UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS
DO MACIÇO CORREAS**

Claudio Luis Goraieb

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
1995

ERRATA

Página 61, 2ª linha do 1º parágrafo: onde se lê “levemente peraluminosas”, leia-se “são metaluminosas a levemente peraluminosas (A/CNK variando de 0,72 a 1,12).

Página 61, FIGURA 9, substituir pela FIGURA aqui apresentada:

Página 73, 2º parágrafo, substituir por:

As biotitas primárias e biotitas cloritizadas do biotita granito possuem teores mais elevados em Al_2O_3 e MgO , situando-se no campo II, que corresponde às biotitas de granitos metalogeneticamente especializados, nos quais este mineral constitui o único máfico existente (NOCKOLDS 1947; HAAPALA 1977). Por outro lado, as biotitas cloritizadas presentes no biotita-muscovita granito se situam no campo I, característico de biotitas secundárias associadas a muscovita, fluorita e/ou topázio.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS
DO MACIÇO CORREAS**

Claudio Luis Goraieb

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005037

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
1995

*Aos meus pais, Walter e Alzira,
pelo amor, apoio e incentivo.*

*À Tânia e nossa filha Juliana,
por toda alegria e felicidade
que me proporcionam.*

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, gostaria de agradecer a todas as instituições de ensino e pesquisa que tornaram possível a realização desta dissertação.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. (IPT), agradeço pela oportunidade de aperfeiçoamento técnico e apoio durante as várias etapas de campo, laboratório e escritório.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), particularmente ao Departamento de Geologia Econômica, agradeço pela acolhida do meu plano de tese e pela oportunidade de realizar esse estudo.

Ao CAPES, devo agradecimento pelo apoio financeiro destinado na forma de bolsa de estudo.

Ao FINEP, Financiadora de Estudos e Projetos, agradeço pelo suporte financeiro (processo nº 65.94.0249.00), que possibilitou o refinamento deste estudo e a editoração desta dissertação.

O apoio e colaboração destas instituições mencionadas, só foi possível graças a participação direta e indireta de pessoas, professores e colegas que a elas se encontram vinculadas.

Assim sendo, agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt, pela oportunidade e confiança depositada na minha pessoa e no meu trabalho, pelas suas críticas, sugestões e ensinamentos, os quais foram fundamentais para o desenvolvimento e execução deste estudo.

Ao Prof. Dr. Colombo Tassinari, gostaria de agradecer pela colaboração na obtenção dos dados geocronológicos inéditos publicados nesta dissertação.

À Dr.^a Rosa Maria da Silveira Bello, agradeço pela oportunidade de utilização do laboratório de inclusões fluidas, como também pelos ensinamentos, discussões, críticas e sugestões que ajudaram muito a enriquecer este trabalho.

Aos professores membros do meu exame de qualificação, Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi e Prof. Dr. João Batista Moreschi, pelas críticas, sugestões e incentivo.

Ao Prof. Dr. Rômulo Machado, agradeço a oportunidade de contato com o Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho, da Universidade de Brasília, a quem sou muito grato pela colaboração na realização das análises de microsonda eletrônica.

Ao Dr. Kazuo Fuzikawa, membro do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear da Comissão Nacional de Energia Nuclear de Belo Horizonte e ao Prof. Dr. Marco Assunção Pimenta, do Departamento de Física do Instituto de Ciências Exatas da Universidade Federal de Minas Gerais, devo agradecimentos pela colaboração na realização das análises por Espectrometria Raman.

Finalmente, gostaria de agradecer aos meus colegas do IPT, pelas inúmeras contribuições e pela ajuda que recebi durante todas as etapas de desenvolvimento e elaboração desta dissertação.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO MACIÇO CORREAS

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	4
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	4
1.3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS	6
2 MÉTODO DE TRABALHO	7
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	7
2.2 TRABALHOS DE CAMPO	7
2.3 ESTUDOS LABORATORIAIS	8
2.3.1 Análises Petrográficas	8
2.3.2 Coloração Seletiva de Feldspatos	9
2.3.3 Análises Petroquímicas	9
2.3.4 Tratamento dos Dados Petroquímicos	10
2.3.5 Estudo de Seções Polidas	11
2.3.6 Análises por Difractometria de Raios X	11
2.3.7 Microtermometria	11
2.3.8 Análises por Espectrometria Raman	13
2.3.9 Microsonda Eletrônica	13
2.3.10 Análises Radiométricas	14
3 REVISÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOLÓGICOS REGIONAIS	14
4 CONSIDERAÇÕES SOBRE O POSICIONAMENTO DOS CORPOS GRANITÓIDES NA FAIXA RIBEIRA	16
5 O MACIÇO CORREAS	23
5.1 IDADE E MODO DE OCORRÊNCIA	23
5.2 ESTRUTURAÇÃO INTERNA E PETROGRAFIA DO MACIÇO	28
<i>Fácies biotita granito (γ_1)</i>	29
<i>Fácies biotita-muscovita granito (γ_2)</i>	33
<i>Fácies microgranito (γ_3)</i>	37
<i>Fácies muscovita-albita granito a topázio (γ_4)</i>	38
<i>Fácies pegmatito (γ_5)</i>	41

5.3 TRANSFORMAÇÕES TARDIAS A PÓS-MAGMÁTICAS.....	43
<i>Albitização.....</i>	44
<i>Microclinização.....</i>	44
<i>Greisenização.....</i>	48
<i>Silicificação.....</i>	51
<i>Sericitização/Epidotização/Cloritização/Argilização.....</i>	53
6 LITOGEOQUÍMICA DO MACIÇO CORREAS	55
7 CARACTERIZAÇÃO DAS MICAS DO MACIÇO CORREAS E METASSOMATITOS ASSOCIADOS	68
7.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	68
7.2 CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO.....	69
7.2.1 Biotitas.....	69
7.2.2 Muscovitas.....	77
7.2.3 Micas Litíferas.....	82
8 O DEPÓSITO ESTANO-TUNGSTENÍFERO ASSOCIADO AO MACIÇO CORREAS	84
8.1 MORFOLOGIA E TIPOLOGIA DO DEPÓSITO.....	84
8.2 MINERALOGIA E SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA.....	91
9 INCLUSÕES FLUIDAS	97
9.1 CARACTERÍSTICAS DAS INCLUSÕES.....	97
9.2 SÍNTESE DOS RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS.....	104
9.3 DISCUSSÃO SOBRE A EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS.....	118
10 EVOLUÇÃO E GÊNESE DO MACIÇO CORREAS E MINERALIZAÇÃO ESTANO-TUNGSTENÍFERA ASSOCIADA	121
10.1 DISCUSSÃO DOS DADOS RELATIVOS AO MACIÇO CORREAS.....	121
10.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DO DEPÓSITO PRIMÁRIO.....	124
11 SÍNTESE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	128
11.1 ROCHAS ENCAIXANTES DO MACIÇO CORREAS.....	128
11.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO MACIÇO CORREAS.....	128
11.3 MINERALIZAÇÕES DE Sn E W.....	133
11.4 CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO.....	135
11.5 MODELAGEM METALOGENÉTICA.....	136
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140

ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:25.000

ANEXO B - MAPA GEOLÓGICO DA BORDA NE DO MACIÇO CORREAS (ESC. 1:5.000)

ANEXO C - MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO GEOLÓGICA (ESC. 1:25.000)

ANEXO D - RESULTADOS LITOGEOQUÍMICOS DO MACIÇO CORREAS

ANEXO E - COMPOSIÇÃO NORMATIVA DAS ROCHAS DO MACIÇO CORREAS

ANEXO F - RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 - Distribuição das unidades litoestratigráficas.....	3
FIGURA 2 - Mapa de localização e acesso à área de estudo.	5
FIGURA 3 - Distribuição esquemática das estruturas	24
FIGURA 4 - Isócrona Rb-Sr em rocha total obtida para os albita granitos (fácies muscovita-albita granito a topázio) do Maciço Correias.....	26
FIGURA 5 - Diagrama triangular Q-A-P (Quartzo-Álcali-Feldspato-Plagioclásio).....	28
FIGURA 6 - Diagrama triangular Rb-Ba-Sr mostrando o elevado grau de diferenciação das rochas graníticas do Maciço Correias.....	56
FIGURA 7.1 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies biotita granito).....	57
FIGURA 7.2 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies biotita-muscovita granito).....	57
FIGURA 7.3 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies microgranito).....	58
FIGURA 7.4 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies muscovita-albita granito a topázio).	58
FIGURA 8.1 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos incompatíveis (fácies biotita granito).....	59
FIGURA 8.2 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos incompatíveis (fácies biotita-muscovita granito).....	59
FIGURA 8.3 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos incompatíveis (fácies microgranito).....	60
FIGURA 8.4 - Diagrama com padrões de distribuição elementos incompatíveis (fácies muscovita-albita granito a topázio).	60
FIGURA 9 - Diagrama com índice de saturação em alumina.....	61
FIGURA 10 - Diagrama R1 - R2.....	61
FIGURA 11 - Amostras do Maciço Correias inseridas no diagrama com índice rapakivi definido para os granitóides pós-orogênicos e granitóides rapakivi dos Escudos Báltico e Ucrâniano.	62

FIGURA 12 - Diagrama triangular Q-Ab-Or normativos. Porcentagens ao lado de pontos representam a posição do mínimo ternário para um magma granítico saturado em H ₂ O, a 1 Kbar de pressão, com 0, 1, 2 e 4% de flúor (extraído de MANNING 1981).	63
FIGURA 13 - Diagrama CaO x Na ₂ O mostrando correlação negativa entre os dois elementos. Notar o comportamento anômalo da amostra referente ao granito greisenizado.	64
FIGURA 14 - Diagrama Sr x Na ₂ O mostrando correlação negativa entre os dois elementos. Notar o comportamento anômalo da amostra referente ao granito greisenizado.	64
FIGURA 15 - Diagrama binário Sn x F mostrando o empobrecimento destes elementos nos albitas granitos em relação as fácies menos fracionadas.	65
FIGURA 16 - Diagrama binário TiO ₂ x Zr ilustrando o decréscimo destes elementos em direção às fases mais evoluídas.	66
FIGURA 17 - Diagrama binário Rb x Sr mostrando correlação negativa entre os dois elementos e o enriquecimento em Rb nas fases mais evoluídas.	66
FIGURA 18 - Diagrama binário Ga x Al ₂ O ₃ mostrando correlação positiva e o enriquecimento destes elementos em direção às fases mais evoluídas.	67
FIGURA 19 - Diagrama K ₂ O x Na ₂ O mostrando o enriquecimento em sódio na fase mais fracionada.	67
FIGURA 20 - Localização das biotitas do Maciço Correias em relação aos campos composicionais da série annita-siderofilita segundo DEER et al. (1967).	71
FIGURA 21 - Relação Al x Mg das biotitas do Maciço Correias (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	71
FIGURA 22 - Localização das biotitas de diferentes linhagens graníticas no diagrama Al x Mg (nº de cátions com base em 22 oxigênio).	72
FIGURA 23 - Diagrama Ti x Fe/Fe + Mg apresentando correlação negativa. (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	72
FIGURA 24 - Diagrama Al ₂ O ₃ - FeO(t) - MgO com proporções relativas das biotitas do Maciço Correias.	73
FIGURA 25.1 - Diagrama Fe x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	74
FIGURA 25.2 - Diagrama Al x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	74
FIGURA 25.3 - Diagrama Mg x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	75
FIGURA 25.4 - Diagrama Si x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	75
FIGURA 25.5 - Diagrama K x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	76
FIGURA 25.6 - Diagrama F (wt%) x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).	76
FIGURA 26.1 - Diagrama Ti x Al (número de íons com base em 24 O, OH, F).	79
FIGURA 26.2 - Diagrama Ti x Fe (t) (número de íons com base em 24 O, OH, F).	79
FIGURA 26.3 - Diagrama Ti x Mn (número de íons com base em 24 O, OH, F).	80
FIGURA 26.4 - Diagrama Ti x Na (número de íons com base em 24 O, OH, F).	80
FIGURA 26.5 - Diagrama Mg x Ti (número de íons com base em 24 O, OH, F).	81
FIGURA 26.6 - Diagrama F x Ti (número de íons com base em 24 O, OH, F).	81
FIGURA 27 - Relação entre Li - R ²⁺ - R ³⁺ + Ti das micas litiníferas do Maciço Correias.	83
FIGURA 28 - Relação entre Li - R ²⁺ - R ³⁺ + Ti das siderofilas e micas ferro-litiníferas apresentadas por FOSTER (1960b).	84

FIGURA 29 - Espectro Raman de inclusão fluida aquo-carbônica trifásica aprisionada no pegmatito, indicando a presença de CO ₂ e ausência de outros gases como CH ₄ , N ₂ e H ₂ S.	105
FIGURA 30.1 - Espectro Raman de inclusão fluida aquosa, monofásica, aprisionada no pegmatito.	106
FIGURA 30.2 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, mostrando a presença de um pouco de CO ₂ dissolvido na fase aquosa.	106
FIGURA 31 - Diagrama V _{CO2} x Th (CO ₂) para as inclusões presentes no quartzo e topázio dos pegmatitos.	107
FIGURA 32 - Temperaturas de homogeneização total das inclusões presentes no quartzo e topázio dos pegmatitos tipo "stockcheider".	107
FIGURA 33.1 - Espectro Raman de inclusão (Grupo 1) aprisionada no quartzo "stockwork" do depósito, mostrando a presença de CO ₂	108
FIGURA 33.2 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, evidenciando a presença de CH ₄ através de pico bastante acentuado (> 10.000 contagem).	109
FIGURA 34 - Diagrama Tf _{CO2} x Th _{CO2} das inclusões do Grupo 1 contidas nas amostras provenientes do depósito mineral primário.	110
FIGURA 35 - Histograma mostrando o intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes no quartzo "stockwork" do depósito primário.	110
FIGURA 36 - Histograma mostrando o intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes nas amostras de topázio-quartzo greisen do depósito primário.	111
FIGURA 37 - Histograma mostrando o intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes nas amostras dos veios topazíticos (cassiterita-topázio greisen) do depósito primário.	112
FIGURA 38 - Diagrama Th(t) x Salinidade das inclusões aprisionadas nas amostras do pegmatito e do depósito mineral estudado.	113
FIGURA 39 - Espectro Raman evidenciando a presença de H ₂ O nas bolhas de inclusão atípica, aprisionada nas amostras de topázio-quartzo greisen do depósito.	117
FIGURA 40 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, evidenciando três picos mais acentuados. Apenas o pico referente ao topázio foi reconhecido. Os outros dois, possivelmente representam outros silicatos.	117

ÍNDICE DE FOTOS

FOTO 1 - Aspecto textural do biotita granito (variedade γ_{1a}).	30
FOTO 2 - Aspecto textural da variedade (γ_{1b}).	30
FOTO 3 - Aspecto textural da variedade granítica (γ_{1c}).	31
FOTO 4 - Amostra (16-B) representativa da variedade (γ_{1b}), com coloração seletiva de feldspatos destacando a textura "tipo rapakivi" (pouco comum nos biotita granitos do maciço).	32
FOTO 5 - Fotomicrografia em lupa binocular (mesma amostra da foto anterior) mostrando megacrystal de microclíneo pertítico manteado por plagioclásio turvo e sericitizado	

(textura rapakivi). Notar auréola albitica (pequenos cristais lípidos de albita neoformada) entre o plagioclásio e K-feldspato, evidenciando processo de albitização superimposto. (Objetiva 12 - nicóis paralelos).....	32
FOTO 6 - Aspecto textural da variedade (γ_{2a}).	33
FOTO 7 - Aspecto textural da variedade (γ_{2b}).	34
FOTO 8 - Cristal euédrico de SnO_2 incluído em muscovita bem desenvolvida, de provável origem primária. Amostra 08-81-3 (γ_{2a}). Objetiva 10 (aumento 150 x) - nicóis cruzados.	35
FOTO 9 - Cristal euédrico e intersticial de muscovita primária. Amostra C-311-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	35
FOTO 10 - Textura granofírica (intercrescimento gráfico entre cristais de quartzo e K-feldspato). Amostra C-300-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	36
FOTO 11 - Textura granofírica apresentando intercrescimento gráfico entre cristais de quartzo e K-feldspato. Amostra 15-A (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	36
FOTO 12 - Aspecto textural do microgranito (γ_3).	37
FOTO 13 - Microfratura preenchida por fluorita e opacos (óxidos e hidróxidos de Fe). Fotomicrografia em lupa binocular da amostra 08-56-3 (γ_3). Objetiva 25 nicóis paralelos.	38
FOTO 14 - Aspecto textural dos albita granitos (γ_4) do Maciço Correias. Notar como os megacristais de quartzo são bastante arredondados, típicos de fases graníticas bem evoluídas.	39
FOTO 15 - Cristal submilimétrico e geminado de cassiterita associado a muscovita. Amostra 08-180-3 (γ_4). Objetiva 10 (aumento 150 x) - nicóis cruzados.	39
FOTO 16 - Cristal subédrico e intersticial de topázio, parcialmente sericitizado ao longo de microfraturas. Amostra 08-180-3 (γ_4). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	40
FOTO 17 - Cristais ripiformes submilimétricos de albita arranjados de forma concêntrica nos planos de crescimento do megacristal de quartzo (textura "snowball"). Amostra AM-5 (γ_4). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	41
FOTO 18 - Amostras de mão representativas do pegmatito tipo "stockcheider". Notar os cristais bem desenvolvidos de topázio, quartzo e micas (Li-siderofilas).	42
FOTO 19 - Cristais lípidos de albita neoformada ("albite rims") desenvolvidos no contato entre o plagioclásio turvo, sericitizado e o microclíneo pertítico. Amostra 16-B (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	45
FOTO 20 - Megacristal de K-feldspato apresentando pertitas do tipo "patches" (manchas), cujo aspecto lembra um tabuleiro de xadrez (textura "chessboard"). Amostra 16-B (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	45
FOTO 21 - Albitização ao longo de microfratura em megacristal de K-feldspato. Amostra C-21-R (γ_{1a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	46
FOTO 22 - Exemplo de microclínização do plagioclásio. Amostra C-21-R (γ_{1a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	46
FOTO 23 - Substituição potássica pervasiva do megacristal de plagioclásio. Amostra CO-2 (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	47

FOTO 24 - Microclinização e muscovitização do plagioclásio. Amostra C-311-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	47
FOTO 25 - Greisenização marcada pela substituição ao longo de planos de clivagem da biotita cloritizada por muscovita secundária. Amostra CO-2 (γ_{1b}). Objetiva 10 (aumento 150 x) - nicóis cruzados.	48
FOTO 26 - Muscovita + quartzo + fluorita substituindo megacristal de plagioclásio. Amostra C-439-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	49
FOTO 27 - Muscovitização de megacristais de K-feldspato em amostra de granito greisenizado. Amostra C-237C-R, Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	49
FOTO 28 - Aspecto textural do "ultra-greisen" constituído essencialmente por muscovitas (endogreisen monomineralico). Amostra 08-183-3, Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	50
FOTO 29 - Exogreisen típico do depósito mineral associado ao Maciço Correias (muscovita-topázio-quartzo greisen). Amostra 08-187-3, Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	50
FOTO 30 - Fotomicrografia de amostra representativa do veio gigante de quartzo (brecha silicosa). Notar as vênulas de quartzo recristalizado cortando a matriz microcristalina. Amostra 12-A, Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	52
FOTO 31 - Fotomicrografia mostrando o aspecto textural dos veios de quartzo dos pegmatitos tipo "stockcheider". Amostra C-29-R, Objetiva 5 (aumento $\cong 45$ x)- nicóis paralelos.	52
FOTO 32 - Fotomicrografia mostrando o aspecto textural dos veios de quartzo associados a zona greisenizada (quartzo stockwork). Amostra 17-A, Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	53
FOTO 33 - Fotomicrografia em lupa binocular mostrando o aspecto textural dos veios de quartzo que cortam os albita granitos do Maciço Correias. Amostra LB-21, Objetiva 12, nicóis cruzados.	54
FOTO 34 - Sericitização ao longo dos planos de clivagem e microfraturas em megacristal de plagioclásio. Amostra 08-65-3 (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	54
FOTO 35 - Carbonatos e argilo-minerais substituindo muscovitas. Amostra 09-A (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40$ x) - nicóis cruzados.	55
FOTO 36 - Amostra representativa do mica-topázio-quartzo greisen.	86
FOTO 37 - Detalhe da parede de poço escavado no corpo de minério primário. As porções amareladas e esbranquiçadas na foto correspondem a topázio greisens alterados por intemperismo que preenchem os interstícios do quartzo brechado.	86
FOTO 38 - Amostra de veio topazítico mineralizado, preenchendo fratura no contato com mica-topázio-quartzo greisen.	87
FOTO 39 - Detalhe de uma trincheira escavada no depósito primário mostrando o aspecto brechado da zona intensamente silicificada, constituída predominantemente por quartzo brechado com topázio greisen preenchendo as fraturas.	88
FOTO 40 - Aspecto da estrutura "stockwork" do corpo primário, onde observam-se porções de topázio-quartzo greisen e/ou rocha encaixante greisenizada (marrom avermelhado e amarelado) englobadas pelo quartzo (branco leitoso).	88

FOTO 41 - Fotomicrografia do mica-topázio-quartzo greisen com cassiterita disseminada. Amostra TRC-A2-1, Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.	89
FOTO 42 - Detalhe de uma trincheira escavada no corpo primário mostrando a mineralização (cassiterita e wolframita) associada ao topázio greisen que preenche fraturas nos interstícios do quartzo brechado.	89
FOTO 43 - Cristais geminados e zonados de cassiterita exibindo hábito bipiramidal ou prismático. A matriz é constituída por muscovita (parte superior direita da foto) e agregados de topázio (parte inferior direita). Amostra CG-P02-5 (mica-topázio greisen). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.	90
FOTO 44 - Amostra proveniente de poço escavado no corpo primário, constituída essencialmente por wolframita maciça e quartzo.	90
FOTO 45 - Inclusão submilimétrica ($\cong 0,075 \text{ mm}$) de calcopirita em cristal de wolframita. Amostra CG-P02-8, Objetiva 40 (aumento 600 $\times$) - nicóis paralelos.	92
FOTO 46 - Inclusão submilimétrica ($\cong 0,25 \text{ mm}$) de calcopirita em cristal de cassiterita. Amostra CG-AS-1, Objetiva 16 (aumento 240 $\times$) - nicóis paralelos.	92
FOTO 47 - Inclusões submilimétricas de columbo-tantalitas na cassiterita. O cristal com hábito tabular mede $\cong 0,030 \text{ mm}$. Amostra CG-AS-1, Objetiva 80 (aumento 1.200 $\times$) - nicóis paralelos.	93
FOTO 48 - Inclusões submilimétricas de minerais da série Ta-Nb na cassiterita, provavelmente intercrescidos por exolução (presença de columbo-tantalita em solução sólida). Amostra CG-T01-2, Objetiva 40 (aumento 600 $\times$) - nicóis paralelos.	93
FOTO 49 - Hidróxidos de ferro (goethita - cinza) e manganês (pirolusita - mais clara) venulando a wolframita. Amostra CG-P01-2, Objetiva 8 (aumento 120 $\times$) - nicóis semi-cruzados.	94
FOTO 50 - Aspecto da textura coloforme originada pela substituição pseudomórfica da wolframita pela goethita e outros hidróxidos de ferro (cores marrom avermelhadas). Amostra CG-P02-8, Objetiva 8 (aumento 120 $\times$) - nicóis semi-cruzados.	94
FOTO 51 - Inclusões primárias (isoladas ou arranjos aleatórios) e inclusões secundárias (alinhamentos ao longo de microfraturas cicatrizadas). Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) - nicóis paralelos.	98
FOTO 52 - Trilhas ou alinhamentos de inclusões secundárias típicas. Amostra 16 A (quartzo "stockwork"). Objetiva 20 (aumento $\cong 180 \times$) - nicóis paralelos.	98
FOTO 53 - Fotomicrografia da mesma amostra da foto anterior, mostrando inclusões secundárias bifásicas e monofásicas, essencialmente aquosas (mais claras) e aquo-carbônicas (mais escuras). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.	99
FOTO 54 - Inclusões primárias aquo-carbônicas, bifásicas e trifásicas a temperatura ambiente, arrançadas de forma aleatória. Notar inclusões trifásicas na forma de cristais negativos. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.	99
FOTO 55 - Inclusões primárias com morfologias variadas (formas irregulares, tabulares e contornos arredondados). Amostra T1 (quartzo "stockwork"). Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) - nicóis paralelos.	100
FOTO 56 - Inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas a temperatura ambiente, apresentando razões volumétricas variáveis. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.	101

FOTO 57 - Inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas apresentando razões volumétricas variáveis, formas irregulares e cristais negativos. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.....	101
FOTO 58 - Inclusões bifásicas, essencialmente aquosas, apresentando tamanhos e formas variadas (pequenas e regulares - Grupo 2; maiores e irregulares - Grupo 3). Amostra C-29-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.	102
FOTO 59 - Padrão textural de microfraturas cicatrizadas por inclusões secundárias. Amostra T1 (quartzo "stockwork"). Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) - nicóis paralelos.	103
FOTO 60 - Feições de "hecking down" e crepitação superimpostas por deformações de caráter rúptil. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 20 (aumento $\cong 180 \times$) - nicóis paralelos.	103
FOTO 61 - Inclusões aquosas na cassiterita apresentando tamanhos reduzidos ($< 5 \mu m$), coloração escurecida e alinhamentos ao longo de microfraturas cicatrizadas. Amostra CG-P02-5 (mica-topázio greisen). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.	115
FOTO 62 - Inclusões atípicas analisadas por espectrometria Raman. Amostra CG-T01-1 (mica-topázio-quartzo greisen). Objetiva 20 (aumento $\cong 180 \times$) - nicóis paralelos.	116

ÍNDICE DE QUADROS E TABELAS

QUADRO 1 - Amostras analisadas (petrografia, via úmida e microsonda eletrônica).....	68
QUADRO 2 - Média dos resultados analíticos de microsonda eletrônica e respectivas fórmulas químicas das micas estudadas.	70
QUADRO 3 - Estágios e processos de alteração relacionados com a formação dos principais litotipos do depósito primário e suas respectivas associações minerais.	96
QUADRO 4 - Resultados microtermométricos	104
QUADRO 5 - Características das inclusões fluidas presentes no pegmatito estudado.	108
QUADRO 6 - Características das inclusões aprisionadas nas amostras do depósito mineral primário estudado.	114
TABELA 1 - Esquema analítico de litogeoquímica do Maciço Correias.....	10
TABELA 2 - Resultados analíticos Rb-Sr em rocha total dos albita granitos do Maciço Correias.....	24
TABELA 3 - Resultados analíticos de K-Ar	27
TABELA 4 - Conteúdo de Li com base em 24 (O, OH, F) na série siderofilita-lepidolita.	83

RESUMO

O Maciço Correias é um corpo granítico circunscrito, de pequena dimensão (aproximadamente 5 km² de área aflorante), localizado na porção sul do Estado São Paulo, entre os municípios de Ribeirão Branco e Itapeva.

Regionalmente, encontra-se inserido no contexto geológico/geotectônico da Faixa Ribeira, intrudido em rochas proterozóicas de médio grau metamórfico, representadas na área por ortognaisses, rochas cálcio-silicáticas, xistos feldspáticos, metaultramafitos xistosos, anfibolitos e metassedimentos migmatizados.

A ausência de foliação no maciço e seu posicionamento em relação às rochas encaixantes, indica um caráter tipicamente intrusivo e pós-tectônico.

Os dados litogeoquímicos do Maciço Correias indicam altos teores em SiO₂ (72,28 a 75,70%) e K₂O (4,55 a 5,68%), baixos teores em CaO (0,26 a 0,72%), FeO (0,53 a 1,60%), MgO (0,03 a 0,25%) e TiO₂ (0,03 a 0,14%), enriquecimento em elementos traços tais como Sn, F, Li, Cl e Rb, forte anomalia negativa do Eu (0,08 a 0,44 ppm) e alta razão inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7228 ± 0,0057), o que o caracteriza como um maciço fortemente diferenciado e metalogeneticamente especializado em metais raros (Sn e W).

Suas rochas graníticas apresentam composição subalcalina, ligeiramente peraluminosa, variando de monzogranitos a sienogranitos e álcali-feldspato granitos.

Diferentes tipos de processos de alteração hidrotermal tardi a pós-magmáticos, afetaram tanto as rochas do corpo intrusivo quanto as encaixantes do maciço. Processos de microclinização, albitização e greisenização foram identificados na maioria das rochas graníticas estudadas. Com relação às rochas encaixantes, a greisenização foi o principal processo hidrotermal observado.

No exocontato da extremidade NE do Maciço Correias, a greisenização atingiu grande intensidade, dando origem a vários corpos de greisens mineralizados em cassiterita, wolframita, esfalerita e calcopirita, além de outros minerais metálicos que ocorrem associados. Este conjunto de rochas greisenizadas e mineralizadas constitui um depósito mineral primário de pequeno porte, porém com concentrações econômicas de minério.

Dentre os vários aspectos geológicos e metalogenéticos abordados nesse estudo, pode-se destacar a relação espacial e genética do depósito primário com as rochas mais fracionadas do Maciço Correias (muscovita-albita granitos a topázio), além de sua localização em zona de fechamento de uma grande estrutura antiformal regional.

Os resultados do estudo de inclusões fluidas em quartzo "stockwork", topázio-quartzo greisen e cassiterita-topázio greisen, indicam a presença de dois tipos distintos de inclusões: (1) inclusões aquo-carbônicas com razões volumétricas variáveis entre as fases V_{CO2}/V_{H2O} (10-95%), constituídas de CO₂ ± CH₄-H₂O-FeCl₂-NaCl, com salinidade variando entre 2 e 13% eq. NaCl e

temperaturas de homogeneização entre 410 e 250°C; (2) inclusões aquosas com razões volumétricas constantes entre as fases gás/líquido (15%), apresentando temperaturas de homogeneização inferiores (260 a 110°C), salinidades muito variáveis (1 a 20% eq.NaCl), e uma solução aquosa composta por $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2-\text{CaCl}_2-\text{NaCl}$. Os dados microtermométricos obtidos permitem supor que mecanismos como "boiling" ou efervescência, mistura de fluidos externos e imiscibilidade de fluidos aprisionados a partir de um sistema heterogêneo, poderiam ter originado as inclusões presentes nos litotipos estudados.

As características do Maciço Correias e a natureza da mineralização sugerem uma intrusão em níveis crustais elevados, apresentando um "trend" de fracionamento em direção a fácies mais evoluida (muscovita-albita granito a topázio). É provável que a pré-concentração de voláteis durante os estágios magmático/tardi-magmático tenha favorecido o enriquecimento do magma residual em elementos metálicos. Uma possível coexistência da fase fluida com o magma residual rico em Na e F, contribuiu para o estabelecimento de um importante estágio de concentração hidrotermal. A migração dos fluidos enriquecidos através de discontinuidades estruturais resultou na alteração pervasiva de zonas de baixa permeabilidade da rocha encaixante. Extensiva alteração hidrotermal fissural também se faz presente, originada por fraturamentos resultantes de alta pressão hidráulica e/ou componentes tectônicos.

A avaliação preliminar do depósito estanífero primário apontou reservas medidas da ordem de 5.000 toneladas de Sn e 1.400 toneladas de W.

ABSTRACT

The Correás massif is a small circumscribed granitic body, with approximately 5 km² of outcrop area, located in the south of São Paulo State, between the city limits of Ribeirão Branco e Itapeva.

Regionally, the massif is inserted in the geological/geotectonic context of the Ribeira Belt, intruded in medium metamorphic grade proterozoic rocks, which is represented by orthogneiss, calc-silicate rocks, feldspathic schist, ultramafic schist, amphibolites and migmatized metasediments.

The lack of foliation and the emplacement relationship with the host rocks indicate a typical post-orogenic intrusive character.

The granitic rocks of the massif exhibit subalkaline and weakly peraluminous composition, varying from monzogranites to syenogranites and alkali-feldspar granites.

The petrochemical data of the Correás massif indicate high SiO₂ (72,28 - 75,70%) and K₂O (4,55 - 5,68%), low CaO (4,55 - 5,68%), FeO (0,53 - 1,60%), MgO (0,03 - 0,25%) and TiO₂ (0,03 - 0,14%), enrichment in trace elements (Sn, F, Li, Rb), strong negative Eu anomaly (0,08 - 0,44 ppm) and high initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratio (0,7228 ± 0,0057), which characterize the strong differentiation and a metallogenetic specialization (Sn-W) of the massif.

Different types of late to post-magmatic hydrothermal alteration affected the intrusive body and the host rocks as well. Microclinization, albitization and greisenization processes were identified in most of the studied granitic rocks. In the host rocks, greisenization is the main hydrothermal process observed.

In the north-eastern exocontact of the Correás massif, an extensive greisenization resulted in several mineralized greisen bodies with cassiterite, wolframite, sphalerite, chalcopyrite and other associated metallic minerals. These greisenized and mineralized rocks constitute a primary mineral deposit which has a small size but economic ore concentrations.

Among the several geologic and metallogenetic aspects discussed in this present study, it is important to mention the genetic and spatial relationship of the deposit with the most fractionated rocks of the Correás massif (topaz-albite granite), besides its location in the closure of a regional antiform structure.

Fluid inclusions data from quartz stockwork, topaz-quartz greisen and topaz greisen indicate the presence of two distinct inclusions type: (1) CO₂-rich inclusions with variable phase ratios V_{CO₂} / V_{H₂O} (10-90%), consisting of CO₂±CH₄-H₂O-FeCl₂-NaCl, with salinity ranging from 2 to 13% eq.NaCl and homogenization temperatures ranging from 410 to 250°C; (2) aqueous-rich inclusions with constant gas/liquid volume ratios (15%), showing lower homogenization temperatures (260 to 110°C), high variable salinity (1 to 20% eq.NaCl), and an aqueous solution

composed by $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2-\text{CaCl}_2-\text{NaCl}$. These results indicate that boiling and mixing of meteoric water may have occurred during trapping of immiscible fluids from a heterogeneous system.

The nature of mineralization suggests that the Correás massif is a typical high-level intrusion which exhibits a fractionation trend towards the topaz-rich muscovite-albite granite end-member. The preconcentration of volatiles during magmatic/late-magmatic stages favours the metallic element enrichment. The possible coexistence of a fluid phase with the Na and F-rich residual melt may have enhanced an important hydrothermal concentration stage. Migration of enriched fluids throughout structural discontinuities propitiated pervasive hydrothermal alteration in low permeability host-rock zones. Extensive fissural hydrothermal alteration is also present, probably as a result of hydraulic overpressure and tectonic components.

Preliminary ore evaluation of the primary tin deposit pointed out a measured reserve of about 5.000 tons of Sn and 1.400 tons of W.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO MACIÇO CORREAS (SP)

1 INTRODUÇÃO

Os levantamentos geológicos realizados em escalas mais detalhadas no Estado de São Paulo, particularmente na região do Vale do Ribeira, possibilitaram, entre outras coisas, a descoberta de novos corpos graníticos, dentre os quais se ressalta o Maciço Correias, situado num contexto geológico-geotectônico que se mostrou favorável à prospecção de metais raros.

Regionalmente, a área em estudo insere-se na Faixa Dobrada Ribeira, na porção localizada a norte do Lineamento Quarenta-Oitava, entre os Complexos Granitóides de Cunhaporanga, a oeste, e Agudos Grandes, a leste (FIGURA 1). Nesta região, predominam os terrenos ortognáissicos e rochas supracrustais de baixo e médio grau metamórfico, além de núcleos gnáissico-migmatíticos que ocorrem com menor frequência.

Este conjunto lítico é cortado por diversos corpos graníticos sin, tardi e pós-tectônicos, além de estar afetado por manifestações do magmatismo básico mesozóico.

Localmente, além das rochas graníticas representadas pelos maciços Correias e Sguário (ANEXO A), as principais unidades litoestratigráficas arqueo-proterozóicas ali expostas são as rochas cristalinas do Complexo Apiaí-Mirim (ortognaisses e gnaisses migmatizados, com idade incerta referível ao Arqueano/Proterozóico Inferior), e as rochas supracrustais da Formação Água-Clara (quartzitos, calciossilicáticas, xistos feldspáticos/gnaissóides, metaultramafitos xistosos, anfibolitos e metassedimentos diversos migmatizados), com idade atribuída ao Proterozóico Inferior/Médio.

Em meados de 1986, o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), iniciou a primeira etapa da pesquisa mineral na área do Maciço Correias, cuja potencialidade revelou-se altamente satisfatória. Como resultado da prospecção ocorreram a descoberta e a caracterização de metassomatitos, de natureza tardi a pós-magmática, vinculados à evolução final da cúpula granítica do Maciço Correias. Dentre os conjuntos rochosos passíveis de conter mineralizações, destacam-se os albita granitos e os greisens, sendo que, nestes últimos, significativas concentrações de minerais metálicos (cassiterita e wolframita) foram identificadas.

Com a descoberta da mineralização, a pesquisa na área do Maciço Correias evoluiu para trabalhos de maior detalhamento, objetivando a delimitação da extensão da área mineralizada, bem como da persistência dos teores econômicos.

Apesar de as pesquisas efetuadas pelo IPT terem sido limitadas a escavações (trincheiras e poços), que atingiram profundidades máximas de 15 m, e sondagens manuais a trado, já se havia bloqueado, em meados de 1989, uma reserva da ordem de 5.000 toneladas de Sn (incluindo

reservas medida, estimada e inferida), configurando assim, a existência de um depósito econômico, embora de pequeno porte. No entanto, os dados geológicos obtidos permitiam a suposição da continuidade do corpo mineralizado em subsuperfície, existindo também a possibilidade de que esta zona greisenizada pudesse estar relacionada a possível cúpula granítica subaflorante, abrindo-se, desta forma, perspectivas favoráveis para um aumento substancial da reserva.

Mediante os resultados satisfatórios da pesquisa, bem como da importância estratégica do jazimento descoberto pelo IPT, em outubro de 1993, foi publicado o edital de concorrência pública nº 4067/93, objetivando a seleção de "Empresa de Mineração, Brasileira e de Capital Nacional", para celebrar com o IPT "Contrato de Colaboração para Pesquisa Complementar e Promessa de Arrendamento de Direitos Minerários para Lavra de Depósitos de Cassiterita, Wolframita e Associados".

A concorrência pública foi vencida pela Mineração Taboca S.A., empresa subsidiária do Grupo Paranapanema S.A., que a partir de janeiro de 1994 passou a executar os trabalhos complementares de pesquisa, envolvendo também etapas de sondagem rotativa exploratória.

Os resultados dos trabalhos até agora efetuados na área, indicam a existência de seis corpos de minério primário, constituídos predominantemente por veios de quartzo e greisens mineralizados a cassiterita e wolframita, apresentando, localmente, picos com valores acima de 1% Sn e teores médios globais da ordem de 0,20% Sn. Com relação ao minério tungstenífero, foram bloqueadas reservas (medida e estimada) da ordem de 1.400 toneladas de W apresentando teores médios em torno de 0,06% W.

Outros metais como Zn, Cu e Pb ocorrem associados nas zonas sulfetadas mais profundas (não intemperizadas) do contexto mineralizado e, possivelmente, deverão se traduzir em subprodutos de uma futura lavra do minério primário.

Cabe destacar que o estudo metalogenético aqui apresentado diz respeito apenas à mineralização estano-tungstenífera associada ao Maciço Correias. Neste estudo, não se entrará no mérito da mineralização sulfetada associada, uma vez que não foi possível efetuar em tempo hábil os estudos necessários à caracterização desta mineralização, cuja descoberta é bastante recente.

Muitos outros tópicos poderiam ser abordados, como por exemplo, os aspectos termodinâmicos dos fluidos mineralizantes e de fases minerais micáceas (fO_2 , Eh, PH, etc.). No entanto, tais aspectos fogem ao escopo e objetivo principal deste estudo.

Também deve ser salientado o interesse em se dar continuidade ao estudo apresentado nesta dissertação, face à grande quantidade de novos dados que estão sendo levantados, resultantes da complementação dos trabalhos de pesquisa pela associação IPT/Mineração Taboca S.A.

1.1 Objetivos

O objetivo deste estudo está ligado à necessidade de se avançar no conhecimento geológico da área para melhor caracterização dos processos de geração, evolução e metalogênese do Maciço Correias.

Os estudos envolvidos neste trabalho visam:

- a) elaborar revisão bibliográfica sobre a evolução geológica/geotectônica regional da faixa na qual o Maciço Correias encontra-se inserido, com vistas ao seu enquadramento no contexto evolutivo;
- b) definir as relações temporais e espaciais entre o Maciço Correias e as suas rochas encaixantes e outros maciços granitóides vizinhos, assim como a estruturação interna do próprio maciço;
- c) à caracterização petrográfica e petroquímica das fácies graníticas do maciço, como também dos metassomatitos e mineralizações associadas;
- d) à caracterização química e petrográfica das fases minerais presentes nas rochas graníticas e metassomatitos associados, com ênfase ao estudo e evolução das fases micáceas nos estágios magmático/tardi a pós-magmático;
- e) ao conhecimento da natureza dos fluidos e fases mineralizantes, além das condições físico-químicas atuantes durante a formação do depósito mineral primário;
- f) à obtenção e integração de dados que possibilitem esboçar, ainda que em caráter preliminar, um modelo de evolução petrológica e metalogenética para o Maciço Correias e o depósito mineral primário;
- g) gerar modelo conceitual do depósito que resulte como contribuição à pesquisa e prospecção regional de metais raros.

1.2 Localização e Acesso

A área da pesquisa localiza-se na região sul do Estado de São Paulo, entre os municípios de Ribeirão Branco e Itapeva (FIGURA 2), distante cerca de 350 km da capital.

Partindo-se da cidade de São Paulo, a área em questão pode ser alcançada através das rodovias Presidente Castelo Branco (SP-280) até Sorocaba, seguindo-se pela Raposo Tavares (SP-270) até Itapetininga. A partir desta cidade, segue-se em direção a Capão Bonito pela SP-127, onde se pode optar por um percurso até Itapeva pela SP-258 ou até Guapiara seguindo pela SP-250. Desta última, é possível alcançar Ribeirão Branco pela SP-252. As duas cidades, Itapeva e Ribeirão Branco, se encontram interligadas pela SP-249, que dá acesso à área da pesquisa através de pequeno trecho de estrada não pavimentada.

Área de pesquisa

Rios e drenos

Vilas

Cidades

Estradas

0 5 10 15 km

FIGURA 2 - Mapa de localização e acesso à área de estudo.

1.3 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

Dentro de um contexto regional, a área do Maciço Correias encontra-se inserida no compartimento geomorfológico correspondente à Província do Planalto Atlântico, proposta por ALMEIDA (1964). Geomorfologicamente, a área que abrange o Maciço Correias e suas rochas encaixantes faz parte da Serra de Paranapiacaba, caracterizada por um relevo predominante de morrarias alinhadas estruturalmente, representada pela Zona do Planalto de Guapiara (PONÇANO et al. 1981).

Os diferentes litotipos existentes, assim como os tipos de estruturas geológicas, exercem grande influência na geração das formas de relevo. Assim, as rochas do embasamento cristalino, com forte estruturação sub-horizontalizada, apresentam um relevo de degradação em planaltos dissecados, de caráter homogêneo e formas amplas e suaves, com cotas em torno de 850 m a 950 m, das quais se destaca a morraria correspondente ao "stock" Correias, cujas cotas se elevam até 1.050 m.

No geral, o relevo presente é essencialmente do tipo Mar de Morros (PONÇANO et al. op. cit), constituindo um conjunto de formas com topos arredondados, vertentes com perfis convexos e declividades médias. Ocorrem, subordinadamente, morros salientes com topos achatados a angulosos e cristas alongadas, feições diretamente relacionadas às rochas quartzíticas que geralmente sustentam altos topográficos.

As drenagens apresentam padrões dendríticos a subdendríticos e retangulares, com densidades variáveis de média a alta, formando vales abertos e fechados, com planícies aluvionares restritas ao Rio Taquari-Guaçu e Rio Preto e seus maiores afluentes.

O clima da região é controlado por massas de ar tropicais e polares e está diretamente relacionado à altitude e ao sistema de relevo. Desta forma, devido ao fato da Serra de Paranapiacaba encontrar-se recuada para o interior, esta é afetada pela Massa Polar Atlântica durante quase o ano todo, o que constitui fator responsável por altos índices pluviométricos. Este fato colabora para que a região tenha um período de inverno prolongado e úmido, com temperaturas oscilando entre 5°C e 15°C.

