of high-temperature hydrothermal fluids associated with greisenization and feldspathization of a tin-mineralized granite, northeast Queensland. *Econ. Geol.*, 83(2):310-334.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. - 1961 - Experimental investigation of systems containing two volatile components. II: The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. Journ. Sci.*, 262:930-939.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. - 1964 - Experimental investigation of silicate systems containing two volatiles components III: The effects of SO_2 , P_2O_5 , H_2 and LiO_2 in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. Journ., Sci.* 262:930-939.
- WYLLIE, P.J. - 1979 - Magmas and volatiles components. *Amer. Mineral.*, 64(5):469-500.
- YIDOU, L. & YIQUM, L. - 1982 - The iron-manganese contents and the formation conditions of wolframita. In: HEPWORTH, J.V. ed. *TUNGSTEN GEOLOGY JIANGXI, CHINA. Proceedings... China, 1981, Bandung, Indonesia, ESCAP/RMRDC.* p.301-311.

LEGENDA

PROTEROZOICO SUPERIOR

- MACIÇO ORIENTE NOVO**
- UNIDADE ORIENTE NOVO (ON): SIENOGRAFITOS PORFIRÓIDES (F1) E PORFIRÍTICOS (F2)
 - UNIDADE FINO-ARY (FA): FERRO-HASTINGSITA BIOTITA MONZOGRAFITOS PORFIRÍTICOS (F3), BIOTITA MONZOGRAFITOS PORFIRÍTICOS (F4)
 - UNIDADE PAJURÁ (PJ): MICRO-MONZOGRAFITOS (F5)
 - UNIDADE PAPO-FURADO (PF): SIENOGRAFITOS PORFIRÍTICOS (F6)
 - UNIDADE BARRANCO (BR): ÁLCALI-FELDSPATO GRANÍTOS (F7) E ALBITA GRANÍTOS (F8)
 - UNIDADE SERINGUEIRA (SG): ÁLCALI-FELDSPATO GRANÍTOS E ÁLCALI GRANÍTOS (F9)
 - UNIDADE FINADO (FD): ÁLCALI-FELDSPATO RIÓLITOS PORFÍROS
- MACIÇO SANTA CLARA**
- GRANITOS PORFIRÓIDES, PORFIRÍTICOS E EQUIGRAULARES INDIFERENCIADOS

ARQUEANO - PROTEROZOICO MÉDIO (?)

- EMBASAMENTO CRISTALINO**
- GNÁISSES QUARTZO-MONZONÍTICOS E ANFIBOLITOS
 - GNÁISSES GRANÍTICOS E MONZOGRAFITOS PORFIRÓIDES
 - GNÁISSES CHARNOQUÍTICOS, PARA-GNÁISSSES E META-GABRONORITOS

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS E TOPOGRÁFICAS

- ÁREA DE OCORRÊNCIAS DE VEIOS DE GREISEN E DE QUARTZO
- "STOCKWORK" DE VEIOS DE GREISEN E DE QUARTZO
- CONTATO OBSERVADO
- CONTATO APROXIMADO
- CONTATO INFERIDO
- TRAÇO DE PLANO DE FALHA OU DE FRATURA
- DIOQUES DE TRAQUITO (t), MICROSIENITO (ms) OU DE PEGMATITO (p)
- FOLIACÃO GNAISSICA
- SAT-R021
- PONTO ASTRONÔMICO
- ORIENTE NOVO
- VILA MINEIRA
- CASA
- CAMPO DE EMERGÊNCIA
- ESTRADA NÃO PAVIMENTADA
- PONTE OU BARRAGEM
- DRENAGENS

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

SITUAÇÃO DA ÁREA NA FOLHA

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1984
E CONVERSÃO MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA

MACIÇO ORIENTE NOVO E ÁREAS ADJACENTES

MAPA GEOLÓGICO

ANEXO II

GEOLOGIA DE CAMPO: WASHINGTON BARBOSA LEITE JUNIOR
ALCÍDIO P. RIBEIRO
SÉRGIO K. RODRIGUES

COORDENADOR: JORGE SILVA BETTENCOURT

- LEGENDA
- PONTO ESTUDADO
 - PONTO ESTUDADO COM AMOSTRA
 - PONTO ESTUDADO COM LÂMINA DELGADA
 - PONTO ESTUDADO COM ANÁLISE QUÍMICA
 - ÁREA APROXIMADA DA FIGURA - 36 (PONTOS BS - W - 1 A 23)
 - LIMITE DE AFLORAMENTO
 - LIMITE DE ÁREA DESMATADA
 - M-0 MARCO TOPOGRÁFICO PRINCIPAL
 - PICADAS PRINCIPAIS (LINHA CHEIA) E SECUNDÁRIAS (LINHA TRACEEJADA)
 - CENTRO E NÚMERO DA FOTOGRAFIA AÉREA
 - SAT-ROZI PONTO ASTRONÔMICO
 - ORIENTE NOVO
 - VILA MINEIRA
 - CASA
 - ACAMPAMENTO
 - CAMPO DE EMERGÊNCIA
 - ESTRADA NÃO PAVIMENTADA
 - PONTE OU BARRAGEM
 - DRENAGENS

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1984 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA

MACIÇO ORIENTE NOVO E ÁREAS ADJACENTES

MAPA DE PONTOS

ANEXO I

GEOLOGIA DE CAMPO: WASHINGTON BARBOSA LEITE JUNIOR

AUTOGRÁFO: A. ROBEIRO

SENHA: R. RODRIGUES

COORDENADOR: JORGE SILVA BETTENCOURT