A pluviosidade anual na região gira em torno de 1.500 mm, sendo que as maiores precipitações ocorrem durante o verão, período em que a temperatura se eleva acima dos 22°C.

Nesta faixa de relevo montanhoso, observam-se constantemente fenômenos como garoa, neblina e geadas, ligados a mudanças bruscas na temperatura local.

A vegetação original foi constituída predominantemente pela Floresta Latifoliada Tropical, mas atualmente muito pouco da vegetação primitiva encontra-se preservada, restando apenas pequenas porções isoladas junto aos maiores cursos d'água e relevos mais acentuados.

As concentrações populacionais da área ficam restritas a núcleos ou colônias agrícolas, com exceção do vilarejo denominado Itaboa, situado próximo do Maciço Correias, que se constitui na parte mais densamente habitada.

Nas áreas de plantio, as culturas predominantes são de tomate, feijão e milho, que, juntamente com as pastagens, se encontram distribuídas por toda a área.

As maiores propriedades existentes geralmente pertencem a grandes grupos empresariais e estão ligadas a atividades de reflorestamento de "pinus" e eucaliptos. Correspondem a áreas bastante expressivas, constituindo-se atualmente na principal forma de ocupação e uso do solo, com maior porcentagem em área ocupada em relação às outras atividades desenvolvidas.

2 MÉTODO DE TRABALHO

2.1 Pesquisa Bibliográfica

As pesquisas geológicas efetuadas na região em pauta, estão consubstanciadas em ALMEIDA et al. (1976); ALMEIDA et al. (1986); ALMEIDA (1989); BATOLLA Jr. et al. (1981); BISTRICHI et al. (1985); CAMPANHA et al. (1987, 1988); CAMPANHA (1991); CHIODI FILHO et al. (1983, 1989); FRITZONS Jr. et al. (1982); FUCK et al. (1967); GIMENEZ FILHO (1993); HASUI et al. (1975, 1978, 1984a,b,c,d, 1994); HASUI (1986); ISSLER (1979); KAUL et al. (1982); KAUL (1984); MARINI et al. (1967); MELCHER et al. (1973); OLIVEIRA et al. (1987); OLIVEIRA (1989); REIS NETO (1994); SOARES (1987, 1988, 1992); TAKAHASHI et al. (1984); THEODOROVICZ et al. (1986, 1988); ULBRICH et al. (1991); VLACH et al. (1990, 1991); JANASI & VLACH (1991); JANASI & ULBRICH (1991); WERNICK et al. (1986, 1991); WERNICK (1979, 1992), entre outros, bem como em mapas geomorfológicos regionais e de semidetalhe. Todo este acervo de informações foi examinado, inventariado e sistematizado, visando, com isso, estabelecer uma base sólida para o desenvolvimento de trabalhos posteriores.

Como parte dos trabalhos de pesquisa bibliográfica efetuou-se, também, a compilação dos dados obtidos durante as fases de prospecção realizadas pelo IPT na área referida, que integram dois relatórios técnicos de pesquisa (GORAIEB 1987, 1989) e algumas publicações (GORAIEB 1992; GORAIEB & OLIVEIRA 1990; GORAIEB et al. 1987, 1988).

A pesquisa bibliográfica foi efetuada como forma de atualização dos conceitos geológicos, não apenas da faixa que abrange o granito em estudo, mas, também no que se refere a outros corpos graníticos e mineralizações semelhantes, existentes na literatura mundial.

2.2 Trabalhos de Campo

Durante a fase de trabalhos de campo foram realizados os mapeamentos geológicos nas escalas 1:25.000, abrangendo o Maciço Correias e suas encaixantes, numa área de aproximadamente 5.000 ha (ANEXO A), e 1:5.000, englobando a borda NE do corpo granítico (ANEXO B), onde ocorre a transição granito-encaixante com zonas greisenizadas e mineralizadas.

Também efetuou-se o mapeamento faciológico do maciço granítico e a coleta de amostras para análises diversas (petrográficas, químicas, radiométricas, etc.).

Para a execução do mapeamento geológico, utilizou-se as bases cartográficas (escala 1:50.000) de Ribeirão Branco (SG-22-X-B-II-1) e Araçáiba (SG-22-X-B-II-3), elaboradas pelo IBGE e ampliadas para a escala 1:25.000, que corresponde à escala das fotografias aéreas utilizadas na fotointerpretação preliminar, e como apoio de campo.

Foram estabelecidos 430 pontos de descrição geológica (ANEXO C) com respectivas coletas de dados estruturais, amostras de rocha no caso da existência de afloramentos, e outros dados complementares. Procurou-se efetuar o trabalho com grande detalhamento, principalmente nas zonas de contato litológico e nas áreas mais propícias a conter mineralizações, para que, ao final desta etapa, fosse possível o estabelecimento de um quadro geológico bem definido.

No detalhamento da borda NE do corpo granítico e suas encaixantes próximas, foram estabelecidos pontos de descrição geológica e coleta de amostras, quando existentes, em intervalos regulares de 100 m.

Para o mapeamento faciológico do granito, foram levados em conta aspectos macroscópicos como coloração, granulação e mineralogia essencial.

Em vista da ausência de afloramentos e presença de cobertura vegetal em determinados locais, a representação em mapa dos tipos faciológicos tornou-se problemática, o que levou a se adotar um critério que leva em conta a predominância dos diferentes litotipos graníticos em determinadas áreas, demarcadas quase sempre por contatos aproximados.

Outra dificuldade encontrada foi a grande variedade de texturas e granulações dos litotipos graníticos, observadas à escala de afloramentos, estes com dimensões não mapeáveis na escala utilizada. Nestes casos, optou-se por incluí-los como variedades líticas dentro de litofácies principais e dominantes.

2.3 Estudos Laboratoriais

2.3.1 Análises Petrográficas

Para a realização das análises petrográficas foram utilizados, fotomicroscópio petrográfico Zeiss e Lupa estereoscópica binocular Wild.

Foram estudadas através de microscopia ótica de luz transmitida, 98 lâminas petrográficas (seções delgadas), sendo que 68 delas são de rochas graníticas, 17 referentes a greisens, sete de veios de quartzo e seis correspondentes a rochas encaixantes do corpo granítico.

Para a classificação petrográfica das rochas plutônicas, utilizou-se de nomenclatura e classificação proposta por STRECKEISEN (1973), membro da subcomissão de sistemática de rochas ígneas da International Union of Geological Sciences-IUGS.

Com relação às rochas resultantes de processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos, procurou-se utilizar denominações auto-explicativas, como granito greisenizado, albitizado ou

microclinizado, de acordo com o tipo de alteração metassomática presente, à exceção de microclinitos, albitos e greisens, caso presentes.

O termo greisen é utilizado com a conotação dada por SCHERBA (1970), e os termos albitito e apogranito, segundo SMIRNOV (1982).

Para as rochas graníticas, as denominações utilizadas se basearam na presença, em ordem crescente de abundância, de minerais característicos que definem as diferentes litofácies mapeadas. Também utilizou-se o mesmo critério para os metassomatitos estudados, de forma que a terminologia “greisen” é sempre antecedida pelo principal constituinte mineral da rocha.

2.3.2 Coloração Seletiva de Feldspatos

As amostras representativas dos diferentes litotipos graníticos foram submetidas a ensaios de coloração seletiva de feldspatos no Agrupamento de Tecnologia de Materiais Rochosos do IPT, cujo método, adaptado por MORAES & RODRIQUES (1978), destaca a composição mineral, textura e granulação das rochas. Após o ataque químico, o feldspato potássico adquire coloração amarela, o plagioclásio cor branca amarelada, e o quartzo permanece incolor.

Após a contagem destes minerais, efetuada visualmente, utilizando-se malhas regulares de 0,5 cm e 0,2 mm para rochas de granulação média a grossa e fina, respectivamente, foram possíveis o cálculo da moda quartzo-feldspática e a elaboração do diagrama triangular QAP (IUGS 1973), que permite a classificação e denominação das rochas ígneas presentes na área.

2.3.3 Análises Petroquímicas

Objetivando-se a caracterização química dos principais litotipos existentes na área enfocada, foram encaminhadas 53 amostras de rocha, sendo uma duplicata, para os ensaios laboratoriais no Geolab (Laboratório da Geosol Geologia e Sondagens Ltda.).

As amostras de rocha selecionadas incluem granitos, albitos e greisens. Após a remoção da superfície externa de alteração intempérica, as amostras foram serradas e encaminhadas para análise química, em média 150 a 300 g/amostra, permanecendo o restante para controle e arquivo do litotipo analisado.

Efetuaram-se nessas amostras a determinação em porcentagem dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , BaO , Cr_2O_3 , CO_2 , H_2O^- , H_2O^+ , S, F, Ni), além da análise quantitativa dos seguintes elementos traços: Sn, W, Ta, Nb, Y, Th, Mo, Zr, Zn, Li, Be, Ba, K, Cs, Rb, Sr, U, B, Ga, Cl, La, Ce e Yb.

Do total de amostras enviadas, 37 também se destinaram à determinação de elementos terras raras em subtraços por espectrometria de plasma-ICP, visando à elaboração de diagramas de normalização pelos condritos, cujos valores de normalização utilizados são aqueles de EVENSEN et al. (1978).

Os métodos analíticos utilizados para os diferentes elementos analisados, bem como os dados de reprodutibilidade relativos ao laboratório Geolab, encontram-se na TABELA 1.

TABELA 1 - Esquema analítico de litogeoquímica do Maciço Correias.

ELEMENTOS	MÉTODOS	PRECISÃO RELATIVA
Si - Al - Fe(t) - Ca - Mg - Ti - P - W - Sn	Fluorescência de RX com amostras fundidas com tetraborato de Lítio + Óxido de Lantânio	$\pm 3 \%$
FeO	Via Úmida, com Titulação com KMnO_4	$\pm 1 \%$
K - Na - Mn - Zn - Li - Ni	Dissolução total das amostras com HF- HNO_3 e determinação por Absorção Atômica	$\pm 1 \%$
S - Cl - B - Rb - Sr - Th - Ta - Cs - W	Fluorescência de RX usando técnica de pó prensado	$\pm 5 \%$
F	Fusão alcalina e determinação com Eletrodo de Íon Específico	$\pm 5 \%$
CO_2	Evolução do CO_2 e medida do volume de gás	$\pm 5 \%$
H_2O	Método do tubo de Penfield	$\pm 5 \%$
Cr - Ni - B - Be - Ce - Ga - La Mo - Nb - Sn - Y - Yb - Zr	Espectrografia Ótica de Emissão quantitativa	$\pm 5 \%$

2.3.4 Tratamento dos Dados Petroquímicos

Os resultados analíticos das amostras de rocha receberam tratamento computadorizado, no qual utilizou-se programas computacionais como o Petroplot, elaborado por ENS & YAMAMOTO (1992), além de outros editores gráficos compatíveis com microcomputadores pessoais. Efetuou-se o cálculo da composição normativa das rochas (norma CIPW), bem como a elaboração de diversos gráficos e diagramas discriminantes que possibilitassem o conhecimento do quimismo e da linhagem do granito em estudo. Buscou-se, desta forma, informações que contribuam para o entendimento dos aspectos genéticos e evolutivos relacionados aos fluidos magmáticos e tardi a pós-magmáticos mineralizantes.

2.3.5 Estudo de Seções Polidas

A maior parte deste estudo foi realizada durante o curso de Microscopia de Minérios, ministrado pelo Prof. Dr. Evaristo Ribeiro Filho, disciplina do Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

O estudo de seções polidas enfoca basicamente as rochas afetadas por processos tardi a pós-magmáticos e os tipos de minério existentes. Foi feito a partir de amostras de greisens e veios de quartzo mineralizados a cassiterita e wolframita, coletadas em escavações do tipo poços de pesquisa e trincheiras realizadas no depósito mineral primário. As seções foram efetuadas em amostras representativas da mineralização estano-tungstenífera existente na área.

Um total de 10 seções foi observado em microscópio de luz refletida, com objetivas de 5.5, 11, 28, 56 e 90 (imersão em óleo) aumentos, em binocular de 10x.

Nas descrições efetuadas, buscaram-se dar ênfase aos aspectos texturais e paragenéticos presentes, dos quais os mais relevantes foram documentados através de fotomicrografias, obtidas em microscópio marca "Carl Zeiss" com objetivas de 4, 8, 16, 40 e 80 aumentos.

O objetivo principal deste estudo foi a caracterização das principais fases minerais e relações paragenéticas afeitas à mineralização existente na área de enfoque.

2.3.6 Análises por Difratomia de Raios X

Foram utilizadas análises por difratometria de raios-X para a identificação de minerais, como forma de apoio e complementação aos estudos de microscopia.

Nesta modalidade de ensaio foram analisados tipos distintos de amostras, objetivando-se a identificação dos minerais opacos presentes nos litotipos graníticos, dos minerais opacos e ganga associados à mineralização, além de minerais resultantes de processos de alteração hidrotermal e/ou intempérica.

Para a identificação dos opacos nas rochas graníticas, as amostras foram britadas e posteriormente quarteadas, seguindo-se da separação em meio denso (bromofórmio) e separador eletro-magnético Frantz. O material obtido foi então moído até granulação menor que 44 micras, e colocado em porta-amostras, no qual foi obtido seu espectro de difração de raios X.

Estas análises foram efetuadas no Agrupamento de Tecnologia de Materiais Rochosos do IPT cujas interpretações contaram com o apoio do geólogo Jairo de Sant'Anna Taddeo.

2.3.7 Microtermometria

Este estudo foi realizado quase que na sua totalidade no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de São Paulo, sob a supervisão da Dr^a. Rosa Maria da Silveira Bello. A etapa envolvendo as medidas de aquecimento foi realizada na Universidade de Campinas, com a colaboração do Prof. Dr. Roberto Silva Xavier.

Os estudos de inclusões fluidas foram realizados em amostras de rochas (greisens e quartzo), provenientes do depósito mineral primário e de pegmatitos associados ao Maciço

Correas. Não se efetuou medidas microtermométricas das inclusões presentes nas rochas graníticas devido ao tamanho reduzido dessas inclusões, cuja grande maioria não ultrapassa $5\mu m$.

Durante a coleta de amostras para a realização deste estudo, procurou-se levar em conta as associações minerais existentes, bem como as relações temporais e espaciais entre os diferentes litotipos relacionados com a mineralização, estabelecendo-se, através de mapeamento detalhado, a seqüência paragenética do depósito. A partir dessas amostras, foram confeccionadas as lâminas bipolidas com espessuras em torno de 30 a 40 μm .

A parte inicial do estudo consistiu no exame microscópico detalhado das lâminas bipolidas, observando-se os aspectos texturais intrínsecos ao mineral hospedeiro e separando-se os diferentes tipos ou grupos de inclusões presentes nas amostras.

As medidas termométricas são efetuadas em platina especial acoplada ao microscópio petrográfico, a qual permite o resfriamento da amostra até $-180^{\circ}C$ e seu aquecimento até $600^{\circ}C$.

O resfriamento é executado através da circulação-de nitrogênio líquido na platina e o aquecimento é gerado por uma resistência interna disposta na região central da mesma, próximo à amostra a ser analisada, cujas variações de temperatura são registradas em um termo-sensor digital.

Essas variações de temperatura podem provocar mudanças de fase nos fluidos das inclusões, e o processo é observado ao microscópio.

Procede-se inicialmente o congelamento das inclusões, que por ser um processo rápido, pode causar fenômenos de metaestabilidade. Portanto, nessa etapa, não devem ser registradas as temperaturas de mudança de fase, que deverão ser obtidas durante o aquecimento gradual posterior que ocorre pela troca de calor com o ambiente. Durante este processo, as temperaturas de fusão permitem, em muitos casos, a determinação da composição dos fluidos. Desse modo, a temperatura de início da fusão do gelo (temperatura do ponto eutético da solução aquosa) pode fornecer sua composição, e o término, a salinidade. No caso da presença de CO_2 , se esse componente ocorrer puro, sua fusão é observada à $-56,6^{\circ}C$ (ponto triplo do CO_2 puro), enquanto que valores inferiores são indicativos da presença de outros voláteis associados. Em alguns casos específicos, podem ocorrer fenômenos de homogeneização antes da fusão, devido à presença de fases gasosas constituídas por CH_4 e/ou N_2 . Estes dados são obtidos através de comparações com as temperaturas de mudanças de fases de sistemas que já tenham sido experimentalmente estudados.

Com o aquecimento paulatino dos fluidos, atinge-se a temperatura de homogeneização. No caso de inclusões aquo-carbônicas, a temperatura de homogeneização do CO_2 fornece a densidade da fase gasosa. Posteriormente, com a elevação da temperatura até à homogeneização total, as inclusões tornam-se preenchidas com um único fluido homogêneo. Esta temperatura de homogeneização total representa a temperatura mínima de aprisionamento do fluido na inclusão,

se o mesmo for original e homogêneo, ou a temperatura de formação do mineral hospedeiro, caso a inclusão seja primária.

Através deste estudo, objetiva-se determinar a composição dos fluidos responsáveis pela mineralização, o número de fases mineralizantes envolvidas, como também as condições físico-químicas atuantes durante a formação do depósito mineral.

2.3.8 Análises por Espectrometria Raman

Estas análises foram efetuadas no Laboratório de Espectrometria Raman do Departamento de Física do Instituto de Ciências Exatas da Universidade Federal de Minas Gerais, com a colaboração do Prof. Dr. Marco Assunção Pimenta, e do Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa, membro do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear da Comissão Nacional de Energia Nuclear de Belo Horizonte-MG.

Foram realizadas duas análises por Espectrometria Raman nas inclusões fluidas aprisionadas em dois tipos distintos de quartzo, um relacionado a pegmatitos e outro ao depósito mineral primário. Também efetuaram-se duas análises em inclusões de greisen que não sofreram mudanças de fases durante o resfriamento.

O objetivo principal destas análises foi determinar, com maior precisão, a composição da fase gasosa, presente tanto nas inclusões de ambos os tipos de quartzo como nos greisens estudados.

Esta técnica vem sendo muito utilizada nos últimos anos como método de estudo das inclusões fluidas, principalmente por se tratar de um método não-destrutivo, que permite a análise individualizada da inclusão selecionada, com resultados bastante precisos.

2.3.9 Microsonda Eletrônica

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Geociências da Universidade de Brasília, com a colaboração do Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho.

As análises por microsonda eletrônica objetivam a caracterização da composição das micas presentes tanto nas rochas do Maciço Correias como nos conjuntos metassomáticos associados.

Os diferentes tipos de micas identificados através da petrografia foram investigados, utilizando-se amostras representativas que vão do granito com menor grau de alteração metassomática até o granito greisenizado, greisens e pegmatitos.

Este estudo foi dirigido às micas devido a sua importância na compreensão da evolução dos fenômenos responsáveis pelas transformações tardi/pós-magmáticas, além de fornecerem dados relevantes e complementares para o estabelecimento da sequência de cristalização das fácies graníticas.

Baseando-se em parâmetros comparativos com estudos experimentais já realizados, procurar-se-á obter informações sobre a composição das diferentes fases micáceas, bem como estimar intervalos de pressão e temperatura relacionados à cristalização dessas fases minerais.

2.3.10 Análises Radiométricas

Datações inéditas foram obtidas através de análises radiométricas efetuadas no CPGeo-USP, na tentativa de um melhor entendimento das relações temporais do Maciço Correias com as rochas encaixantes metassedimentares e granitóides.

Foram realizadas três determinações K-Ar, sendo duas em micas relativas a greisens (endo e exogreisen), e uma em pegmatito.

Também foi possível a obtenção de uma ótima isócrona Rb-Sr em rocha total para os albita granitos.

Os dados geocronológicos já existentes, relativos ao Maciço Correias, são extraídos de GIMENEZ FILHO (1993), cujo estudo abrange diversas rochas granitóides da Faixa Apiaí/Ribeira, sendo que os Maciços Correias e Sguário são alguns dos corpos graníticos representativos da granitogênese pós-tectônica que afetou a região.

3 REVISÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

Os dados geológicos e os modelos de evolução geotectônica que abrangem a Faixa Ribeira são bastante amplos e complexos. Entre os vários trabalhos existentes destacam-se: PORADA (1979); BATOLLA Jr. et al. (1981); IPT (1982); ALMEIDA et al. (1986); ALMEIDA (1989); BISTRICHI et al. (1985); HASUI et al. (1984a,b,c,d); HASUI (1986); CHIODI FILHO (1984); TAKAHASHI et al. (1984); KAUL (1984, 1985); TREIN et al. (1985); THEODOROVICZ et al. (1988); SOARES (1987, 1988, 1992); CAMPANHA et al. (1987, 1994); CAMPANHA (1991); CAMPOS NETO (1991); CAMPOS NETO et al. (1992); GIMENEZ FILHO (1993); WERNICK & GALEMBECK (1987); WERNICK et al. (1991); WERNICK (1992); JANASI & ULBRICH (1991); JANASI & VLACH (1991); VLACH et al. (1990, 1991); ULBRICH et al. (1991); etc.

Apesar do grande número de trabalhos realizados e da evolução do conhecimento geológico desta região pré-cambriana do Estado de São Paulo, existem divergências entre vários autores no que diz respeito aos modelos evolutivos propostos e quanto a definições, correlações e denominações das unidades litoestratigráficas existentes. Sem querer entrar no mérito da questão, neste trabalho serão apresentadas sinteticamente algumas proposições, fazendo-se uso de denominações e modelos aqui julgados mais adequados, atendo-se apenas em algumas discussões sobre as unidades líticas encaixantes do Maciço Correias.

Desta forma, as encaixantes do corpo granítico enfocado podem ser subdivididas em dois grupos principais: as rochas cristalinas (ortognáissicas e gnáissico-migmatíticas) e as rochas supracrustais metavulcanossedimentares/metassedimentares (ANEXO A).

O primeiro grupo engloba ortognaisses, que variam de termos porfiróides levemente orientados a milonito-gnaisses, e migmatitos com melanossomas gnáissicos e/ou metassedimentares, que podem ser relacionados ao Complexo Apiaí-Mirim (CHIODI FILHO et al. 1983; TAKAHASHI et al. 1984; THEODOROVICZ et al. 1986 e 1988; HASUI 1986).

Muito embora o Complexo Apiaí-Mirim corresponda em grande parte a litotipos anteriormente atribuídos ao Granito Três Córregos (FUCK et al. 1967) e ao Complexo Pré-Setuva (BISTRICHI et al. 1985), alguns autores como CAMPANHA (1991), GIMENEZ FILHO (1993) e REIS NETO (1994), baseados nas semelhanças composicionais, químicas, mineralógicas, relações de campo e dados geocronológicos recentes, acham mais adequado incluir todas as rochas granitóides e ortognaissicas afins no Complexo Três Córregos, restringindo o Complexo Apiaí-Mirim às rochas gnáissico-migmatíticas e alguns encraves de supracrustais, que representariam o embasamento mais antigo.

No segundo grupo, se enquadram rochas calciossilicáticas com níveis marmóreos subordinados, quartzitos de granulação grossa, anfibolitos, xistos feldspáticos/gnaissóides, metaultramafitos xistosos e metassedimentos diversos com graus variáveis de migmatização, que podem ser atribuídas à Formação Água-Clara. Apesar da definição original de MARINI et al. (1967), que posiciona esta unidade no topo do Grupo Açungui, trabalhos posteriores a colocam no Complexo Setuva, que ocupa uma posição subjacente a este mesmo Grupo (FRITZONS Jr. et al. 1982; BISTRICHI et al. op. cit.; ALMEIDA et al. 1986 e ALMEIDA 1989). No entanto, alguns autores como CHIODI FILHO et al. (1983); TAKAHASHI et al. (1984) e THEODOROVICZ et al. (1986, 1988), consideram-na correlata à Formação Itaiacoca, incluindo-a também no Complexo Setuva.

Parte das rochas supracrustais encaixantes do Maciço Correias (xistos e quartzitos) também poderia ser incluída nas seqüências metassedimentares clásticas basais à Formação Água-Clara. Essas seqüências terrígenas, constituídas por quartzo-xistos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses, receberam diferentes designações como Suíte Metamórfica Rio Abaixo por CHIODI FILHO et al. (op. cit.), Suíte Metamórfica Santana por TAKAHASHI et al. (op. cit.), Formação Setuva por BISTRICHI et al. (op. cit.) e Xistos Santana por CAMPANHA et al. (1988), sendo que THEODOROVICZ et al. (1986, 1988) as incluíram no Complexo Apiaí-Mirim.

Ao Complexo Apiaí-Mirim, estes mesmos autores citados atribuem idade arqueana/proterozóica inferior. Com relação à Formação Água-Clara, a maioria destes autores a coloca no Proterozóico Inferior/Médio, sendo que HASUI (1986) e CAMPANHA (1991) a posicionam no Arqueano e Proterozóico Médio/Superior, respectivamente.

O contato entre a Formação Água-Clara e os Complexos Apiaí-Mirim e Três Córregos geralmente se dá por imbricamento tectônico através de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo (HASUI 1986; ALMEIDA 1989; CAMPANHA 1991). Nas encaixantes da borda nordeste

do Maciço Correias, essas relações são bem visíveis, onde se observam intercalações por imbricamento de porções lenticulares de rochas calciossilicáticas e milonito-gnaisses.

Ambos os grupos rochosos citados (gnáissico-migmatítico/ortognáissico e supracrustais) estão afetados por intensa deformação, caracterizada por xistosidade e foliação de transposição de baixo ângulo de mergulho, com dobramentos e empurrões sobrepostos.

Analisando-se os modelos propostos e os trabalhos realizados nesta faixa, fica clara a dificuldade de empilhamento estratigráfico para as unidades líticas ali presentes.

De acordo com SOARES (1987, 1988), a posição atual das unidades está relacionada à forte aloctonia, sendo praticamente impossível restabelecer seu empilhamento original.

Segundo BISTRICHI et al. (1985) e ALMEIDA et al. (1986), o embasamento seria constituído por ortognaisses e gnaisses migmatizados, que ocupariam posição basal em relação à Formação Água Clara. Estes mesmos autores afirmam não existir contatos intrusivos dos ortognaisses nas seqüências metamórficas, sendo que os granitóides de textura mais isótropa intrudem as rochas ortognáissicas e, localmente, formam auréolas de metamorfismo no contato com as rochas supracrustais. Também admitem que ocorrem porções em que os ortognaisses estão sobrepostos à Formação Água-Clara. Nestes casos, a posição basal desta última em relação ao Apiaí-Mirim poderia ser atribuída à aloctonia das unidades, imposta por falhamentos de empurrões.

Por outro lado, CAMPANHA (1991) interpreta como embasamento apenas as rochas gnáissico-migmatíticas, correlacionando os ortognaisses aos granitóides mais isótopos, sendo estes mais jovens que a Formação Água Clara. As porções ortognáissicas corresponderiam a zonas submetidas à deformação heterogênea mais intensa que nos corpos granitóides porfiróides.

4 CONSIDERAÇÕES SOBRE O POSICIONAMENTO DOS CORPOS GRANITÓIDES NA FAIXA RIBEIRA

Apesar da necessidade de uma análise mais detalhada dos modelos evolutivos existentes, para que se efetue uma proposição de enquadramento geotectônico do Maciço Correias na Faixa Apiaí/Ribeira, neste trabalho não se pretende adotar um modelo específico, por tratar-se de um tema extremamente complexo que não é objeto principal desta dissertação. Levando-se em conta a linhagem e idade do maciço, é possível admitir que o entendimento sobre a colocação do Maciço Correias na faixa independe da adoção de um modelo de evolução geotectônica, uma vez que o granito em questão apresenta características de uma intrusão pós-tectônica, ou anorogênica, como se verá mais adiante.

De qualquer forma, independentemente das divergências entre os vários modelos propostos, a evolução pré-cambriana quanto à tectônica de placas (CONDIE 1982) é praticamente consenso entre os vários autores.

A seguir serão apresentados alguns estudos sobre granitogênese relacionando os diferentes tipos de granitóides com os respectivos ambientes tectônicos:

BONIN (1987) propôs um modelo de evolução geodinâmica envolvendo transição de atividade magmática cálcio-alcalina para alcalina, com estágios de subducção, colisão continental e posterior soerguimento, distensão e movimentação transcorrente. Todavia, a aplicação deste modelo para a Faixa Ribeira fica problemática, uma vez que nela estão ausentes os granitóides da série cálcio-alcalina de baixo K, que, segundo aquele autor, estariam associados ao estágio de subducção.

Baseando-se nos conceitos de tectônica de placas e análise do magmatismo granitóide no Estado de São Paulo, WERNICK & GALEMBECK (1987) sugerem um modelo de evolução tectônica envolvendo colisão continental. Estes autores propõem um zoneamento magmático para os granitóides vinculados ao Ciclo Brasileiro e destacam a existência dos seguintes domínios: (1) granitóides crustais de ocorrência próxima à cidade de São Paulo (Nazaré Paulista, Mairiporã, Cantareira, Perus, Vila da Prata, Anhanguera, Salesópolis e Quebra-Cangalha); (2) granitóides cálcio-alcalinos de baixa a média temperatura, ocupando a porção central do estado (Morungaba, Socorro, Jundiaí, Itaquí, São Roque, Guacuri, Três Lagos, Mauá, Moinho, Caucaia do Alto, Ibiúna e tonalitos de Parelheiros); (3) granitóides cálcio-alcalinos de elevada temperatura, distribuídos na borda da Bacia do Paraná (Sorocaba, São Francisco e Itu), na região norte do estado e áreas adjacentes de Minas Gerais (Complexos Pinhal, Machado e Pedra Branca), na região nordeste do estado (Paraísoópolis e Campos de Jordão), além da região sudeste (Natividade da Serra, Ponte Nova e Mogi das Cruzes); (4) granitóides subalcalinos ou com tendência alcalina, dispersos por todo embasamento cristalino do Estado, representados pela Suíte Serra do Mar, parte dos granitóides Itu, São Francisco e Sorocaba, além de outros (Atibaia, Ponte Nova, Terra Nova).

Com relação ao zoneamento proposto neste modelo, trabalhos mais recentes mostram que alguns corpos granitóides que apresentam idades e características distintas, foram agrupados na mesma categoria (JANASI & ULBRICH 1991). Também pode ser questionado pelo fato de que muitas destas ocorrências granitóides mencionadas se encontram em terrenos alóctones, e foram transportadas para sua posição atual bem depois de seus respectivos posicionamentos.

SOARES (1987, 1988) apresenta um modelo evolutivo proterozóico de margem continental, com colisão arco-continente no Proterozóico Médio e continente-arco-continente no Proterozóico Superior. Dentro deste contexto, situa a granitogênese da faixa considerada entre 700 e 500 Ma e considera três grandes ambientes geológicos de alojamento dos corpos granitóides: 1) as faixas sedimentares-metamórficas brasileiras alóctones; 2) as áreas gnáissico-migmatíticas com remigmatização brasileira (arco magmático autóctone); 3) as áreas gnáissico-migmatíticas antigas sem remigmatização ou metamorfismo brasileiro (margens passivas subductadas).

Assumindo a correlação dos granitóides a um cinturão de tectônica colisional proposto por SOARES (op. cit.), e levando em consideração suas características mineralógicas, texturais, composicionais, distribuição espacial e assinatura dos elementos terras raras (ETR), CHIODI FILHO et al. (1989) esboçaram um ensaio de enquadramento geotectônico utilizando-se de modelos apresentados por KEQUIN et al. (1982) e HARRIS et al. (1986).

Do ponto de vista geotectônico, KEQUIN et al. (op. cit.) enfeixaram os granitóides do sul da China em três Séries: Sintexia (associada a zonas de subducção de crosta oceânica/crosta continental); Derivação Mantélica (zonas de subducção crosta oceânica/crosta oceânica); e Transformação (tectonismo intracontinental e/ou colisão intercontinental).

O esquema de HARRIS et al. (op. cit.) identifica quatro grupos de intrusões no ambiente colisional, relacionados a diferentes estágios de evolução: os granitóides pré-colisionais (Grupo I- cálcio-alcálicos); os sincolisionais (Grupo II-leucogranitos); os granitóides tardi a pós-colisionais (Grupo III-cálcio-alcálicos a subalcálicos); e os granitóides pós-colisionais (Grupo IV-alcálicos).

Os granitóides dos Grupos I e III, seriam gerados à partir da fusão do manto sobre a placa oceânica subductante. Aqueles do Grupo II teriam geração ligada a espessamento e fusão da crosta continental durante o processo de colisão. Os granitóides do Grupo IV seriam gerados em níveis profundos da crosta continental, associando-se a uma fase mais francamente distensional. Os Grupos I e III se distribuiriam do arco magmático para a zona de retro-arco, intrudindo a placa continental, e, por isto, sempre admitindo contaminação crustal (Série Sintexia). Para os granitóides dos Grupos II e IV, enquadráveis na Série Transformação, a distribuição seria mais ampla, pois os processos compressionais da colisão e distensionais da fase pós-colisional são extensivos.

Assim, CHIODI FILHO et al. (op. cit.) admitem três episódios de granitogênese brasileira, a partir da colisão continente-arco-continente no Proterozóico Superior. O primeiro, sin a tardi-colisional (700 a 600 Ma), enfeixando os granitóides do Grupo I, cujos representantes seriam os batólitos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes (FIGURA 1), correspondentes a raízes do arco magmático, alçados tectonicamente durante o processo de colisão e alojados nas faixas sedimentares metamórficas.

Associam-se a estes batólitos corpos graníticos satélites posteriores, alongados, discordantes, pós-metamorfismo, anatóticos ou da Série Transformação, classificáveis como do Grupo II. Como representante mais característico no Escudo Paranaense ter-se-ia o Granito Morro Grande e, possivelmente, o Granito Banhado. No Estado de São Paulo estariam representados pelos granitóides Perus, Varginha e outros granitóides migmatíticos.

Ao segundo episódio, tardi a pós-colisional (600 a 500 Ma), relacionam-se os batólitos cálcio-alcálicos Pinhal, Morungaba e Socorro, no Estado de São Paulo, cujas intrusões se alojam

em áreas gnáissico-migmatíticas com remigmatização brasileira parcial (arco magmático autóctone). Correspondem a granitóides enfeixados no Grupo III.

Finalmente, o terceiro episódio de granitogênese corresponde a intrusões pós-colisionais (550 a 500 Ma). Geralmente, são corpos arredondados ou retangulares, circunscritos, de dimensões pequenas e possuem, na maioria dos casos, "trend" alcalino a peralcalino, com elevada razão Na/K. São atribuíveis ao Grupo IV e representados pelos granitóides Fácies Itu e Graciosa (HASUI et al. 1978) e Suíte Intrusiva Serra do Mar (KAUL et al. 1982, KAUL 1984). Os maciços Capão Bonito, Campina do Veado, Sguário e Correias se incluiriam neste grupo, como também a suíte alcalina da faixa sul (Mandira, Guaraú, Marumbi, Graciosa, Anhangava, entre outros). Segundo este mesmo autor, casos específicos como o dos granitos Itaoca e Espírito Santo, que têm caráter geral monzogranítico e intrudem rochas do Grupo Açungui, podem traduzir um episódio manifestado entre as fases de geração dos Grupos I e II. Da mesma forma, o Granito Varginha poderia ter sua geração entre as fases dos Grupos II e III.

O esquema proposto por CHIODI FILHO et al. (op. cit.) deve ser visto com ressalvas, na medida em que os dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr até então disponíveis para a Faixa Ribeira são pouco confiáveis, principalmente aquelas idades mais jovens que 550 Ma. Exemplo disto são as idades apresentadas por SIGA Jr. (1994), cujas datações U-Pb confirmam que idades jovens (< 550 Ma) na Província Serra do Mar são reequilibradas.

Outra crítica cabível diz respeito ao agrupamento dos granitóides Pinhal, Morungaba e Socorro, correlacionando-os a um mesmo episódio tectônico. Trabalhos mais recentes mostram que os granitóides Pinhal e Socorro são cronocorrelatos e composicionalmente muito semelhantes aos grandes batólitos cálcio-alcálicos Três Córregos, Agudos Grandes e Cunhaporanga, com possível conexão destes com um regime de subducção do "tipo B". Já o Maciço Morungaba é mais jovem e relaciona-se a uma fase tardi a pós-orogênica distinta (VLACH 1985, VLACH & CORDANI 1986, TASSINARI 1988 apud JANASI & ULBRICH 1991).

Englobando os estágios tardi e pós-orogênicos, VLACH et al. (1990) reconhecem quatro associações granitóides geograficamente superpostas no cinturão Itu, com base em contrastes estruturais, petrográficos e petroquímicos.

Dentre as quatro associações descritas, encontram-se os granitóides porfíricos cálcio-alcálicos, comparáveis aos do tipo I Caledoniano (Itaoca, Morro Grande, Sorocaba, Serra da Bateia e parte norte do Morungaba); os granitóides inequigranulares monzograníticos (parte sul do Morungaba e norte do Itu); os granitóides viborgíticos com sienogranitos associados, comparáveis aos granitóides do "tipo A" (São Francisco, Sguário, Campina do Veado e parte sul do Itu); e finalmente, os granitóides róseos muito diferenciados, aos quais localmente se associam fenômenos de alteração pós-magmática e mineralizações de Sn, W e associados (Pilar do Sul, Correias, partes do Itaoca, Morro Grande, Morungaba e São Francisco).

Estes autores admitem que, embora se possa aceitar uma gênese independente para as associações cálcio-alcálicas e de "tipo A", a superposição geográfica, temporal, e em parte geoquímica entre elas, sugere uma possível relação com um mesmo processo tectônico, que teria provocado a fusão em graus variados para os diferentes segmentos da crosta inferior, possivelmente através de magmatismo básico infracrustal. Também sugerem que as diferenças entre os principais tipos granitóides da faixa possam refletir profundidades e graus de fusão parcial contrastantes, durante a geração de magmas com fontes similares nas regiões inferiores da crosta.

JANASI & ULBRICH (1991) reconhecem no Estado de São Paulo seis associações granitóides principais vinculadas ao magmatismo do final do Proterozóico e relacionam os diferentes grupos genéticos a ambientes tectônicos distintos: 1) associação mangerito-charnoquito; 2) batólitos cálcio-alcálicos alongados; 3) granitóides migmatíticos; 4) granitóides sin a tardi-orogênicos (Brasiliano); 5) granitóides cálcio-alcálicos tardi a pós-orogênicos; 6) granitóides pós-orogênicos do "tipo A".

Para a associação mangerito-charnoquito de São José do Rio Pardo, os autores ressaltam a similaridade química com granitos rapakivi de províncias anorogênicas do Hemisfério Norte, relacionando-a com uma fase tectônica extensional anterior à orogênese do Ciclo Brasiliano.

Os granitóides cálcio-alcálicos alongados apresentam várias feições características dos granitóides "Tipo I Cordilheiranos" e seu posicionamento estaria relacionado a um período pré-colisional, possivelmente durante um estágio de subducção do "Tipo B". São incluídos nesta associação os granitóides Socorro, Pinhal-Ipuiúna, Butantã-Santa Isabel, Paraibúna e Três Córregos.

Os granitóides migmatíticos (Pinhal e Nazaré Paulista) são considerados produtos de extensiva anatexia associada ao evento metamórfico de alto grau que atingiu os Domínios Guaxupé e Jundiá. Sua origem estaria relacionada ao espessamento crustal e geração das estruturas do tipo "nappe" devido a colisão.

Os granitóides sin a tardi-orogênicos são subdivididos em duas associações (Cantareira e Natividade da Serra). A associação Cantareira (Cantareira, Itaqui, São Roque) consiste principalmente de granitóides cálcio-alcálicos com características similares aos granitóides "Tipo I Caledonianos". Já a associação Natividade da Serra (Natividade da Serra, Serra do Quebra-Cangalha) apresenta caráter peraluminoso e ocorre em áreas menos erodidas de maior grau metamórfico.

Os granitóides porfíricos cálcio-alcálicos tardi a pós-orogênicos são predominantes e, em parte, semelhantes com aqueles englobados na associação de granitóides sin a tardi-orogênicos. Podem ser comparados aos granitóides "Tipo I Caledonianos", muito embora também ocorram termos epizonais mais evoluídos nesta associação. Os granitóides representantes desta associação

(Morungaba, Itaoca, Sorocaba) estão espacial e temporalmente associados aos granitóides pós-orogênicos do "Tipo A".

A associação de granitóides pós-orogênicos do "Tipo A" é representada no Cinturão Itú pelos granitóides Itú, São Francisco, Sguário, Correias, Campina do Veado, Capão Bonito entre outros. Na Província Serra do Mar os principais representantes são os granitóides Alto Turvo, Guaraú, Mandira, e Ilha do Cardoso. Segundo JANASI & ULBRICH (op. cit.), a maioria destes granitóides teria sido gerado a partir de magmas originados na crosta inferior ("série aluminosa"), mas um componente mantélico deve ter sido importante na geração dos granitóides da "série alcalina".

EBERT et al. (1994) apresentam um modelo de magmatismo sob regime transpressivo para o Complexo Socorro, extensivo para outros corpos granitóides da Faixa Ribeira relacionados à tectônica de cavalgamento. Neste modelo, o regime transpressional atuando em raízes orogênicas constituiria uma importante fonte geradora de migração de rochas plutônicas de níveis crustais profundos para níveis superiores, através de zonas de cisalhamento. Estes autores propõem um modelo de fusão parcial do manto superior durante o espessamento das margens transpressionais dos blocos colididos, delimitadas por profundas zonas de cisalhamento. Afirmam que os dados isotópicos obtidos indicam muito mais o retrabalhamento de material arqueano e paleoproterozóico do que acreção de um expressivo arco magmático Brasileiro do tipo Andino. No entanto, através deste modelo, fica difícil admitir a geração de granitóides cálcio-alcalinos não foliados ou não gnaissificados e/ou migmatizados, como aqueles temporal e espacialmente associados aos grandes batólitos alongados e gnaissificados da Faixa Ribeira.

PITCHER (1982) relaciona os tipos graníticos com ambientes tectônicos, cujos registros durante o Fanerozóico permitem a definição dos granitóides do "Tipo M", "Tipo I Cordilheirano", "Tipo I Caledoniano", "Tipo S" e "Tipo A". Apesar do modelo ter sido desenvolvido para o Fanerozóico, uma tentativa de enquadramento dos corpos granitóides da faixa pré-cambriana do sudeste brasileiro pode ser feita utilizando-se o ciclo orogênico descrito por este autor.

Em margens continentais, sempre que a energia gerada por subducção aumenta ao ponto de prover suficiente calor e água para disparar a refusão do material "underplate", grandes volumes de magmas do "Tipo I", relativamente quentes e secos, são produzidos, isotopicamente uniformes, mas com um vasto intervalo de flutuação na composição total, dependendo do grau da fusão parcial do magma. Este magmatismo é de longa duração e seqüências de rochas são originadas com uma mudança progressiva em relação ao tempo e também à distância da borda da placa em relação ao aumento da espessura crustal. As porções gnaissicas e migmatíticas dos complexos indiferenciados de Cunhaporanga, Três Córregos (Apiáí Mirim) e Agudos Grandes, poderiam ser os representantes do arco magmático formado pela subducção da crosta oceânica.

Algumas questões permacecem abertas, principalmente no que diz respeito ao enquadramento de granitóides relativos ao suposto arco magmático. O detalhamento geológico

da região tem mostrado que áreas até então consideradas como grandes extensões batolíticas (Três Córregos e talvez Cunhaporanga e Agudos Grandes) são, na verdade, um conjunto de ortognaisses, migmatitos, granitóides intrusivos diversos e porções de faixas metamórficas. Assim, caso as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Apiaí-Mirim representem um antigo arco-magmático, alguns corpos granitóides, de textura mais isótropa e afins composicionalmente, teriam que, necessariamente, corresponder a um novo arco formado num evento posterior de subducção. No entanto, dados geocronológicos mais recentes contradizem esta hipótese (GIMENEZ FILHO 1993; REIS NETO 1994), tornando mais coerente admitir as rochas ortognaissicas como sendo porções gnaissificadas, cogenéticas aos granitóides porfiróides de textura mais isótropa, cuja foliação gnáissica seria resultado de uma deformação heterogênea de escala regional. No caso do Apiaí-Mirim representar um arco da última colisão, alguns desses granitóides porfiróides isótopos existentes na faixa, a exemplo da Suíte Granitóide Três Córregos (BISTRICHI et al. 1985), além de outros atribuídos à Fácies Cantareira (HASUI et al. 1978), representariam diápiros tardios de um evento magmático de longa duração.

À medida que o ciclo orogênico continua, bacias sedimentares pretéritas são fechadas pela colisão. O espessamento crustal e a geração de calor devido à compressão e imbricamento levam à formação de magmas "Tipo S" por fusão crustal. Durante este evento colisional, teriam sido gerados granitóides de anatexia (leucogranitos peraluminosos típicos), além do retrabalhamento do embasamento e de parte das rochas do arco-magmático. Seriam representantes desta fase os granitóides crustais descritos por WERNICK & GALEMBECK (1986, 1987), como também aqueles englobados na associação dos granitóides migmatíticos e granitóides sin a tardi-orogênicos (associação Cantareira e Natividade da Serra) por JANASI & ULBRICH (1991).

Depois do fechamento colisional, o final da movimentação lateral e da compressão levará ao relaxamento, à tectônica tensional e rápido soerguimento. Este processo leva à geração de magmas altamente silicosos, do tipo característico dos estágios tardios da evolução do cinturão móvel do tipo Caledoniano. Esta fusão deve resultar da descompressão adiabática com transferência de calor por magma básico. Alguns corpos granitóides porfiróides de composição, em geral, monzonítica, granodiorítica e quartzo-monzonítica, pouco diferenciados, intrusivos, com matriz isótropa a levemente foliada, correspondentes ao "Tipo Porfiróide" de MELCHER et al. (1973), ou "Fácies Cantareira" de HASUI et al. (1978), seriam os representantes deste evento de soerguimento pós-colisional. Possivelmente os corpos granitóides Itaoca, Apiaí, Espírito Santo e Vargem Grande, correspondam a este ciclo magmático.

O ato final do ciclo plutônico nestes ambientes orogênicos continentais é representado pela intrusão de granitos de associações alcalinas (peralcalinos, subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos), cuja caracterização petrográfica e geoquímica pode ser vista na revisão elaborada por NARDI (1991). Geralmente, estes granitos mostram afinidades com

granitos "Tipo A" e podem ou não estar associados com atividade vulcânica localizada. Dois princípios básicos fundamentam os modelos petrogenéticos para este tipo de magmatismo: diferenciação de magmas basálticos mantélicos ou fusão parcial de rochas crustais. Os possíveis representantes deste tipo de manifestação magmática (Mandira, Correias, Sguário, Campina do Veado, etc.) correspondem aos granitóides englobados nas "Fácies Graciosa e Itu" de HASUI et al. (op. cit.), na "Suíte Intrusiva Serra do Mar" de KAUL et al. (1982), no "Cinturão Itu (VLACH et al. 1990), na "Província Itu (WERNICK et al. 1991) ou na associação granitóide pós-orogênica do "Tipo A" (JANASI & ULBRICH 1991). São corpos intrusivos, geralmente de pequenas dimensões, apresentando rochas isotrópicas, acentuadamente diferenciadas e com forte tendência alcalina.

Estes granitos ter-se-iam posicionado em condições pós-tectônicas ou anorogênicas em relação aos eventos colisionais do Ciclo Brasileiro, e estariam vinculados a uma fase predominantemente distensiva, possivelmente relacionada à formação de algumas bacias molássicas (Grupo Castro, Conglomerado Samambaia, etc.).

5 O MACIÇO CORREAS

Com a evolução dos estudos na área objeto desta dissertação, especificamente no que diz respeito ao mapeamento faciológico realizado no corpo granítico, constatou-se uma estruturação interna do mesmo, definida pela existência de diferentes unidades graníticas mapeáveis. Assim sendo, propõe-se, a partir deste estudo, a denominação de Maciço Correias, por entender que seja mais adequada do que a designação Granito Correias, anteriormente proposta e utilizada por GORAIEB (1987, 1989, 1992), GORAIEB et al. (1987, 1988), GORAIEB & OLIVEIRA (1990).

5.1 Idade e Modo de Ocorrência

O Maciço Correias encontra-se inserido na Faixa Ribeira, mais precisamente na porção do domínio do Complexo Apiaí-Mirim, anteriormente considerado como pertencente ao complexo batolítico Três Córregos. Esta região também foi definida como parte da Província Itu (WERNICK et al. 1991; WERNICK 1992), e/ou do Cinturão Itu (VLACH et al. 1990; ULBRICH et al. 1991).

O Maciço Correias constitui-se num corpo alongado na direção nordeste, de forma elipsóide, com dimensões de um "stock", totalizando aproximadamente 5 km² de área aflorante (ANEXO A).

Segundo os autores que definiram a Província e o Cinturão Itu, o posicionamento dos corpos granitóides nesta faixa foi controlado pela movimentação transcorrente ENE-WSW, que afetou extensivamente a região sul-sudeste do Brasil.

A influência da grande transcorrência regional também é observada na área do Maciço Correias, que se situa na extensão nordeste dos lineamentos de Itapirapuã e Morro Agudo, na área de influência de uma grande estrutura antiformal denominada “Domo de Itaoca de Cima” por BISTRICHI et al. (1985) (FIGURA 3).

O posicionamento do plúton pode ser considerado do tipo alóctone permissivo (LOCZY & LADEIRA 1987), na medida em que este se mostra concordante com a estruturação nordeste regional, cujas rochas encaixantes encontram-se pouco afetadas pela intrusão, exibindo mergulhos divergentes do centro intrusivo e arqueadas na forma de domo, indicando que este ter-se-ia alojado em zona axial de uma grande antiforma, com auréola metamórfica estreita ou inexistente.

Os limites do maciço com as rochas encaixantes são demarcados por contatos nítidos e discordantes, geralmente condicionados por falhamentos, onde ocorre o desenvolvimento de brechas silicosas. Efeitos térmicos são raros, mas podem ser observadas, localmente, no contato com anfibolitos, algumas ocorrências restritas de “hornfels” básicos.

Estas evidências, aliadas à ausência no maciço das feições deformacionais nitidamente impressas nas encaixantes vizinhas, permitem atribuir-lhe um caráter tipicamente intrusivo.

Os litotipos mais fracionados do Maciço Correias (muscovita-albita granito a topázio) foram analisados radiométricamente pelo método Rb-Sr, em rocha total, cujos resultados analíticos se encontram apresentados na TABELA 2. Optou-se pela datação destas rochas devido à sua natureza eminentemente ígnea e ausência de processos metassomáticos/hidrotermais superimpostos, como será demonstrado mais adiante.

TABELA 2 - Resultados analíticos Rb-Sr em rocha total dos albita granitos do Maciço Correias.

Nº LAB./AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	
12460 / AM-4A	909.2	33.6	83.76	11.62	1.4173	0.0003
12461 / AM-4B	940.9	34.8	83.84	1.17	1.4283	0.0005
12462 / AM-4C	1102.3	8.2	582.06	8.09	5.7399	0.0011
12463 / AM-4D	643.4	56.1	34.18	0.47	1.0185	0.0001
12330 / AM-4E	921.2	21.1	141.98	1.97	1.9607	0.0004

Estes dados, quando lançados em diagrama isocrônico, definiram uma idade de 603 ± 7 Ma e razão $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7228 \pm 0,0057$, com valor de MSWD = 1,21 (FIGURA 4). O elevado erro da razão inicial é justificado pelos altos valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ nas amostras analisadas, não existindo, portanto, pontos próximos da origem do diagrama.

Por outro lado, os dados geocronológicos apresentados por GIMENEZ FILHO (1993) mostram idade Rb-Sr de 480 ± 19 Ma, $R_i = 0,7289 \pm 0,0032$ e MSWD = 1,4 para litotipos menos diferenciados (biotita granitos) do Maciço Correias. Para estas mesmas rochas o autor também apresenta idade K-Ar (biotitas) de 564 ± 19 Ma.

49° 5' W
24° 5' S

49° 00' W

48° 45' W

- DIQUES DE DIABÁSIO
- ARENITO FURNAS
- GRANITOS
- GRANITÓIDES
- GABRO DE APIAÍ
- GRUPO ITAIACOCA
- FORMAÇÃO CORREGO DOS MARQUES
- GRUPO AÇUNGUI
- ROCHAS METABÁSICAS
- FORMAÇÃO AGUA CLARA**
 - METASSEDIMENTOS DIVERSOS
 - METASSEDIMENTOS MIGMATIZADOS
- COMPLEXO PRÉ-SETUVA**
 - GNAISSES
 - GNAISSES MIGMATIZADOS
 - ÁREA DE ESTUDO

- ANTICLINAL E SINCLINAL DE FLANCO NORMAL
- ANTICLINAL E SINCLINAL DE FLANCO INVERTIDO
- ANTIFORMA E SINFORMA DE FLANCO NORMAL
- ANTIFORMA E SINFORMA DE FLANCO INVERTIDO
- BRAQUIANTICLINAL
- ANTICLINÓRIO

- ESTRUTURA RELIQUIAR S_0
- FOLIAÇÃO S_1
- FOLIAÇÃO S_n
- FOLIAÇÃO S_{n+1} E S_2
- FOLIAÇÃO S_{n+2} E S_3
- DOMÍNIOS I1, I2 E I3 - GRUPO ITAIACOCA

FIGURA 3 - DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS ESTRUTURAS

(Bistrichi et al, 1985)

Estes dados geocronológicos discrepantes (idade K-Ar mais antiga que a idade Rb-Sr, e idade Rb-Sr em biotita granitos mais jovem que nos albita granitos mais fracionados) podem ser explicados pela comprovada existência de alterações hidrotermais superimpostas nas fases mais precoces do Maciço Correias, com abertura do sistema Rb-Sr e saída do Sr devido a lavagem hidrotermal de feldspatos.

Neste caso, a idade K-Ar dos biotita granitos deve representar a época do resfriamento do corpo granítico, ou até mesmo, a idade do evento hidrotermal mineralizante, e a idade Rb-Sr mais jovem marca o reequilíbrio de fases minerais já cristalizadas.

FIGURA 4 - Isócrona Rb-Sr em rocha total obtida para os albita granitos (fácies muscovita-albita granito a topázio) do Maciço Correias.

Este reequilíbrio isotópico pode ter ocorrido devido a atuação de processos metassomáticos contínuos e/ou recorrentes, possivelmente deflagrados através de pulsos térmicos convectivos, como no caso dos granitóides HHP que possuem teores anômalos em minerais radioativos. Cabe destacar que os teores de U do Maciço Correias também são relativamente elevados, variando de 2 a 26 ppm (ANEXO D). Caso esta hipótese seja verdadeira, há de se

considerar também a idade Rb-Sr obtida por GIMENEZ FILHO (op. cit.) como representativa do evento hidrotermal mineralizante. No entanto, existem registros de atividade termo-tectônica ligada ao final do Ciclo Brasileiro (intrusões granitóides e formação de bacias molássicas associadas a zonas transtensivas), que eventualmente pode ter tido alguma influência nesta datação.

Evidências de campo e petrográficas apontam a existência de uma fase fluida precoce (albitização, microclinização e greisenização das fases graníticas iniciais; apófises de albita granitos cortando corpos de greisen), cuja idade pode estar representada pelas datações K-Ar obtidas no pegmatito tipo "stockcheider" (524 ± 19 Ma) e no exogreisen (mica-topázio greisen) (593 ± 13 Ma). Estas idades, especialmente a do exogreisen datado, se situam bem próximas daquelas obtidas para os litotipos graníticos, e, provavelmente, estão relacionadas aos estágios iniciais de desenvolvimento da fase fluida tardi/pós-magmática.

Os resultados analíticos de K-Ar obtidos neste estudo são apresentados na TABELA 3.

TABELA 3 - Resultados analíticos de K-Ar

Nº Lab/SPK	Nº Campo	Material	%K	Ar ⁴⁰ Rad*10 ⁻⁶ (ccSTP/g)	Ar.Atm. (%)	Idade (Ma)
7258	AM-2	Mica (Pegmatito)	5.7089	134.59	5.58	524 ± 19
7259	AM-3	Mica (exogreisen)	7.1031	193.68	4.09	593 ± 13
7240	AM-1	Mica (endogreisen)	8.6349	187.41	4.88	487 ± 6

Vários autores, entre eles BEUS (1964) e SCHERBA (1970), relacionam a mineralização aos estágios tardios de greisenização. No caso do Maciço Correias, a idade do evento mineralizante poderia estar representada pelos resultados radiométricos obtidos em micas de endogreisen (quartzo-mica greisen) que apresentam idade K-Ar de 487 ± 6 Ma, muito próxima da idade Rb-Sr (480 ± 19 Ma) dos biotita granitos obtida por GIMENEZ FILHO (1993), caso estas idades tenham realmente significado geológico ligado ao hidrotermalismo granítico. Se assim for, estas idades podem representar pulsos fluidais recorrentes ou estágios tardios de evolução da fase fluida. Entretanto, cabe ressaltar que o período extremamente prolongado de atividade hidrotermal registrado (em torno de 100 Ma) através das datações dos greisens é incompatível com uma evolução fluidal de mesma origem, representando um hiato entre o início e o término dos processos pós-magmáticos.

De qualquer forma, apesar dos dados radiométricos disponíveis serem insuficientes para a determinação exata da idade da mineralização, reforçam a hipótese da existência de uma fase fluida precoce, desenvolvida durante a cristalização das fases graníticas mais tardias.

Considerando que a idade obtida nas análises radiométricas efetuadas neste estudo foi definida através de uma isócrona Rb-Sr bastante confiável, com reduzida margem de erro

(FIGURA 4), e que a idade K-Ar (564 ± 19 Ma) dos biotita granitos possa ser relativa a seu resfriamento, admite-se, para o Maciço Correias, a idade Rb-Sr de 603 ± 7 Ma como sua idade de cristalização, indicando que a intrusão teria ocorrido durante o período de transição Neoproterozóico/Eopaleozóico, no final do Ciclo Brasileiro. Contudo, é de se esperar que datações U/Pb a serem obtidas através de zircões, em rocha total, provavelmente venham a revelar idades mais antigas (talvez até 50 Ma a mais), elevando a idade do maciço para 640-650 Ma, a exemplo do que vem sendo observado nos Granitos Jovens de Rondônia (BETTENCOURT et al. 1995), muito similares ao Maciço Correias.

5.2 Estruturação Interna e Petrografia do Maciço

A grande maioria das variedades líticas do Maciço Correias apresenta composição variando de monzogranítica (3b) a sienogranítica (3a), sendo que a fase mais diferenciada posiciona-se no campo intermediário sienogranitos/álcali-feldspato granitos, o que pode ser observado no diagrama QAP da FIGURA 5 (STRECKEISEN 1973). Análises por difratometria de raios X evidenciam a ilmenita como a fase óxido dominante nestas rochas.

FIGURA 5 - Diagrama triangular QAP (Quartzo/Álcali-Feldspato/Plagioclásio).

A integração dos dados provenientes do mapeamento faciológico e dos estudos petrográficos do corpo granítico mostra a existência de um zoneamento vertical, com rochas porfíricas de granulação média a grossa nas partes mais erodidas do maciço (borda sul), gradando para rochas porfíricas de granulação bem fina, que formam pequenas cúpulas de albita

granitos nas porções norte, nordeste e sudoeste do Maciço Correias (ANEXOS A e B). Este zoneamento textural vertical é característico de granitos mineralizados a Sn, Ta e Nb (POLLARD 1989b), indicando uma importante pré-concentração de voláteis e elementos metálicos nas zonas apicais da intrusão, durante as etapas iniciais de sua evolução, ou seja, ainda no estágio magmático de cristalização.

O arranjo espacial das variedades líticas do Maciço Correias define cinco unidades mapeáveis principais, consideradas neste trabalho como cinco litofácies distintas:

Fácies biotita granito (γ_1)

A primeira unidade representa a porção do "stock" mais erodida e menos afetada por metassomatismo. Embora neste domínio ocorram substituições ligadas a processos metassomáticos/hidrotermais como cloritização, sericitização, muscovitização, microclinização e albitização precoce, estes fenômenos são secundários e superimpostos a texturas tipicamente magmáticas.

Apesar da presença de muscovitas nestas rochas, estas não ultrapassam a 3% da composição total e, geralmente, são produtos de substituições metassomáticas (cloritização e muscovitização). Desse modo, decidiu-se por individualizá-las numa litofácies denominada biotita-granito.

Esta fácies, por sua vez, apresenta variações texturais que, apesar de não mapeáveis, pois são variações difusas em escala de afloramento, são bem visíveis no campo. Todas as variedades desta fácies apresentam coloração rósea.

A primeira variedade (γ_{1a} - biotita granito porfirítico de granulação média a grossa) apresenta textura inequigranular hipidiomórfica a porfirítica, caracterizada por megacristais de microclíneo pertítico (1 a 3 cm), disseminados numa matriz média a grossa (FOTO 1).

A segunda variedade (γ_{1b} - biotita granito porfirítico de granulação média a fina) apresenta megacristais de microclíneo pertítico (1 a 4 cm) disseminados em matriz média a fina (FOTO 2).

Na terceira variedade (γ_{1c} - biotita granito pórfiro), ocorrem megacristais menores (0,5 a 1,5 cm) de quartzo, mais ou menos arredondados, fumê e leitosos, além de microclíneo pertítico e plagioclásio, todos imersos em matriz de granulação bem fina (FOTO 3).

Os principais constituintes minerais presentes em todas as variedades desta fácies são: microclíneo em cristais subédricos milimétricos a centimétricos, plagioclásio com hábito tabular ou ripiforme, geralmente em grãos subcentimétricos, e quartzo em cristais subédricos a euédricos, subarredondados, submilimétricos a milimétricos, por vezes bipiramidais, típicos de cristalização em alta temperatura. Os megacristais de microclíneo geralmente apresentam pertitas do tipo "patches" (manchas), enquanto os cristais menores não são pertíticos. O plagioclásio original é oligoclásio, que se apresenta em cristais freqüentemente zonados, com núcleos mais cálcicos que as bordas, que podem chegar até albita.

FOTO 1 - Aspecto textural da variedade granítica (γ_{1a}).

FOTO 2 - Aspecto textural da variedade granítica (γ_{1b}).

FOTO 3 - Aspecto textural da variedade granítica (γ_{1c}). A coloração seletiva de feldspatos destaca os megacristais de quartzo, microclíneo e plagioclásio, disseminados na matriz fina.

A presença de cristais individualizados de microclíneo e plagioclásio caracteriza o Maciço Correias como um corpo granítico do tipo "subsolvus" (TUTTLE & BOWEN 1958).

Núcleos de megacristais de feldspato potássico parcialmente manteados por plagioclásio também ocorrem mas não são comuns, originando aspecto textural semelhante ao manteamento rapakivi. Fica muito difícil a interpretação de uma origem magmática ou metassomática para esta textura pouco freqüente nas rochas do Maciço Correias. No entanto, as bordas externas são constituídas por plagioclásios primários (megacristais turvos e sericitizados), e nos contatos com os megacristais de microclíneos pertíticos (que também apresentam albita "chessboard"), ocorrem agregados de pequenos cristais límpidos de albita, sugerindo a existência do processo de albitização do K-feldspato, superimposto ao manteamento rapakivi original (FOTOS 4 e 5).

Em proporções subordinadas (< 10%) ocorrem biotita parda a esverdeada (parcialmente cloritizada) e mica branca incolor a pardo acinzentada (muscovita < 3%). Os minerais acessórios mais freqüentes são fluorita, zircão, apatita e opacos (<1%), e os minerais secundários sericita, carbonato, argilo-minerais e hidróxidos de ferro.

Feições de cataclase e hidrotermalismo são localmente observadas e evidenciadas pela presença de microfraturas inter e intragranulares, cristais de plagioclásio parcialmente alterados em sericita e apresentando lamelas de geminação encurvadas ou até quebradas, cristais de quartzo fragmentados e com forte extinção ondulante, palhetas de mica dobradas, além da presença de clorita e epidoto.

FOTO 4 - Amostra (16-B) representativa da variedade granítica (γ_{1b}), com coloração seletiva de feldspatos destacando a textura “tipo rapakivi” (pouco comum nos biotita granitos do Maciço Correias).

FOTO 5 - Fotomicrografia em lupa binocular (mesma amostra da foto anterior) mostrando megacristal de microclíneo pertítico manteado por plagioclásio turvo e sericitizado (textura rapakivi). Notar auréola albítica (pequenos cristais lípidos de albite neoformada) entre o plagioclásio e K-feldspato, evidenciando processo de albitização superimposto. Objetiva 12 - nicóis paralelos.

Fácies biotita-muscovita granito (γ_2)

Na segunda unidade, são englobadas as rochas do Maciço Correias que apresentam a maior extensão em área aflorante, nas quais, além das biotitas, também estão presentes muscovitas (fengitas) primárias.

Apesar da maior intensidade dos fenômenos de substituições, com formação de grande quantidade de micas brancas (muscovitas) secundárias, é possível a identificação de cristais bem desenvolvidos de muscovitas, geralmente euédricas e intersticiais, provavelmente de origem primária tardi-magmática (P.J. POLLARD, informação verbal).

Variações na granulação e textura também são comuns nesta litofácies. Ocorrem dois tipos distintos, sendo que a variedade predominante (γ_{2a} - biotita-muscovita granito porfirítico de granulação média a grossa) apresenta textura inequigranular hipidiomórfica a porfirítica, caracterizada por megacristais de microclíneo pertítico (0,5 a 4 cm) imersos em matriz média a grossa (FOTO 6).

Subordinadamente, ocorre uma segunda variedade (γ_{2b} - biotita-muscovita granito porfirítico fino), em que as rochas apresentam matriz bem fina, milimétrica, com textura tendendo a equigranular, onde destacam-se os cristais arredondados e subcentimétricos ($\approx 0,5$ cm) de quartzo ("drop-like quartz"), típicos de granitos rapakivi e associados (FOTO 7).

FOTO 6 - Aspecto textural da variedade granítica (γ_{2a}).

Estas rochas, principalmente aquelas da variedade γ_{2a} , exibem grande expressão em área aflorante, geralmente apresentam coloração rósea clara, constituindo-se de megacristais de microclíneo pertítico, quartzo subarredondados, por vezes bipiramidais e, subordinadamente,

plagioclásio, todos disseminados em matriz que varia de granulação média a grossa, sendo as variedades de matriz fina menos abundantes.

A matriz, de maneira geral, é constituída por grãos submilimétricos a milimétricos de quartzo, microclíneo, plagioclásio e micas, (biotita cloritizada com menor frequência e muscovita em abundância).

FOTO 7 - Aspecto textural da variedade granítica (γ_{2b}).

Os cristais de muscovita primária são bem desenvolvidos, euédricos a subédricos, geralmente poiquilíticos, englobando pequenos cristais de plagioclásio, biotita, zircão e, mais raramente, cassiterita (FOTO 8). Ocorrem principalmente nos interstícios de outros grãos minerais, sugerindo cristalização magmática tardia (FOTO 9). As biotitas cloritizadas, na sua maioria, são titaníferas, com titanita e/ou leucóxênio associados.

Nestas rochas, é comum a presença de textura granofírica, representada por intercrescimentos gráficos entre cristais de quartzo e K-feldspato (FOTOS 10 e 11).

Evidências de cataclase também são comuns, e quando bem acentuadas (bordas do plúton e próximo de falhas), observam-se microfraturamento intenso, porções da rocha com forte cominuição mineral, lamelas de geminação encurvadas, vênulas e microfraturas preenchidas por fluorita e com opacos (pirita limonitizada, óxidos e hidróxidos de ferro) associados. Fluorita também ocorre inclusa nas muscovitas e/ou intergranular. Texturas de substituição também estão presentes e serão descritas mais adiante no item sobre alterações tardi a pós-magmáticas.

FOTO 8 - Cristal euédrico de cassiterita incluído em muscovita bem desenvolvida, de provável origem primária. Amostra 08-81-3 (γ_{2a}). Objetiva 10 (aumento 150 x) - nicóis cruzados.

FOTO 9 - Cristal euédrico e intersticial de muscovita primária. Amostra C-311-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong$ 40 x) - nicóis cruzados.

FOTO 10 - Textura granofirica (intercrescimento gráfico entre cristais de quartzo e K-feldspato). Amostra C-300-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) nicóis cruzados.

FOTO 11 - Textura granofirica apresentando intercrescimento gráfico entre cristais de quartzo e K-feldspato. Amostra 15-A (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

Fácies microgranito (γ_3)

As rochas agrupadas na terceira unidade constituem conjuntos de diques claramente discordantes e tardios, intrusivos preferencialmente na fácies biotita-muscovita granito. Encontram-se encaixados em três sistemas principais de fraturas (N40-70E, N10W, N70W), com mergulhos verticais e inclinados a sub-verticais (45° a 85°), predominando aqueles para SE, SW, WSW e ENE.

No geral, apresentam dimensões variáveis que vão de aproximadamente 1,0 a 2,5 m de comprimento por 0,5 a 1,0 m de largura. Com menos frequência, observam-se diques menores (15 a 20 cm de possança) e sub-horizontais, em contato brusco com o biotita-muscovita granito. Localmente, ocorrem na forma de conjuntos de diques contínuos, alinhados na direção E-W, com extensão aproximada de 13 m, ou também, como conjuntos de diques concentrados irregularmente, apresentando dimensões em torno de 20 a 30 m² de área aflorante.

Essas rochas possuem textura equigranular hipidiomórfica, caracterizada por cristais subédricos a anédricos de microclíneo perítico tipo "patches", cristais de plagioclásio subédricos a euédricos e cristais anédricos de quartzo, todos submilimétricos (FOTO 12). O plagioclásio (oligoclásio-albita) apresenta-se fraca a fortemente alterado em sericita. As micas ocorrem em quantidades subordinadas, com o predomínio das micas brancas/pardas (muscovitas-fengitas) sobre as biotitas, que estão quase sempre parcialmente substituídas por clorita e muscovita. Em quantidades acessórias, ocorrem fluorita disseminada e/ou associada a microfraturas, opacos associados a microfraturas (FOTO 13) e às micas, além de allanita. Os principais minerais secundários são carbonatos, argilo-minerais e óxidos e hidróxidos de ferro. Localmente, a rocha é atravessada por microfraturas ao longo das quais os minerais acham-se fragmentados e cominuídos.

FOTO 12 - Aspecto textural do microgranito (γ_3).

FOTO 13 - Microfratura preenchida por fluorita e opacos (óxidos e hidróxidos de Fe). Fotomicrografia em lupa binocular da amostra 08-56-3 (γ_3). Objetiva 25 - nicóis paralelos.

Fácies muscovita-albita granito a topázio (γ_4)

A quarta unidade é representada pelas porções de albita granitos, cujas feições macro e microscópicas diferem acentuadamente das anteriores.

As principais exposições desta unidade se encontram nas extremidades sudoeste e nordeste do "stock" Correias, esta última apresentando dimensões com aproximadamente $0,5 \text{ km}^2$ de área aflorante. Pequenos corpos rochosos isolados de albita granitos também ocorrem na borda norte do maciço (ANEXO A).

São rochas leucocráticas, de coloração rosada, amarelada e esbranquiçada, que geralmente afloram em altos topográficos na forma de lajedos.

Apresentam granulação fina a média, estrutura maciça e texturas inequigranulares a porfiríticas (FOTO 14), caracterizadas por megacristais (0,2 a 0,7 cm) arredondados de quartzo ("drop-like quartz") e microclíneo, este último geralmente pouco ou não pertítico, disseminados em matriz constituída predominantemente por cristais de albita ripiformes e micas brancas (muscovitas-fengitas), em cristais bem desenvolvidos, subédricos a euédricos, intersticiais, com tonalidades pardas, ligeiramente cinzentas e/ou esverdeadas. Cristais submilimétricos de cassiterita ocorrem, raramente, inclusos em muscovita bem desenvolvida (FOTO 15). Também estão presentes na matriz o microclíneo (não pertítico) e o quartzo. Em proporções acessórias ocorrem topázio, geralmente em cristais intersticiais milimétricos a submilimétricos, parcialmente substituídos por sericita e/ou gibsita (FOTO 16), fluorita intersticial ou associada às micas e microfraturas, zircão e opacos.

FOTO 14 - Aspecto textural dos albítos graníticos (γ_4) do Maciço Correias. Notar os megacristais de quartzo arredondados (“drop-like quartz”), típicos de fases graníticas bem evoluídas (granitos rapakivi e associados).

FOTO 15 - Cristal submilimétrico e geminado de cassiterita associado a muscovita. Amostra 08-180-3 (γ_4). Objetiva 10 (aumento 150 x) - nicóis cruzados.

FOTO 16 - Cristal subédrico e intersticial de topázio, parcialmente sericitizado ao longo de microfraturas. Amostra 08-180-3 (74). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

Boa parte dos megacristais de quartzo e microclíneo são poiquiloblásticos, englobando ripas submilimétricas de albita, cristalizadas ao longo de linhas de crescimento, cujo aspecto assemelha-se à feição textural "snowball" (FOTO 17), descrita por POLLARD (1988, 1989a), POLLARD & TAYLOR (1991) e SCHWARTZ (1992), indicativa de cristalização simultânea nos estágios magmático/tardi-magmático.

As evidências de alterações metassomáticas nestas rochas limitam-se à substituição da mica preexistente (muscovita) e do topázio por sericita e/ou gibsita, além da greisenização que, localmente, pode ocorrer de forma mais acentuada, substituindo os feldspatos por muscovita/sericita, fluorita e quartzo. Processos de microclinização e albitização são praticamente inexistentes. Quando ocorrem, são raros e incipientes.

As feições petrográficas descritas e as características químicas das rochas agrupadas nesta litofácies, que serão demonstradas mais adiante, são compatíveis com uma origem magmática/tardi-magmática, sendo subordinadas as alterações hidrotermais tardi a pós-magmáticas superimpostas, invalidando assim os termos albitito e apogranito, anteriormente utilizados por GORAIEB et al. (1987, 1988), segundo os conceitos de SMIRNOV (1982) e BEUS (1964), respectivamente, implicativos de origem através de processos pós-magmáticos. Para os albita granitos do Maciço Correias, não se têm evidências petrográficas e petroquímicas que comprovem sua origem através de transformações metassomáticas. As texturas de substituições presentes nestas rochas são

nitidamente superimpostas a texturas ígneas primárias, predominantemente porfíricas, com megacristais de quartzo e microclíneo "snowball" disseminados em matriz bastante homogênea.

FOTO 17 - Cristais ripiformes submilimétricos de albita arranjados de forma concêntrica nos planos de crescimento do megacristal de quartzo (textura "snowball"). Amostra AM-5 (74). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40\times$) - nicóis cruzados.

Fácies pegmatito (75)

Uma importante unidade lítica pegmatítica ocorre de forma descontínua, no contato ou zona de transição entre as fácies biotita-muscovita granito e muscovita-albita granito a topázio.

Apesar da escassez de afloramentos, foi possível a visualização da morfologia e estrutura destes pegmatitos, cujas atitudes (N30-40E/20° a 30° NW) indicam tratar-se de corpos tabulares com dimensões variáveis, podendo chegar a 2 m de possança, apresentando contatos sub-horizontalizados.

Os pegmatitos possuem estrutura bandada e caracterizam-se pela alternância de bandas quartzosas, quartzo-micáceas, micáceas e topazíticas (FOTO 18). No contato com o biotita-muscovita granito, ocorre uma "franja" granítica de granulação fina. Os cristais bem desenvolvidos de topázio (até 15 cm), geralmente circundados por bandas micáceas (centimétricas a subcentimétricas), e os cristais de quartzo, são separados ou cimentados pela franja de massa granítica, constituída por grãos milimétricos a subcentimétricos de quartzo arredondado com cristais de microclíneo e micas intersticiais. Os cristais bem desenvolvidos de topázio, perpendiculares ao contato, indicam uma direção de crescimento destes minerais para o interior da cúpula granítica, representada pela fácies muscovita-albita granito a topázio.

Localmente, as micas também apresentam cristais bem desenvolvidos (5 cm), formando agregados ou porções micáceas com tamanhos bastante expressivos. As suas propriedades óticas e composição química determinada por microsonda eletrônica, indicam tratar-se de siderofilas litiníferas (TROGER 1979; FOSTER 1960a,b; STONE 1988).

Diversos autores na literatura mundial, entre eles POLLARD (1983); SCHMITZ & BURT (1990), descrevem unidades pegmatíticas encontradas nas bordas de rochas graníticas intrusivas associadas com mineralizações de estanho e tungstênio.

Estes pegmatitos marginais são denominados "stockscheider" e ocorrem tipicamente próximo dos contatos apicais de plútons produtivos, cuja feição textural se constitui em importante guia prospectivo para depósitos de metais raros. O tamanho e a natureza dos cristais nestes pegmatitos indicam cristalização na presença de fluidos aquosos de baixa viscosidade (JAHNS & BURNHAM 1969). Geralmente são estéreis em elementos metálicos e resultantes da separação inicial de uma fase fluida, cujo fenômeno estaria associado a processos precoces de feldspatização potássica, ainda no estágio magmático (POLLARD op. cit.).

FOTO 18 - Amostras de mão representativas do pegmatito tipo "stockcheider". Notar os cristais bem desenvolvidos de topázio, quartzo e micas (Li-siderofilas).

A mudança textural repentina entre o "stock" albitico e o pegmatito poderia ser indicativa de uma redução brusca na pressão confinante do sistema granítico, originando uma fase fluida rica em componentes voláteis e determinando assim o início do processo mineralizante.

No caso do Maciço Correias, embora não se possa afirmar categoricamente, devido à escassez de afloramentos, que os pegmatitos citados sejam do tipo "stockscheider", seus aspectos texturais, composicionais e modo de ocorrência são sugestivos e similares àqueles descritos na literatura.

5.3 Transformações Tardi a Pós-Magmáticas

Na grande maioria das suítes granitóides pós-tectônicas e/ou anorogênicas, é comum a presença de modificações mineralógicas e texturais durante os estágios tardi a pós-magmáticos. Essas alterações da rocha original têm sido descritas por vários autores (TUTTLE & BOWEN 1958; HAAPALA 1977; MARTIN & BOWDEN 1981; POLLARD 1983; POLLARD et al. 1983; POLLARD et al. 1991; DALL'AGNOL 1980; BOTELHO 1985; HORBE et al. 1985; PINHO 1987; OLIVEIRA 1989, 1991; LEITE Jr. 1992; etc.), e denominadas hidrotermais, metassomáticas, autometamórficas, autometassomáticas, tardi a pós-magmáticas, etc.

Dentre os fatores que influenciam na geração dessas transformações, destacam-se a composição original do magma, o ambiente geológico, o nível crustal de posicionamento e cristalização do magma, além do desenvolvimento de uma fase aquosa (fluidos hidrotermais) rica em elementos voláteis.

A discussão sobre a origem magmática ou metassomática das rochas oriundas dessas alterações é bastante controvertida, principalmente pelo fato de os processos envolvidos serem contínuos, e geralmente, superpostos.

Segundo TUTTLE & BOWEN (op. cit.) e HAAPALA (op. cit.), nem todas as texturas de substituições são originadas por metassomatismo que, necessariamente, implica a mudança substancial da composição química da rocha original.

Texturas de substituições em feldspatos podem-se formar durante os estágios magmático ou tardi-magmático como resultado de cristalização fracionada, bem como exsoluções e ajustes autometamórficos (recristalização) de minerais podem ocorrer devido a queda da temperatura, sem envolver nenhuma troca de material com o meio nos arredores.

De acordo com os conceitos desses autores, considera-se também para o Maciço Correias que as pertitas em feldspatos e as texturas granofíricas (intercrescimento micrográfico) existentes representem produtos de exsoluções, possivelmente produzidas por cristalização simultânea de plagioclásio e K-feldspato, ou quartzo e K-feldspato, respectivamente.

No Maciço Correias, os litotipos originados por transformações tardi a pós-magmáticas incluem rochas graníticas com graus variáveis de alterações, além de greisens típicos.

Desta forma, algumas feições texturais de substituição devido a processos de alteração pervasiva, tais como a microclinização do plagioclásio, albitização do K-feldspato, substituições de ambos os feldspatos por fluorita, clorita, sericita, muscovita, quartzo, carbonatos e argilo-minerais, substituição das biotitas por clorita, muscovita, óxidos de ferro e minerais de titânio

(leucoxênio), além da substituição das muscovitas e topázios por sericita, podem ser observadas com frequência.

Alteração pervasiva fissural, tipicamente pós-magmática, também ocorre nos litotipos graníticos do Maciço Correias. Ao nível de afloramento, veios e bolsões de greisens, geralmente associados a fraturas são observados.

Microscopicamente, as feições texturais mais comuns estão relacionadas à greisenização, muscovitização, cloritização, sericitização, silicificação, fluoritização e argilização ao longo de microfraturas. Menos freqüentemente, microfraturas preenchidas com albita e quartzo cortam megacristais de microclíneo pertítico.

Os processos de metassomatismo sódico e potássico não foram muito intensos, porém a greisenização foi extensiva, chegando a alterar profundamente a composição original do granito e das encaixantes próximas, formando corpos de endo e exogreisens, respectivamente. Estes processos descritos serão exemplificados de forma resumida a seguir.

Albitização

A alteração sódica pervasiva ocorre com mais intensidade nas fácies biotita granito e biotita-muscovita granito. Nestes litotipos, observam-se algumas texturas típicas de substituição sódica, como "swapped rims" entre dois cristais de K-feldspato, sendo que a albita de um lado tem orientação ótica diferente da albita do outro lado, albita "rims" ou bordas albiticas (FOTO 19), que consiste em albita límpida desenvolvida no contato entre o plagioclásio e o microclíneo, além de pertitas do tipo "patches" (manchas) que originam texturas "chessboard", cujo aspecto lembra um tabuleiro de xadrez (FOTO 20). Megacristais de K-feldspato também são substituídos por albita ao longo de microfraturas (FOTO 21).

Plagioclásios albitizados ocorrem com menor freqüência, e são parcialmente substituídos por albita ao longo das bordas e lamelas de geminação.

Microclinização

A alteração potássica pervasiva, que também ocorre nas fácies citadas, é caracterizada pela substituição nas bordas ou núcleos dos cristais de plagioclásio, por K-feldspato (microclíneo) turvo e não pertítico (FOTOS 22 e 23) que, por vezes, também substitui a biotita.

O processo de microclinização dos plagioclásios é quase sempre acompanhado da muscovitização dos mesmos (FOTO 24).

FOTO 19 - Cristais límpidos de albita neoformada ("albite rims") desenvolvidos no contato entre o plagioclásio turvo, sericitizado e o microclíneo pertítico. Amostra 16-B (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

FOTO 20 - Megacristal de K-feldspato apresentando pertitas do tipo "patches" (manchas), cujo aspecto lembra um tabuleiro de xadrex (textura "chessboard"). Amostra 16-B (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

FOTO 21 - Albitização ao longo de microfratura em megacristal de K-feldspato. Amostra C-21-R (γ_{1a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40\times$) - nicóis cruzados.

FOTO 22 - Exemplo de microclinização do plagioclásio. Amostra C-21-R (γ_{1a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40\times$) - nicóis cruzados.

FOTO 23 - Substituição potássica pervasiva do megacristal de plagioclásio. Amostra CO-2 (γ_{1b}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40\times$) - nicóis cruzados.

FOTO 24 - Microclinização e muscovitização do plagioclásio. Amostra C-311-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40\times$) - nicóis cruzados.

Greisenização

A greisenização desenvolvida tanto no corpo granítico como em alguns pontos da rocha encaixante, é predominantemente de caráter pervasivo fissural. Nas zonas greisenizadas da rocha encaixante, observam-se a passagem gradual da rocha original para um greisen típico, assim como a presença de greisens ao longo de planos de fratura, foliação e/ou acamamento.

O processo de greisenização das rochas graníticas do Maciço Correias, é marcado pela substituição das biotitas, plagioclásios e K-feldspatos, por muscovitas secundárias (FOTOS 25, 26 e 27). No caso do muscovita-albita granito a topázio, a muscovita primária e o topázio também são substituídos por muscovita secundária e sericita.

Localmente, este processo atingiu grande intensidade, originando "ultra-greisens", que são rochas praticamente monominerálicas, constituídas predominantemente por muscovitas (fengitas) e um pouco de quartzo (FOTO 28). Geralmente não apresentam mineralizações, sendo caracterizadas por intensa lixiviação durante a fase inicial da greisenização.

Os exogreisens, desenvolvidos nas rochas encaixantes próximas ao Maciço Correias, são caracterizados pela presença de topázio, muscovita e quartzo (FOTO 29), sendo que o topázio, por vezes, constitui-se no mineral mais abundante, chegando a formar, localmente, veios topazíticos. Já nos endogreisens, o topázio ocorre com menos frequência, predominando o quartzo e a muscovita.

FOTO 25 - Greisenização marcada pela substituição ao longo de planos de clivagem da biotita cloritizada por muscovita secundária. Amostra CO-2 (γ_{1b}). Objetiva 10 (aumento 150 x) - nicóis cruzados.

FOTO 26 - Muscovita + quartzo + fluorita substituindo megacristal de plagioclásio. Amostra C-439-R (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) nicóis cruzados.

FOTO 27 - Muscovitização de megacristais de K-feldspato em amostra de granito greisenizado. Amostra C-237C-R. Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) nicóis cruzados.

FOTO 28 - Aspecto textural do “ultra-greisen” constituído essencialmente por muscovitas (endogreisen monominerálico). Amostra 08-183-3. Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

FOTO 29 - Exogreisen típico do depósito mineral associado ao Maciço Correias (muscovita-topázio-quartzo greisen). Amostra 08-187-3. Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

Silicificação

Diferentes tipos de quartzo caracterizam a silicificação na área enfocada. Embora ainda não se possa estabelecer com exatidão o "timing" de deposição, as evidências texturais e paragenéticas sugerem a existência de várias fases deposicionais de sílica. Como será demonstrado mais adiante, os estudos preliminares de inclusões fluidas também mostram diferenças substanciais (composição e condições físico-químicas de aprisionamento), para os diferentes tipos de quartzo estudados.

Microscopicamente, observa-se que a silicificação está quase sempre associada à greisenização, com muscovita + quartzo $\pm$ fluorita substituindo os feldspatos. Microfraturas preenchidas por quartzo criptocristalino também ocorrem com frequência.

Uma das evidências que a área foi submetida à forte atividade hidrotermal é a presença de dois veios gigantes de quartzo, que estão vinculados a duas importantes zonas de falhas. Estas descontinuidades estruturais formam zonas de confinamento para a fase mais tardia e evoluída (muscovita-albita granito a topázio), balizando seu contato com as rochas encaixantes nas extremidades NE e SW do "stock" Correias (ANEXO A). Pode haver relação entre estas descontinuidades e as movimentações transcorrentes regionais, sendo possível ter ocorrido reativações dessas zonas de fraqueza na época da intrusão granítica.

Os veios atingem 1,0 a 1,5 km de comprimento por 10 a 20 m de possança. O quartzo apresenta-se na forma de brecha silicosa, onde observam-se forte recristalização e estruturas do tipo "box-work". Apresentam texturas caracterizadas pela presença de fragmentos líticos, tanto do próprio quartzo como da rocha hospedeira, além de inúmeras vênulas descontínuas, com padrão dendrítico, que cortam a matriz quartzosa microcristalina (FOTO 30).

Estes veios gigantes podem estar relacionados com o sistema hidrotermal originado pela intrusão do Maciço Correias. Neste caso, é possível que representem estágios precoces de deposição da sílica, uma vez que estes veios não são mineralizados e diferem texturalmente das zonas silicosas do depósito primário. As feições texturais presentes indicam a atuação de processos recorrentes de silicificação durante a sua formação.

Os pegmatitos marginais do tipo "stockcheider" caracterizariam o início da separação da fase fluida aquosa rica em sílica e voláteis, ainda no estágio magmático (POLLARD 1983). Os cristais de quartzo associados a esses pegmatitos apresentam texturas primárias, com cristais poligonais inequigranulares, subédricos, subcentimétricos e/ou cristais individuais bem desenvolvidos, apresentando continuidade ótica e ligeira extinção ondulante (FOTO 31).

O quartzo "stockwork" associado à zona greisenizada e mineralizada do depósito primário, constitui-se predominantemente por cristais individuais bem desenvolvidos, apresentando continuidade ótica e ligeira extinção ondulante (FOTO 32). Apesar de estarem bastante fraturados, feições texturais de recristalização são ausentes ou muito raras. Esta fase de silicificação relacionada com a mineralização seria tardia em relação à fase pegmatítica.

FOTO 30 - Fotomicrografia de amostra representativa do veio gigante de quartzo (brecha silicosa). Notar as vênulas de quartzo recristalizado cortando a matriz microcristalina. Amostra 12-A. Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

FOTO 31 - Fotomicrografia mostrando o aspecto textural dos veios de quartzo dos pegmatitos tipo "stockcheider". Amostra C-29-R. Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) - nicóis paralelos.

FOTO 32 - Fotomicrografia mostrando o aspecto textural dos veios de quartzo associados à zona greisenizada (quartzo stockwork). Amostra 17-A. Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

Os veios de quartzo que cortam o Maciço Correias geralmente preenchem fraturas distensivas. Variam de 0,5 a 20 cm em possança, encontram-se parcialmente recristalizados e apresentam texturas do tipo "comb texture", com crescimento de cristais perpendiculares à cavidade ou parede das fraturas (FOTO 33).

No geral, estes veios apresentam cristais de quartzo euédricos a subédricos que preenchem cavidades ou espaços abertos, permitindo o desenvolvimento de terminações romboédricas. Em seções delgadas, nota-se o fechamento apertado ou diminuição (adelgaçamento) gradual na base dos cristais.

O tipo de textura e o fato de estes veios serem estéreis, levam à suposição de que poderiam estar relacionados com a fase final de silicificação, pós mineralização, marcando o término do estágio hidrotermal.

Sericitização/Epidotização/Cloritização/Argilização/Carbonatação

Outras texturas comumente observadas nas alterações tardi a pós-magmáticas do Maciço Correias são as substituições preferenciais nos núcleos e ao longo dos planos de clivagem dos cristais de microclíneo pertítico e principalmente do plagioclásio, por sericita (FOTO 34), assim como a substituição das muscovitas e topázios por sericita.

FOTO 33 - Fotomicrografia em lupa binocular mostrando o aspecto textural dos veios de quartzo que cortam os albita granitos do Maciço Correias. Amostra LB-21. Objetiva 12, nicóis cruzados.

FOTO 34 - Sericitização ao longo dos planos de clivagem e microfraturas em megacristal de plagioclásio. Amostra 08-65-3 (γ 2a). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) nicóis cruzados.

Geralmente associado à sericitização, carbonatos substituem biotitas, muscovitas e plagioclásios (FOTO 35). Biotitas são parcialmente ou totalmente substituídas por cloritas, que, por sua vez, juntamente com argilo-minerais, também substituem os feldspatos. Epidoto ocorre com menor frequência substituindo os feldspatos e preenchendo microfraturas.

FOTO 35 - Carbonatos e argilo-minerais substituindo muscovitas. Amostra 09-A (γ_{2a}). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40\times$) - nicóis cruzados.

6 LITOGEOQUÍMICA DO MACIÇO CORREAS

Os resultados analíticos das rochas do Maciço Correias são apresentados no ANEXO D, e as respectivas composições normativas se encontram no ANEXO E.

Os dados litogeoquímicos obtidos indicam altos teores em SiO_2 (72,28 a 75,70%) e K_2O (4,55 a 5,68%), baixos teores em CaO (0,26 a 0,72%), FeO (0,53 a 1,60%), MgO (0,03 a 0,25%) e TiO_2 (0,03 a 0,14%), além do enriquecimento em elementos traços como Sn, F, Li, Cl, Rb, etc.

Estes valores, se comparados com os teores médios dos granitos normais e dos granitos especializados de diferentes províncias mundiais (TISCHENDORF 1977), mostram a tendência de afinidade química do Maciço Correias com os chamados granitos estaníferos especializados metalogeneticamente.

No diagrama triangular discriminante Rb-Ba-Sr (EL BOUSEILY & EL SOKKARY 1975) da FIGURA 6, as rochas do Maciço Correias se situam no campo dos granitos fortemente diferenciados, mostrando teores elevados de Rb em relação aos elementos Ba e Sr.

FIGURA 6 - Diagrama triangular Rb-Ba-Sr mostrando o elevado grau de diferenciação das rochas graníticas do Maciço Correias.

Os padrões de distribuição de terras raras (FIGURAS 7.1, 7.2, 7.3 e 7.4) são caracterizados por forte anomalia negativa do Eu, relativo equilíbrio das terras raras pesadas em relação às leves, com pequeno enriquecimento destas últimas. Este padrão é típico de granitos altamente diferenciados, enriquecidos em voláteis e metalogeneticamente especializados, atribuídos a fases tardias de evolução magmática. Rochas graníticas caracterizadas por forte anomalia negativa do Eu são, na grande maioria, produzidas a partir de fontes crustais, ou possuem participação de fontes crustais na sua evolução, com importante atuação do feldspato como fase residual.

Se compararmos os padrões apresentados pelas diferentes fácies graníticas, nota-se que a anomalia negativa do Eu torna-se mais pronunciada nas fases tardias, indicando um fracionamento crescente à partir do biotita granito em direção ao muscovita-albita granito.

O padrão apresentado pelas rochas do Maciço Correias no diagrama de elementos incompatíveis (FIGURAS 8.1, 8.2, 8.3 e 8.4), normalizados para (ORG), assemelha-se aos padrões de granitos intraplacas, obtidos por PEARCE et al. (1984). Observa-se forte anomalia positiva do Rb, K e Th, negativa do Ba e Zr, além de valores do Hf ao Yb próximos dos valores de normalização.

Os padrões apresentados pelas diferentes fácies graníticas mostram o "trend" de fracionamento a partir do biotita granito. É possível observar que a fase mais fracionada (muscovita-albita granito) apresenta anomalias positiva de Rb e negativa de Ba e Zr muito mais acentuadas que as fases graníticas iniciais.

FIGURA 7.1 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies biotita granito).

FIGURA 7.2 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies biotita-muscovita granito).

FIGURA 7.3 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies microgranito).

FIGURA 7.4 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (fácies muscovita-albita granito a topázio).

FIGURA 8.1 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos incompatíveis (fácies biotita granito).

FIGURA 8.2 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos incompatíveis (fácies biotita-muscovita granito).

FIGURA 8.3 - Diagrama com padrões de distribuição dos elementos incompatíveis (fácies microgranito).

FIGURA 8.4 - Diagrama com padrões de distribuição elementos incompatíveis (fácies muscovita-albita granito a topázio).

O diagrama A/CNK (FIGURA 9) e a composição normativa mostram que as rochas graníticas do Maciço Correias são levemente peraluminosas, ocorrendo o aumento da peraluminosidade na fase mais evoluída (muscovita-albita granito a topázio).

FIGURA 9 - Diagrama com índice de saturação em alumina.

O diagrama multicatiônico R₁-R₂ (DE LA ROCHE et al. 1980) da FIGURA 10 mostra que a maioria das amostras analisadas situa-se no campo dos granitóides anorogênicos.

FIGURA 10 - Diagrama R₁ - R₂

A tendência de afinidade química do Maciço Correias com os granitos rapakivi pode ser observada no diagrama $K/K + Na \times Fe+Mn/Fe + Mn + Mg$ da FIGURA 11, apresentado por VELIKOSLAVINSKY (1992).

FIGURA 11 - Amostras do Maciço Correias inseridas no diagrama com índice rapakivi definido para os granitoides pós-orogênicos e granitoides rapakivi dos Escudos Báltico e Ucrâniano.

A integração dos estudos petrográficos e petroquímicos, indica uma sequência de cristalização para o Maciço Correias a partir de um magma granítico originalmente rico em flúor e estanho (fácies biotita granito), com fracionamento crescente em direção à fácies muscovita-albita granito a topázio. Também fornecem subsídios que fortalecem a hipótese de que esta fase mais fracionada represente um estágio tardio de diferenciação magmática.

Isto pode ser observado no diagrama Q-Ab-Or da FIGURA 12, cujo resultado vai de encontro aos estudos experimentais realizados por MANNING (1981), sendo também semelhante à outros exemplos descritos por KOVALENKO & KOVALENKO (1984), POLLARD (1989a,b) e SCHWARTZ (1992), mostrando que o aumento da concentração de flúor no magma causa a mudança da composição normativa no sistema Q-Ab-Or em direção ao vértice da albita. Isto significa que a cristalização fracionada de um magma enriquecido em flúor, causa o rebaixamento

da temperatura de solidificação e um aumento nas concentrações de albita, flúor e alumina no magma residual, e o conseqüente decréscimo em sílica.

A composição das fases graníticas iniciais do Maciço Correias é próxima do pseudoternário mínimo do sistema Granito- H_2O -F (aproximadamente 1% a 2% F), com deslocamento da fase mais diferenciada na direção do vértice da albita (2 a 4% F). No caso destas rochas serem produto de metassomatismo, a distribuição de suas amostras no diagrama Q-Ab-Or deveria apresentar grande espalhamento e tendência monominerálica, deslocando-se quase que totalmente para o vértice da albita.

FIGURA 12 - Diagrama triangular Q-Ab-Or normativos. Porcentagens ao lado de pontos representam a posição do mínimo ternário para um magma granítico saturado em H_2O , a 1 Kbar de pressão, com 0, 1, 2 e 4% de flúor (extraído de MANNING 1981).

O decréscimo da concentração de CaO e Sr no muscovita-albita granito a topázio, em relação à fácies menos evoluída (biotita granito) é outra evidência da possível origem primária destas rochas (FIGURAS 13 e 14). Segundo SCHWARTZ (1992), a albitização produzida pela interação rocha/fluido em sistemas ricos em flúor é caracterizada pela fixação do CaO e Sr liberados na decomposição do plagioclásio da rocha original, por fluoritas e albitas neoformadas, respectivamente.

Outras evidências petroquímicas também mostram o comportamento do "trend" de fracionamento das fácies graníticas do Maciço Correias em direção ao muscovita-albita granito a topázio, ocorrendo o aumento substancial de Na, Al, Rb, Ga, Li, Nb e F, e o decréscimo em Si, K, Ca, Fe, Ti, Zr, Ba, Sr e terras raras.

FIGURA 13 - Diagrama CaO x Na₂O mostrando correlação negativa entre os dois elementos. Notar o comportamento anômalo da amostra referente ao granito greisenizado.

FIGURA 14 - Diagrama Sr x Na₂O mostrando correlação negativa entre os dois elementos. Notar o comportamento anômalo da amostra referente ao granito greisenizado.

Estes resultados são coerentes com os exemplos descritos por ANDERSON et al. (1980), ANDERSON (1983), KOVALENKO & KOVALENKO (op. cit.), POLLARD (op. cit.) e SCHWARTZ (op. cit.), cujo decréscimo destes elementos traços e/ou óxidos maiores é causado pelo fracionamento do plagioclásio (CaO, Sr e Eu), K-feldspato (K₂O, Ba e Sr), biotita e outros silicatos ferromagnesianos (TiO₂, FeO, MgO, CaO e Ba), fases acessórias como fluorita, zircão, apatita e allanita (terras raras) e quartzo (SiO₂), sendo que o magma residual, a partir do qual os albita granitos ter-se-iam cristalizado, torna-se enriquecido em Na₂O, Al₂O₃, F, Li, Rb e outros.

Ainda com relação ao processo de diferenciação, cabe ressaltar o empobrecimento nos elementos F e Sn dos albita granitos, se comparados com as taxas destes elementos nas fácies graníticas menos fracionadas (FIGURA 15).

Este comportamento geoquímico anômalo e característico do Maciço Correias diverge da maioria dos maciços descritos na literatura mundial, onde quase sempre ocorre justamente o oposto, com as fases mais evoluídas muito ricas nestes elementos. Este fato, aliado à grande presença de greisens a topázio e cassiterita no exocontato dos albita granitos, sugere a coexistência de uma fase fluida precoce e imiscível, favorecendo a extração de sílica, voláteis e elementos metálicos do magma residual.

Deste processo de imiscibilidade se originariam os albita granitos empobrecidos em Sn, e os metassomatitos mineralizados a topázio e cassiterita.

FIGURA 15 - Diagrama binário Sn x F mostrando o empobrecimento destes elementos nos albita granitos em relação às fácies menos fracionadas.

A seguir apresenta-se alguns diagramas que mostram o comportamento geoquímico e o “trend” de fracionamento das diferentes fases graníticas do Maciço Correias.

FIGURA 16 - Diagrama binário TiO₂ x Zr ilustrando o decréscimo destes elementos em direção às fases mais evoluídas.

FIGURA 17 - Diagrama binário Rb x Sr mostrando correlação negativa entre os dois elementos e o enriquecimento em Rb nas fases mais evoluídas.

FIGURA 18 - Diagrama binário Ga x Al_2O_3 mostrando correlação positiva e o enriquecimento destes elementos em direção às fases mais evoluídas.

FIGURA 19 - Diagrama K2O x Na_2O mostrando o enriquecimento em sódio na fase mais fracionada.

7 CARACTERIZAÇÃO DAS MICAS DO MACIÇO CORREAS E METASSOMATITOS ASSOCIADOS

7.1 Considerações Gerais

As micas foram estudadas através de análises petrográficas e microsonda eletrônica.

Em algumas amostras foi possível a separação de concentrados micáceos e análise, via úmida, do elemento Li para comparação com os resultados de microsonda.

Devido a existência de fases minerais distintas intercrescidas (substituições provocadas por processos hidrotermais) e da presença de lamelas de óxidos e hidróxidos de Fe e Ti nas micas, optou-se por não efetuar análises totais (via úmida). CHAROY (1979a) observa que a evolução dos fenômenos pós-magmáticos faz-se por crescimento em torno de um fragmento do grão original, do qual pode sobrar alguma relíquia. Este fato, por si só, gera suspeitas quanto ao significado de análises globais a partir de fases minerais separadas, como as micas. Por outro lado, a ausência destas análises para os óxidos FeO e Fe₂O₃ não permitiu a estimativa das razões Fe³⁺/Fe²⁺, uma vez que a microsonda analisou o Fe total expresso como FeO.

Os resultados analíticos completos de microsonda eletrônica podem ser observados no ANEXO F.

No QUADRO 1 encontram-se as diferentes fases graníticas e metassomatitos analisados, assim como os respectivos teores de Li obtidos nas análises via úmida.

LITOFÁCIES	AMOSTRA (ROCHA)	AMOSTRA (MICROSSONDA)	Li /Via Úmida (ppm)	Li ₂ O (%)
biotita granito	C-21-R	AM-1	—	—
biotita granito	15-A	AM-2	162	0.035
biot/musc.granito	3-A	AM-3	—	—
biot/musc.granito	08-65-3	AM-4	—	—
biot/musc.granito	C-298A-R	AM-5	684	0.147
musc/albita granito	C-142A-R	AM-6	—	—
musc/albita granito	08-180-3	AM-7	674	0.145
granito greisenizado	C-143-R	AM-8	—	—
endogreisen	08-183-3	AM-9	70	0.015
exogreisen	CG-T01-2	AM-10	216	0.046
pegmatito	C-28-R	AM-11	5156	1.11

QUADRO 1 - Amostras analisadas (petrografia, via úmida e microsonda eletrônica). Análises via úmida: Laboratório de Geoquímica do Agrupamento de Planejamento Mineral da Divisão de Geologia - IPT.

7.2 Caracterização e Evolução

A caracterização petrográfica e petroquímica das micas foi de fundamental importância para a distinção das micas primárias daquelas originadas por alterações metassomáticas, além de auxiliar na compreensão dos processos tardi a pós-magmáticos associados ao Maciço Correias.

Três tipos básicos de micas foram reconhecidos nas amostras analisadas: biotitas, muscovitas e micas litíferas.

No QUADRO 2 são apresentadas as médias das análises de microsonda eletrônica e as respectivas fórmulas químicas das micas para os diferentes litotipos estudados.

7.2.1 Biotitas

As biotitas consideradas neste estudo são provenientes de amostras do biotita granito e biotita-muscovita granito. Apresentam fórmula estrutural que pode ser expressa como $X_2 Y_6^{(VI)} Z_8^{(IV)}$ (DEER et al. 1967), sendo:

$X = K, Na$

$Y = Fe, Mg, Ti, Mn, Al^{(VI)}$

$Z = Si, Al^{(IV)}$

Segundo TISCHENDORF et al. (1969 apud HAAPALA 1977), alguns elementos traços podem ocorrer nestas micas trioctaédricas, ocupando as seguintes posições estruturais:

$X : Rb, Cs, Tl, Sr, Sb, Ba, Pb.$

$Y : Zn, Li, Sn, Nb, Ta, V, In, Zr, Mo, Co, Ni, Cr, Sc.$

$Z : Be, Ga, Ge.$

$(OH) : F e Cl.$

Destes elementos, foram analisados Zn, Rb, Ga, Ba e F, sendo que os três últimos aparecem como componentes das biotitas estudadas.

Os dados petrográficos e petroquímicos mostram que as biotitas primárias estão parcialmente cloritizadas e, em muitos casos, completamente transformadas em clorita. Apenas alguns raros cristais de biotita blindados por megacristais de quartzo representam bem sua composição primária (AM1-2, AM1-3 e AM1-4), que pode ser expressa pela seguinte fórmula química calculada a partir da média dessas análises:

De acordo com a classificação de DEER et al. (1967), a biotita primária do Maciço Correias se situa entre as biotitas ricas em Fe, que constituem a série annita-siderofilita (FIGURA 20). Em termos gerais, as biotitas analisadas possuem composição ligeiramente magnesiânica, sendo que aquelas intensamente cloritizadas estão mais próximas do pólo siderofilita.

MÉDIA DAS ANÁLISES DE MICROSSONDA											
LITO TIPOS	BIOTTA GRANITO			BIOTTA-MUSCOVITA GRANITO			MUSC/ALB. GRANITO	GRANITO GREISENIZADO	PEGMATITO	ENDOGREISEN	EXOGREISE
TIPO DE MICA	BIOT.PRIM.	BIOT.CLOR.	MUSC.SEC	MUSC.PRIM	MUSC.SEC	BIOT.CLOR	MUSC.PRIM	MUSCOVITA	LI-SIDEROFILIT	MUSCOVITA	MUSCOVITA
SiO ₂ (%)	35,494	25,553	45,938	44,332	45,060	31,669	46,241	44,753	38,476	46,659	44,908
TiO ₂ (%)	2,095	0,492	0,314	0,615	0,296	0,121	0,206	0,093	0,135	0,009	0,383
Al ₂ O ₃ (%)	16,285	17,942	31,889	28,520	31,159	22,299	29,287	26,575	21,651	30,959	29,273
FeO(%)	25,444	36,294	5,825	9,150	5,836	27,617	8,861	10,716	19,826	6,591	7,004
MnO(%)	0,365	0,704	0,094	0,297	0,286	0,693	0,384	0,293	0,783	0,340	0,290
MgO(%)	4,353	5,325	1,559	1,454	0,691	3,533	0,170	0,472	0,079	0,119	2,327
CaO(%)	-	0,078	-	0,022	0,018	0,386	0,007	-	0,026	-	0,019
Na ₂ O(%)	0,108	0,043	0,130	0,114	1,585	0,080	0,128	0,063	0,125	0,044	0,102
K ₂ O(%)	9,120	0,782	7,623	8,391	7,174	0,843	7,539	8,306	8,961	8,187	9,031
H ₂ O(%)	2,912	3,303	4,199	3,690	3,847	3,480	3,255	2,593	1,370	4,033	2,866
ZnO(%)	0,045	0,102	0,038	0,024	0,011	0,112	0,029	0,009	-	0,018	-
Rb ₂ O(%)	-	-	0,030	0,376	0,264	0,022	0,527	0,347	1,231	0,272	0,443
BaO(%)	0,132	0,024	0,074	0,027	0,003	0,055	0,042	0,036	-	0,001	-
GaO(%)	0,060	0,034	0,036	0,013	-	0,027	0,061	0,021	-	0,056	-
Li ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	1,165	-	-
F(%)	1,486	0,099	0,367	1,084	0,923	0,274	2,015	2,994	4,685	0,600	2,797
Cl(%)	0,200	0,015	0,010	0,004	0,018	0,017	0,010	0,012	-	0,009	-
O = F	0,63	0,04	0,15	0,46	0,39	-	0,85	1,26	1,97	0,25	1,18
O = Cl	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,77	90,84	98,28	98,57	97,11	91,23	99,61	98,55	96,54	98,15	98,27
Si	5,80	4,57	6,30	6,33	6,34	5,25	6,58	6,68	6,02	6,48	6,28
Al ^{IV}	2,20	3,43	1,70	1,67	1,66	2,75	1,42	1,32	1,98	1,52	1,72
Ga	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,94	0,35	3,45	3,13	3,51	1,61	3,49	3,36	2,01	3,54	3,10
Ti	0,26	0,07	0,03	0,07	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	-	0,04
Fe(t)	3,48	5,43	0,67	1,09	0,63	3,83	1,05	1,34	2,59	0,77	0,82
Mn	0,05	0,11	0,01	0,04	0,03	0,10	0,05	0,04	0,10	0,04	0,03
Mg	1,06	1,42	0,32	0,31	0,15	0,87	0,04	0,11	0,02	0,02	0,48
Zn	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	0,73	-	-
Y	5,80	7,39	4,48	4,64	4,35	6,44	4,65	4,86	5,47	4,37	4,47
Ba	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	0,01	-	-	-	0,07	-	-	-	-	-
Na	0,03	0,01	0,03	0,03	0,43	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03
K	1,90	0,18	1,33	1,53	1,29	0,18	1,37	1,58	1,79	1,45	1,61
Rb	-	-	-	0,03	0,02	-	0,05	0,03	0,12	0,02	0,04
X	1,94	0,20	1,36	1,59	1,74	0,28	1,46	1,63	1,95	1,48	1,68
OH	3,18	3,94	3,84	3,52	3,61	3,85	3,09	2,58	1,43	3,73	2,67
F	0,77	0,06	0,16	0,49	0,41	0,14	0,91	1,41	2,32	0,26	1,24
Cl	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de íons com base em 24 (O, OH, F)

QUADRO 2 - Média dos resultados analíticos de microsonda eletrônica e respectivas fórmulas químicas das micas estudadas.

Análises realizadas no Laboratório de microsonda eletrônica do Departamento de Geociências da Universidade de Brasília.

FIGURA 20 - Localização das biotitas do Maciço Correias em relação aos campos composicionais da série annita-siderofilita segundo DEER et al. (1967).

Comparando-se a relação Al x Mg das biotitas do Maciço Correias (FIGURA 21), com as biotitas de diferentes linhagens graníticas apresentadas por NACHIT et al. (1985) (FIGURA 22), observa-se o posicionamento das biotitas primárias do Maciço Correias no campo das micas de associações granitóides sub-alcálinas.

FIGURA 21 - Relação Al x Mg das biotitas do Maciço Correias (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

FIGURA 22 - Localização das biotitas de diferentes linhagens graníticas no diagrama Al x Mg (nº de cátions com base em 22 oxigênio). Série Alumino-potássica (estrelas: biotita - muscovita granitos; círculos preenchidos: biotita $\pm$ cordierita granitos). Série Cálcio-alcálica (círculo com ponto: biotita granitos; círculos vazios: granitóides a biotita $\pm$ hornblenda $\pm$ piroxênio). Série sub-alcálica (triângulos c/ vértices para cima: biotita granitos; triângulos com vértices para baixo: granitóides a biotita $\pm$ hornblenda $\pm$ piroxênio). Série alcalina (quadrados oblíquos: biotita granitos; quadrados vazios: granitóides a biotita $\pm$ hornblenda $\pm$ piroxênio). Série peralcalina (losângulos preenchidos). (Extraído de NACHIT et al. 1985).

alcalina (quadrados oblíquos: biotita granitos; quadrados vazios: granitóides a biotita $\pm$ hornblenda $\pm$ piroxênio). Série peralcalina (losângulos preenchidos). (Extraído de NACHIT et al. 1985).

HAAPALA et al. (1991) descreve que as biotitas do batólito rapakivi Wiborg da Finlândia apresentam decréscimo em Ti com o aumento da razão Fe/Fe+Mg. Como pode ser observado na FIGURA 23, o mesmo também ocorre nas biotitas do Maciço Correias.

FIGURA 23 - Diagrama Ti x Fe/Fe + Mg apresentando correlação negativa. (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

No diagrama Al_2O_3 - FeO(t) - MgO (FIGURA 24, é possível visualizar a variação composicional das biotitas presentes nas fácies biotita granito e biotita-muscovita granito.

As biotitas primárias não cloritizadas do biotita granito possuem teores mais elevados em FeO e MgO , situando-se no campo II, que corresponde às biotitas primárias de granitos metalogeneticamente especializados, nos quais este mineral constitui o único máfico existente (NOCKOLDS 1947; HAAPALA 1977). Por outro lado, as biotitas cloritizadas presentes em ambos as fácies se situam no campo I, característico de micas secundárias associadas a muscovita, fluorita e/ou topázio.

FIGURA 24 - Diagrama Al_2O_3 - FeO - MgO com proporções relativas das biotitas do Maciço Correias. De acordo com NOCKOLDS (1947), os campos I, II e III mostram composições de biotitas em diferentes associações minerais. Campo I: biotita associada com muscovita, fluorita e/ou topázio. Campo II: biotita não acompanhada por outros minerais máficos. Campo III: biotita associada com hornblenda, piroxênio e/ou olivina.

Os resultados obtidos permitem afirmar que as biotitas cloritizadas são de caráter tardio e secundário, provavelmente originadas nos estágios tardi/pós-magmáticos mais precoces. Evidências neste sentido são observadas em seções delgadas, onde ocorrem como pequenos aglomerados lamelares de coloração esverdeada a marrom amarelada, quase sempre substituindo parcialmente a biotita primária, que apresenta lamelas reliquias bem desenvolvidas de cor marrom escuro. Biotitas cloritizadas também são observadas crescendo sobre os feldspatos, indicando uma possível relação com a desestabilização dos mesmos.

Diferenças composicionais marcantes entre as biotitas primárias e secundárias também permitem a distinção entre ambas as fases. Nas biotitas cloritizadas nota-se o empobrecimento em Ti , K , F , Mg e Si , além do enriquecimento em Fe e Al . Essas variações composicionais podem ser observadas nos diagramas $\text{Fe} \times \text{Ti}$, $\text{Al} \times \text{Ti}$, $\text{Mg} \times \text{Ti}$, $\text{Si} \times \text{Ti}$, $\text{K} \times \text{Ti}$ e $\text{F} \times \text{Ti}$ (FIGURAS 25.1, 25.2, 25.3, 25.4, 25.5 e 25.6) apresentados a seguir.

FIGURA 25.1 - Diagrama Fe x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxig.).

FIGURA 25.2 - Diagrama Al x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxig.).

FIGURA 25.3 -Diagrama Mg x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

FIGURA 25.4 - Diagrama Si x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

FIGURA 25.5 - Diagrama K x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

FIGURA 25.6 - Diagrama F (wt%) x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

7.2.2 Muscovitas

Foram identificados através de microscopia e microsonda eletrônica dois tipos de micas com estrutura de muscovita. A primeira, de origem primária, apresenta características químicas e texturais de cristalização em estágio magmático. A segunda, de origem secundária, relaciona-se a processos de transformações tardi/pós-magmáticos.

Os resultados das análises por microsonda eletrônica indicam uma composição próxima das fengitas, tanto para as micas dioctaédricas primárias como para as secundárias.

Segundo DEER et al. (1967), o nome fengita é utilizado para descrever muscovitas em que a razão Si : Al é maior que 3 : 1, sendo que o aumento de Si é acompanhado pela substituição do Al^{VI} por Mg ou Fe^{2+} . Este mesmo autor cita que as principais substituições isomórficas que ocorrem nas muscovitas são:

K : Na, Rb, Cs, Ca, Ba.

Al^{VI} : Mg, Fe, Mn, Li, Cr, Ti, V.

(OH) : F

$[Si_6 Al_2]$ pode variar para $[Si_7 Al]$.

A primeira característica química que chama a atenção nas muscovitas do Maciço Correias é o baixo teor de lítio e potássio, além do enriquecimento em água. O normal para este tipo de mica é possuir em torno de 10% de K_2O , sendo que as muscovitas estudadas, na sua grande maioria fengitas, possuem menos de 8%, às vezes até menos que 7% em K_2O . É bem provável que sejam hidromicas, possivelmente formadas em um ambiente rico em água, onde moléculas de água do tipo H_3O^+ estariam substituindo o K^+ e contribuindo para o preenchimento dos espaços na posição X. DEER et al. (1967) relatam análises de hidromuscovitas com 6% de K_2O e 7% de H_2O , com substituição do alumínio pela sílica acompanhada pelo empobrecimento do potássio. Esta característica faz com que o total de cátions analisados seja sempre baixo (96 - 97%) porque a água é calculada com base na estequiometria ($\approx 4\%$). Se considerarmos esta diferença na água calculada, as análises teriam um fechamento mais próximo de 100%.

Diferenças composicionais e texturais permitem a distinção entre as muscovitas magmáticas daquelas resultantes de alterações hidrotermais.

As muscovitas primárias ocorrem como lamelas bem desenvolvidas, euédricas e intersticiais, apresentando coloração branca levemente esverdeada a bege. Constituem a fase micácea das fácies biotita-muscovita granito e muscovita-albita granito, apresentando a seguinte fórmula química calculada a partir da média das análises de microsonda:

(1) biotita-muscovita granito.

(2) muscovita-albita granito a topázio.

O conteúdo de F e Rb₂O nas muscovitas primárias é relativamente alto, sendo maior no muscovita-albita granito (F = 2,015% e Rb₂O = 0,567%) que no biotita-muscovita granito (F = 1,084% e Rb₂O = 0,376%). O TiO₂ apresenta correlação negativa com F e Rb, confirmando o “trend” de fracionamento anteriormente observado nos resultados das análises químicas de rocha.

Algumas análises de microsonda em muscovita proveniente da fácies biotita-muscovita granito (AM4-24, AM4-25, AM4-26 e AM4-27), apresentando feições texturais típicas de micas primárias, mostram uma zonação em que o núcleo é mais rico em Ti do que a borda, compatível com uma origem e evolução magmática (MONIER & ROBERT 1986).

Com relação à fácies granítica mais fracionada (muscovita-albita granito), apesar de sua origem ígnea, as muscovitas presentes não apresentam teores de Ti em proporções semelhantes às aquelas micas originadas nos estágios magmáticos de cristalização. Este fato, porém, não invalida a possibilidade de uma origem primária para estas micas a partir de um magma residual altamente fracionado e empobrecido em Ti.

Nas muscovitas secundárias as feições de substituição são nítidas. Os cristais de muscovita aparecem geralmente na forma de pequenos flocos, crescendo ao longo de fissuras e clivagens nas biotitas cloritizadas e feldspatos, estando diretamente relacionados à muscovitização que acompanha os processos de albitização, microclinização e greisenização.

A seguir são apresentadas as fórmulas químicas das muscovitas secundárias presentes nos diferentes litotipos:

(3) biotita granito.

(4) biotita-muscovita granito.

(5) granito greisenizado.

(6) endogreisen.

(7) exogreisen.

Composicionalmente, as muscovitas primárias possuem baixos teores de Al e teores relativamente elevados em Ti, Fe, Mn, Na, Mg e F, se comparados com as muscovitas secundárias (FIGURAS 26.1, 26.2, 26.3, 26.4, 26.5 e 26.6).

FIGURA 26.1 - Diagrama Ti x Al (número de íons com base em 24 O, OH, F).

FIGURA 26.2 - Diagrama Ti x Fe (t) (número de íons com base em 24 O, OH, F).

FIGURA 26.3 - Diagrama Ti x Mn (número de íons com base em 24 O, OH, F).

FIGURA 26.4 - Diagrama Ti x Na (número de íons com base em 24 O, OH, F).

FIGURA 26.5 - Diagrama Mg x Ti (número de íons com base em 24 O, OH, F).

FIGURA 26.6 - Diagrama F x Ti (número de íons com base em 24 O, OH, F).

Como pode ser observado nos resultados analíticos de microsonda eletrônica, as muscovitas celadônicas (fengitas) primárias do Maciço Correias contêm quantidades apreciáveis de FeO (9,15%), MgO (1,45%), TiO₂ (0,62%), MnO (0,30%), Na₂O (0,11%) e F (1,0 a 2,0%), cujos valores diferem daqueles encontrados em muscovitas normais.

Relações composicionais similares para muscovitas primárias de outros corpos granitóides peraluminosos são descritas por MILLER et al. (1981), ANDERSON et al. (1980), ANDERSON & ROWLEY (1981), ANDERSON (1983), MONIER et al. (1984). Segundo estes mesmos autores, as impurezas aumentam o campo de estabilidade da muscovita plutônica, permitindo sua cristalização a partir de magmas posicionados em níveis crustais relativamente rasos (profundidades inferiores a 10 km). Também afirmam que a uniformidade do componente celadônico em ambas as muscovitas, primárias e secundárias, é sugestiva de condições de baixa pressão durante a cristalização.

7.2.3 Micas Litiníferas

As micas que apresentam conteúdos elevados de Li são encontradas nos pegmatitos tipo "stockcheider". A presença de micas litiníferas também é esperada em algumas associações de greisens, especialmente aquelas representadas por segregações quartzo-micáceas sulfetadas, recentemente descobertas através de sondagem rotativa em porções não intemperizadas do depósito primário. Embora não tenha tido tempo hábil para o estudo destas novas associações de greisens, algumas análises químicas (rocha total) destes litotipos mostram teores de Li variando entre 1.200 e 5.400 ppm.

Conforme pode ser observado no QUADRO 1, os teores de Li obtidos por análises via úmida em micas do biotita-muscovita granito (684 ppm) e muscovita albita granito (674 ppm) não são muito elevados. Estes resultados são confirmados mesmo sem a análise do Li por microsonda eletrônica, cujos resultados de F, Rb₂O, Si₂O e Al₂O₃ indicam tratar-se de micas pobres em Li. No muscovita-albita granito, apenas algumas análises de micas zonadas (AM7-49 e AM7-51) mostram que a borda é rica em F (4,86 e 3,68%), Rb (1,17 e 0,89%) e provavelmente Li. Pelo teor de Al₂O₃, o Li₂O pode ser avaliado em torno de 1 %.

As análises de microsonda eletrônica efetuadas nas micas do pegmatito revelam teor médio da ordem de 1,2% Li₂O (QUADRO 2). A análise química via úmida do concentrado micáceo proveniente daquela rocha pegmatítica apresentou teor de 5.156 ppm em Li, o equivalente a 1,11% Li₂O (QUADRO 1).

Os teores de Li dosados e a fórmula química calculada com base na média das análises de microsonda indicam tratar-se de siderofilas litiníferas, que podem ser expressas segundo a seguinte equação:

FOSTER (1960a, b) define as siderofilas como um grupo de micas trioctaédricas ricas em Fe^{2+} e pobres em Mg, nas quais o principal cátion trivalente que ocupa a posição octaédrica é predominantemente o Al.

Na TABELA 4 é possível comparar a classificação das micas dentro da série isomórfica siderofilita-lepidolita, proposta por FOSTER (1960b), RIEDER (1970) e STONE et al. (1988) com base na variação do conteúdo de Li, com o teor médio deste elemento obtido neste estudo.

Eliminando-se a protolitionita da série, como proposto por RIEDER (op. cit.) e STONE et al. (op. cit.), o limite da siderofilita fica mais amplo, e os teores de Li dosados neste estudo ficam compatíveis com aqueles das siderofilas.

TABELA 4 - Conteúdo de Li com base em 24 (O, OH, F) na série siderofilita-lepidolita.

	FOSTER	RIEDER	STONE et al.	Este estudo
Siderofilita	< 0,5	< 1,0	< 1,0	0,73
Protolitionita	0,5 - 1,5	-	-	-
Zinnwaldita	1,5 - 2,5	1,0 - 3,0	1,0 - 2,5	-
Lepidolita	> 2,5	> 3,0	> 2,5	-

Considerando-se que praticamente todo o Fe nestas micas encontra-se na forma bivalente, é possível comparar as relações entre $\text{Li} - \text{R}^{2+}$ (Fe, Mn, Mg) - R^{3+} (Al) + Ti^{4+} das micas estudadas com aquelas apresentadas por FOSTER (op. cit.). Como pode ser observado nos diagramas das FIGURAS 27 e 28, as micas litiníferas dos pegmatitos associados ao Maciço Correias estão mais próximas das siderofilas do que das protolitionitas.

FIGURA 27 - Relação entre $\text{Li} - \text{R}^{2+} - \text{R}^{3+} + \text{Ti}$ das micas litiníferas do Maciço Correias.

FIGURA 28 - Relação entre Li - R^{2+} - R^{3+} + Ti das siderofilas e micas ferro-litínicas apresentadas por FOSTER (1960b).

O comportamento geoquímico observado nas micas litínicas presentes nos pegmatitos tipo "stockcheider" do Maciço Correias indica uma natureza hidrotermal para as mesmas, com grande enriquecimento em F, Rb e Li, cujas taxas são muito superiores às apresentadas pelas micas associadas às rochas graníticas cristalizadas diretamente do magma.

A composição mineralógica desses pegmatitos, a ausência de mineralização e os teores de F, Rb e Li dosados nas micas, sugerem uma cristalização à partir da separação de uma fase fluida rica em sílica e elementos voláteis, possivelmente ainda no estágio magmático de evolução do Maciço Correias.

8 O DEPÓSITO ESTANO-TUNGSTENÍFERO ASSOCIADO AO MACIÇO CORREAS

8.1 Morfologia e Tipologia do Depósito

O depósito mineral primário associado ao Maciço Correias está diretamente relacionado ao processo de greisenização desenvolvido no exocontato do muscovita-albita granito a topázio, distante aproximadamente 150 m da extremidade nordeste do plúton (ANEXOS A e B).

Embora localmente nenhuma zona de cisalhamento corte o depósito primário (existe apenas a brecha inerente aos próprios corpos mineralizados), há de se considerarem os grandes falhamentos nordeste próximos, que balizam a cúpula formada pelo albita granito, além de sua localização em zona de fechamento de uma grande estrutura antiformal (Domo de Itaoca de cima), que favorecem a presença de estruturas condicionadoras dos fluidos mineralizantes (FIGURA 3).

O depósito mineral primário é formado por seis corpos de minério, dos quais cinco são aflorantes e sustentam elevações topográficas no terreno. Apresentam-se alongados na direção WNW-ESE, com forma elipsóide e/ou de bolsões lenticulares, exibindo maiores expressões nas porções centrais e adelgaçamento nas extremidades. Com exceção de um dos corpos aflorantes, que apresenta tamanho mais reduzido, os demais possuem dimensões aproximadas de 100 m x 30 m, 80 m x 30 m, 120 m x 30 m e 150 m x 50 m.

As encaixantes dos corpos mineralizados são representadas por gnaisses miloníticos e rochas calciossilicáticas bandadas, intercaladas por imbricamento. Ambos os litotipos encaixantes apresentam foliação milonítica com baixo ângulo de mergulho, forte lenticularização e transposição de camadas, boudinagem, imbricamento e outras feições deformacionais características de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. Também apresentam ondulações suaves, com atitudes que variam de direções nordeste a noroeste e mergulhos de 15° a 45°, predominando as direções NNW e mergulhos em torno de 20° a 30° para ENE.

O contato, com as rochas encaixantes, é brusco e discordante nas porções SSW dos corpos mineralizados e apresenta mergulhos inclinados em torno de 70° a 80° para SSW. Nas bordas NE, geralmente ocorrem dígitos laterais ou pequenas apófises, que correspondem a faixas greisenizadas sub-horizontalizadas, concordantes com a foliação de baixo ângulo das rochas encaixantes.

Evidências de greisenização pervasiva fissural são observadas no campo, onde a rocha encaixante passa gradativamente para um greisen típico, e os fluidos greisenizantes também são condicionados a planos de fraqueza da rocha hospedeira, espalhando-se pelas superfícies de acamamento e/ou foliação, e através dos planos de fraturas, originando padrões irregulares e anastomosados.

É comum a presença de intercalações de gnaisses e calciossilicáticas greisenizadas nos corpos de minério. Pequenas porções e/ou apófises de albita granitos também ocorrem associados. Podem apresentar ou não relações de intercruzamento com os corpos de greisens, sugerindo, possivelmente, posicionamento simultâneo de ambos.

Os corpos mineralizados são constituídos predominantemente por mica-topázio-quartzo greisen (FOTO 36), quartzo brechado com topázio greisen nas fraturas (FOTO 37), além de veios centimétricos de topazitos (FOTO 38) e mica-greisens.

Investigações mais recentes em sub-superfície, através do contrato IPT/Taboca, revelaram a presença de uma associação quartzo-máfica sulfetada em zonas mais profundas do depósito. Tem-se observado uma zonalidade litológica dos corpos mineralizados, com a presença de greisens típicos (associação a topázio + quartzo) nas porções superiores, gradando para segregações quartzo-micáceas com sulfetos associados, nas porções centrais e em profundidade, provavelmente refletindo variações nas condições físico-químicas do sistema, com mudanças de P, T, PH e Eh dos fluidos hidrotermais mineralizantes.

FOTO 36 - Amostra representativa do mica-topázio-quartzo greisen.

FOTO 37 - Detalhe da parede de poço escavado no corpo de minério primário. As porções amareladas e esbranquiçadas na foto correspondem a topázio greisens alterados por intemperismo que preenchem os interstícios do quartzo brechado.

FOTO 38 - Amostra de veio topazítico mineralizado, preenchendo fratura no contato com mica-topázio-quartzo greisen.

Na investigação de superfície e subsuperfície rasa através de trincheiras e poços de pesquisa, foi possível observar que as porções quartzosas encontram-se brechadas, intensamente fraturadas e com geometria bastante irregular, apresentando estrutura do tipo "stockwork" (FOTOS 39 e 40).

As observações de campo, assim como os estudos de seções polidas e delgadas, mostram que as mineralizações de cassiterita e wolframita acompanham a maioria dos litotipos citados. Cassiterita fina ocorre disseminada no mica-topázio-quartzo greisen (FOTO 41). Cassiterita e, secundariamente, wolframita, de granulometria média a grossa, encontram-se associadas aos topázio greisens que preenchem os interstícios do quartzo brechado (FOTO 42). Cristais bem desenvolvidos e cassiterita maciça ocorrem associados aos veios topazíticos tardios (FOTO 43). Wolframita maciça e, subordinadamente, pequenos cristais de cassiterita encontram-se associados ao quartzo "stockwork" (FOTO 44).

Embora a mineralização estano-tungstenífera seja extensiva a todos os corpos primários, os teores mais elevados são balizados pelas zonas de quartzo brechado com cassiterita-topázio greisen nas fraturas, assim como pelos veios de cassiterita topazitos que cortam todo o conjunto.

Veios e bolsões de greisens marginais ao corpo principal se fazem presentes, sendo os veios geralmente centimétricos, paralelos ou subparalelos, com direções norte, nordeste (N10-20E) e noroeste (N10-20W), predominando aqueles com direções em torno de N15E.

FOTO 39 - Detalhe de uma trincheira escavada no depósito primário, mostrando o aspecto de uma zona intensamente silicificada, constituída predominantemente por quartzo brechado com cassiterita-topázio greisen preenchendo os interstícios das fraturas.

FOTO 40 - Aspecto da estrutura "stockwork" do corpo primário, onde observam-se porções de topázio-quartzo greisen e/ou rocha encaixante greisenizada (marrom avermelhado e amarelado) englobadas pelo quartzo (branco leitoso).

FOTO 41 - Fotomicrografia do mica-topázio-quartzo greisen com cassiterita disseminada. Amostra TRC-A2-1. Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

FOTO 42 - Detalhe de uma trincheira escavada no corpo primário mostrando a mineralização (cassiterita e wolframita) associada ao topázio greisen que preenche fraturas nos interstícios do quartzo brechado.

FOTO 43 - Cristais geminados e zonados de cassiterita exibindo hábito bipiramidal ou prismático. A matriz é constituída por muscovita (parte superior direita da foto) e agregados de topázio (parte inferior direita). Amostra CG-P02-5 (mica-topázio greisen). Objetiva 2,5 (aumento $\cong 40 \times$) - nicóis cruzados.

FOTO 44 - Amostra proveniente de poço escavado no corpo primário, constituída essencialmente por wolframita maciça e quartzo.

8.2 Mineralogia e Seqüência Paragenética

O estudo de seções polidas foi efetuado em amostras representativas da mineralização estano-tungstenífera provenientes de escavações no depósito primário, as quais revelaram uma associação mineral constituída por cassiterita, wolframita, columbo-tantalita, pirita, calcopirita, pirrotita, goethita-limonita e pirolusita.

Os principais minerais de ganga são quartzo, topázio e micas (muscovitas).

Tanto os sulfetos como os minerais de Ta e Nb (columbo-tantalitas) ocorrem como inclusões submilimétricas nos cristais de cassiterita e wolframita. Os sulfetos são mais raros e encontram-se associados à cassiterita, wolframita e quartzo (FOTOS 45 e 46). Já as inclusões de columbo-tantalita, relativamente abundantes, associam-se exclusivamente aos cristais de cassiterita (FOTOS 47 e 48), possivelmente intercrescidos por exsolução, neste caso, com a presença de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 em solução sólida (UYTENBOGAARDT 1971).

A wolframita apresenta maior tendência à desestabilização química, principalmente ao longo de fraturas, onde ocorre o empobrecimento em wolfrâmio com conseqüente enriquecimento em ferro e manganês, evidenciado pela substituição pseudomórfica por hidróxidos destes elementos (FOTOS 49 e 50).

As relações texturais observadas entre os cristais de cassiterita e wolframita (contatos retilíneos a levemente reentrantes) são indicativas de cristalização quase simultânea, sendo a cassiterita ligeiramente precoce em relação à wolframita. Os minerais de ganga quase sempre fazem contatos parcialmente retilíneos, sendo na sua maioria, reentrantes com os minerais de minério. A ganga encontra-se, por vezes, totalmente envolvida pelos cristais de cassiterita e/ou wolframita, mas também inclui pequenos fragmentos desses minerais metálicos.

A mineralização sulfetada não foi estudada neste trabalho por motivos já citados no capítulo introdutório. No entanto, os relatórios mais recentes da associação IPT/Taboca reportam a presença predominante de pirita, esfalerita e calcopirita, além de hematita, fluorita, topázio, cassiterita e wolframita. Como traços cita-se ainda duas fases distintas de sulfeto de bismuto, um sulfeto de Pb-Zn-Cu-Sn-Fe, e sellaita (MgF_2), todos associados a segregações quartzo-micáceas.

A atual distribuição espacial do depósito mostra porções de quartzo "stockwork" com bordas ou auréolas centimétricas a métricas de mica-topázio-quartzo greisen, contendo cassiterita fina disseminada e apresentando ora contatos bruscos, ora gradativos com as rochas encaixantes hospedeiras.

Estas relações de contato entre os corpos de greisens e as rochas encaixantes são características de um processo de greisenização pervasiva fissural, possivelmente relacionada com a deposição do quartzo, à qual relaciona-se uma fase mineralizante em que a cassiterita associa-se ao greisen e a wolframita preferencialmente ao quartzo.

FOTO 45 - Inclusão submilimétrica ($\cong 0,075$ mm) de calcopirita em cristal de wolframita. Amostra CG-P02-8. Objetiva 40 (aumento 600 x) - nicóis paralelos.

FOTO 46 - Inclusão submilimétrica ($\cong 0,25$ mm) de calcopirita em cristal de cassiterita. Amostra CG-AS-1. Objetiva 16 (aumento 240 x) - nicóis paralelos.

FOTO 47 - Inclusões submilimétricas de columbo-tantalitas na cassiterita. O cristal com hábito tabular mede $\approx 0,030$ mm. Amostra CG-AS-1. Objetiva 80 (aumento 1.200 x) - nicóis paralelos.

FOTO 48 - Inclusão submilimétrica de mineral da série Ta-Nb (columbo-tantalita) na cassiterita, possivelmente intercrescido por exolução. Amostra CG-T01-2. Objetiva 40 (aumento 600 x) - nicóis paralelos.

FOTO 49 - Hidróxidos de ferro (goethita - cinza) e manganês (pirolusita - mais clara) venulando a wolframita. Amostra CG- P01-2. Objetiva 8 (aumento 120 x) - nicóis semi-cruzados.

FOTO 50 - Aspecto da textura coloforme originada pela substituição pseudomórfica da wolframita pela goethita e outros hidróxidos de ferro (cores marrom avermelhadas). Amostra CG-P02-8. Objetiva 8 (aumento 120 x) - nicóis semi-cruzados.

Com relação às zonas quartzosas do depósito, o padrão anastomosado dos veios, vênulas e corpos irregulares caracteriza uma estrutura do tipo quartzo "stockwork", fortemente fraturado, brechado e interpenetrado por cassiterita-topázio greisen. Observam-se, também, porções de topázio-quartzo greisen cimentadas pela sílica, ou veios irregulares de quartzo brechado englobando porções de greisen e/ou rocha encaixante greisenizada. Estes corpos apresentam contatos bruscos e discordantes com a rocha hospedeira, indicando que a silicificação inicial ocorreu de forma predominantemente fissural.

Este padrão sugere ter ocorrido forte atividade explosiva com brechação, à qual estaria relacionada nova fase de greisenização, com intensa topazificação e deposição de cassiterita-topázio greisen nos interstícios das fraturas, além de veios topazíticos com cassiterita maciça.

Estes greisens tardios mineralizados representariam ou outra fase, ou a continuidade do processo mineralizante na evolução do sistema pneumatolítico/hidrotermal.

Baseando-se nas observações de campo (relações espaciais entre os litotipos do depósito), nas análises microscópicas do minério e nos estudos preliminares de inclusões fluidas, que serão apresentados no próximo capítulo, foi possível esboçar uma sequência paragenética para o depósito mineral primário, envolvendo etapas de silicificação, greisenização/topazificação, deposição de sulfetos e, finalmente, um estágio supérgeno de oxidação (QUADRO 3).

No contexto do depósito primário, observa-se que o quartzo "stockwork" e o mica-topázio-quartzo greisen são precoces e contemporâneos.

Os veios topazíticos são tardios e preenchem fraturas em ambos os litotipos citados, muito embora, também se relacionem a um estágio de maior temperatura.

Os sulfetos certamente estão relacionados a uma fase deposicional distinta, provavelmente posterior aos greisens a topázio.

Finalmente, ao estágio supérgeno, de baixa temperatura, relacionam-se os óxidos e hidróxidos de Fe e Mn.

Apesar de não se ter parâmetros de temperatura das segregações quartzo-micáceas (mineralização sulfetada), dados petrográficos recentes indicam que tal associação relaciona-se com forte alteração hidrotermal das rochas encaixantes cálcio-silicáticas.

Levando-se em conta que, as condições físico-químicas para a deposição de cassiterita e wolframita (fase oxidante) são totalmente adversas daquelas necessárias para depositar sulfetos (fase redutora), esta última, poderia, hipoteticamente, estar relacionada com a lixiviação e desidratação das encaixantes, iniciando-se a mudança das condições de oxi-redução no sistema hidrotermal e, conseqüentemente, a queda da temperatura dos fluidos greisenizantes.

DEPÓSITO MINERAL PRIMÁRIO					
ESTÁGIOS	PÓS-MAGMÁTICO/HIDROTHERMAL			SUPÉRGENO	
TEMPERATURA	400 - 100°C		≤ 250°C ?	≤ 100°C ?	
PROCESSOS DE ALTERAÇÃO E FORMAÇÃO MINERAL	SILICIFICAÇÃO	GREISENIZAÇÃO/TOPAZIFICAÇÃO		SULFETAÇÃO	OXIDAÇÃO
LITOTIPOS	QUARTZO "STOCKWORK"	MICA-TOPÁZIO QUARTZO GREISEN	VEIOS TOPAZÍTICOS	SEGREGAÇÕES QUARTZO MICÁCEAS	ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS
QUARTZO					
TOPÁZIO					
MUSCOVITA					
CLORITA					
ZINNWALDITA					
LI-SIDEROFILITA					
FLUORITA					
SELLAITA					
CASSITERITA					
WOLFRAMITA					
COLUMBO TANTALITA					
PIRITA					
ESFALERITA					
CALCOPIRITA					
PIRROTITA					
SULFETO DE BISMUTO					
SULFETO DE Pb-Zn-Cu-Sn-Fe					
HEMATITA					
GOETHITA					
LIMONITA					
PIROLUSITA					

QUADRO 3 - Estágios e processos de alteração relacionados com a formação dos principais litotipos do depósito primário e suas respectivas associações minerais.

9 INCLUSÕES FLUIDAS

Foram selecionadas, para o estudo de inclusões fluidas, as seguintes amostras:

- a) quartzo e topázio de pegmatitos marginais à cúpula formada pelo albita granito na borda nordeste do maciço. Na seqüência de evolução dos fluidos pós-magmáticos, estes minerais representariam um estágio precoce de cristalização a partir de uma fase fluida rica em água, sílica e componentes voláteis;
- b) quartzo (quartzo “stockwork” e topázio-quartzo greisen), topázio e cassiterita (veios topazíticos), provenientes do depósito mineral primário. As relações temporais, baseadas em observações de campo e na microscopia ótica, indicam uma deposição inicial da sílica (quartzo “stockwork”) com greisenização simultânea da rocha hospedeira (topázio-quartzo greisen), seguida da deposição dos veios topazíticos mais tardios, que preenchem os interstícios das fraturas e cortam os litotipos citados.

9.1 Características das Inclusões

A análise ao microscópio das inclusões fluidas revelou a existência de inclusões primárias e secundárias. A distinção entre ambas foi efetuada segundo critérios apresentados por diversos autores, entre eles ROEDDER (1984). As inclusões primárias são encontradas preferencialmente em arranjos aleatórios, isolados, e por vezes planares, em cavidades desenvolvidas ao longo de linhas de crescimento mineral e/ou planos de clivagem, como no caso do topázio. As inclusões secundárias geralmente se encontram ao longo de microfraturas cicatrizadas, ocorrendo com frequência relações de intercruzamento entre os alinhamentos predominantes (FOTOS 51, 52 e 53).

Tanto as inclusões primárias como as secundárias possuem tamanhos que variam entre 5 e 20 μm , embora algumas raras inclusões com até 40 ou 50 μm tenham sido observadas.

As medidas termométricas foram efetuadas em inclusões tidas como primárias, apresentando tamanho médio em torno de 10 a 20 μm e morfologias variadas (cristais negativos, contornos arredondados e/ou formas irregulares) (FOTOS 54 e 55).

FOTO 51 - Inclusões primárias (isoladas ou arranjos aleatórios) e inclusões secundárias (alinhamentos ao longo de microfraturas cicatrizadas). Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) - nicóis paralelos.

FOTO 52 - Trilhas ou alinhamentos de inclusões secundárias típicas. Amostra 16 A (quartzo "stockwork"). Objetiva 20 (aumento $\cong 180 \times$) nicóis paralelos.

FOTO 53 - Fotomicrografia da mesma amostra da foto anterior, mostrando inclusões secundárias bifásicas e monofásicas, essencialmente aquosas (mais claras) e aquo-carbônicas (mais escuras). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) nicóis paralelos.

FOTO 54 - Inclusões primárias aquo-carbônicas, bifásicas e trifásicas a temperatura ambiente, arranjadas de forma aleatória. Notar inclusões trifásicas na forma de cristais negativos. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.

FOTO 55 - Inclusões primárias com morfologias variadas (formas irregulares, tabulares e contornos arredondados). Amostra T1 (quartzo "stockwork"). Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) - nicóis paralelos.

Baseando-se na proporção relativa das fases presentes (estimativa visual), na morfologia e composição das inclusões fluidas, observadas a temperaturas ambiente e durante as etapas de resfriamento, foi possível o reconhecimento de três grupos principais de inclusões nas amostras estudadas:

- a) Grupo 1 - Inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas [$\text{H}_2\text{O} (\text{l}) / \text{CO}_2 (\text{l}+\text{v})$], com alguns cristais sólidos ocasionalmente presentes, indicativos de aprisionamento acidental de fases já cristalizadas. A proporção volumétrica da fase rica em CO_2 varia de 15 a 90%, predominando proporções em torno de 20 a 40% (FOTOS 56 e 57);
- b) Grupo 2 - Inclusões aquosas ou essencialmente aquosas, com formas regulares e razões volumétricas constantes entre as fases $\text{H}_2\text{O}(\text{l}) / \text{H}_2\text{O}(\text{v})$;
- c) Grupo 3 - Inclusões aquosas ou essencialmente aquosas que apesar de apresentarem razões volumétricas constantes como as do Grupo 2, são maiores e possuem formas bastante irregulares (FOTO 58).

FOTO 56 - Inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas a temperatura ambiente, apresentando razões volumétricas variáveis. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.

FOTO 57 - Inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas apresentando razões volumétricas variáveis, formas irregulares e cristais negativos. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos

FOTO 58 - Inclusões bifásicas, essencialmente aquosas, apresentando tamanhos e formas variadas (pequenas e regulares-Grupo 2; maiores e irregulares - Grupo 3). Amostra C-29-R (pegmatito). Objetiva 50 (aumento $\cong 470 \times$) - nicóis paralelos.

Apesar de as amostras estudadas não apresentarem texturas indicativas de recristalização ou deformação dúctil (apenas microfraturas), algumas inclusões podem ter sido submetidas a mudanças ocorridas após o aprisionamento dos fluidos originais.

Algumas variações na densidade dos gases presentes (CO_2 e $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$), indicadas pela grande variabilidade das temperaturas de homogeneização do CO_2 , podem representar escape de líquidos (perda de H_2O após o trapeamento), com expansão dos referidos gases (ROEDDER 1984; HOLLISTER 1990; BAKKER 1992).

Feições de "necking down", crepitação e a grande quantidade de inclusões secundárias em microfraturas cicatrizadas são evidências de eventos deformacionais superimpostos, de natureza predominantemente rúptil (FOTOS 59 e 60).

Em vista destas observações, procurou-se efetuar as medidas termométricas em determinados grupos de inclusões previamente selecionadas como primárias e não-modificadas.

FOTO 59 - Padrão textural de microfraturas cicatrizadas com inclusões secundárias. Amostra T1 (quartzo 'stockwork'). Objetiva 5 (aumento $\cong 45 \times$) nicóis paralelos.

FOTO 60 - Feições de 'hecking down' e crepitação superimostas por deformações de caráter rúptil. Amostra C-301A-R (pegmatito). Objetiva 20 (aumento $\cong 180 \times$) - nicóis paralelos.

9.2 Síntese dos Resultados Microtermométricos

Embora o estudo de inclusões fluidas, ora realizado, seja de caráter preliminar, os parâmetros obtidos permitem uma primeira caracterização dos fluidos relacionados com a fase hidrotermal mineralizante do Maciço Correias.

Os resultados microtermométricos das inclusões estudadas estão sumarizados no QUADRO 4.

PEGMATITOS MARGINAIS - INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS (GRUPO1)							
LITOTIPO	MINERAL	V _{CO2} (%)	TH _{CO2} (°C)	TF _{CO2} (°C)	TF _{CL} (°C)	T _{EUT} (°C)	TH _(T) (°C)
PEGMATITO	QUARTZO	5 a 95	15,7 a 29,5	-57,2 a -58,5	3,1 a 7,5	-33,3 a -38,4	245 a 420
PEGMATITO	TOPÁZIO	15 a 50	27,6 a 29,0	-57,0 a -58,1	3,8 a 5,6	-32,9 a -39,0	270 a 330
DEPÓSITO MINERAL - INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS (GRUPO1)							
LITOTIPO	MINERAL	V _{CO2} (%)	TH _{CO2} (°C)	TF _{CO2} (°C)	TF _{CL} (°C)	T _{EUT} (°C)	TH _(T) (°C)
QUARTZO STOCKWORK	QUARTZO	10 a 95	-3,7 a 23,4	-58,5 a -62,6	4,5 a 8,0	-26,5 a -38,5	250 a 410
TOPÁZIO/QUARTZO GREISEN	QUARTZO	35 a 95	6,0 a 13,0	-60,3 a -62,2	4,3 a 5,6	-34,0 a -36,9	290 a 400
CASSITERITA TOPÁZIO GREISEN	TOPÁZIO	15 a 80	27,1 a 28,5	-57,6 a -57,8	2,0 a 9,2	-34,6 a -38,0	280 a 380
DEPÓSITO MINERAL - INCLUSÕES AQUOSAS (GRUPOS 2 e 3)							
LITOTIPO	MINERAL	V _{H2O(g)} (%)			TF _G (°C)	T _{EUT} (°C)	TH _(T) (°C)
QUARTZO STOCKWORK	QUARTZO	15			-0,5 a -10,5	-25,5 a -43,0	110 a 260
TOPÁZIO/QUARTZO GREISEN	QUARTZO	15			-2,8 a -6,7	-35,5 a -37,4	110 a 250
CASSITERITA TOPÁZIO GREISEN	CASSITERITA	15			-8,6 a -17,0	-42,5 a -48,8	110 a 210
CASSITERITA TOPÁZIO GREISEN	TOPÁZIO	15			-	-	220 a 250

QUADRO 4 - Resultados microtermométricos.

As inclusões fluidas presentes nos pegmatitos marginais à cúpula NE do albita granito são predominantemente aquo-carbônicas. As temperaturas de fusão do CO₂ indicam que a fase rica em CO₂ é quase pura (< 5% de outros gases como CH₄, N₂ e H₂S). Este resultado é confirmado através de análise por espectrometria Raman em inclusão trifásica à temperatura ambiente (FIGURA 29).

FIGURA 29 - Espectro Raman de inclusão fluida aquo-carbônica trifásica aprisionada no pegmatito, indicando a presença de CO_2 e ausência de outros gases como CH_4 , N_2 e H_2S .

Inclusões aquosas monofásicas também ocorrem nos pegmatitos, embora com menos frequência. Tratam-se de inclusões secundárias, dispostas ao longo de alinhamentos, que tanto podem representar produto de “necking down” quanto inclusões aprisionadas após a formação do mineral hospedeiro. Análises por espectrometria Raman confirmam a presença de um pouco de CO_2 dissolvido na H_2O , bem como a ausência de outros gases (FIGURAS 30.1 e 30.2).

As inclusões presentes no topázio do pegmatito apresentam razões volumétricas, Th_{CO_2} , Tf_{CO_2} , Tf_{CL} e $\text{Th}_{\text{(total)}}$ menos variáveis que no quartzo, indicando um campo de estabilidade mais restrito para o topázio e aprisionamento das inclusões em condições de pressão e temperatura menos flutuantes que no caso do quartzo (QUADRO 4 e FIGURA 31). Para ambos os minerais, as temperaturas de fusão dos clatratos indicam salinidade moderada (8,5 a 11% eq. NaCl para o topázio e 5 a 12% eq. NaCl para o quartzo), e as temperaturas do ponto eutético mostram que a solução aquosa deve ser constituída principalmente por H_2O - FeCl_2 -NaCl (QUADRO 5).

FIGURA 30.1 - Espectro Raman de inclusão fluida aquosa, monofásica, aprisionada no pegmatito.

FIGURA 30.2 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, mostrando a presença de um pouco de CO₂ dissolvido na fase aquosa.

FIGURA 31 - Diagrama $V_{CO_2} \times Th_{CO_2}$ para as inclusões presentes no quartzo e topázio dos pegmatitos.

Considerando-se que o quartzo e o topázio fazem parte da mesma amostra de pegmatito, a sobreposição dos valores de $Th(total)$ obtidos mostram um pico bem definido na faixa de 290 a 310°C (FIGURA 32).

FIGURA 32 - Temperaturas de homogeneização total das inclusões presentes no quartzo e topázio dos pegmatitos tipo "stockcheider".

No QUADRO 5 estão sumarizadas as características das inclusões presentes no pegmatito marginal ao albita granito da extremidade nordeste do maciço.

PEGMATITO TIPO "STOCKCHEIDER"		
INCLUSÕES H ₂ O - CO ₂		
MINERAIS	QUARTZO	TOPÁZIO
V _{CO₂} / V _{H₂O}	5 - 95%	15 - 50%
SALINIDADE	5 - 12% eq. NaCl	8,0 - 11% eq. NaCl
TH(total)°C	245 - 420°C	270 - 330°C
COMPOSIÇÃO	CO ₂ - H ₂ O - FeCl ₂ - NaCl	

QUADRO 5 - Características das inclusões fluidas presentes no pegmatito estudado.

Com relação ao depósito mineral primário, na maioria das amostras estudadas estão presentes tanto as inclusões aquo-carbônicas (Grupo 1) como as inclusões essencialmente aquosas (Grupos 2 e 3). Nas amostras de quartzo "stockwork" e de topázio-quartzo greisen, as temperaturas de fusão do CO₂ em inclusões do Grupo 1 evidenciam a existência de outros componentes além do CO₂. (QUADRO 4) Análises por espectrometria Raman destas inclusões confirmaram a presença de CH₄ na fase gasosa, juntamente com o CO₂ (FIGURAS 33.1 e 33.2).

FIGURA 33.1 - Espectro Raman de inclusão (Grupo 1) aprisionada no quartzo "stockwork" do depósito, mostrando a presença de CO₂.

FIGURA 33.2 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, evidenciando a presença de CH₄ através de pico bastante acentuado (> 10.000 contagem).

No caso dos veios topazíticos (cassiterita-topázio greisen), os resultados sugerem uma fase carbônica mais pura (T_{fCO_2} mais próximas de -56,6 °C) (QUADRO 4).

As temperaturas de fusão do clatrato nas inclusões do quartzo “stockwork” indicam salinidade variável (4 a 10% eq.NaCl), o que também ocorre principalmente no caso dos veios topazíticos (2 a 13% eq.NaCl para o SnO₂-topázio greisen). O topázio-quartzo greisen foi o que apresentou um intervalo de salinidade menos variável (8,5 a 11% eq.NaCl) (QUADROS 4 e 6).

As temperaturas de homogeneização do CO₂ indicam densidades bastante variáveis para as inclusões do quartzo “stockwork”. Para faixas relativamente estreitas de T_{fCO_2} , este litotipo também foi o que apresentou maior variação de T_{hCO_2} , e, portanto, a possibilidade de ter ocorrido mudanças após o aprisionamento dessas inclusões não pode ser descartada. Nas inclusões do topázio-quartzo greisen e, principalmente, nas inclusões dos veios topazíticos, as densidades do CO₂ são muito mais constantes (FIGURA 34).

O ponto eutético dos fluidos nestas inclusões do Grupo 1 também sugere uma solução aquosa constituída predominantemente por H₂O-FeCl₂-NaCl (QUADROS 4 e 6).

Nas amostras de quartzo “stockwork” do depósito, o intervalo de temperatura de homogeneização total destas inclusões (250 a 410°C) é mais variável que no caso do topázio-quartzo greisen (290 a 400°C) e dos veios topazíticos (300 a 380°C) (QUADRO 6 e FIGURAS 35, 36 e 37).

FIGURA 34 - Diagrama T_{CO_2} x Th_{CO_2} das inclusões do Grupo 1 contidas nas amostras provenientes do depósito mineral primário.

FIGURA 35 - Histograma mostrando o intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes no quartzo "stockwork" do depósito primário.

FIGURA 36 - Histograma mostrando o intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes nas amostras de topázio-quartzo greisen do depósito primário.

FIGURA 37 - Histograma mostrando o intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes nas amostras dos veios topazíticos (cassiterita-topázio greisen) do depósito primário.

Ainda com relação ao depósito mineral primário, as inclusões dos Grupos 2 e 3 nos diferentes litotipos estudados possuem características distintas daquelas do Grupo 1.

As temperaturas de homogeneização total são inferiores e variam na faixa de 110 a 250°C (FIGURAS 35, 36 e 37).

O ponto eutético dos fluidos nestas inclusões sugere a presença de outro componente na solução aquosa, possivelmente CaCl_2 junto com $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2-\text{NaCl}$, rebaixando as temperaturas até -48,8°C (QUADROS 4 e 6).

As temperaturas de fusão do gelo mostram grande intervalo de salinidade (QUADROS 4 e 6), variando de aproximadamente 1 a 20% eq.NaCl, sendo a salinidade mais elevada nas inclusões dos veios topazíticos (12 a 20% eq.NaCl) (FIGURA 38).

FIGURA 38 - Diagrama TH(total) x Salinidade das inclusões aprisionadas nas amostras do pegmatito (inclusões aquo-carbônicas) e do depósito mineral estudado (inclusões aquosas).

A variação da salinidade observada nas inclusões das amostras do depósito primário sugere uma possível mistura de fluidos. Por outro lado, o aumento da salinidade nas inclusões aprisionadas nos veios topazíticos pode ser indicativa de fenômenos de recorrência de 'boiling' ou efervescência.

O QUADRO 6 resume as principais características das inclusões presentes nas amostras do depósito mineral estudado:

DEPÓSITO MINERAL PRIMÁRIO			
INCLUSÕES CO ₂ - H ₂ O			
LITOTIPOS	QUARTZO "STOCKWORK"	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN	CASSITERITA-TOPÁZIO GREISEN
V _{CO2} / V _{H2O}	10 - 95%	35 - 95%	15 - 80%
SALINIDADE	4 - 10% eq.NaCl	8,5 - 11% eq.NaCl	2 - 13% eq.NaCl
TH(total)°C	410 - 250°C	400 - 290°C	380 - 280°C
COMPOSIÇÃO	CO ₂ ± CH ₄ -H ₂ O-FeCl ₂ -NaCl		
INCLUSÕES AQUOSAS			
LITOTIPOS	QUARTZO "STOCKWORK"	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN	CASSITERITA-TOPÁZIO GREISEN
V _{GÁS} / V _{LÍQUIDO}	≈ 15%	≈ 15%	≈ 15%
SALINIDADE	1 - 15% eq.NaCl	5-10% eq.NaCl	12,5 -20,5% eq.NaCl
TH(total)°C	260 - 110°C	250 - 110°C	250 - 110°C
COMPOSIÇÃO	H ₂ O-FeCl ₂ -CaCl ₂ -NaCl		

QUADRO 6 - Características das inclusões aprisionadas nas amostras do depósito mineral primário estudado.

A análise do QUADRO 6 juntamente com as FIGURAS 35, 36 e 37 indica duas fases distintas de formação mineral para o depósito primário: a primeira, de alta temperatura, relacionada com as inclusões aquo-carbônicas (Grupo 1); a segunda, relaciona-se às inclusões essencialmente aquosas (Grupos 2 e 3) de baixa temperatura.

Apesar dos resultados obtidos indicarem uma fase mineralizante de baixa temperatura, este dado deve ser interpretado com ressalvas, uma vez que dificilmente a cassiterita cristaliza-se a temperaturas inferiores a 250°C. Neste caso, há de se levar em conta a possibilidade de as inclusões aquosas presentes na cassiterita serem secundárias, ou terem sofrido mudanças após o aprisionamento, devido a processos deformacionais tardios que são evidenciados pela grande quantidade de microfraturas e inclusões crepitadas. Outra possibilidade que não pode ser descartada diz respeito ao reduzido tamanho e as tonalidades escuras destas inclusões (FOTO 61), tornando-as de difícil visualização e, conseqüentemente, passíveis de erros durante as leituras microtermométricas. De qualquer forma, a existência de dois intervalos distintos de temperaturas de cristalização ligados a diferentes tipos de inclusões é incontestável. Ao intervalo de mais alta temperatura (250 a 410°C) podemos relacionar a fase mineralizante responsável pela formação da

cassiterita e wolframita. A mineralização sulfetada associada ao contexto do depósito, poderia, hipoteticamente, ser relacionada à fase hidrotermal de baixa temperatura ($\leq 250\text{ }^{\circ}\text{C}$).

FOTO 61 - Inclusões aquosas na cassiterita apresentando tamanhos reduzidos ($< 5\text{ }\mu\text{m}$), coloração escurecida e alinhamentos ao longo de microfraturas cicatrizadas. Amostra CG-P02-5 (mica-topázio greisen). Objetiva 50 (aumento $\cong 470\times$) - nicóis paralelos.

Um aspecto interessante em relação às amostras de greisens estudadas é a presença de inclusões com bolhas escuras, nem sempre esféricas, aprisionadas em material sólido fundido, transparente a translúcido (FOTO 62).

Análises por espectrometria Raman indicaram a presença de vapor d'água nas bolhas. No entanto, é possível que ocorra algum outro componente, pois o espectro acima de 3.400 cm^{-1} continua a subir (FIGURA 39). O normal quando ocorre apenas água seria a queda do espectro após o pico da água. Também existe a possibilidade de ser apenas efeito de luminescência (informação verbal de KAZUO FUJIKAWA, 1993).

No espectro Raman do material fundido apenas o pico do topázio pode ser identificado. No entanto, a existência de outros picos próximos ao do topázio indicam tratar-se de uma provável mistura de silicatos (FIGURA 40).

As características destas inclusões atípicas sugerem tratar-se de "melt inclusions". Outro argumento que favorece esta possibilidade é o fato dessas inclusões não terem sofrido quaisquer mudanças de fases, tanto durante seu congelamento (até -150°C), quanto no seu aquecimento (até 550°C).

Segundo ROEDDER (1984), "melt inclusions" são inclusões aprisionadas a partir de magmas silicáticos, podendo apresentar aspecto cristalino, quando o resfriamento é lento, ou vítreo, quando o resfriamento é muito rápido. Um dos maiores problemas do estudo deste tipo de inclusão em rochas intrusivas, é a dificuldade no seu próprio reconhecimento, como também, a necessidade de aquecimento até temperaturas bastante elevadas (1700°C). Assim, a distinção entre essas inclusões cristalinas e as inclusões sólidas, aprisionadas acidentalmente, é sempre difícil. Por outro lado, as inclusões vítreas são mais comuns em fenocristais de rochas vulcânicas ou subvulcânicas, sendo mais facilmente reconhecidas. Pela contração desenvolvem-se bolhas de vapor e, assim, assemelham-se às inclusões bifásicas aquosas. Entretanto, nas inclusões vítreas, a bolha de vapor é imóvel e, devido a alta viscosidade do magma silicático, pode estar presente mais de uma bolha.

Teoricamente, tais inclusões aprisionadas em minerais que se formam a partir de um magma homogêneo, constituem amostras do próprio magma, incluindo seus componentes voláteis.

ROEDDER (op. cit.) discute a presença de "melt inclusions" nas rochas intrusivas em ambientes rasos (epizonais), onde o intervalo de temperatura de homogeneização total varia de 740 a 1.700°C. Segundo este mesmo autor, processos de imiscibilidade de fluidos num sistema heterogêneo, com rápido resfriamento, poderiam causar o aprisionamento deste tipo de inclusões.

FOTO 62 - Inclusões atípicas analisadas por espectrometria Raman. Amostra CG-T01-1 (mica-topázio-quartzo greisen). Objetiva 20 (aumento $\cong$ 180 x) - nicóis paralelos.

FIGURA 39 - Espectro Raman evidenciando a presença de H₂O nas bolhas de inclusão atípica, aprisionada nas amostras de topázio-quartzo greisen do depósito.

FIGURA 40 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, evidenciando três picos mais acentuados. Apenas o pico referente ao topázio foi reconhecido. Os outros dois, possivelmente, representam outros silicatos.

9.3 Discussão sobre a Evolução dos Fluidos

As evidências petrográficas e paragenéticas, juntamente com os dados microtermométricos obtidos, permitem supor que mecanismos como "boiling" ou efervescência, mistura de fluidos externos e imiscibilidade de fluidos aprisionados a partir de um sistema heterogêneo, descritos na literatura por vários autores, entre eles RAMBOZ (1982), PICHAVANT (1982), ROEDDER (1984, 1992) e ANDERSON et al. (1992), poderiam ter originado as inclusões presentes nos litotipos estudados.

Nas inclusões dos pegmatitos marginais, uma fase de imiscibilidade de fluidos, aprisionados a partir de um sistema heterogêneo aberto ou semi-aberto ("second boiling") explicaria a grande variabilidade na razão volumétrica das fases $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$. Esta hipótese é reforçada através do comportamento observado nas inclusões de topázio, uma vez que este mineral é menos suscetível a sofrer deformações posteriores, do que o quartzo. Na FIGURA 31 é possível observar que, para uma faixa restrita de ThCO_2 (densidades relativamente constantes), ocorre grande variação na razão volumétrica das inclusões no topázio. Por outro lado, as inclusões do quartzo apresentam maiores variações na densidade do CO_2 , o que poderia ser explicado tanto pelo aprisionamento de fluidos em condições de pressão flutuante, quanto por modificações após o aprisionamento.

A continuidade do processo de fraturamento provocado pela intrusão granítica permitiria a migração da fase fluida para zonas apicais e exocontato do Maciço Correias, iniciando a fase de greisenização pervasiva fissural. Nesta etapa, a mistura de fluidos externos, possivelmente de origem meteórica e/ou proveniente da desidratação das rochas encaixantes, atuando simultaneamente com mecanismo recorrente de "boiling" ou efervescência, poderia explicar a existência de inclusões aquosas de baixa temperatura ($\leq 250^\circ\text{C}$) juntamente com aquelas aquo-metano/carbônicas de alta temperatura ($> 250^\circ\text{C}$), as variabilidades na salinidade, na razão volumétrica das fases $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$, e na densidade do CO_2 das inclusões presentes nos greisens e no quartzo "stockwork" do depósito.

No quartzo, a presença de campos de inclusões apresentando baixa densidade de CO_2 (ThCO_2 entre 20 e 25%) e razões volumétricas variáveis ($V_{\text{CO}_2} / V(t)$ entre 15 e 40 %) é indicativa de uma fase de aprisionamento a pressões relativamente baixas, possivelmente relacionada a um evento recorrente de "boiling". Outra evidência neste sentido é sugerida pelo aumento da salinidade nas inclusões dos veios topazíticos tardios.

A intensa brechação do quartzo "stockwork" do depósito poderia ter sido originada através de fraturamento hidráulico, possivelmente provocado pela deposição de grande quantidade de sílica, favorecendo o "boiling" e a ocorrência de processos do tipo "crack and sealing".

A presença de CO_2 , CH_4 e CaCl_2 na composição destes fluidos, poderia ser resultante da decarbonatação hidrotermal da rocha encaixante carbonática impura (calciossilicática com níveis marmóreos), através do processo de interação rocha-fluido.

O esquema de evolução dos fluidos hidrotermais pode ser esboçado, simplificadaamente, da seguinte forma:

“second boiling” (pegmatito tipo “stockcheider”)	→	mistura de fluidos + “boiling” (quartzo + topázio-quartzo greisen + topazitos)
---	---	---

Embora os processos deformacionais superimpostos possam ter causado modificações após o aprisionamento das inclusões, envolvendo perda variável de H_2O e expansão dos gases presentes (ROEDDER 1984; HOLLISTER 1990; BAKKER 1992), é provável que tal mecanismo não tenha exercido muita influência na geração das inclusões estudadas.

Apesar da possibilidade dessas modificações posteriores originarem inclusões com razões volumétricas variáveis, semelhantes àquelas descritas neste estudo, indicações de aprisionamento dos fluidos à partir de um sistema heterogêneo e imiscível são fornecidas pelos seguintes fatores:

- a) salvo raras exceções, as medidas termométricas foram efetuadas em inclusões reconhecidamente primárias, sem nenhuma evidência de “hecking down” ou crepitação;
- b) existe correlação negativa entre o V_{CO_2} e Th_{CO_2} ($> V_{\text{CO}_2} < \text{Th}_{\text{CO}_2}$) na maioria das inclusões estudadas (FIGURA 41). No caso da variação volumétrica das fases $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$ ser decorrência da perda de H_2O e da expansão dos gases, era de se esperar que a correlação fosse justamente inversa ($> V_{\text{CO}_2} > \text{Th}_{\text{CO}_2}$), ou seja, as inclusões com maior volume de CO_2 deveriam ter as menores densidades, uma vez que a homogeneização do CO_2 ocorre para o estado líquido. As inclusões fluidas estudadas que apresentaram $> V_{\text{CO}_2}$ são também as mais densas. As variações de Th_{CO_2} observadas sugerem que tais inclusões possam ter sido resultado do aprisionamento dos fluidos em condições de pressão flutuante;

FIGURA 41 - Diagrama V_{CO_2}/Th_{CO_2} das inclusões fluidas estudadas.

c) com exceção de algumas inclusões no quartzo “stockwork” e no quartzo do pegmatito, as demais apresentam grande variabilidade no volume de CO_2 para faixas relativamente restritas de densidades do CO_2 (Th_{CO_2} pouco variável), o que é típico de inclusões aprisionadas em sistemas heterogêneos e imiscíveis (FIGURA 41). O comportamento diferenciado das inclusões presentes nas amostras de quartzo “stockwork”, principalmente daquelas que apresentam maiores densidades do CO_2 ($< Th_{CO_2}$), pode estar refletindo mudanças ocorridas após o aprisionamento. Como demonstrado por BAKKER (1992), tais mudanças podem ocorrer devido a deformações dúcteis/rúpteis de pequena intensidade que, por vezes, não são visualizadas através do microscópio comum. A visualização de deformações pouco acentuadas, principalmente daquelas de natureza dúctil, só é possível através de microscópio de varredura eletrônica e/ou pelo método de catodo-luminescência;

d) a homogeneização total das inclusões presentes na maioria dos litotipos estudados ocorrem tanto para a fase líquida como para a fase gasosa, sendo que nas temperaturas mais elevadas, a homogeneização se dá no ponto crítico. Apenas as inclusões aprisionadas no topázio do pegmatito “stockcheider” homogenizam somente para a fase líquida, uma vez que neste mineral as razões volumétricas V_{CO_2}/V_{H_2O} não ultrapassam valores próximos à 50% (QUADROS 4 e 5).

10 EVOLUÇÃO E GÊNESE DO MACIÇO CORREAS E MINERALIZAÇÃO ESTANO-TUNGSTENÍFERA ASSOCIADA

10.1 Discussão dos Dados Relativos ao Maciço Correias

Dentro do contexto regional, o Maciço Correias pode ser correlacionado a outros corpos granitóides, intrudidos na região sul-sudeste do Brasil, em condições pós-tectônicas a anorogênicas.

Estes granitos foram agrupados na Suíte Intrusiva Serra do Mar por KAUL et al. (1982), KAUL (1984) e, posteriormente, incluídos juntamente com outros corpos granitóides, na Província Itu (WERNICK et al. 1991, WERNICK 1992) e no Cinturão Itu (VLACH et al. 1990, ULBRICH et al. 1991). Também têm sido citados na literatura por diversos outros autores como ISSLER (1979), THEODOROVICZ et al. (1986, 1988), OLIVEIRA et al. (1987), OLIVEIRA (1989), JANASI & ULBRICH (1991), etc.

Dentre os referidos granitos que se situam na faixa considerada, existem alguns que afloram bem próximo do Maciço Correias, como é o caso dos maciços Campina do Veado e Sguário.

No caso dos maciços Sguário e Correias, que se encontram separados por estreita faixa de aproximadamente 3 km, são notáveis as semelhanças texturais e composicionais.

Estudos petroquímicos e petrográficos do Granito Sguário foram efetuados por THEODOROVICZ et al. (op. cit.), classificando-o como um granito fortemente diferenciado, metaluminoso, do tipo I à magnetita (ISHIHARA 1981), de caráter rapakivítico, metalogeneticamente especializado. Os mesmos autores sugerem para o maciço uma possível idade proterozóica média e origem vinculada a regime distensivo, pressupondo-se desenvolvimento de estrutura do tipo "rift" marginal pericratônico, o que implica em retrabalhamento do embasamento e magmatismo ácido associado.

No entanto, dados radiométricos obtidos por GIMENEZ FILHO (1993) indicam idade eopaleozóica para o Granito Sguário, com idade Rb-Sr de 523 ± 21 Ma, $R_i = 0,7171 \pm 0,0027$ e $MSWD = 0,5$ e idade K-Ar de 596 ± 7 Ma e 578 ± 8 Ma (amostras Sg1-granito porfirítico e Sg2-microadamelito, respectivamente, daquele autor).

Conforme exposto anteriormente, para o Maciço Correias as datações de GIMENEZ FILHO (op. cit.) são de 480 ± 19 Ma, $R_i = 0,7289 \pm 0,0032$ e $MSWD = 1,4$ (Rb-Sr), e idade K-Ar (biotitas) de 564 ± 19 Ma. No entanto, considerar-se-á como a idade de cristalização magmática do Maciço Correias, aquela obtida neste estudo (603 ± 7 Ma) através da isócrona Rb-Sr dos albítos granitos (vide FIGURA 4).

Se se considerarem os dados geocronológicos obtidos por GIMENEZ FILHO (op. cit.), pode-se observar uma diferença de idade da ordem de 43 Ma (Rb-Sr) e 32 Ma (K-Ar), entre os Maciços Correias e Sguário, sendo este último um pouco mais antigo.

Novamente, cabe ressaltar que os dados radiométricos daquele autor, relativos ao Maciço Correias, devem ser utilizados com cautela, uma vez que indicam idades Rb-Sr mais jovens que aquelas obtidas pelo método K-Ar. No entanto, baseando-se nas idades K-Ar (596 ± 7 Ma e 578 ± 8 Ma) do Granito Sguário, observa-se que são bem próximas da idade de cristalização do Maciço Correias (603 ± 7 Ma). Se for considerado o fato de que datações pelo método K-Ar representam idades de resfriamento e não de cristalização magmática, é possível admitir que o Granito Sguário seja realmente um pouco mais antigo que o Maciço Correias.

As relações temporais e espaciais, além da semelhança entre os dois corpos graníticos, despertam a hipótese de existir uma relação genética entre ambos. Neste caso, o Maciço Correias pode representar uma fase pouco mais tardia e o Granito Sguário seu precursor, a exemplo do que ocorre na Amazônia e em outras províncias estaníferas mundiais, onde as fácies de granitos rapakivi normais antecedem fácies graníticas tardias mineralizadas (DALL'AGNOL 1982; DALL'AGNOL et al. 1984; BETTENCOURT et al. 1987, 1995).

Outro aspecto que colabora com esta suposição é o fato de que no Granito Sguário não se tem conhecimento de mineralizações estano-tungsteníferas e nem o desenvolvimento de fenômenos metassomáticos intensos, típicos de granitos mais evoluídos. Caso esta hipótese seja verdadeira, as diferenças composicionais entre o Granito Sguário (biotita $\pm$ hornblenda + magnetita, de caráter metaluminoso) e o Maciço Correias (biotita $\pm$ muscovita $\pm$ topázio $\pm$ albita + ilmenita, de caráter peraluminoso) poderiam ser atribuídas à crescente diferenciação magmática. A mudança de uma composição metaluminosa para peraluminosa poderia ter ocorrido através da cristalização fracionada de fases minerais do Granito Sguário, tais como hornblenda, allanita e apatita (ANDERSON et al. 1980; ANDERSON & ROWLEY 1981). No caso de ambos os maciços não serem cogenéticos, a diferença composicional, especialmente no que diz respeito à saturação da alumina, deveria ser reflexo direto do tipo e proporção de material crustal envolvido na origem desses magmas (ANDERSON 1983; COBBING 1990). O fato de esses maciços serem cronocorrelatos e estarem associados ao mesmo ambiente geotectônico, além das altas razões iniciais de Sr já assinaladas, sugestivas de uma fonte crustal, ou pelo menos, de grande quantidade de material crustal envolvido na origem desses magmas, são fatores que favorecem a primeira hipótese.

Com relação ao Maciço Correias, os dados obtidos indicam tratar-se de um corpo granítico intrusivo, fortemente diferenciado e metalogeneticamente especializado, o que é evidenciado pelas seguintes características: idade e relação de contato com as rochas encaixantes; composição variando de monzogranítica para sienogranítica a álcali-feldspato granítica; assinatura geoquímica indicando altos teores de SiO_2 e K_2O , enriquecimento em elementos traços tais como Sn, F, Li, Cl, e Rb, empobrecimento em Ba e Sr; padrão de distribuição de terras raras com forte anomalia negativa do Eu e presença de mineralizações estano-tungsteníferas associadas.

O fracionamento progressivo das fácies graníticas em direção ao muscovita-albita granito a topázio, evidenciado pelo aumento substancial dos elementos Na, Al, Ga, Rb, Nb, F e Li e decréscimo em Si, K, Ca, Fe, Ti, Zr, Sr e TR, o aumento da peraluminosidade acompanhado da presença de topázio e muscovita primários e a alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, são fatores que sugerem, para o Maciço Correias, uma evolução faciológica, provavelmente ligada à cristalização fracionada contínua de um magma originado na crosta terrestre, ou de um magma híbrido com grande participação crustal durante sua origem e evolução.

Conforme já observado, o enriquecimento em flúor, após a perda de água e elementos maiores presentes nos primeiros minerais a se cristalizarem, reduz a viscosidade e a temperatura de solidificação do magma granítico, permitindo extremo fracionamento e ascensão do magma a níveis crustais mais rasos. No diagrama Q-Ab-Or normativos (FIGURA 12), a posição das rochas do Maciço Correias é equivalente aos exemplos demonstrados experimentalmente por MANNING (1981), e a outros exemplos descritos por KOVALENKO & KOVALENKO (1984), POLLARD (1989a,b) e SCHWARTZ (1992), em que a presença do flúor permite a existência de magmas a temperaturas próximas de 600°C a 1 kbar de pressão.

Também como demonstrado por ANDERSON et al. (1980), ANDERSON & ROWLEY (1981), ANDERSON (1983) e MILLER et al. (1981), muscovitas primárias impuras (celadonitas/fengitas) possuem limites de estabilidade de temperatura maiores que muscovitas "ideais" e podem cristalizar-se em condições de baixa pressão, correspondentes a níveis relativamente rasos de profundidade da crosta (< 10 km). Estes argumentos, aliados à ausência na área de feições próprias a intrusões subvulcânicas, induz a suposição de um posicionamento raso, na faixa dos 2 a 7 km de profundidade para o "stock" Correias.

No que diz respeito às altas taxas de flúor do Maciço Correias (0,15 a 0,37% F), apesar de tratar-se de um magma originalmente rico neste elemento, o que é típico de granitos diferenciados e mineralizados em metais raros (TISCHENDORF 1977), deve ser levado em conta a herança metalogenética da faixa crustal onde o mesmo encontra-se alojado, ou seja, uma possível assimilação magmática deste elemento durante a fase de intrusão do magma granítico e consequente desidratação das rochas encaixantes. SILVA & ETCHEBEHERE (1986), utilizando conceitos de ROUTHIER (1983), definem, regionalmente, uma interseção de domínios metálicos para F e W que engloba a área de posicionamento do Maciço Correias.

Suas características composicionais, químicas, texturais, idade, relação com as encaixantes, além da natureza das mineralizações, permitem caracterizá-lo como um granito intrusivo posicionado em condições pós-tectônicas a anorogênicas.

Apesar da assinatura geoquímica do Maciço Correias ser muito semelhante à de granitos rapakivi e anorogênicos (vide diagramas das FIGURAS 10 e 11), é preciso ser cauteloso quanto a utilização de diagramas litogeoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos, já que apenas o quimismo de uma determinada rocha não é suficiente para a caracterização de sua ambiência.

Dados geocronológicos mais recentes (SIGA Jr et al 1994, REIS NETO 1994, GIMENEZ FILHO 1993, TASSINARI 1988, VLACH 1985, VLACH & CORDANI 1986, além de outros apresentados por JANASI & ULBRICH 1991, e a própria datação Rb-Sr do Maciço Correias neste estudo), mostram que a granitogênese brasileira relaciona-se a um intervalo de tempo mais restrito, iniciando-se entre 700 e 650 Ma (granitos cálcioalcalinos sin a tardi-orogênicos) e culminando em torno de 600 a 550 Ma (monzogranitos a alkali-feldspato granitos pós-orogênicos).

Atualmente, as qualificações "granitos pós-tectônicos e granitos anorogênicos" vem sendo questionadas, principalmente devido a dificuldade de se estabelecer, com exatidão, o intervalo de tempo entre a idade dos maciços e o pico metamórfico do orógeno ao qual se relacionam.

Desse modo, fica mais coerente admitir o Maciço Correias como representante dos termos mais evoluídos de um cinturão de associação alcalina "rapakivítica", relacionado à fase de estabilização da faixa orogênica (Apiaí/Ribeira), sob um regime predominantemente distensivo pós-colisional, como vem sendo defendido por vários autores (WERNICK et al. 1991, WERNICK 1992, ULBRICH et al. 1991, JANASI & ULBRICH 1991, NARDI 1991, etc.).

A alta razão $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ inicial ($0,7228 \pm 0,0057$) do Maciço Correias e sua assinatura geoquímica, indicativas de granitos eminentemente crustais, refletem o elevado grau de diferenciação e nível de ascensão do magma, envolvendo grande assimilação crustal durante seu percurso. Ao mesmo tempo, ele se distingue dos granitos crustais peraluminosos típicos (sincolisionais do "Tipo S"), pela ausência de foliação nas bordas, enclaves metassedimentares e minerais acessórios aluminossilicáticos como silimanita, andaluzita, granada, etc.

De qualquer forma, sob o ponto de vista geotectônico, o Maciço Correias apresenta similaridades com os granitos do "Tipo A" (COLLINS et al. 1982; WHITE & CHAPPELL 1983; PITCHER 1982, 1987), ou com os granitos do Grupo IV no esquema de HARRIS et al. (1986), ou ainda com os granitos da Série Transformação, segundo a classificação de KEQUIN et al. (1982).

10.2 Considerações sobre a Gênese do Depósito Primário

Na maioria dos depósitos minerais relacionados com granitos especializados, semelhantes ao depósito primário associado ao Maciço Correias, os processos responsáveis pela cristalização, formação dos minerais de minério e alterações da rocha hospedeira ocorrem durante a mudança de condições tardi-magmáticas para hidrotermais (RICHARDSON et al. 1990). Segundo BURNHAM & OHMOTO (1980), os processos "magmático-hidrotermais" podem ser subdivididos em três categorias: 1) processos ortomagmáticos, dominados pelas reações cristal-magma; 2) processos transicionais, onde operam reações no sistema fluido-cristal mas são

dominados quimicamente pelo equilíbrio magma-fluido; 3) processos hidrotermais, que são caracterizados pelo equilíbrio fluido-cristal.

A separação de uma fase aquosa magmática marca a mudança entre os estágios ortomagmático e transicional. A mudança de processos transicionais para hidrotermais ocorre quando o "solidus" do magma atinge a saturação em H₂O.

De modo geral, os processos descritos por BURNHAM & OHMOTO (op. cit.) também são identificados nas diferentes litofácies do Maciço Correias, bem como na formação do depósito mineral enfocado. Desta forma, ficam caracterizados os seguintes estágios de formação mineral:

- a) o estágio ortomagmático, caracterizado pela cristalização das diferentes litofácies graníticas do Maciço Correias;
- b) o estágio transicional ou tardi-magmático teria início com a redução brusca na pressão confinante do sistema granítico ("second boiling"), originando uma fase fluida de baixa viscosidade, supersaturada em sílica e rica em voláteis, possivelmente por imiscibilidade magmática, responsável pela formação dos pegmatitos precoces, e pelas alterações tardi-magmáticas das fases graníticas já cristalizadas;
- c) o estágio hidrotermal seria marcado pela coexistência da fase fluida com o magma residual enriquecido em Na e F. A migração destes fluidos para as porções apicais do maciço granítico causaria a greisenização do Maciço Correias e das rochas encaixantes próximas (exocontato). A esta fase, estaria relacionada a precipitação do quartzo e greisenização da rocha hospedeira, além da deposição dos minerais de minério (cassiterita-columbo/tantalita-wolframita), concentrados principalmente na fase tardia da greisenização (BEUS 1964, SCHERBA 1970);
- d) com a deposição da grande quantidade de sílica na interface granito/encaixante, ocorre o decréscimo da permeabilidade ("self sealing") e conseqüente atividade explosiva por hidrofraturamento. Como resultado da descompressão do sistema, inicia-se novo processo de efervescência. A esta etapa, estaria relacionada forte topazificação e deposição, preferencialmente nas fraturas, dos veios topazíticos e topázio greisens mineralizados. Eventualmente, parte desta mineralização poderia ter sido formada a partir da remobilização destes elementos presentes em greisens pré-existent;

- e) o último estágio estaria relacionado à fase de alteração supergênica, na qual surgem os minerais típicos de substituição pseudomórfica, no caso, os hidróxidos de ferro e manganês.

Conforme já exposto, a mineralização estano-tungstenífera está diretamente relacionada ao processo de greisenização, desenvolvido no exocontato da cúpula do albita granito, na extremidade nordeste do Maciço Correias.

A greisenização corresponde ao estágio metassomático de maior acidez, caracterizado pela lixiviação dos álcalis, decomposição das micas e feldspatos, estes últimos quase sempre completamente removidos e alterados em mica e/ou topázio, remobilização da sílica e alumina das rochas, carreando e concentrando elementos raros como Sn, W, Li, F, B e outros.

Segundo alguns autores como CHAROY (1977, 1979), SMIRNOV (1982), STEMPROK (1987), NORMAN & TRANGCOTCHASAN (1982), MANGAS & ARRIBAS (1988), ROEDDER (1992), o intervalo de temperatura predominante na formação de greisens e depósitos de cassiterita-wolframita varia entre 500 e 250°C. A pressão é estimada entre 0,5 e 2,5 kb. Os fluidos se constituem de soluções aquosas, geralmente com significantes frações molares de CO₂ e outros gases, com salinidade moderada, correspondendo de 3 a 10% NaCl equivalente, com predominância de Na sobre K.

Com relação ao processo de greisenização que originou as mineralizações estano-tungsteníferas associadas ao Maciço Correias, os estudos preliminares de inclusões fluidas mostram resultados análogos a alguns exemplos mundiais descritos pelos autores citados acima.

As relações entre as unidades liticas mapeadas e as características do granito em questão indicam um posicionamento raso do plúton, em zona axial de uma grande antiforma. Este fato assume grande importância à medida que estabelece condições de pressão e temperatura para o início dos processos metassomáticos mineralizantes, além de contribuir para o entendimento das características intrínsecas ao depósito mineral.

Os dados sugerem que este ter-se-ia formado na interface granito/encaixante (gnaisse/calcosilicática sotoposto por quartzito) em regime de confinamento dos fluidos, com posterior atividade explosiva e brechação por hidrofraturamento.

O confinamento dos fluidos poderia ter ocorrido devido ao capeamento pelos metamorfitos encaixantes e/ou pela própria precipitação de soluções supersaturadas em sílica, cujo processo de "self sealing" (auto-selante), amplamente discutido por FOURNIER (1985), causaria o decréscimo da permeabilidade e aumento da temperatura e pressão no sistema convectivo pneumatolítico-hidrotermal.

Neste processo, se a pressão dos fluidos exceder a pressão confinante, pode ocorrer o fraturamento hidráulico com "boiling" ou efervescência, como resultado da descompressão do sistema, cuja atividade explosiva teria sido um fator importante na deposição do minério.

A *desmisturação* devido à imiscibilidade dos componentes inicialmente presentes na fase fluida originaria uma fase constituída preferencialmente por elementos voláteis, separada da fase aquosa residual. Deste processo, resulta o aumento na concentração, no PH, e na fO_2 da fase aquosa.

Adicionalmente, a mistura de fluidos externos, possivelmente de origem meteórica, introduziria uma nova fase aquosa no sistema, causando variações na salinidade, decréscimo na temperatura, desestabilização de complexos, redução da solubilidade, favorecendo a precipitação da sílica, topázio, cassiterita e wolframita.

Como já mencionado, foi observada, no campo e através da análise microscópica do minério, a presença de cassiterita e wolframita em diferentes litotipos de greisen, relacionados a intervalos deposicionais distintos, possivelmente originados pelas pulsações no fornecimento de fluidos.

A fase mineralizante inicial estaria relacionada com a deposição do quartzo e greisenização da rocha hospedeira, onde se observa cassiterita fina disseminada no mica-topázio-quartzo greisen, e wolframita associada principalmente ao quartzo.

A continuidade do processo mineralizante estaria relacionada à forte atividade explosiva (hidrofraturamento), com deposição de cassiterita-topázio greisens (cassiterita grossa) nos interstícios das fraturas e dos veios topazíticos com cassiterita maciça.

Nos litotipos relacionados com ambas as etapas mineralizantes descritas, a presença de diferentes tipos de inclusões fluidas ($H_2O-CO_2 \pm CH_4$ e $H_2O_{(l)}-H_2O_{(g)}$) com características distintas (intervalo de salinidade e temperaturas de homogeneização), seria indicativa de uma possível participação de águas meteóricas, misturadas com soluções aquosas magmáticas residuais, na formação do depósito mineral associado ao Maciço Correias, muito embora esta suposição só deva vir a ser confirmada através de estudos isotópicos.

As características do depósito mineral primário, assim como a natureza e o estilo das mineralizações, possibilitam enquadrá-lo na classificação proposta por HOSKING (1965), entre os depósitos pneumatolítico-hidrotermais com veios de quartzo e greisen, ou segundo SMIRNOV (1982), num depósito de greisen do tipo "stockwork", como também na revisão elaborada por LAZNICKA (1985), que mostra sistemas de greisens e veios de quartzo "stockworks" mineralizados em Sn-W associados com plútons graníticos.

11 SÍNTESE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

A realização deste trabalho possibilitou a obtenção de grande quantidade de dados geológicos e metalogenéticos, muitos deles ainda inéditos, relativos ao Maciço Correias e à mineralização estano-tungstenífera associada que, integrados à análise do quadro geológico/geotectônico regional, permitem algumas considerações sobre o estudo efetuado, possibilitando, de forma resumida, as seguintes conclusões:

11.1 Rochas encaixantes do Maciço Correias

As rochas encaixantes reconhecidas na área mapeada são:

- a) ortognaisses e rochas gnáissico-migmatíticas (Complexo Apiaí-Mirim), de médio grau metamórfico (fácies anfibolito), com idades atribuídas ao Arqueano/Proterozóico Inferior. Essas rochas constituem o embasamento cristalino da área que, eventualmente, poderia ser representado apenas por núcleos gnáissico-migmatíticos mais antigos. Parte dos ortognaisses pode representar intrusivas granitóides mais jovens e estes serem correlacionáveis às rochas granitóides do Complexo Três Córregos, síncronas a tardias em relação ao Ciclo Orogênico Brasileiro;
- b) metassedimentos da Formação Água-Clara, de médio a baixo grau metamórfico, representados por quartzitos de granulação grossa, rochas calciossilicáticas com níveis marmóreos associados, anfibolitos, metaultramafitos xistosos, xistos feldspáticos/gnaissóides e metassedimentos diversos com graus variáveis de migmatização. O posicionamento temporal desta unidade ainda é polêmico, sendo a ela atribuídas idades do Proterozóico Inferior ao Proterozóico Superior. De qualquer forma, as feições estruturais impressas neste pacote permitem posicioná-lo em épocas anteriores ao processo colisional ocorrido em tempos pré-cambrianos.

11.2 Caracterização Geológica do Maciço Correias

Os resultados deste estudo possibilitam as seguintes conclusões sobre o Maciço Correias:

- a) trata-se de um corpo granítico intrusivo, circunscrito, pós-orogênico, com aproximadamente 5 km² de área aflorante, de forma elipsoidal, cujo eixo maior orienta-se na direção NE-SW;
- b) dados radiométricos Rb-Sr dos albita granitos indicam idade de 603 ± 7 Ma para o Maciço Correias;

- c) "stock" de posicionamento raso (epizonal), exibindo diversos conjuntos de metassomatitos preservados (endo e exogreisens), alojado em zona axial de uma grande estrutura antiformal (Domo de Itaoca de Cima), na extensão nordeste dos lineamentos regionais de Itapirapuã e Morro Agudo;
- d) os dados relativos ao Maciço Correias permitem correlacioná-lo com outros corpos graníticos pertencentes à Suíte Intrusiva Serra do Mar, ou à Província Itu, ou ainda ao Cinturão Itu, e conseqüentemente, associá-lo à granitogênese pós-orogênica ocorrida no sudeste brasileiro durante a transição Proterozóico Superior/início do Paleozóico. Este evento magmático estaria associado à fase de estabilização da faixa orogênica Apiaí/Ribeira, sob um regime predominantemente distensivo, possivelmente relacionado à formação de algumas bacias molássicas existentes na região (Grupo Castro, Conglomerado Samambaia e Formação Quatis);
- e) diagramas discriminantes de ambientes tectônicos indicam tratar-se de um maciço anorogênico, intra-placas, com tendência de afinidade química com os granitos de associações alcalinas, do tipo rapakivi, ou granitos "tipo A", do Grupo IV, e da Série Transformação;
- f) apesar do caráter anorogênico indicado pelo diagrama discriminante R1-R2, não se pode afirmar, categoricamente, que a intrusão do maciço se deu em terrenos completamente cratonizados. Desse modo, admite-se que o Maciço Correias represente termos mais evoluídos de um cinturão de rochas granitóides de associação "rapakivitica", com origem e evolução vinculada a um regime predominantemente distensivo pós-colisional;
- g) quimicamente, o Maciço Correias apresenta alta SiO_2 (72,28 a 75,70%) e alto K_2O (4,55 a 5,68%), baixo CaO (0,26 a 0,72%), FeO (0,53 a 1,60%), MgO (0,03 a 0,25%) e TiO_2 (0,03 a 0,14%), enriquecimento em elementos traços tais como Sn, F, Li e Rb, forte anomalia negativa do Eu (0,08 a 0,44 ppm) e alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7228 \pm 0,0057$);
- h) no geral, as rochas graníticas do Maciço Correias apresentam composição subalcalina e ligeiramente peraluminosa, variando de monzogranitos a sienogranitos e álcali-feldspato granitos;

i) as unidades graníticas mapeadas definem uma estruturação interna para o maciço, representada pelas seguintes litofácies:

- fácies biotita granito
- fácies biotita-muscovita granito
- fácies microgranito
- fácies muscovita-albita granito a topázio
- fácies pegmatito

j) a estruturação interna das diferentes fases graníticas do Maciço Correias mostra a existência de um zoneamento vertical, caracterizado por rochas porfíricas de granulação média a grossa nas partes mais erodidas, gradando para rochas porfíricas de granulação fina nas porções apicais do maciço, representadas por pequenas cúpulas de albita granitos;

k) os estudos petrográficos e petroquímicos das rochas graníticas do Maciço Correias indicam um "trend" de fracionamento crescente em direção à fácies muscovita-albita granito a topázio, que é evidenciado pelos seguintes fatores:

- aumento substancial dos elementos Na, Al, F, Li, Rb, Ga e Nb, e decréscimo em Si, K, Ca, Fe, Ti, Zr, Ba, Sr e Terras Raras, em direção à fácies muscovita-albita granito a topázio. O decréscimo desses elementos traços e óxidos geralmente é causado pelo fracionamento do plagioclásio (CaO, Sr e Eu), K-feldspato (K_2O , Ba e Sr), biotita e outros silicatos ferromagnesianos (TiO_2 , FeO, MgO, CaO e Ba), além de fases acessórias como fluorita, zircão, apatita, allanita (terras raras) e quartzo (SiO_2);
- aumento progressivo da peraluminosidade e do grau de diferenciação, refletido pelas associações mineralógicas primárias (muscovita + albita e muscovita + albita + topázio), além do aumento dos valores de córindon normativo;
- forte anomalia negativa do Eu, indicativa de cristalização fracionada de feldspatos, cujo padrão é típico de granitos altamente diferenciados e atribuídos a fases tardias de evolução magmática;

l) as seguintes evidências fortalecem a hipótese de uma origem magmática/tardi-magmática para as rochas agrupadas na fácies muscovita-albita granito a topázio, que representariam o produto de um estágio tardio de diferenciação (magma residual):

- a rocha apresenta texturas indicativas de cristalização magmática: homogeneidade textural da matriz; muscovitas-fengitas primárias; além da textura "snowball" (presença de inclusões ripiformes submilimétricas de albita, arrançadas de forma concêntrica em planos de crescimento e nas bordas dos megacristais de quartzo e microclíneo). As texturas de substituição, de natureza pervasiva hidrotermal, são raramente observadas nestas rochas. Apenas o processo de greisenização fissural ocorre de forma um pouco mais acentuada;
 - a composição das fases graníticas iniciais do Maciço Correias é próxima do pseudoternário mínimo do sistema Granito-H₂O-F (aproximadamente 1% a 2% F), com deslocamento da fase mais diferenciada na direção do vértice da albita (2 a 4% F). Como pode ser observado no diagrama ternário Q-Ab-Or (FIGURA 12), não ocorre espalhamento das amostras nem tendência monominerálica para o vértice da albita;
 - o decréscimo de CaO e Sr no muscovita-albita granito indica que não houve enriquecimento destes elementos como resultado de processos hidrotermais;
- m) indicações de posicionamento epizonal do Maciço Correias e cristalização em condições de baixa pressão, correspondentes a níveis relativamente rasos de profundidade (< 10 km), são fornecidas pelos seguintes argumentos:
- os limites do maciço com as rochas encaixantes são demarcados por contatos nítidos e discordantes, geralmente condicionados por falhamentos, onde ocorre o desenvolvimento de brechas silicosas;
 - efeitos térmicos de contato são raros;
 - forte hidrotermalismo com grande quantidade de metassomatitos e veios de quartzo vinculados aos processos evolutivos finais do maciço;
 - o alto grau de diferenciação e a alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do magma granítico, indicam origem crustal e/ou migração em níveis elevados da crosta superior;
 - a posição das amostras do Maciço Correias no diagrama Q-Ab-Or é equivalente aos exemplos demonstrados experimentalmente por MANNING (1981), e a outros exemplos descritos por KOVALENKO & KOVALENKO (1984), POLLARD

(1989a,b) e SCHWARTZ (1992), em que a presença e taxa relativa do F permitem a ocorrência de magmas a temperaturas próximas de 600°C a 1 kbar de pressão;

- como demonstrado por ANDERSON et al. (1980), ANDERSON & ROWLEY (1981), ANDERSON (1983) e MILLER et al. (1981), muscovitas primárias impuras (celadonitas/fengitas) possuem limites de estabilidade de temperatura maiores que muscovitas "ideais", e podem cristalizar-se em condições de baixa pressão (< 10 km);
 - a uniformidade do componente celadonítico em ambas as muscovitas, primárias e secundárias, também é sugestiva de condições de baixa pressão durante a cristalização (ANDERSON et al. (op. cit.);
- n) indicações do desenvolvimento, coexistência e separação de uma fase fluida aquosa, rica em sílica, voláteis e elementos incompatíveis, possivelmente durante a cristalização das fases finais do Maciço Correias, são sugeridas pelas seguintes evidências:
- existência de processos de alteração pervasiva tardi-magmática, predominantemente albitização e microclinização das fases graníticas iniciais, bem como alteração pervasiva fissural pós-magmática (predominantemente greisenização e silicificação), tanto no corpo granítico como nas rochas encaixantes próximas;
 - greisenização progressiva (incipiente na fase menos evoluída) até a formação de ultragreisens que cortam as rochas das fases biotita-muscovita granito e muscovita-albita granito a topázio;
 - o decréscimo nos teores de F e Sn na fase mais evoluída permite supor que tais elementos tenham sido extraídos durante a possível coexistência do magma granítico com a fase fluida, desenvolvida antes ou durante a deposição dos albita granitos, que se cristalizaram a partir de magmas residuais empobrecidos em Sn;
 - formação de pegmatitos marginais a topázio + mica + quartzo, não mineralizados, no contato entre as fácies biotita-muscovita granito e muscovita-albita granito;
 - presença de grande quantidade de quartzo e greisens mineralizados a topázio + cassiterita ± wolframita nas rochas encaixantes adjacentes ao maciço.

11.3 Mineralizações de Sn e W

Com relação à mineralização associada ao Maciço Correias pode-se afirmar que:

- a) a mineralização estano-tungstenífera ocorre no exocontato da cúpula de albite granito, localizada na extremidade nordeste do "stock" Correias. Espacialmente, a zona mineralizada coincide com o fechamento de uma grande estrutura antiforme regional, estabelecendo-se um nítido controle estrutural para a migração dos fluidos mineralizantes;
- b) o depósito primário é constituído por diferentes tipos de exogreisens, veios, vênulas e corpos irregulares de quartzo "stockwork", além de rochas gnaissicas/calciossilicáticas greisenizadas;
- c) os principais tipos de exogreisens mineralizados são: mica-topázio-quartzo greisen, quartzo-topázio greisen, topázio-quartzo greisen, mica-topázio greisen e topázio greisen (topazitos), quartzo-mica greisen, mica-quartzo greisen e mica greisen.;
- d) as rochas mineralizadas são constituídas, essencialmente, pela seguinte associação mineral: quartzo + topázio $\pm$ muscovita + cassiterita $\pm$ wolframita;
- e) as relações de campo e a análise microscópica do minério indicam a existência de duas etapas deposicionais distintas, possivelmente originadas devido a pulsações no fornecimento de fluidos:
 - (1) a fase mineralizante inicial é caracterizada pela deposição do quartzo e greisenização da rocha hospedeira. Observa-se cassiterita fina disseminada no mica-topázio-quartzo greisen e wolframita associada principalmente ao quartzo;
 - (2) a continuidade do processo mineralizante estaria relacionada à forte atividade explosiva (hidrofraturamento), com deposição de cassiterita-topázio greisen (cassiterita grossa) nos interstícios das fraturas e dos veios topazíticos com cassiterita maciça;
- f) os resultados preliminares do estudo de inclusões fluidas em quartzo "stockwork", topázio-quartzo greisen e cassiterita-topázio greisen, indicam a presença de dois tipos distintos de inclusões:

- (1) inclusões aquo-carbônicas com razões volumétricas variáveis entre as fases V_{CO_2}/V_{H_2O} (10-95%), constituídas de $CO_2 \pm CH_4-H_2O-FeCl_2-NaCl$, com salinidade variando entre 2,0 e 13% eq.NaCl e temperaturas de homogeneização entre 410 e 250°C;
- (2) inclusões aquosas com razões volumétricas constantes entre as fases gás/líquido (15%), apresentando temperaturas de homogeneização inferiores (260 a 110°C), salinidades muito variáveis (1 a 20% eq.NaCl), e uma solução aquosa composta por $H_2O-FeCl_2-CaCl_2-NaCl$;
- g) as inclusões fluidas aprisionadas no quartzo "stockwork" foram as que apresentaram maior variação na densidade do CO_2 , na salinidade e na temperatura de homogeneização total. Este comportamento pode ser indicativo de modificações posteriores (perda variável de H_2O e expansão dos gases presentes), uma vez que o quartzo é um mineral bastante suscetível a efeitos deformacionais de origem dúctil/rúptil.
- h) as inclusões fluidas presentes no pegmatito tipo "stockcheider" são predominantemente aquo-carbônicas. As temperaturas de fusão do CO_2 e as análises por espectrometria Raman indicam que a fase rica em CO_2 é quase pura. O ponto eutético dos fluidos sugere uma solução aquosa composta por $H_2O-FeCl_2-NaCl$, e as temperaturas de fusão dos clatratos indicam salinidade moderada, variando entre 2,0 e 12% eq.NaCl. As temperaturas de homogeneização total variam de 250 a 420°C, atingindo um pico bem definido na faixa de 300°C;
- i) com relação ao depósito mineral primário, os dados microtermométricos obtidos permitem supor que mecanismos como "boiling" ou efervescência, mistura de fluidos externos e imiscibilidade de fluidos aprisionados a partir de um sistema heterogêneo, poderiam ter originado as inclusões presentes nos litotipos estudados. A presença de dois tipos distintos de inclusões (aquosas e aquo-carbônicas), apresentando intervalos distintos de temperaturas de homogeneização total, além da grande variação na salinidade, são indicações de que uma mistura de fluidos possa ter ocorrido, simultaneamente com processos recorrentes de "boiling" ou efervescência, durante a sua formação;
- j) os dados de inclusões fluidas obtidos permitem esboçar o seguinte esquema de evolução dos fluidos hidrotermais mineralizantes:

11.4 Controles da Mineralização

Os principais controles da mineralização estano-tungstenífera são:

- relação genética e espacial com os albita granitos (exocontato da borda nordeste do Maciço Correias);
- localização em zona de fechamento de uma estrutura antiforme regional, constituída por litotipos que apresentam diferentes graus de permeabilidade (ortognaisses/cálcio-silicáticas/quartzitos);
- zonas mineralizadas apresentando extensiva greisenização pervasiva e fissural;
- greisenização pervasiva controlada por zonas de baixa permeabilidade (contatos líticos das rochas encaixantes e tampões silicosos auto-selantes);
- greisenização fissural controlada por descontinuidades estruturais (fraturas, falhas, foliação, xistosidade, etc.);
- o padrão anastomosado irregular ("stockwork") dos topazitos, veios, vênulas e bolsões de quartzo sugere brechação através de alívio de pressão dos fluidos (fraturamento hidráulico);

- g) as relações paragenéticas entre os diferentes litotipos do depósito indicam duas fases deposicionais de cassiterita/wolframita;
- h) o estudo de inclusões fluidas revelou a existência de dois intervalos distintos de formação mineral, ligados a diferentes tipos de inclusões (inclusões aquo-carbônicas de alta temperatura e inclusões essencialmente aquosas de baixa temperatura). Ao intervalo de mais alta temperatura (250 a 410°C) podemos relacionar a fase mineralizante responsável pela deposição da cassiterita e wolframita. Parte da mineralização estano-tungstenífera e a mineralização sulfetada associada ao contexto do depósito, poderiam, hipoteticamente, estar relacionadas à fase hidrotermal de baixa temperatura (≤ 250 °C).

11.5 Modelagem Metalogenética

A origem da mineralização estano-tungstenífera da área da pesquisa pode ser relacionada às seguintes etapas de formação:

- a) intrusão do Maciço Correias (magma originalmente enriquecido em Sn e F) com subsequente diferenciação magmática das fases graníticas, principalmente por cristalização fracionada dos feldspatos, micas e fases acessórias. Processos gravitacionais e convectivos, além de difusão e/ou diferenciação por emanação de fluidos (pré-concentração nos estágios magmático/tardi-magmático), conforme proposto por KOVALENKO & KOVALENKO (1984), podem ter interagido com pequeno volume de magma residual, como mecanismo de transferência de voláteis das partes mais profundas para porções apicais da câmara magmática;
- b) redução brusca na pressão confinante do sistema granítico ("second boiling"), originando uma fase fluida precoce, de baixa viscosidade, rica em sílica e componentes voláteis, responsável pela formação dos pegmatitos do tipo "stockcheider" e alterações metassomáticas superimpostas. Nesta etapa, a coexistência imiscível da fase fluida com o magma granítico residual, favorece a extração dos voláteis e dos elementos metálicos, determinando, assim, o início do processo de concentração no estágio hidrotermal;
- d) greisenização progressiva com lixiviação dos elementos metálicos pré-concentrados nas fases graníticas já cristalizadas e reconcentração destes elementos na fase fluida residual;

- e) confinamento dos fluidos mineralizantes em função do capeamento pelos metamorfitos encaixantes e/ou pela própria precipitação de soluções supersaturadas em sílica, cujo processo originaria zonas auto-selantes ("self-sealing"), com o consequente decréscimo da permeabilidade e aumento da temperatura e pressão no sistema convectivo pneumatolítico-hidrotermal;
- f) fraturamento hidráulico com "boiling" ou eferescência, resultante da decompressão do sistema (pressão dos fluidos >> pressão confinante), cuja atividade explosiva teria sido um fator importante na deposição do minério. A *desmisturação* devido a imiscibilidade dos componentes inicialmente presentes na fase fluida originaria uma fase constituída preferencialmente por elementos voláteis, separada da fase aquosa residual. Deste processo, resulta o aumento na concentração, no PH, e na fO_2 da fase aquosa. Adicionalmente, a mistura de fluidos externos, possivelmente de origem meteórica, introduziria nova fase aquosa no sistema, causando variações nas condições físico-químicas atuantes, ou seja, flutuações na salinidade, rápido decréscimo na temperatura, desestabilização de complexos e redução da solubilidade, favorecendo assim, a precipitação da sílica, topázio, cassiterita e wolframita.

O modelo metalogenético aqui proposto para a formação do depósito estano-tungstenífero associado ao Maciço Correas é de caráter hipotético e preliminar. Embora muitos outros dados (geológicos/metalogenéticos) e parâmetros termodinâmicos serão necessários para o aperfeiçoamento do modelo e confirmação das hipóteses aqui colocadas, os dados obtidos neste estudo já fornecem fortes indicações para a proposição do modelo apresentado. Em termos genéricos, fundamenta-se basicamente na interação dos seguintes estágios:

- a) intrusão de magma granítico em condições geológicas/geotectônicas favoráveis a uma evolução magmática com forte diferenciação (posicionamento epizonal em zona axial de uma estrutura antiforme regional);
- b) enriquecimento e pré-concentração de voláteis e elementos metálicos durante os estágios magmático/tardi-magmático de cristalização (especialização metalogenética);
- c) desenvolvimento de uma fase fluidal aquosa, de baixa viscosidade, rica em sílica e voláteis, coexistindo com o magma residual rico em Na e F (estágio de concentração hidrotermal);

- d) alteração hidrotermal pervasiva, através do confinamento da fase fluida em zonas de baixa permeabilidade (contatos líticos, precipitação de soluções saturadas em sílica originando tampões silicosos, etc.);
- e) alteração hidrotermal fissural, originada por fraturamentos resultantes de alta pressão hidráulica e/ou componentes tectônicos.

Cabe ressaltar a importância da conjugação destes estágios para a formação de um depósito mineral econômico. Os dois primeiros estão relacionados à especialização e pré-concentração metalogenética. O terceiro estágio (concentração hidrotermal) é fundamental para o enriquecimento da fase fluida. Os demais relacionam-se a mecanismos de reconcentração, transporte e deposição dos minerais metálicos. Granitos especializados podem ser mineralizados e não possuir concentrações metálicas econômicas. Por outro lado, o desenvolvimento de uma fase fluida e alterações pós-magmáticas em granitos caracterizados pela ausência das etapas de concentração magmática/tardi-magmática/hidrotermal resultará apenas na formação de conjuntos metassomáticos não mineralizados.

É importante destacar que, o enriquecimento em Na e F do magma residual que deu origem as rochas mais fracionadas do Maciço Correias (fácies muscovita-albita granito a topázio), constituiu-se num fator fundamental para a geração do depósito estano-tungstenífero associado.

Segundo MANNING (1981), ao contrário de outros elementos voláteis, o F só é separado e transferido para a fase fluida coexistente com o magma granítico, durante os estágios finais da cristalização magmática. A retenção do F no magma residual rebaixa a temperatura do líquido e do sólido, depolimeriza a estrutura do "melt" e promove a difusão química, favorecendo a saturação em H_2O dos fluidos, além da extração e transporte dos elementos metálicos para a fase fluida. Ao final da cristalização, o F é separado na fase fluida aquosa, integrando os fluidos hidrotermais que irão dar origem à mineralização.

De acordo com TAYLOR & WALL (1992), a distribuição final do Sn em maciços graníticos será, predominantemente, função das condições de oxi-redução presentes num determinado sistema magmático. As atividades relativas de Sn^{2+} e Sn^{4+} irão afetar na distribuição do Sn entre o magma e as fases minerais que estão se cristalizando. Isto se deve ao fato de que, em magmas peraluminosos e peralcalinos, o Sn na forma de Sn^{2+} é preferencialmente acomodado na estrutura do "melt".

Segundo aqueles autores, condições relativamente redutoras, comumente atuantes em magmas peraluminosos, irão favorecer a estabilidade do Sn^{2+} e, conseqüentemente, a retenção do Sn no magma residual, tornando-o fortemente enriquecido naquele elemento.

Por outro lado, magmas mais oxidados (granitóides do 'tipo I') tenderão a estabilizar Sn^{4+} o suficiente para que, parte do Sn disponível no magma possa migrar para fases minerais cristalinas, tais como biotita, piroxênio, anfibólio, magnetita e outros.

No caso do Maciço Correias, a alta razão Na/K e a predominância de condições relativamente redutoras do magma residual, indicada pela presença de ilmenita como a fase óxido acessória do maciço, são fatores importantes que devem ter favorecido o aumento da concentração de Sn no magma (estágio de pré-concentração magmática/tardi-magmática).

A coexistência imiscível da fase fluida com o magma residual enriquecido em Na, F, Sn e W, permitiu a migração dos voláteis e elementos metálicos para a fase fluida (estágio de concentração hidrotermal).

Finalmente, aqueles elementos foram depositados na forma de greisens a cassiterita, wolframita, quartzo e topázio, originando o conjunto de corpos mineralizados que constituem o depósito estano-tungstenífero associado ao Maciço Correias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. *Fundamentos geológicos do relevo paulista*. São Paulo, IGG. p.169-263. (IGG. Boletim, 41)
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. 1976. *The Upper Precambrian of South America*. São Paulo, IG-USP. p.45-80. (IG-USP. Boletim, 7)
- ALMEIDA, M.A. de. 1989. *Geologia da Formação Água-Clara na região de Araçáiba, SP*. São Paulo. 184p. (Dissertação de mestrado apres.no Instituto de Geociências, USP). inédito.
- ALMEIDA, M.A. de; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1986. A Formação Água-Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v.2, p.905-918.
- ANDERSON, J.L. 1983. *Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America*. New York, Geological Society of America. p.133-153. (GSA. Memoir, 161).
- ANDERSON, J.L. & ROWLEY, M.C. 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Canadian Mineralogist*, 19:83-101.
- ANDERSON, J.L.; CULLERS, R.L.; VAN SCHMUS, W.R. 1980. Anorogenic metaluminous and peraluminous granite plutonism in the mid-proterozoic of Wisconsin, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74:311-328.
- ANDERSON, M. R.; RANKIN, A. H.; SPIRO, B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralisation in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *European Journal of Mineralogy*, 4:933-948.
- BAKKER, R.J. 1992. On modifications of fluid inclusions in quartz: re-equilibration experiments and thermodynamical calculations on fluids in natural quartz. *Geologica Ultraiectina*, 94:1-189.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- BATOLLA JUNIOR, F.; SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. 1981. O Pré-Cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba, SBG. v.1, p.94-108.
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; PINHO, O.G.; SILVA, R.F.; CARNEIRO FILHO, L. 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, Salvador, 1987. *Excursion Guide...* Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.; LEITE JUNIOR, W.B.; PAYOLLA, B.L. 1995. Overview of the Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém, Brazil, 1995. *Excursion Guide...* Belém, Brasil: International Geological Correlation Programme (IGCP Project 315).
- BEUS, A.A. & ZALASHKOVA, N.Y. 1964. Post-magmatic high temperature metassomatic processes in granitic rocks. *International Geology Review*, 6(4):668-681.

- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.de; STEIN, D.P. 1985. *Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG 22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG 22-X-B-II-3), Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, IPT. 3v. (IPT. Relatório, 22.150). inédito.
- BONIN, B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline, alkaline complexes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION. *Proceedings...* Salvador, ISGAM. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 366-371.
- BOTELHO, N.F. 1985. Caracterização e evolução das micas do granito estanífero da Pedra Branca (Goiás) em relação aos processos mineralizadores tardi/pós-magmáticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3):259-268.
- BURNHAM, C.W. & OHMOTO, H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology*, Special Issue, (8):1-11.
- CAMPANHA, G.A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo. 293p. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- CAMPANHA, G.A. da C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p.725-742.
- CAMPANHA, G.A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G.R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Camboriú, SBG. v.1, p.271-272.
- CAMPANHA, G.A. da C.; MACHADO JR, D. de L.; NAGATA, N.; DANTAS, A.S.L.; ENS, H.H.; GIMENEZ FILHO, A.; BISTRICHI, C.A.; FERREIRA, F.J.; MONMA, R.; ECHEBEHERE, M.L. de C.; RONDINELLI, D.; STEIN, D.P.; MAEYAMA, O.; DEHIRA, L.K.; BORDIGNON, J.L. 1988. *Avaliação preliminar da geologia das Folhas (em 1:50.000), Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Grajaú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo), Vale do Ribeira, SP*. São Paulo, IPT. 4v. (IPT. Relatório, 26.863). inédito.
- CAMPOS NETO, M. da C. 1991. *A porção ocidental da faixa Rio Grande; ensaio de evolução tectônica*. São Paulo. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências, USP) (inédito).
- CAMPOS NETO, M. da C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. A orogênese Rio Doce. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Resumo Expandido...* São Paulo, SBG. v.1, p.276-277.
- CHAROY, B. 1979. Greisenization, Minéralization et fluides associés à Cligga Head, Cornwall (sud-ouest de l'Angleterre). *Bulletin Minéralogist*, 102:633-641.
- CHAROY, B. 1979a. Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites: conséquences métallogéniques. Nancy, CNRS, *Sciences de la Terre, Mém*, 37:364 p.
- CHAROY, B.; WEISBROD, A. 1977. Interactions Between Rocks and Solutions in Mineralized Greisens from St. Renan. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (eds). *Metallization associated with acid magmatism*. Praga, International Geological Correlation Program. v.1, p.41-96.

- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C.; MORETZSOHN, J.S. 1983. *Projeto Capão Bonito: relatório final*. São Paulo: Contrato CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v. inédito.
- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C.; MORETZSOHN, J.S. 1989. Estudo de elementos terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no escudo Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, Rio de Janeiro, 1989. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGq. v.1, p.487-498.
- COBBING, E.J. 1990. *A comparison of granites and their tectonic settings from the South American Andes and the Southeast Asian tin belt*. New York, Geological Society of America. p.193-204. (GSA. Special Paper, 241).
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189-200.
- CONDIE, K.C. 1982. *Plate tectonics and crustal evolution*. New York, Pergamon Press, 2nd ed. 301 p.
- DALL'AGNOL, R. 1980. *Etudes sur les granites du type "rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques*. France. 348p. (Thèse 3eme cycle-geologie regionale, structurale et appliquée. Travaux du Laboratoire de Geologie-Petrologie de l'Université Paul Sabatier)
- DALL'AGNOL, R. 1982. Os granitos anorogênicos da Amazônia brasileira: suas analogias com os "younger granites" do oeste da Africa. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires, 1982. *Actas...* Buenos Aires. v.2, p.113-131.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHAELELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará-Brasil. In: SIMPÓSIO DA AMAZÔNIA, 2, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, DNPM. p.59-74.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J.A. 1967. *Rock-forming minerals*, v 3: Sheet Silicates.. London, Longmans, 6th ed. 270 p.
- EBERT, H.D.; ARTUR, A.C.; CHEMALE JR., F.; BABINSKY, M.; VAN SCHMUS, W.R. 1994. Regimes tectônicos e idades U/Pb em zircão do Complexo Socorro no contexto da Faixa Ribeira: um exemplo de magmatismo transpressivo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Camboriú, SBG. v.1, p.260-261.
- EL BOUSELY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical of Geology*, 16:207-219.
- ENS, H.H. & YAMAMOTO, J.K. 1992. Petroplot: sistema para obtenção de diagramas petrológicos e geoquímicos auxiliados por computador. *An. Acad. bras. Cien.*, 64(2): 8. (Res. Comunic.).
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical Acta*, 42:1199-1212.

- FOSTER, M.D. 1960a. *Interpretation of the composition of trioctahedral micas*. Washington, U.S.Geological Survey. p.11-49. (USGS. Professional Paper, 354-B).
- FOSTER, M.D. 1960b. *Interpretation of the composition of lithium micas*. Washington, U.S.Geological Survey. p.115-147. (USGS. Professional Paper, 354-E)
- FOURNIER, R.O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology*, 2:45-61.
- FRITZONS JUNIOR, O.; PIEKARZ, G.F., FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.3, p.987-1001.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, (23-25):183-220.
- GIMENEZ FILHO, A. 1993. *Evolução do Complexo Três Córregos a noroeste de Apiaí, SP*. São Paulo. (Dissertação de mestrado apres. no Instituto de Geociências, USP) (inédito).
- GORAIEB, C.L. 1987. *Avaliação da potencialidade mineral da área do Bairro dos Correias, Município de Ribeirão Branco, SP*. São Paulo. (IPT. Relatório, 25 356). (inédito).
- GORAIEB, C.L. 1989. *Avaliação da potencialidade mineral da área do Granito Correias, SP*. São Paulo. (IPT. Relatório, 27 629). (inédito).
- GORAIEB, C.L. 1992. O depósito estano-tungstenífero associado ao Granito Correias (SP). In: WORKSHOP EM METALOGÊNESE: PÊSQUISAS ATUAIS E NOVAS TENDÊNCIAS, São Paulo, 1992. *Boletim de resumos...* São Paulo, Instituto de Geociências.
- GORAIEB, C.L. & OLIVEIRA, M.C.B. de. 1990. Aspectos da geologia e prospecção da área do Granito Correias e mineralizações estano-tungsteníferas associadas. *Revista Escola de Minas (REM)*, 43(2): 57-69.
- GORAIEB, C.L.; MELLO, I.S. de C.; SILVA, R.B. da. 1987. Geologia e prospecção da área do Bairro dos Correias, Município de Ribeirão Branco (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG. v.2, p.491-502.
- GORAIEB, C.L.; OLIVEIRA, M.C.B. de; MELLO, I.S. de C.; SILVA, R.B. da. 1988. As mineralizações Estano-Tungsteníferas do Granito Correias (SP). In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.1, p.154-172.
- HAAPALA, I. 1977. *Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland*. s.l., Geological Survey of Finland. 128p. (Geol. Survey of Finland. Bulletin, 286).
- HAAPALA, I.; RIEDER, M.; POVONDRA, P. 1991. Mineralogy of dark micas from the Wiborg rapakivi batholith. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Helsinki, Finland. *Abstract*. Helsinki, International Geological Correlation Program. p.23. (IGCP Project 315).
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.). *Collision tectonics*. New York, Geological Society of America. p.67-81. (GSA. Special Publ., n.19).
- HASUI, Y. 1986. *O novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo. (IPT. Relatório, 23 742). (inédito).

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):254-267.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1978. Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.6, p.2594-2608.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984a. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3297-3306.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. O "granito Três Córregos" revisado e o maciço Catas Altas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3023-3031.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUADE, H. 1984c. Aspectos geológicos da megantiforma da Serra do Cadeado, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.5, p.2380-2393.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. 1984d. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o maciço Mediano de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. et al. *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM. p.307-329.
- HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; MORALES, N. 1994. Geologia do Pré-Cambriano da faixa litorânea de São Paulo. In: MESA REDONDA, SOLOS DA FAIXA LITORÂNEA DO ESTADO DE SÃO PAULO. Santos, 1994, Associação Brasileira de Mecânica dos Solos, 29 p.
- HOLLISTER, L.S. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology*, 12(7):895-901.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. (Madeira granite: petrology, geochemistry and mineralizations.) In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. v.3, p.284-320.
- HORBE, M. A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil; a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40, p.227-249.
- HOSKING, K.F.G. 1965. The search of tin. *Mining Magazine*, (113).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1982. *Modelos metalogenéticos e possibilidades de mineralizações no Pré-Cambriano no Estado de São Paulo*. São Paulo (IPT. Relatório, 17 818). (inédito).
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 76:458-484.
- ISSLER, R.S. 1979. A Região de dobramentos sudeste; sítio de mobilidade enclítica ou faixa magmática de colisão continental no evento geodinâmico Brasileiro? In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. *Programas e Resumos...* Rio Claro, SBG. p.8.
- JAHNS, R.H. & BURNHAM, C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64:843-864.

- JANASI, V.de A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51:351-374.
- JANASI, V.de A. & VLACH, S.R.F. 1991. O magmatismo granitóide pós-orogênico: tipologia e aspectos genéticos. In: Boletim IG - USP, publicação especial nº 9, p.51-54.
- KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 Curitiba e SG.23 Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2815-2825.
- KAUL, P.F.T. 1985. Magmatismo e evolução da crosta no sul-sudeste do Brasil, durante o proterozóico superior-eopaleozóico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. *Breve comunicações...* Florianópolis, SBG. p.126-127.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C.W.; COITINHO, J.B.L. 1982. *Suíte Intrusiva Serra do Mar*. Florianópolis. Projeto RADAMBRASIL. 18p. (Relatório interno 540-G).
- KEQUIN, X.; NAI, S.; DEZI, W.; SHOUXI, H.L.; YINGJUN, L.; SHOUYUAN, J. 1982. Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relation in south China. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GEOLOGY OF GRANITE AND THEIR METALLOGENETIC RELATION, Nanjing, 1982. *Proceedings...* Nanjing, Science Press. p.1-31.
- KOVALENKO, V.I. & KOVALENKO N.I. 1984. *Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers. p.51-62. (Physics of the Earth and Planetary Interior, 35).
- LAZNICKA, P. 1985. *Empirical mettalogeny*. Amsterdam, Elsevier. 2v.
- LEITE JUNIOR, W.B. 1992. *O maciço Oriente Novo (RO) e a mineralização estano-tungstenífera associada*. São Paulo. 173p. (Dissertação de mestrado, apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito)
- LOCKZY, L.de & LADEIRA, E.A. 1987. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo: Edgard Blücher & Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (eds.). 528 p.
- MANGAS, J. & ARRIBAS, A. 1988. Hydrothermal fluid evolution of the Sn-W mineralization in the Parrilla ore deposit (Caceres, Spain): *Journal of Geological Society*, 145:147-155.
- MANNING, D.A.C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1Kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76:206-215.
- MANNING, D.A.C., HAMILTON, D.L., HENDERSON, C.M.B., DEMPSEY, M.J. 1981. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous F-bearing and F-free aluminosilicate melts. *Contributios to Mineralogy and Petrology*, 75:257-262.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, (23-25):43-104.
- MARTIN, R.F. & BOWDEN, P. 1981. Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai non orogenic ring complex, Nigeria: mineralogical evidence. *Canadian Mineralogist*, 19:65-82.

- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Ribeira do Iguape, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 3(2):97-123.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J.; DOLLASE, W.A. 1981. Composition of Plutonic Muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19:25-34.
- MONIER, G. & ROBERT, J.L. 1986. Titanium in muscovites from two mica granites: substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. *Neues Jahrbuch Mineralogist*, 153 (2):147-161.
- MONIER, G.; MERGOIL-DANIEL, J.; LABERNARDIÈRE, H. 1984. Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.* 107:55-68.
- MORAES, M.C. & RODRIGUES, E.P. 1978. Exemplo de aplicação de coloração seletiva de feldspatos potássicos e cálcicos, como técnica auxiliar no estudo de rochas. *Cerâmica*, 24(97):32-35.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M.; CARRON, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, 11:813-818.
- NARDI, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, 18(1):44-57.
- NOCKOLDS, S.R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite mica of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245:401-420.
- NORMAN, D.I. & TRANGCOTCHASAN, Y. 1982. Mineralization and fluid inclusion study of the Yod Nam tin mine, southern Thailand. In: EVANS, A.M. (ed.). *Metallization associated with acid magmatism*. New York, John Wiley. p.261-272.
- OLIVEIRA, M.C.B. de. 1989. *Petrologia do maciço granítico Mandira, SP*. São Paulo. 178p. (Dissertação de mestrado, apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- OLIVEIRA, M.C.B. de; RODRIGUES, E.P.; COUTINHO, J.M.V.; MARTINS, F.A.G.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ZAPPAROLLI, L.H. 1987. Petrologia de parte do maciço granítico Guaraú, SP. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p.571-594.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- PICHAVANT, M.; RAMBOZ, C.; WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data; I. phase equilibria analysis: a theoretical and geometrical approach. *Chemical Geology*, 37:1-27.
- PINHO, O.G. 1987. *Geologia e mineralizações de estanho no maciço Caritianas, Rondônia*. São Paulo. 248 p. (Minuta da Dissertação de mestrado, a ser apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: HSU, J.K. (ed.). *Mountain building processes*. London, Academic Press. p.19-40.

- PITCHER, W.S. 1987. Granite and yet more granites forty years on. *Geologisches Rundsch.*, 76(1):51-79.
- POLLARD, P.J. 1988. Mineralogical and geochemical features of rare-metal granites. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM TIN/TUNGSTEN GRANITES IN SOUTHEAST ASIA AND THE WESTERN PACIFIC, 5, Matsue, Japan, 1988. *Abstracts*. Matsue, International Geological Correlation Program. p. 131-133. (IGCP Project 220).
- POLLARD, P.J. 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans.Inst.Min. Metall. (Sect. B. Appl. Earth Sci.)* 92:B1-9.
- POLLARD, P.J. 1989a. Geologic characteristics and genetic problems associated with the development of granite-hosted deposits of tantalum and niobium. In: MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPE, F. (eds.). *Lanthanides, tantalum and niobium*. Berlin, Springer-Verlag. p.240-256.
- POLLARD, P.J. 1989b. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralisation. In MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPE, F. (eds.). *Lanthanides, tantalum and niobium*. Berlin, Springer-Verlag. p.145-168.
- POLLARD, P.J. & TAYLOR, R.P. 1991. Petrogenetic and metallogenetic implications of the occurrence of topaz Li-mica granite at the Yichun Ta-Nb-Li mine, Jiangxi Province, south China. In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. (eds.). *Source, transport and deposition of metals*. Nancy. p.789-791. (Proceedings of the 25 years SGA anniversary meeting, Nancy, France, 1991).
- POLLARD, P.J.; MILBURN, D.; TAYLOR, R. G.; CUFF, C. 1983. *Examination of textural features of a series of granites of the Herberton, Mt. Garnet Tinfield*. Queensland, Australia.. In: Permian Conference, Brisbane, Australia, Geol. Soc. of Australia. (Pre-print): 43 p.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de.; PRANDINI, F.L. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT. 94p. (IPT. Publicação, 1183; Monografias, 5)
- PORADA, H. 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brazilian cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpretation in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57:237-265.
- RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M.; WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data; II: interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37:29-48.
- REIS NETO, J. M. 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. São Paulo, 254 p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências, USP). inédito.
- RICHARDSON, J.M.; BELL, K.; WATKINSON, D.H.; BLENKINSOP, J. 1990. *Genesis and fluid evolution of the East Kemptville greisen-hosted tin mine, southwestern Nova Scotia, Canada*. New York, Geological Society of America. p.181-203 (GSA. Special Paper, 246).
- RIEDER, M. 1970. Chemical composition and physical properties of lithium micas from the Krusné hory mountains (Erzgebirge). Part A: chemical composition. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 27:131-158.

- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions. In: RIBBE, P.H. *Reviews in mineralogy*. Blacksburg, Mineralogical Society of America. v.12.
- ROEDDER, E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation: PACROFI III. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 56:5-20. (Third Biennial Pan-American Conference on Fluid Inclusions-Canada).
- SCHERBA, G.N. 1970. Greisens. *International Geology Review*, 12(2):114-149.
- SCHMITZ, C. & BURT, D.M. 1990. The Black Pearl mine, Arizona; Wolframite veins and stockscheider pegmatite related to an albitic stock. In: STEIN, H.J. & HANNAH, J.L. (eds.). *Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing process*. New York, Geological Society of America. p.221-232. (GSA. Special Paper, 246).
- SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids: examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, 27:101-108.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; BUBA, R.M. 1994. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Camboriú, SBG. v.1, p.400-401.
- SMIRNOV, V.I. 1982. *Geologia de yacimientos minerales*. Moscow: Ed. Mir. Publish. 654p.
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p.743-771.
- SOARES, P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.1, p.63-79.
- SOARES, P.C. 1992. Algumas observações sobre as Faixas Proterozóicas e seus sistemas colisionais no sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v.1, p.277-278.
- STEMPROK, M. 1987. Greisenization; a review. *Geologisches Rundsch.* 76(1):169-175.
- STONE, M.; EXLEY, C.S.; GEORGE, M.C. 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine* 52:175-192.
- STRECKEISEN, A.L. 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks; IUGS recommendations. *N. Jb. Mineralogist*, (130): 149-164.
- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A. 1984. *Projeto Guapiara: relatório final*. São Paulo. Contrato CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v. (inédito).
- TASSINARI, C.C.G. 1988. *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo. 236p. (Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- TAYLOR, J.R. & WALL, V.J. 1992. The Behavior of Tin in Granitoid Magmas. *Economic Geology*, 87:403-420.

- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T. 1986. *Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: relatório final*. São Paulo. Contrato CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v. (inédito).
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; TAKAHASHI, A.T.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K. 1988. Geologia do Pré-Cambriano das Folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.6, p.2713-2726.
- TISCHENDORF, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (eds). *Metallization associated with acid magmatism*. Praga, International Geological Correlation Program. v.2, p.41-96.
- TREIN, E.; REIS NETO, J.M. dos.; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcano-sedimentar em Abapó (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG. v.1, p.169-186.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O* . New York, Geological Society of America. 153p. (GSA. Memoir, 74).
- ULBRICH, H.H.G.J.; JANASI, V.; VLACH, S.R.F. 1991. Contrasted granitoid Occurrences with Rapakivi Affinities in Basement Areas of the States of São Paulo and Minas Gerais, Southeastern Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Helsinki, Finland, 1991. *Abstract...* Helsinki, Finland, International Geological Correlation Programme. p.54. (IGCP Project 315).
- UYTENBOGAART, W. & BURKS, E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Amsterdam: Elsevier. 430p.
- VLACH, S.R.F. 1985. *Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo Morungaba, SP*. São Paulo. 252p. (Dissertação de mestrado apes.no Instituto de Geociências, USP). inédito.
- VLACH, S.R.F. & CORDANI, U.G. 1986. A sistemática Rb-Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:38-53.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V. de A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1990. The Itú Belt: Associated calc-alkaline and aluminous A - type late brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG. v.4, p.1700-1711.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V. de A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1991. O magmatismo tardi a pós-orogênico de idade brasileira no Estado de São Paulo. In: Boletim IG - USP, publicação especial nº 9, p.99-101.
- WERNICK, E. 1979. Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. *Anais...* Rio Claro: SBG.v.1, p.101-116.
- WERNICK, E. 1992. Rapakivi granites related to the post-collision relaxing stage: the Itu province (late Precambrian) of SE/Brasil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 29, Kyoto, Japan, 1992. *Abstracts...* Kyoto: IUGS. v.2, p.563.

- WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B. 1986. Caracterização do plutonismo granitóide do ciclo brasileiro no Estado de São Paulo através do método da tipologia do zircão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.3, p.1369-1382.
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B. 1987. Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através da análise do magmatismo granitóide. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG, v.1, p.191-204.
- WERNICK, E.; GODOY, A.M.; GALEMBECK, T.M.B. 1991. The São Francisco, Sorocaba and Itu rapakivi complexes; Late Precambrian, State of São Paulo, Brazil: geological, petrographic, and chemical aspects. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Helsinki, Finland. *Abstract...* Helsinki, International Geological Correlation Program. p.61. (IGCP Project 315).
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1983. *Granitoid types and their distribution in the Lachlan Folded Belt, Southeastern Australia*. New York, Geological Society of America. p.21-34. (GSA. Memoir 159).

ANEXO A
MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:25.000

BASE PLANIMÉTRICA: Folhas 1:50000, Ribeirão Branco (SG 22-X-B-II-1) e Araçáiba (SG 22-X-B-II-3) do IBGE, 1975. Ampliadas e simplificadas.

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

QUATERNÁRIO
NEOPROTEROZOICO A EOPALEOZOICO
ARQUEANO? E/OU PROTEROZOICO?

LEGENDA

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS
SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS

GRANITOS INTRUSIVOS PÓS-COLISIONAIS A ANOROGENICOS

- Maciço Correas
- Y₁ - Fácies biotita granito
- Y₂ - Fácies biotita-muscovita granito
- Y₃ - Fácies microgranito
- Y₄ - Fácies muscovita-albita granito a topázio
- Y₅ - Fácies pegmatito (Stockcheider?)
- Granito Squário

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

- I - Quartzitos de granulação grossa
- II - Rochas calcissilicáticas e mármores subordinados
- III - Anfibolitos
- IV - Metaultramafitos xistosos, quartzito subordinado
- V - Xistos feldspáticos/gnaissóides
- VI - Metassedimentos diversos com graus variáveis de migmatização

COMPLEXO APIÁ MIRIM?/COMPLEXO TRÊS CÔRREGOS?

Ortognaisses porfiróides levemente orientados a milonito-gnaisses

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato geológico definido
- Contato geológico aproximado
- Limite litológico
- Falha definida
- Falha inferida
- Fratura
- Zona de cisalhamento
- Xistossidade, foliação gnaissica ou bandamento composicional horizontal ou inclinado.
- Ocorrência mineral em greisen
- Ocorrência mineral
- Corpos de minério primário (Sn, W, Py, Zn, Cy, Pb)
- Área de detalhe apresentada em mapa 1:5000
- Corpos com dimensões não representáveis
- b Brecha Silicosa
- db Diabásio
- Mineralizações:
 - Tr/Ac Tremolita/Actinolita
 - Py Pirita
 - Cy Calcopirita
 - Gt Goethita
 - Ht Hematita
 - Lt Limonita
 - Tm Turmalina
 - Q Quartzo
 - Li Litio (mica litinífera)
 - F Fluorita
 - Tz Topázio
 - Sn Cassiterita
 - W Wolframita
 - Gs Greisen

DADOS DA BASE

- Drenagem
- Estradas e caminhos
- Estrada de ferro
- Vila ou distrito

MAPA GEOLÓGICO
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO MACIÇO CORREAS
CLAUDIO LUIZ GORAIEB

ANEXO B

MAPA GEOLÓGICO DA BORDA NE DO MACIÇO CORREAS (ESC. 1:5.000)

BASE PLANIMÉTRICA. Folhas 1:50000, Ribeirão Branco (SG.22-X-B-II-1) e Araçá (SG.22-X-B-II-3) do IBGE, 1975. Ampliadas e simplificadas.

ESCALA 1:5 000

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

LEGENDA

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICA

SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS

CORPOS SUBORDINADOS

MACIÇO CORREAS

Y2 - Fácies biotita-muscovita granito.
Y3 - Fácies microgranito.
Y4 - Fácies muscovita-albita granito a topázio.
Y5 - Fácies pegmatito (Stockcheider?).

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

- I - Quartzitos de grã grossa, predominantemente feldspáticos, foliados e localmente micáceos.
- II - Rochas calcissilicáticas com níveis marmóreos subordinados.
- III - Anfíbolitos metabasíticos.
- IV - Xistos feldspáticos/gnaissóides.

COMPLEXO APIAÍ MIRIM?/COMPLEXO TRÊS CÔRREGOS?

Ortognaisse porfiriblasticas e miloníticas com intercalações xistosas e calcissilicáticas.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato geológico definido
- Contato geológico aproximado
- Falha definida
- Falha provável
- Foliação, xistosidade ou bandamento com mergulho indicado.
- Fratura com mergulho indicado
- Fratura com mergulho vertical
- Pontos de afloramento

OCORRÊNCIAS MINERAIS

- Zonas greisenizadas (corpos primários mineralizados a Sn, W, Py, Zn, Cu, Pb)
- Ocorrência mineral de greisen
- Ocorrência mineral de greisen com indicação de direção de veios.
- Ocorrência mineral de veios e/ou bolsões pegmatóides pneumatólitico/hidrotermais.

Gt	Goethita	Q	Quartzo	Zn	Estalerita
Ht	Hematita	Tm	Turmalina	Cu	Calcopirita
Lt	Limonita	Tz	Topázio	Pb	Galena
Py	Pirita	Sn	Cassiterita	Ep	Epidoto
F	Fluorita	W	Wolframita	Ms	Muscovita
Li	Lilita (mica litinifera)	b	Brecha silícea		

DADOS DA BASE

- Drenagem
- Estrada principal não pavimentada
- Estrada secundária

MAPA GEOLÓGICO DA BORDA NE (EXOCONTATO)
DO MACIÇO CORREAS
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO MACIÇO CORREAS
CLAUDIO LUIZ GORAIEB

ANEXO C

MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO GEOLÓGICA (ESC.1:25.000)

LEGENDA

- Ponto de descrição geológica e
- Amostras de rocha com:
- ▲ Análise Química e seção delgada
- Análise Química
- Seção delgada
- ▨ Área do depósito mineral primário
- 4 amostras com análise química e seção delgada
- 2 amostras só com análise química
- 2 amostras só com seção delgada

CONVENÇÕES

- 900 — Curva de nível
- Drenagem perene
- - - Drenagem intermitente
- ⌋ Açude
- ⌋ Brejo
- Vila
- + + + + + Ferrovias
- - - Estradas e caminhos

BASE PLANIMÉTRICA: Folhas 1:50.000, Ribeirão Branco (SG.22-X-B-II-1) e Araçáiba (SG.22-X-B-II-3) do IBGE, 1975. Ampliadas e simplificadas.

0 500 1000 1500m
ESCALA 1:25.000

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

ENGENHEIRO MAIA	RIBEIRÃO BRANCO	GUAPIARA
BARRA DO CHAPÉU	ARAÇÁIBA	MINA DO ESPÍRITO SANTO
RIBEIRA	APIÁI	IPORANGA

MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO GEOLÓGICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO MACIÇO CORREAS

CLAUDIO LUIZ GORAIEB

ANEXO D

RESULTADOS LITOGEOQUÍMICOS DO MACIÇO CORREAS

LITOFACIES	BIOTITA GRANITO				BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO							
AMOSTRA	C-21-R	C-334-R	C-343-R	MEDIA	08-65-3	08-68B-3	08-75-3	08-81-3	C-147-R	C-147A-R	C-237-R	C-294A-R
SiO ₂ (%)	73.70	73.60	72.80	73.37	73.70	71.70	72.00	72.10	72.40	73.30	72.10	69.20
Al ₂ O ₃ (%)	13.10	13.20	13.20	13.17	13.60	13.10	13.10	14.90	13.80	13.80	14.20	15.30
Fe ₂ O ₃ (%)	<0.1	<0.1	0.11	0.05	0.26	0.19	0.46	0.12	0.49	0.38	0.54	0.46
FeO (%)	1.60	1.50	1.70	1.60	0.76	0.91	0.76	1.10	0.91	1.10	0.76	0.76
CaO (%)	0.70	0.36	1.10	0.72	0.69	2.00	0.82	0.19	1.00	0.22	0.25	0.96
MgO (%)	0.23	0.23	0.30	0.25	0.16	0.23	0.14	0.21	0.19	0.13	0.16	0.18
Na ₂ O (%)	4.50	3.80	3.80	4.03	4.30	4.10	5.90	4.60	4.20	4.60	4.40	4.90
K ₂ O (%)	5.00	5.90	5.30	5.40	5.20	5.50	5.60	5.50	5.60	5.50	6.40	6.60
MnO (%)	0.03	0.04	0.07	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
TiO ₂ (%)	0.11	0.14	0.18	0.14	0.11	0.11	0.10	0.07	0.10	0.11	0.10	0.09
P ₂ O ₅ (%)	<0.05	<0.05	<0.05	0.03	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Rb (%)	570.00	600.00	550.00	573.33	930.00	860.00	850.00	1460.00	690.00	790.00	900.00	1120.00
F (%)	0.26	0.04	0.25	0.18	0.35	1.40	0.46	0.13	0.50	0.06	0.07	0.63
Li (ppm)	41.00	62.00	62.00	55.00	<5	<5	10.00	124.00	10.00	62.00	93.00	72.00
K (ppm)	41510	48980	44000	44830	43170	45660	46490	45660	46490	45660	53130	54790
Cs (ppm)	18.00	<15	<15	11.00	<10	21.00	<10	26.00	25.00	26.00	22.00	<15
Ba (ppm)	190.00	290.00	290.00	256.67	200.00	200.00	220.00	120.00	180.00	140.00	200.00	210.00
Sr (ppm)	110.00	140.00	150.00	133.33	110.00	100.00	91.00	48.00	100.00	88.00	77.00	120.00
Ta (ppm)	<15	<15	<15	7.50	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Th (ppm)	<15	<15	<15	7.50	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
W (ppm)	<15	<15	<15	7.50	<15	<15	28.00	<15	<15	<15	<15	30.00
U (ppm)	7.00	8.00	14.00	9.67	10.00	15.00	6.00	3.00	14.00	12.00	14.00	4.00
B (ppm)	<10	<10	<10	5.00	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Be (ppm)	5.00	3.00	7.00	5.00	33.00	5.00	6.00	3.00	5.00	4.00	4.00	4.00
Ga (ppm)	30.00	28.00	22.00	26.67	22.00	32.00	26.00	34.00	27.00	31.00	30.00	35.00
Cl (ppm)	55.00	25.00	<20	30.00	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo (ppm)	<5	<5	<5	2.50	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nb (ppm)	<20	<20	<20	10.00	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sn (ppm)	13.00	10.00	10.00	11.00	<5	17.00	13.00	27.00	18.00	13.00	13.00	32.00
Y (ppm)	43.00	32.00	58.00	44.33	40.00	38.00	38.00	22.00	53.00	27.00	34.00	46.00
Zr (ppm)	116.00	112.00	200.00	142.67	106.00	106.00	64.00	74.00	116.00	130.00	120.00	104.00
Zn (ppm)	16.00	22.00	32.00	23.33	12.00	10.00	11.00	4.00	16.00	7.00	13.00	9.00
La (ppm)	36.40	15.75	48.91	33.69	57.45	46.47	39.08	29.08	107.80	10.34	22.26	25.16
Ce (ppm)	67.00	35.21	83.47	61.89	62.35	59.79	67.02	54.75	112.40	20.89	43.64	50.44
Nd (ppm)	29.49	12.63	38.11	26.74	40.23	37.46	28.58	22.75	72.01	8.78	17.91	21.48
Sm (ppm)	8.00	2.63	7.62	6.08	8.24	8.38	6.50	5.21	15.68	2.11	4.06	5.01
Eu (ppm)	0.40	0.26	0.66	0.44	0.45	0.50	0.46	0.19	0.89	0.16	0.27	0.28
Gd (ppm)	4.96	2.86	6.50	4.77	6.20	6.28	5.61	3.48	13.17	2.04	3.57	3.66
Dy (ppm)	4.78	2.06	6.36	4.40	6.06	6.95	6.56	3.53	11.46	2.79	4.64	3.00
Ho (ppm)	1.01	0.43	1.48	0.97	1.17	1.36	1.37	0.68	2.26	0.63	1.03	0.60
Er (ppm)	3.17	1.40	4.97	3.18	3.64	4.28	4.46	2.32	6.57	2.35	3.50	1.94
Yb (ppm)	3.82	2.07	5.86	3.92	5.17	5.75	6.46	3.56	8.08	3.83	4.84	2.84
Lu (ppm)	0.46	0.43	0.78	0.56	0.64	0.71	0.72	0.44	0.98	0.55	0.59	0.41

LITOFACIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO						MICROGRANITO			MUSCOVITA ALBITA GRANITO			
AMOSTRA	C-298A-R	C-300-R	C-311-R	C-439-R	C-348A-R	MEDIA	08-56-3	08-67-3	MEDIA	08-71-3	08-90-3	08-95-3	08-123-3
SiO2 (%)	71.90	73.20	73.10	71.80	76.20	72.52	74.60	76.80	75.70	67.20	72.80	73.30	74.10
Al2O3 (%)	15.10	13.70	13.80	14.10	12.40	13.92	13.20	12.10	12.65	18.70	15.80	14.10	14.00
Fe2O3 (%)	0.49	0.66	<0,1	0.16	0.15	0.34	<0,1	<0,1	0.05	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
FeO (%)	0.91	0.76	1.50	0.76	0.45	0.88	0.60	0.45	0.53	0.60	0.91	0.91	0.45
CaO (%)	0.14	0.32	0.87	0.78	0.27	0.65	0.30	0.21	0.26	0.16	0.17	0.12	0.10
MgO (%)	0.20	0.18	0.17	0.09	0.06	0.16	0.12	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Na2O (%)	4.50	4.50	4.40	3.90	4.30	4.51	4.40	4.40	4.40	7.50	4.20	6.00	6.20
K2O (%)	5.40	5.50	4.90	7.10	5.00	5.68	5.80	5.10	5.45	4.00	5.10	4.50	4.10
MnO (%)	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01
TiO2 (%)	0.10	0.12	0.12	0.08	0.08	0.10	0.06	<0.05	0.04	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
P2O5 (%)	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.03	<0.05	<0.05	0.03	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Rb (%)	1350.00	890.00	680.00	1160.00	800.00	960.00	900.00	750.00	825.00	980.00	1480.00	1390.00	780.00
F (%)	0.13	0.17	0.26	0.44	0.18	0.37	0.19	0.11	0.15	0.04	0.14	0.26	0.30
Li (ppm)	93.00	72.00	<5	21.00	31.00	45.81	<5	<5	2.50	<5	175.00	350.00	<5
K (ppm)	44830	45660	40680	58940	41510	47128	48150	42340	45245	33210	42340	37360	34040
Cs (ppm)	27.00	24.00	<15	26.00	32.00	19.54	<10	<10	5.00	<10	<10	45.00	<10
Ba (ppm)	160.00	170.00	150.00	170.00	38.00	166.00	66.00	150.00	108.00	74.00	23.00	<20	160.00
Sr (ppm)	86.00	91.00	89.00	59.00	33.00	84.00	31.00	28.00	29.50	46.00	<10	<10	32.00
Ta (ppm)	<15	<15	<15	<15	<15	7.50	<15	<15	7.50	<15	<15	<15	<15
Th (ppm)	<15	<15	<15	<15	<15	7.50	<15	<15	7.50	<15	<15	<15	<15
W (ppm)	25.00	<15	22.00	<15	<15	13.27	35.00	28.00	31.50	<15	33.00	21.00	28.00
U (ppm)	5.00	7.00	10.00	7.00	26.00	10.23	9.00	6.00	7.50	2.00	3.00	3.00	3.00
B (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	5.00	<10	<10	5.00	<10	<10	<10	<10
Be (ppm)	6.00	7.00	14.00	8.00	<2	7.69	7.00	<2	4.00	3.00	<2	5.00	<2
Ga (ppm)	28.00	26.00	24.00	28.00	30.00	28.69	32.00	22.00	27.00	50.00	44.00	41.00	42.00
Cl (ppm)	<20	<20	<20	30.00	<20	11.54	<20	28.00	19.00	<20	<20	<20	<20
Mo (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5	2.50	<5	<5	2.50	<5	<5	<5	<5
Nb (ppm)	<20	<20	<20	<20	<20	10.00	31.00	<20	20.50	<20	26.00	<20	<20
Sn (ppm)	25.00	16.00	18.00	16.00	13.00	17.19	13.00	<5	7.75	<5	16.00	15.00	10.00
Y (ppm)	29.00	35.00	42.00	50.00	43.00	38.23	59.00	46.00	52.50	36.00	21.00	19.00	52.00
Zr (ppm)	98.00	98.00	122.00	52.00	34.00	94.15	64.00	64.00	64.00	11.00	11.00	20.00	12.00
Zn (ppm)	2.00	24.00	16.00	10.00	24.00	12.15	3.00	9.00	6.00	4.00	13.00	11.00	2.00
La (ppm)	22.60	33.29	42.27	12.07	12.16	35.39	13.27	2.62	7.95	19.11	12.66	11.36	7.14
Ce (ppm)	45.89	61.72	68.11	29.06	22.82	53.76	34.62	3.42	19.02	56.03	28.11	22.09	17.09
Nd (ppm)	20.11	27.07	35.58	12.66	12.24	27.45	12.27	1.98	7.13	15.38	10.90	9.65	7.79
Sm (ppm)	4.77	5.84	8.29	3.66	3.01	6.21	3.91	1.48	2.70	3.60	2.94	2.73	2.35
Eu (ppm)	0.22	0.32	0.46	0.20	0.10	0.35	0.13	0.05	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07
Gd (ppm)	3.93	4.47	7.41	3.87	2.72	5.11	4.33	1.84	3.09	2.90	2.20	2.10	2.08
Dy (ppm)	3.83	4.01	7.61	5.81	3.94	5.40	7.88	5.21	6.55	4.03	2.39	3.75	3.93
Ho (ppm)	0.68	0.85	1.53	1.31	0.90	1.11	1.69	1.18	1.44	0.89	0.56	0.94	0.95
Er (ppm)	2.04	2.71	4.75	4.61	3.14	3.56	5.78	4.34	5.06	3.44	1.85	3.88	3.20
Yb (ppm)	2.69	3.74	6.11	7.47	5.04	5.04	8.42	6.58	7.50	6.28	3.47	7.85	5.92
Lu (ppm)	0.33	0.49	0.75	0.98	0.64	0.63	0.99	0.81	0.90	0.76	0.29	0.98	0.71

LITOFACIES	MUSCOVITA ALBITA GRANITO														
AMOSTRA	08-137-3	08-138-3	08-142-3	08-146-3	08-157-3	08-168-3	08-170-3	08-180-3	08-181-3	08-182-3	C-297-R	C-88-R	C-142A-R	C-237B-R	MEDIA
SiO2 (%)	73.00	73.40	71.90	72.20	73.40	72.50	72.40	71.60	72.10	73.00	72.40	74.40	70.40	71.00	72.28
Al2O3 (%)	14.70	15.30	15.50	15.10	14.50	14.80	14.70	14.70	15.00	14.80	15.10	12.90	17.00	16.10	15.16
Fe2O3 (%)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0.26	0.10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0.06
FeO (%)	0.60	0.60	0.91	0.76	0.60	0.60	0.60	0.60	0.45	0.53	0.91	0.45	1.20	0.91	0.70
CaO (%)	0.29	0.10	0.16	0.15	0.53	0.41	0.42	0.31	0.32	0.11	0.44	0.74	0.09	0.17	0.27
MgO (%)	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.10	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.03
Na2O (%)	6.40	5.40	6.80	6.30	6.10	6.30	6.50	5.90	7.30	5.80	4.90	5.40	5.30	5.70	6.00
K2O (%)	4.60	4.50	4.10	4.70	4.00	4.10	4.10	5.60	4.00	4.60	4.70	5.20	5.00	5.00	4.55
MnO (%)	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02
TiO2 (%)	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.03
P2O5 (%)	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.03
Rb (%)	960.00	1330.00	1350.00	1080.00	1170.00	1270.00	1200.00	1780.00	940.00	860.00	1850.00	670.00	1060.00	1150.00	1183.33
F (%)	0.12	0.04	0.13	0.07	0.34	0.28	0.28	0.30	0.15	0.02	0.20	0.44	0.05	0.10	0.18
Li (ppm)	<5	10.00	82.00	10.00	21.00	10.00	10.00	155.00	<5	<5	350.00	<5	<5	82.00	70.69
K (ppm)	38190	37360	34040	39020	33210	34040	34040	46490	33210	38190	39020	43170	41510	41510	37775
Cs (ppm)	<10	<10	<10	<10	18.00	16.00	<10	27.00	17.00	22.00	23.00	<15	<15	<15	12.81
Ba (ppm)	130.00	24.00	<20	30.00	55.00	29.00	37.00	<20	36.00	120.00	25.00	49.00	63.00	<20	49.72
Sr (ppm)	31.00	50.00	10.00	27.00	48.00	<10	23.00	<10	45.00	66.00	<10	46.00	17.00	<10	26.17
Ta (ppm)	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	7.50
Th (ppm)	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	7.50
W (ppm)	<15	41.00	32.00	27.00	35.00	<15	<15	<15	25.00	28.00	<15	44.00	<15	<15	20.78
U (ppm)	3.00	6.00	4.00	5.00	11.00	6.00	5.00	3.00	12.00	11.00	5.00	15.00	10.00	5.00	6.22
B (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	5.00
Be (ppm)	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	6.00	<2	<2	<2	1.61
Ga (ppm)	42.00	42.00	41.00	41.00	37.00	44.00	41.00	42.00	44.00	43.00	37.00	26.00	44.00	40.00	41.17
Cl (ppm)	<20	23.00	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	10.72
Mo (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	2.50
Nb (ppm)	30.00	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	70.00	<20	<20	<20	15.33
Sn (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	18.00	<5	<5	7.00	5.47
Y (ppm)	26.00	19.00	20.00	22.00	35.00	25.00	24.00	23.00	25.00	40.00	10.00	45.00	24.00	<10	26.17
Zr (ppm)	<10	<10	10.00	10.00	16.00	16.00	16.00	12.00	10.00	20.00	12.00	30.00	16.00	<10	13.17
Zn (ppm)	3.00	3.00	5.00	2.00	4.00	2.00	3.00	3.00	2.00	2.00	10.00	5.00	2.00	6.00	4.56
La (ppm)	7.70	8.89	16.78	1.84	26.06	1.58	2.99	11.38	18.06	25.65	5.41	22.68	12.58	3.49	12.08
Ce (ppm)	22.32	23.21	31.96	6.50	41.43	4.46	7.08	25.50	29.66	29.83	9.82	25.62	38.78	7.51	23.72
Nd (ppm)	10.92	9.19	17.89	2.73	32.23	2.49	4.28	13.12	16.96	25.22	4.24	26.87	18.63	3.39	12.88
Sm (ppm)	3.11	2.62	4.82	0.92	10.38	0.70	1.30	3.70	3.90	7.50	1.09	7.93	5.95	0.97	3.70
Eu (ppm)	0.05	0.05	0.09	0.03	0.16	0.02	0.04	0.08	0.13	0.18	0.04	0.19	0.07	0.04	0.08
Gd (ppm)	2.28	1.64	3.24	0.77	8.04	0.74	1.40	2.84	3.15	5.06	0.87	7.19	4.26	0.70	2.86
Dy (ppm)	3.02	2.67	3.69	1.10	8.59	1.31	1.75	3.60	3.40	6.77	1.82	9.04	5.65	1.45	3.78
Ho (ppm)	0.67	0.64	0.86	0.27	1.56	0.28	0.39	0.84	0.80	1.48	0.44	1.88	1.12	0.31	0.83
Er (ppm)	2.29	2.15	3.47	1.14	4.67	1.05	1.64	3.08	2.66	5.40	2.08	6.35	4.17	1.21	2.99
Yb (ppm)	5.06	4.30	7.34	2.65	7.13	2.30	3.39	5.95	5.69	7.42	4.89	8.96	7.70	3.01	5.52
Lu (ppm)	0.60	0.52	0.93	0.33	0.83	0.27	0.41	0.72	0.73	0.86	0.61	1.05	0.91	0.40	0.66

AMOSTRA	LITOTIPO	SiO2(%)	TiO2(%)	Al2O3(%)	Fe2O3(%)	FeO(%)	MnO(%)	MgO(%)	CaO(%)	Na2O(%)	K2O(%)	P2O5(%)	H2O(%)	CO2(%)
C-155A-R	MICA GREISEN (EXOGREISEN)	45	1,1	24,9	4,9	3	0,19	3,1	0,02	0,1	11,5	0,06	1,8	0,5
C-155B-R	MICA-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	58,4	0,53	21,5	4,1	0,89	0,04	3,2	0,13	0,82	4,9	0,05	0,72	0,3
C-284A-R	ALBITA-QUARTZO-MICA GREISEN (EXOGREISEN)	64,6	0,14	20,9	0,51	0,44	0,05	0,43	1,1	4	4,9	0,06	1,01	0,3
CG-T03-1	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	78,8	0,02	17,9	1,3	0,29	0,005	0,07	0,13	0,01	0,1	0,02	0,01	0,3
CG-P02-5	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	29,1	0,12	42,1	0,25	0,29	0,03	0,07	1,2	0,06	2,1	0,1	0,54	0,3
CG-P03-1	QUARTZO-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	63,5	0,41	20	0,49	1,9	0,11	0,73	0,02	0,06	7,8	0,02	0,95	0,3
CG-P04-3	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	69,6	0,02	22,4	0,05	0,44	0,03	0,01	0,37	0,03	0,09	0,02	0,01	0,3
08-46-3	QZ-TOPÁZIO-MICA GREISEN (EXOGREISEN)	52,9	0,4	24,9	2,5	3,6	0,53	1,1	0,05	0,17	8,8	0,05	1,06	0,3
08-49-3	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	37,5	0,09	54,9	0,05	0,44	0,01	0,07	0,02	0,05	2,3	0,11	0,72	0,3
08-185-3	TOPÁZIO-MICA-QZ GREISEN (EXOGREISEN)	66,9	0,06	21,2	0,15	3,1	0,49	0,56	0,05	0,07	3,1	0,06	0,35	0,3
08-187-3	MICA-TOPÁZIO-QZ GREISEN (EXOGREISEN)	67	0,05	25,8	2,8	0,44	0,005	0,16	0,16	0,01	0,05	0,07	0,57	0,3
08-186-3	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	34,4	0,05	50,5	0,26	0,44	0,02	0,07	0,26	0,06	1,6	0,09	0,8	0,3
08-189-3	QZ-MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	46	0,52	27,8	1,3	3,3	0,26	2,6	0,02	0,3	11,6	0,06	1	0,3
C-299B-R	MICA GREISEN (ENDOGREISEN)	41,7	0,16	24,3	5,8	9,5	0,32	1,1	0,02	0,13	11,1	0,09	1,8	0,3
08-183-3	MICA GREISEN (ENDOGREISEN)	47,2	0,02	28,6	2,9	3,3	0,27	0,25	0,02	0,12	12,1	0,02	1,7	0,3

AMOSTRA	LITOTIPO	Cr(ppm)	Ni(ppm)	Zn(ppm)	Sn(ppm)	W(ppm)	Mo(ppm)	S(%)	Rb(ppm)	Ba(ppm)	Sr(ppm)	Ge(ppm)	Li(ppm)	Ta(ppm)
C-155A-R	MICA GREISEN (EXOGREISEN)	34,21	15,718	200	620	57	6	0,011	7500	492,58	21	120	1509	620
C-155B-R	MICA-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	20,526	31,432	150	78	46	2,5	0,008	840	671,7	280	22	185	7,5
C-284A-R	ALBITA-QUARTZO-MICA GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	7,858	120	210	7,5	2,5	0,008	520	214,944	380	18	65	7,5
CG-T03-1	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	3,929	110	2100	240	2,5	0,009	36	8,956	5	2,5	19	7,5
CG-P02-5	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	3,929	130	189000	100	2,5	0,008	470	358,24	46	2,5	222	7,5
CG-P03-1	QUARTZO-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	15,716	80	2160	34	2,5	0,008	2970	752,304	5	47	870	7,5
CG-P04-3	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	15,716	100	37000	1840	2,5	0,009	38	44,78	5	2,5	18	170
08-46-3	QZ-TOPÁZIO-MICA GREISEN (EXOGREISEN)	3,421	15,716	350	1100	57	2,5	0,01	2860	623,952	35	80	1898	7,5
08-48-3	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	3,421	15,716	100	47	48	2,5	0,007	600	600,062	23	2,5	28	7,5
08-185-3	TOPÁZIO-MICA-QZ GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	15,716	210	1160	120	2,5	0,009	2300	241,612	20	8	2462	7,5
08-187-3	MICA-TOPÁZIO-QZ GREISEN (EXOGREISEN)	6,842	7,858	220	18000	740	2,5	0,009	17	28,898	12	2,5	9	7,5
08-188-3	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	13,684	15,716	100	73000	41	2,5	0,01	530	662,744	50	2,5	185	7,5
08-189-3	QZ-MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	54,736	23,574	210	630	81	2,5	0,015	3620	985,16	18	72	2685	7,5
C-298B-R	MICA GREISEN (ENDOGREISEN)	20,526	23,574	220	330	71	370	0,016	4600	53,736	5	120	3058	7,5
08-183-3	MICA GREISEN (ENDOGREISEN)	3,421	3,929	200	116	54	2,5	0,01	3810	181,206	5	82	185	7,5

AMOSTRA	LITOTIPO	Nb(ppm)	Zr(ppm)	Y(ppm)	Th(ppm)	La(ppm)	Ce(ppm)	F(%)	Cl(ppm)	B(ppm)
C-155A-R	MICA GREISEN (EXOGREISEN)	800	500	13	54	72	75	1,4	340	20
C-155B-R	MICA-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	36	174	5	32	15	75	0,44	440	6400
C-284A-R	ALBITA-QUARTZO-MICA GREISEN (EXOGREISEN)	27	108	5	78	15	75	0,58	480	24
CG-T03-1	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	22	27	5	33	15	75	0,72	360	5
CG-P02-5	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	88	21	5	29	40	75	1,4	580	5
CG-P03-1	QUARTZO-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	10	130	5	7,5	15	75	1,7	370	16
CG-P04-3	TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN (EXOGREISEN)	136	5	5	7,5	15	75	0,89	380	13
08-46-3	QZ-TOPÁZIO-MICA GREISEN (EXOGREISEN)	49	74	5	7,5	30	75	0,9	580	13
08-48-3	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	22	22	19	31	15	75	0,9	710	20
08-185-3	TOPÁZIO-MICA-QZ GREISEN (EXOGREISEN)	22	23	5	7,5	40	75	1,1	780	11
08-187-3	MICA-TOPÁZIO-QZ GREISEN (EXOGREISEN)	33	40	5	40	30	75	0,44	850	11
08-188-3	MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	54	5	5	7,5	72	75	0,86	980	5
08-189-3	QZ-MICA-TOPÁZIO GREISEN (EXOGREISEN)	72	240	12	34	280	380	2,2	790	12
C-298B-R	MICA GREISEN (ENDOGEISEN)	200	330	88	55	122	200	1,5	380	30
08-183-3	MICA GREISEN (ENDOGEISEN)	30	5	10	7,5	15	75	0,88	580	50

ANEXO E

COMPOSIÇÃO NORMATIVA DAS ROCHAS DO MACIÇO CORREAS

COMPOSICAO QUIMICA DAS AMOSTRAS DE BIOTITA GRANITO

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
C-21-R	73.70	0.11	13.10	0.05	1.60	0.03	0.23	0.70	4.50	5.00	0.02	99.04
C-334-R	73.20	0.14	13.20	0.05	1.50	0.04	0.23	0.36	3.80	5.90	0.02	98.44
C-343-R	72.80	0.18	13.20	0.11	1.70	0.07	0.30	1.10	3.80	5.30	0.02	98.58

NORMA CIPW

AMOSTRA	q	c	or	ab	an	lc	ne	kp	wo	di	hy	ol	ac	mt	hm	il	tn	ru	ap	ns	ks	XMgO	TOTAL
C-21-R	25.9	0.0	29.6	38.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	2.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.22	99.05
C-334-R	26.4	0.0	34.9	32.1	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	3.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.23	98.45
C-343-R	26.8	0.0	31.3	32.1	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	2.7	0.0	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.26	98.59

COMPOSICAO QUIMICA DAS AMOSTRAS DE BIOTITA-MUSCOVITA GRANITO

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
08-65-3	73.70	0.11	13.60	0.26	0.76	0.02	0.16	0.69	4.30	5.20	0.02	98.82
08-68B-3	71.70	0.11	13.10	0.19	0.91	0.03	0.23	2.00	4.10	5.50	0.02	97.89
08-75-3	72.00	0.10	13.10	0.46	0.76	0.02	0.14	0.82	5.90	5.60	0.02	98.92
08-81-3	72.10	0.07	14.90	0.12	1.10	0.03	0.21	0.19	4.60	5.50	0.02	98.84
C-147-R	72.40	0.10	13.80	0.49	0.91	0.02	0.19	1.00	4.20	5.60	0.02	98.73
C-147A-R	73.30	0.11	13.80	0.38	1.10	0.02	0.13	0.22	4.60	5.50	0.02	99.18
C-237-R	72.10	0.10	14.20	0.54	0.76	0.02	0.16	0.25	4.40	6.40	0.02	98.95
C-294A-R	69.20	0.09	15.30	0.46	0.76	0.03	0.18	0.96	4.90	6.60	0.02	98.50
C-298A-R	71.90	0.10	15.10	0.49	0.91	0.03	0.20	0.14	4.50	5.40	0.02	98.79
C-300-R	73.20	0.12	13.70	0.66	0.76	0.03	0.18	0.32	4.50	5.50	0.02	98.99
C-311-R	73.10	0.12	13.80	0.05	1.50	0.03	0.17	0.87	4.40	4.90	0.02	98.96
C-439-R	71.80	0.08	14.10	0.16	0.76	0.02	0.09	0.78	3.90	7.10	0.02	98.81
C-348A-R	76.20	0.08	12.40	0.15	0.45	0.01	0.06	0.27	4.30	5.00	0.02	98.94

NORMA CIPW

AMOSTRA	q	c	or	ab	an	lc	ne	kp	wo	di	hy	ol	ac	mt	hm	il	tn	ru	ap	ns	ks	XMgO	TOTAL
08-65-3	26.9	0.0	30.8	36.3	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	1.1	0.0	0.0	0.4	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.34	98.83
08-68B-3	23.5	0.0	32.5	34.7	1.1	0.0	0.0	0.0	1.8	3.8	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.35	97.90
08-75-3	22.0	0.0	33.1	36.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	3.1	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	2.9	0.0	0.27	98.93
08-81-3	22.8	1.1	32.5	38.9	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.27	98.85
C-147-R	24.2	0.0	33.1	35.5	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	0.5	0.0	0.0	0.7	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.36	98.74
C-147A-R	24.3	0.0	32.5	38.9	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	1.8	0.0	0.0	0.6	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.22	99.19
C-237-R	21.2	0.0	37.9	37.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.8	0.0	0.0	0.8	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.39	98.96
C-294A-R	13.7	0.0	39.0	41.4	0.2	0.0	0.0	0.0	0.5	2.7	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.39	98.51
C-298A-R	24.0	1.6	31.9	38.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.7	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.36	98.80
C-300-R	24.9	0.0	32.5	38.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.9	0.0	0.0	1.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.46	99.00
C-311-R	25.7	0.0	29.0	37.2	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	2.6	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.18	98.97
C-439-R	20.5	0.0	42.0	32.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	2.7	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.20	98.82
C-348A-R	31.5	0.0	29.6	35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.3	0.0	0.4	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.22	98.95

COMPOSICAO QUIMICA DAS AMOSTRAS DE MICROGRANITO

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
08-56-3	74.60	0.06	13.20	0.05	0.60	0.01	0.12	0.30	4.40	5.80	0.02	99.16
08-67-3	76.80	0.02	12.10	0.05	0.45	0.00	0.02	0.21	4.40	5.10	0.02	99.18

NORMA CIPW

AMOSTRA	q	c	or	ab	an	lc	ne	kp	wo	di	hy	ol	ac	mt	hm	il	tn	ru	ap	ns	ks	XMgO	TOTAL
08-56-3	26.8	0.0	34.3	35.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.28	99.16
08-67-3	33.1	0.0	30.2	33.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.8	0.0	0.08	99.18

COMPOSICAO QUIMICA DAS AMOSTRAS DE MUSCOVITA-ALBITA GRANITO A TOP

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
08-71-3	67.20	0.02	18.70	0.05	0.60	0.01	0.02	0.16	7.50	4.00	0.02	98.28
08-90-3	72.80	0.02	15.80	0.05	0.91	0.02	0.02	0.17	4.20	5.10	0.02	99.11
08-95-3	73.30	0.02	14.10	0.05	0.91	0.04	0.02	0.12	6.00	4.50	0.02	99.08
08-123-3	74.10	0.02	14.00	0.05	0.45	0.01	0.02	0.10	6.20	4.10	0.02	99.07
08-137-3	73.00	0.02	14.70	0.05	0.60	0.01	0.02	0.29	6.40	4.60	0.02	99.71
08-138-3	73.40	0.02	15.30	0.05	0.60	0.01	0.02	0.10	5.40	4.50	0.02	99.42
08-142-3	71.90	0.02	15.50	0.05	0.91	0.03	0.02	0.16	6.80	4.10	0.02	99.51
08-146-3	72.20	0.02	15.10	0.05	0.76	0.02	0.02	0.15	6.30	4.70	0.02	99.34
08-157-3	73.40	0.02	14.50	0.05	0.60	0.02	0.10	0.53	6.10	4.00	0.02	99.34
08-168-3	72.50	0.02	14.80	0.26	0.60	0.03	0.07	0.41	6.30	4.10	0.02	99.11
08-170-3	72.40	0.02	14.70	0.10	0.60	0.02	0.02	0.42	6.50	4.10	0.02	98.90
08-180-3	71.60	0.02	14.70	0.05	0.60	0.03	0.02	0.31	5.90	5.60	0.02	98.85
08-181-3	72.10	0.02	15.00	0.05	0.45	0.01	0.02	0.32	7.30	4.00	0.02	99.29
08-182-3	73.00	0.02	14.80	0.05	0.53	0.01	0.02	0.11	5.80	4.60	0.02	98.96
C-297-R	72.40	0.02	15.10	0.05	0.91	0.03	0.02	0.44	4.90	4.70	0.02	98.59
C-88-R	74.40	0.02	12.90	0.05	0.45	0.01	0.02	0.74	5.40	5.20	0.02	99.21
C-142A-R	70.40	0.02	17.00	0.05	1.20	0.02	0.02	0.09	5.30	5.00	0.02	99.12
C-237B-R	71.00	0.02	16.10	0.05	0.91	0.02	0.02	0.17	5.70	5.00	0.02	99.01

NORMA CIPW

[illegible]

COMPOSICAO QUIMICA DAS AMOSTRAS DE EXOGREISEN

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
C-155A-R	45.00	1.10	24.90	4.90	3.00	0.19	3.10	0.02	0.10	11.50	0.08	93.89
C-155B-R	58.40	0.53	21.50	4.10	0.89	0.04	3.20	0.13	0.82	4.90	0.05	94.56
C-284A-R	64.60	0.14	20.90	0.51	0.44	0.05	0.43	1.10	4.00	4.90	0.06	97.13
CG-T03-1	78.80	0.02	17.90	1.30	0.29	0.00	0.07	0.13	0.01	0.10	0.02	98.64
CG-P02-5	29.10	0.12	42.10	0.25	0.29	0.03	0.07	1.20	0.08	2.10	0.10	75.44
CG-P03-1	63.50	0.41	20.00	0.49	1.90	0.11	0.73	0.02	0.06	7.80	0.02	95.04
CG-P04-3	69.80	0.02	22.40	0.05	0.44	0.03	0.01	0.37	0.03	0.09	0.02	93.26
08-46-3	52.90	0.40	24.90	2.50	3.60	0.53	1.10	0.05	0.17	8.80	0.05	95.00
08-48-3	37.50	0.09	54.90	0.05	0.44	0.01	0.07	0.02	0.05	2.30	0.11	95.54
08-185-3	66.90	0.06	21.20	0.15	3.10	0.49	0.56	0.05	0.07	3.10	0.06	95.74
08-187-3	67.00	0.05	25.80	2.80	0.44	0.00	0.16	0.16	0.01	0.05	0.07	96.54
08-188-3	34.00	0.05	50.50	0.26	0.44	0.02	0.07	0.28	0.06	1.60	0.09	87.37
08-189-3	46.00	0.52	27.80	1.30	3.30	0.26	2.60	0.02	0.30	11.60	0.08	93.78

NORMA CIPW

AMOSTRA	q	c	or	ab	an	lc	ne	kp	wo	di	hy	ol	ac	mt	hm	il	tn	ru	ap	ns	ks	XMgO	TOTAL
C-155A-R	0.0	12.4	60.7	0.0	-0.4	5.7	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	5.4	0.0	7.1	0.0	2.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	1.00	93.70
C-155B-R	29.9	14.7	29.0	6.9	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.0	0.0	0.0	1.5	3.1	1.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	1.00	94.56
C-284A-R	19.7	7.1	29.0	33.8	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.7	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.85	97.13
CG-T03-1	78.0	17.6	0.6	0.1	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.00	98.64
CG-P02-5	18.1	37.7	12.4	0.7	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.4	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.56	75.45
CG-P03-1	31.0	11.4	46.1	0.5	-0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	0.0	0.0	0.7	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.48	95.04
CG-P04-3	68.2	21.6	0.5	0.3	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	93.26
08-46-3	14.4	15.1	52.1	1.4	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.6	0.0	0.0	3.6	0.0	0.8	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.43	95.01
08-48-3	28.3	52.5	13.6	0.4	-0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.27	95.55
08-185-3	50.9	17.8	18.3	0.6	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.8	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.22	95.75
08-187-3	66.4	25.6	0.3	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	1.3	1.9	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	1.00	96.54
08-188-3	26.8	48.4	9.5	0.5	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.30	87.38
08-189-3	0.0	14.9	57.5	0.0	-0.4	8.7	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	8.1	0.0	1.9	0.0	1.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.65	93.21

COMPOSICAO QUIMICA DAS AMOSTRAS DE ENDOGREISEN

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
C-296B-R	41.70	0.16	24.30	5.80	9.50	0.32	1.10	0.02	0.13	11.10	0.09	94.22
08-183-3	47.20	0.02	28.60	2.90	3.30	0.27	0.25	0.02	0.12	12.10	0.02	94.80

NORMA CIPW

[illegible]

ANEXO F

RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

LITOFÁCIES	BIOTITA GRANITO																					
TIPO DE MICA	BIOT.PR.				BIOT.CLOR.					MUSC.SEC.												
AMOSTRA	AM1-2	AM1-3	AM1-4	MEDIA	AM2-11	AM2-12	AM2-4	AM2-5	MEDIA	AM1-1	AM2-1	AM2-2	AM2-3	AM2-10	AM2-13	AM2-14	AM2-15	AM2-6	AM2-7	AM2-8	AM2-9	MEDIA
SiO ₂ (%)	35.56	35.12	35.80	35.49	22.38	28.90	25.18	25.75	25.55	49.12	45.73	46.62	46.27	44.82	44.18	46.89	46.41	45.35	46.86	46.96	46.24	46.20
TiO ₂ (%)	2.15	1.91	2.22	2.10	0.07	1.07	0.31	0.52	0.49	0.51	0.43	0.47	0.40	0.37	0.31	0.16	0.26	0.38	0.37	0.25	0.05	0.33
Al ₂ O ₃ (%)	16.16	16.71	15.99	16.29	19.50	17.56	16.56	18.15	17.94	30.54	30.79	31.65	31.91	32.55	32.74	31.74	30.88	33.10	31.96	32.01	31.45	31.78
FeO(%)	24.63	26.20	25.51	25.44	37.96	32.26	38.67	36.28	36.29	6.66	6.82	5.49	5.58	6.04	6.88	5.35	6.29	4.83	5.20	5.51	6.09	5.89
MnO(%)	0.37	0.37	0.36	0.37	0.96	0.58	0.55	0.73	0.70	0.21	0.10	0.11	0.18	0.06	0.12	0.09	0.15	0.02	0.13	0.07	0.02	0.10
MgO(%)	4.48	4.32	4.26	4.35	4.80	5.28	5.78	5.43	5.32	1.40	1.68	1.70	1.64	1.37	1.45	1.53	1.84	1.27	1.59	1.51	1.59	1.55
CaO(%)	-	-	-	-	0.02	0.05	0.12	0.13	0.08	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O(%)	0.15	0.08	0.10	0.11	0.07	0.06	0.01	0.03	0.04	0.19	0.11	0.19	0.20	0.08	0.10	0.09	0.07	0.16	0.17	0.18	0.08	0.14
K ₂ O(%)	9.28	8.62	9.46	9.12	0.10	2.21	0.08	0.74	0.78	6.30	7.78	7.43	7.48	7.85	8.19	7.88	7.54	7.37	7.15	7.77	7.40	7.51
H ₂ O+(%)	2.88	2.96	2.90	2.91	3.25	3.33	3.28	3.35	3.30	4.29	4.23	4.21	4.19	4.27	4.24	4.10	4.05	4.25	4.23	4.22	4.22	4.21
Cr ₂ O ₃ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	0.14	-	-	0.05	0.03	0.02	0.24	0.11	0.10	-	0.12	-	-	-	0.15	-	-	0.12	0.02	0.01	0.01	0.07
Rb ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.01	-	0.06	0.00	0.04	0.03	0.04	0.06	-	0.04	0.04
Li ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	0.10	0.07	0.23	0.13	0.13	0.05	-	0.05	0.08	-	-	0.11	0.38	-	-	0.00	-	0.08	0.23	0.08	0.03	0.13
GeO(%)	0.13	0.02	0.03	0.06	-	-	-	0.13	0.03	-	0.11	0.02	-	-	0.01	0.02	0.09	0.03	0.10	-	0.01	0.05
F(%)	1.53	1.39	1.54	1.49	-	0.27	0.08	0.05	0.10	0.04	0.26	0.40	0.43	0.19	0.22	0.61	0.64	0.25	0.39	0.33	0.30	0.34
Cl(%)	0.21	0.20	0.19	0.20	0.01	0.03	-	0.02	0.02	0.02	-	0.01	-	-	0.05	0.01	0.02	0.01	-	0.02	-	0.02
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	97.77	97.95	98.58		89.27	91.66	90.86	91.48		99.49	98.22	98.41	98.66	97.65	98.63	98.53	98.26	97.25	98.45	97.90	97.52	

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO																				
TIPO DE MICA	BIOT.CLOR.				MUSC.PR.																
AMOSTRA	AM4-28	AM4-29	AM4-31	MEDIA	AM3-16	AM3-17	AM3-18	AM3-19	AM3-20	AM4-24	AM4-25	AM4-26	AM4-27	AM5-24	AM5-25	AM5-26	AM5-27	AM5-28	AM5-29	AM5-30	AM5-31
SiO ₂ (%)	28.98	28.80	37.23	31.67	43.68	43.58	43.51	42.42	43.60	45.56	45.84	45.44	45.50	43.97	44.20	44.20	44.72	45.11	43.13	43.99	44.32
TiO ₂ (%)	0.08	0.20	0.09	0.12	0.55	0.52	0.52	0.50	0.66	0.81	0.85	0.71	0.60	0.72	0.71	0.76	0.68	0.73	0.56	0.74	0.60
Al ₂ O ₃ (%)	20.61	20.55	25.74	22.30	28.23	27.90	27.84	27.08	27.60	28.44	29.16	28.19	29.04	28.93	29.17	29.46	28.89	28.38	28.71	28.92	28.63
FeO(%)	30.56	30.66	21.62	27.62	9.03	10.15	9.25	9.55	8.86	9.44	7.62	9.26	8.43	8.65	8.80	7.76	9.35	9.74	9.19	8.30	8.84
MnO(%)	0.77	0.86	0.44	0.69	0.15	0.17	0.42	0.44	0.18	0.34	0.24	0.34	0.30	0.30	0.29	0.25	0.32	0.34	0.38	0.29	0.28
MgO(%)	3.76	3.70	3.14	3.53	1.31	1.30	1.34	1.42	1.20	1.96	1.60	1.85	1.59	1.77	1.88	1.68	1.76	1.90	1.79	1.74	1.75
CaO(%)	0.40	0.33	0.43	0.39	-	-	-	0.01	-	-	0.02	-	-	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.07	0.02	0.03
Na ₂ O(%)	0.10	0.06	0.08	0.08	0.15	0.07	0.27	0.18	0.21	0.16	0.13	0.21	0.11	0.16	0.07	0.13	0.04	0.13	0.15	0.08	0.05
K ₂ O(%)	0.64	0.65	1.24	0.84	7.24	7.88	7.68	6.93	9.02	7.04	7.17	6.93	6.65	8.07	9.31	8.34	8.85	8.53	8.44	8.54	8.60
H ₂ O+(%)	3.35	3.41	3.68	3.48	3.60	3.65	3.54	3.43	3.75	4.00	4.05	3.91	4.00	3.76	3.76	3.77	3.63	3.77	2.84	3.63	3.64
Cr ₂ O ₃ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	0.21	0.12	-	0.11	-	-	0.20	0.02	0.10	0.16	-	-	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb ₂ O(%)	-	-	0.07	0.02	0.16	0.28	0.26	0.22	0.23	0.23	0.28	0.24	0.30	0.50	0.44	0.41	0.55	0.57	0.34	0.45	0.37
Li ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	0.09	-	0.08	0.08	-	0.06	0.11	0.18	0.24	0.06	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GeO(%)	0.08	-	-	0.03	0.10	-	-	0.01	0.01	0.10	0.01	0.04	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-
F(%)	0.23	0.10	0.50	0.27	1.08	0.99	1.19	1.19	0.79	0.62	0.51	0.74	0.56	0.97	1.06	0.99	1.34	1.09	2.66	1.21	1.22
Cl(%)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41	0.45	0.42	0.56	0.46	1.12	0.51	0.51
TOTAL	89.87	89.47	94.35	91.26	95.30	96.57	96.12	93.59	96.43	98.93	97.48	97.86	97.23	97.44	99.29	97.37	99.64	99.86	97.15	97.40	97.80

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO														
TIPO DE MICA	MUSC.PR.								MUSC.SEC.						
AMOSTRA	AM5-32	AM5-33	AM5-34	AM5-35	AM5-36	AM5-37	AM5-38	MEDIA	AM3-21	AM3-22	AM3-23	AM5-39	AM5-40	AM5-41	MEDIA
SiO ₂ (%)	43.92	43.63	44.29	45.38	44.85	44.39	44.74	44.33	44.30	44.83	44.02	45.71	45.88	45.62	45.06
TiO ₂ (%)	0.46	0.51	0.56	0.41	0.37	0.70	0.52	0.61	0.37	0.31	0.26	0.33	0.21	0.30	0.30
Al ₂ O ₃ (%)	28.93	26.33	27.82	29.47	29.74	28.85	28.78	28.52	30.25	30.28	31.91	31.95	30.88	31.69	31.16
FeO(%)	9.34	12.28	10.04	8.67	8.98	9.39	8.69	9.15	7.48	7.32	6.66	6.43	6.88	0.24	5.84
MnO(%)	0.34	0.44	0.32	0.26	0.26	0.25	0.25	0.30	0.11	0.16	0.06	0.22	0.24	0.92	0.29
MgO(%)	0.88	1.10	0.91	0.84	0.87	1.07	1.38	1.45	0.85	0.76	0.59	0.92	1.02	0.01	0.69
CaO(%)	-	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	-	-	-	-	-	0.11	0.02
Na ₂ O(%)	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.10	0.11	0.10	0.11	0.08	0.08	0.11	9.03	1.59
K ₂ O(%)	9.71	9.48	9.41	9.39	9.52	9.24	9.40	8.39	7.96	7.94	8.32	9.40	9.42	-	7.17
H ₂ O+(%)	3.41	3.66	3.69	3.83	3.76	3.83	3.65	3.69	3.72	3.81	3.78	3.94	3.86	3.98	3.85
Cr ₂ O ₃ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.07	-	-	-	0.01
Rb ₂ O(%)	0.48	0.56	0.41	0.47	0.41	0.36	0.51	0.38	0.21	0.17	0.07	0.38	0.42	0.33	0.26
Li ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BeO(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-	-	0.02	-	-	-	0.02
GeO(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
F(%)	1.62	1.01	1.04	0.97	1.08	0.87	1.24	1.08	0.98	0.86	0.94	0.92	1.03	0.81	0.92
Cl(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.04	0.03	0.04	-	-	-	0.02
O=F	0.68	0.43	0.44	0.41	0.46	0.36	0.52		-	-	-	0.39	0.43	0.34	0.39
TOTAL	98.48	98.64	98.14	99.35	99.49	98.67	98.77	98.19	96.36	96.58	96.82	99.89	99.53	99.33	

LITOFÁCIES	MUSCOVITA - ALBITA GRANITO																GRANITO GREISENZADO				
TIPO DE MICA	MUSC.PR.																MUSC.SEC.				
AMOSTRA	AMB-52	AMB-53	AMB-54	AMB-55	AMB-56	AMB-57	AM7-43	AM7-44	AM7-45	AM7-46	AM7-47	AM7-48	AM7-49	AM7-50	AM7-51	MEDIA	AMB-37	AMB-39	AMB-41	AMB-42	MEDIA
SiO2(%)	46.27	47.77	46.61	47.49	47.78	46.03	45.81	47.17	45.99	45.57	45.40	47.16	42.93	47.30	44.34	46.24	45.40	43.59	46.08	43.94	44.75
TiO2(%)	0.22	0.06	0.08	0.30	0.24	0.17	0.28	0.20	0.28	0.25	0.15	0.20	0.21	0.18	0.28	0.21	0.11	0.12	0.05	0.09	0.09
Al2O3(%)	29.54	32.41	30.84	30.16	31.60	30.54	27.48	29.13	27.41	27.19	27.46	34.14	23.09	32.87	25.45	29.29	27.04	27.29	27.84	24.14	26.57
FeO(%)	10.17	6.23	8.56	8.35	6.67	9.07	9.86	7.52	9.48	10.78	10.37	4.12	15.48	3.66	12.61	8.86	9.55	11.16	8.65	13.50	10.72
MnO(%)	0.35	0.34	0.28	0.46	0.22	0.33	0.35	0.32	0.40	0.47	0.54	0.10	1.05	0.09	0.47	0.38	0.27	0.33	0.20	0.37	0.29
MgO(%)	0.25	0.06	0.07	0.20	0.17	0.13	0.20	0.12	0.21	0.15	0.14	0.27	0.19	0.21	0.18	0.17	0.50	0.38	0.55	0.46	0.47
CaO(%)	0.02	-	-	0.02	-	0.04	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.02	0.01	-	-	-	-	-
Na2O(%)	0.09	0.06	0.09	0.08	0.05	0.08	0.06	0.07	0.05	0.08	0.08	0.78	0.15	0.14	0.08	0.13	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06
K2O(%)	6.90	7.51	7.98	6.58	7.15	6.76	7.99	8.02	8.04	7.72	8.21	7.98	7.87	7.20	7.19	7.54	8.02	8.83	7.91	8.46	8.31
H2O+(%)	3.99	4.01	3.46	3.96	4.01	3.93	2.86	3.28	2.90	2.83	2.51	3.80	1.48	3.61	2.19	3.25	2.57	2.85	2.78	2.16	2.59
Cr2O3(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	-	0.10	-	-	-	-	-	-	0.10	0.10	-	-	0.08	0.05	-	0.03	0.04	-	-	-	0.01
Rb2O(%)	0.49	0.26	0.34	0.29	0.40	0.33	0.93	0.51	0.58	0.44	0.46	0.43	1.17	0.38	0.89	0.53	0.27	0.39	0.28	0.45	0.35
Li2O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	0.21	0.18	0.10	0.09	-	-	0.11	-	0.05	0.03	0.02	-	-	0.05	-	0.09	0.04	0.02	-	0.09	0.05
GaO(%)	0.15	-	0.03	0.10	0.03	0.05	-	0.15	0.03	-	0.10	0.09	0.05	-	0.15	0.06	0.08	-	-	0.01	0.02
F(%)	0.66	0.86	1.76	0.81	0.82	0.77	2.63	1.98	2.55	2.67	3.28	1.36	4.86	1.52	3.69	2.01	3.08	2.47	2.78	3.65	2.99
Cl(%)	0.01	-	0.02	0.01	-	0.02	0.01	0.02	-	0.01	0.02	-	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	-	0.01
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.32	99.86	100.21	98.91	99.12	98.23	98.57	98.49	98.09	98.27	98.72	100.43	98.61	97.27	97.54		97.07	97.50	97.17	97.38	

LITOFÁCIES	ENDOGREISEN					EXOGREISEN											
TIPO DE MICA	MUSC.SEC.					MUSC.SEC.											
AMOSTRA	AMB-58	AMB-59	AMB-80	AMB-81	MEDIA	AM10-10	AM10-2	AM10-7	AM10-8	AM10-11	AM10-12	AM10-3	AM10-5	AM10-6	AM10-9	MEDIA	
SiO2(%)	46.40	47.37	46.73	46.14	46.66	44.02	44.77	43.23	43.79	44.03	44.90	45.45	44.08	48.15	46.66	44.91	
TiO2(%)	-	-	-	0.04	0.01	0.72	0.41	0.50	0.54	0.41	0.16	0.26	0.69	0.04	0.10	0.38	
Al2O3(%)	29.38	32.78	30.54	31.13	30.96	27.87	29.58	27.71	27.20	30.47	29.68	30.80	27.71	29.32	32.39	29.27	
FeO(%)	7.62	5.25	6.89	6.61	6.59	9.28	6.69	9.51	9.88	3.75	6.69	5.59	8.99	5.29	4.37	7.00	
MnO(%)	0.37	0.38	0.39	0.22	0.34	0.41	0.34	0.44	0.44	0.09	0.24	0.22	0.40	0.16	0.16	0.29	
MgO(%)	0.15	0.05	0.13	0.16	0.12	2.72	2.27	2.80	3.00	1.74	1.72	2.18	2.65	2.14	2.05	2.33	
CaO(%)	-	-	-	-	-	0.03	0.05	0.01	-	0.04	-	0.03	0.02	-	0.01	0.03	
Na2O(%)	0.05	0.04	0.03	0.06	0.04	0.12	0.13	0.17	0.13	0.08	0.08	0.10	0.10	0.04	0.07	0.10	
K2O(%)	8.23	7.85	8.24	8.43	8.19	8.76	8.29	9.20	9.16	9.25	8.90	8.85	8.62	10.03	9.25	9.03	
H2O+(%)	4.00	4.12	4.05	3.97	4.03	2.49	2.58	2.38	2.65	3.49	3.06	3.08	2.93	2.74	3.26	2.87	
Cr2O3(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ZnO(%)	0.05	0.02	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Rb2O(%)	0.32	0.18	0.31	0.27	0.27	0.44	0.39	0.54	0.40	0.52	0.61	0.35	0.47	0.51	0.20	0.44	
Li2O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
BaO(%)	-	0.00	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
GaO(%)	0.14	0.02	0.06	-	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
F(%)	0.55	0.61	0.56	0.69	0.60	3.45	3.33	3.58	3.11	1.42	2.37	2.49	2.57	3.30	2.35	2.80	
Cl(%)	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
TOTAL	97.26	98.67	97.93	97.73		98.87	97.41	98.58	99.00	94.69	97.41	98.35	98.14	100.33	99.87		

LITOFÁCIES	EXOGRÉISEN			PEGMATITO "STOCKCHEIDER"											
TIPO DE MICA	BIOT.CLOR.			LI-SIDEROFILITA											
AMOSTRA	AM10-1	AM10-4	MEDIA	AM11-13	AM11-14	AM11-15	AM11-16	AM11-17	AM11-18	AM11-18	AM11-20	AM11-21	AM11-22	AM11-23	MEDIA
SiO ₂ (%)	37.94	39.33	38.64	38.58	38.15	38.38	38.67	38.51	37.93	38.77	38.69	38.47	37.99	39.10	38.48
TiO ₂ (%)	0.91	0.87	0.89	0.15	0.15	0.14	0.12	0.12	0.18	0.11	0.13	0.11	0.13	0.14	0.13
Al ₂ O ₃ (%)	22.60	22.56	22.58	22.92	21.61	21.32	21.50	21.15	20.14	21.99	21.71	21.99	21.81	22.02	21.65
FeO(%)	15.28	16.40	15.84	19.93	20.03	20.55	20.07	20.40	19.52	19.46	19.34	19.66	19.70	19.43	19.83
MnO(%)	0.58	0.48	0.53	0.72	0.76	0.80	0.81	0.77	0.78	0.77	0.80	0.80	0.78	0.82	0.78
MgO(%)	2.99	2.94	2.97	0.12	0.08	0.06	0.08	0.10	0.09	0.08	0.08	0.04	0.07	0.07	0.08
CaO(%)	0.01	0.05	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.07	-	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03
Na ₂ O(%)	0.03	0.06	0.05	0.05	0.14	0.15	0.11	0.12	0.12	0.13	0.12	0.14	0.17	0.13	0.13
K ₂ O(%)	5.52	6.29	5.91	8.86	8.58	8.59	8.94	8.95	8.91	9.24	9.07	9.17	9.14	9.12	8.96
H ₂ O+(%)	2.74	2.64	2.69	1.52	1.40	1.43	1.26	1.21	1.41	1.40	1.35	1.38	1.34	1.37	1.37
Cr ₂ O ₃ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb ₂ O(%)	0.31	0.30	0.31	1.10	1.18	1.30	1.27	1.28	1.13	1.34	1.22	1.21	1.21	1.30	1.23
Li ₂ O(%)	-	-	-	1.21	1.10	1.16	1.23	1.10	1.04	1.14	1.24	1.18	1.06	1.35	1.16
BeO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GaO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F(%)	2.03	2.42	2.23	4.52	4.59	4.55	4.91	4.98	4.39	4.68	4.74	4.69	4.70	4.78	4.68
Cl(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	1.90	1.93	1.92	2.07	2.10	1.85	1.97	2.00	1.98	1.98	2.01	1.97
TOTAL	90.09	93.32		97.81	95.87	96.57	96.92	96.62	93.88	97.14	96.53	96.90	96.15	96.15	

LITOFÁCIES	BIOTITA GRANITO																					
TIPO DE MICA	BIOT.PR.				BIOT.CLOR.					MUSC.SEC.												
AMOSTRA	AM1-02	AM1-03	AM1-04	MEDIA	AM2-04	AM2-05	AM2-11	AM2-12	MEDIA	AM1-01	AM2-01	AM2-02	AM2-03	AM2-06	AM2-07	AM2-08	AM2-09	AM2-10	AM2-13	AM2-14	AM2-15	MEDIA
Si	5.8295	5.7421	5.8409	5.8042	4.5490	4.5630	4.1300	5.0100	4.5630	6.5662	6.3010	6.3520	6.3130	6.2230	6.3680	6.3020	6.3580	6.1750	6.0840	6.4020	6.3870	6.3193
Ti	0.2656	0.2346	0.2728	0.2577	0.0410	0.0700	0.0090	0.1400	0.0650	0.0517	0.0450	0.0480	0.0410	0.0390	0.0380	0.0260	0.0060	0.0380	0.0320	0.0160	0.0270	0.0339
Al	3.1209	3.2203	3.0748	3.1387	3.5260	3.7900	4.2420	3.5880	3.7865	4.8116	5.0000	5.0830	5.1320	5.3520	5.1180	5.1740	5.0970	5.2840	5.3150	5.1070	5.0080	5.1235
Fe (I)	3.3756	3.5819	3.4810	3.4796	5.8430	5.3770	5.8600	4.6760	5.4390	0.7444	0.7860	0.6260	0.6370	0.5540	0.5910	0.6320	0.7000	0.6960	0.7920	0.6110	0.7240	0.6745
Mn	0.0512	0.0506	0.0499	0.0506	0.0840	0.1100	0.1490	0.0850	0.1070	0.0240	0.0120	0.0130	0.0210	0.0020	0.0140	0.0080	0.0020	0.0070	0.0140	0.0110	0.1700	0.0248
Mg	1.0954	1.0628	1.0352	1.0611	1.5570	1.4340	1.3210	1.3650	1.4193	0.2795	0.3440	0.3450	0.3330	0.2600	0.3230	0.3080	0.3250	0.2820	0.2970	0.3110	0.3780	0.3155
Ca	-	-	-	-	0.0240	0.0240	0.0040	0.0080	0.0150	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.0464	0.0246	0.0313	0.0341	0.0040	0.0100	0.0250	0.0200	0.0148	0.0493	0.0300	0.0510	0.0520	0.0420	0.0440	0.0490	0.0210	0.0210	0.0260	0.0240	0.0200	0.0358
K	1.9408	1.7979	1.9684	1.9024	0.0190	0.1680	0.0230	0.4880	0.1745	1.0749	1.3670	1.2920	1.3020	1.2900	1.2400	1.3590	1.2980	1.3800	1.4390	1.3730	1.3230	1.3115
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0081	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0115	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0.0165	-	-	-	0.0320	0.0150	0.0040	0.0030	0.0135	-	0.0120	-	-	0.0120	0.0020	0.0010	0.0010	-	0.0150	-	-	0.0072
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0060	0.0010	-	0.0040	0.0050	-	0.0030	0.0050	-	0.0030	0.0020	0.0036
Ba	0.0065	0.0044	0.0145	0.0085	-	0.0040	-	0.0030	0.0018	-	-	0.0060	0.0200	0.0040	0.0120	0.0040	0.0020	-	-	-	-	0.0080
Ga	0.0150	0.0019	0.0037	0.0069	-	0.0170	-	-	0.0043	-	0.0100	0.0020	-	0.0030	0.0090	-	0.0010	-	0.0010	0.0020	0.0090	0.0046
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO																		
TIPO DE MICA	BIOT.CLOR.				MUSC.PR.														
AMOSTRA	AM4-28	AM4-29	AM4-31	MEDIA	AM3-16	AM3-17	AM3-18	AM3-19	AM3-20	AM4-24	AM4-25	AM4-26	AM4-27	AM5-24	AM5-25	AM5-26	AM5-27	AM5-28	AM5-29
Si	5.0160	4.9940	5.6950	5.2350	6.3680	6.3310	6.3540	6.3570	6.3400	6.3560	6.4040	6.4030	6.3930	6.2100	6.1700	6.2100	6.2200	6.2600	6.1500
Ti	0.0100	0.0250	0.0110	0.0153	0.0600	0.0570	0.0580	0.0560	0.0720	0.0850	0.0890	0.0750	0.0640	0.0800	0.0700	0.0800	0.0700	0.0800	0.0600
Al	4.2040	4.2000	4.6400	4.3480	4.8510	4.7760	4.7920	4.7830	4.7300	4.6750	4.8020	4.6810	4.8090	4.8100	4.8000	4.8900	4.7400	4.6400	4.8300
Fe (I)	4.4250	4.4460	2.7670	3.8793	1.1010	1.2330	1.1300	1.1960	1.0770	1.1010	0.8900	1.0910	0.9910	1.0200	1.0300	0.9100	1.0900	1.1300	1.1000
Mn	0.1130	0.1270	0.0580	0.0993	0.0180	0.0210	0.0520	0.0560	0.0220	0.0450	0.0280	0.0400	0.0360	0.0400	0.0300	0.0300	0.0400	0.0400	0.0500
Mg	0.9640	0.9560	0.7150	0.8783	0.2850	0.2800	0.2920	0.3170	0.2610	0.4080	0.3330	0.3880	0.3330	0.3700	0.3900	0.3500	0.3700	0.3900	0.3800
Ca	0.0740	0.0620	0.0710	0.0690	-	-	-	0.0020	-	-	0.0030	-	-	0.0100	0.0100	0.0100	0.0100	-	0.0100
Na	0.0320	0.0210	0.0240	0.0257	0.0430	0.0190	0.0750	0.0520	0.0590	0.0420	0.0360	0.0560	0.0290	0.0400	0.0200	0.0400	0.0100	0.0300	0.0400
K	0.1420	0.1440	0.2410	0.1757	1.3460	1.4600	1.4300	1.3250	1.6730	1.2530	1.2780	1.2460	1.1920	1.4500	1.6600	1.5000	1.5700	1.5100	1.5400
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0.0270	0.0160	-	0.0143	-	-	0.0220	0.0020	0.0110	0.0160	-	-	0.0100	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	0.0060	0.0020	0.0150	0.0260	0.0240	0.0210	0.0210	0.0200	0.0250	0.0220	0.0270	0.0400	0.0400	0.0400	0.0500	0.0500	0.0300
Ba	0.0060	-	0.0050	0.0037	-	0.0040	0.0060	0.0100	0.0140	0.0030	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	0.0100	-	-	0.0033	0.0100	-	-	0.0010	0.0010	0.0100	0.0010	0.0040	0.0030	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4300	0.4700	0.4400	0.5900	0.4800	1.2000
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO																
TIPO DE MICA	MUSC.PR.										MUSC.SEC.			MUSC.SEC.			
AMOSTRA	AM5-30	AM5-31	AM5-32	AM5-33	AM5-34	AM5-35	AM5-36	AM5-37	AM5-38	MEDIA	AM3-21	AM3-22	AM3-23	AM5-39	AM5-40	AM5-41	MEDIA
Si	6.2200	6.2500	6.2100	6.2700	6.2900	6.3000	6.2400	6.2400	6.2700	6.2840	6.3330	6.3680	6.2360	6.2300	6.2900	6.2400	6.2828
Ti	0.0800	0.0600	0.0500	0.0600	0.0600	0.0400	0.0400	0.0700	0.0500	0.0653	0.0390	0.0330	0.0280	0.0300	0.0200	0.0300	0.0300
Al	4.8100	4.7500	4.8300	4.4500	4.6600	4.8300	4.8700	4.7700	4.7600	4.7641	5.0960	5.0690	5.3280	5.1200	4.9900	5.1100	5.1188
Fe (I)	0.9800	1.0400	1.1000	1.4800	1.1900	1.0100	1.0400	1.1000	1.0200	1.0854	0.8950	0.8700	0.7890	0.7300	0.7900	0.7600	0.8057
Mn	0.0300	0.0300	0.0400	0.0500	0.0400	0.0300	0.0300	0.0300	0.0300	0.0358	0.0140	0.0190	0.0070	0.0200	0.0300	0.0300	0.0200
Mg	0.3700	0.3700	0.1800	0.2300	0.1900	0.1700	0.1800	0.2200	0.2900	0.3061	0.1810	0.1610	0.1250	0.1900	0.2100	0.1900	0.1762
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0.0100	-	0.0027	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.0200	0.0100	0.0200	0.0200	0.0200	0.0100	0.0200	0.0100	0.0300	0.0313	0.0280	0.0300	0.0230	0.0200	0.0300	0.0300	0.0268
K	1.5400	1.5500	1.7500	1.7400	1.7100	1.6600	1.6900	1.6600	1.6800	1.5172	1.4520	1.4390	1.5040	1.6300	1.6500	1.5800	1.5425
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0025	-	-	0.0070	-	-	-	0.0012
Rb	0.0400	0.0300	0.0400	0.0500	0.0400	0.0400	0.0400	0.0300	0.0500	0.0338	0.0190	0.0160	0.0060	0.0300	0.0400	0.0300	0.0235
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0015	-	-	0.0010	-	-	-	0.0002
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0013	-	-	-	-	-	-	-
F	0.5400	0.5400	0.7300	0.4600	0.4700	0.4300	0.4800	0.3800	0.5500	0.6603	-	-	-	0.4000	0.4500	0.3500	0.6632
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	MUSCOVITA - ALBITA GRANITO																GRANITO GREISENZADO				
TIPO DE MICA	MUSC.PR.																MUSC.SEC.				
AMOSTRA	AM6-52	AM6-53	AM6-54	AM6-55	AM6-56	AM6-57	AM7-43	AM7-44	AM7-45	AM7-46	AM7-47	AM7-48	AM7-49	AM7-50	AM7-51	MEDIA	AMB-37	AMB-39	AMB-41	AMB-42	MEDIA
Si	6.4420	6.4790	6.4940	6.5450	6.5190	6.4220	6.6840	6.6880	6.7050	6.674	6.693	6.372	6.792	6.547	6.750	6.587	6.7400	6.4930	6.7380	6.7680	6.6848
Ti	0.0230	0.0060	0.0080	0.0310	0.0240	0.0170	0.0310	0.0210	0.0310	0.027	0.017	0.020	0.025	0.019	0.032	0.022	0.0120	0.0130	0.0060	0.0110	0.0105
Al	4.8460	5.1800	5.0650	4.9000	5.0800	5.0220	4.7250	4.8670	4.7100	4.693	4.771	5.437	4.307	5.363	4.665	4.902	4.7300	4.7910	4.7970	4.3810	4.6748
Fe (t)	1.1840	0.7070	0.9970	0.9630	0.7610	1.0580	1.2020	0.8920	1.1560	1.320	1.278	0.465	2.048	0.424	1.606	1.071	1.1860	1.3900	1.0580	1.7390	1.3433
Mn	0.0420	0.0390	0.0340	0.0530	0.0250	0.0390	0.0430	0.0390	0.0490	0.058	0.067	0.011	0.140	0.011	0.061	0.047	0.0340	0.0420	0.0250	0.0480	0.0373
Mg	0.0520	0.0120	0.0140	0.0410	0.0350	0.0270	0.0440	0.0250	0.0460	0.033	0.030	0.054	0.045	0.044	0.040	0.036	0.1100	0.0840	0.1190	0.1060	0.1048
Ca	0.0030	-	-	0.0030	-	0.0060	-	-	-	-	-	0.002	-	-	0.002	0.001	-	-	-	-	-
Na	0.0230	0.0170	0.0260	0.0200	0.0120	0.0210	0.0160	0.0190	0.0150	0.023	0.023	0.204	0.044	0.037	0.023	0.035	0.0220	0.0170	0.0160	0.0170	0.0180
K	1.2260	1.2990	1.4180	1.1570	1.2440	1.2030	1.4880	1.4500	1.4960	1.441	1.543	1.376	1.589	1.271	1.396	1.373	1.5190	1.6780	1.4750	1.6620	1.5835
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	0.0100	-	-	-	-	-	-	0.0110	0.011	-	-	0.010	0.005	-	0.003	0.0040	-	-	-	0.0010
Rb	0.0440	0.0230	0.0300	0.0260	0.0350	0.0300	0.0870	0.0470	0.0550	0.042	0.043	0.038	0.119	0.034	0.087	0.049	0.0250	0.0380	0.0260	0.0450	0.0335
Ba	0.0110	0.0100	0.0050	0.0050	-	-	0.0060	-	0.0030	0.002	0.001	-	-	0.003	-	0.003	0.0020	0.0010	-	0.0060	0.0023
Ga	0.0100	-	0.0030	0.0100	0.0030	0.0050	-	0.0150	0.0030	-	0.010	0.008	0.005	-	0.016	0.006	0.0080	-	-	-	0.0020
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.0790	2.4650	2.7780	3.6520	2.9935
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	PEGMATITO "STOCKCHEIDER"											
TIPO DE MICA	LI-SIDEROFILITA											
AMOSTRA	AM11-13	AM11-14	AM11-15	AM11-16	AM11-17	AM11-18	AM11-19	AM11-20	AM11-21	AM11-22	AM11-23	MEDIA
Si	5,900	5,980	5,990	6,000	6,010	6,080	5,990	6,000	5,960	5,950	6,000	5,987
Ti	0,020	0,020	0,020	0,010	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	0,020	0,020	0,015
Al	4,130	3,980	3,920	3,930	3,890	3,810	4,010	3,980	4,020	4,020	3,980	3,970
Fe ²⁺	2,550	2,620	2,680	2,600	2,660	2,620	2,510	2,510	2,550	2,580	2,490	2,579
Mn	0,090	0,100	0,110	0,110	0,100	0,110	0,100	0,110	0,100	0,100	0,110	0,104
Mg	0,030	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,010	0,020	0,020	0,020
Ca	-	-	0,010	-	-	0,010	-	0,010	-	-	-	0,003
Na	0,010	0,040	0,050	0,030	0,040	0,040	0,040	0,030	0,040	0,050	0,040	0,037
K	1,730	1,710	1,710	1,770	1,780	1,820	1,820	1,800	1,810	1,830	1,780	1,778
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	0,110	0,120	0,130	0,130	0,130	0,120	0,130	0,120	0,120	0,120	0,130	0,124
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	2,190	2,270	2,250	2,410	2,460	2,230	2,290	2,330	2,300	2,330	2,320	2,307
Li	0,740	0,690	0,730	0,770	0,690	0,670	0,710	0,770	0,740	0,670	0,830	0,728

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio