

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES E OS
AMBIENTES DEPOSICIONAIS DOS SULFETOS,
TURMALINAS E OURO NO CONTEXTO DA
FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA DO GRUPO
SERRA DO ITABERABA, SP**

Paulo Beljavskis

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
2003**

*Dedico esta tese aos meus
amigos Gianna Maria Garda e
Percival Boaventura.*

RESUMO

A Formação Morro da Pedra Preta hospeda as principais mineralizações de sulfetos e ouro, do Grupo Serra do Itaberaba (São Paulo, Brasil), além de corpos de turmalinitos e rochas ricas em turmalina. Dados de microscopia eletrônica de varredura e de isótopos de $\delta^{34}\text{S}$ em pirrotita, pirita, calcopirita, galena e molibdenita, definiram quatro estágios de sulfetização e seus ambientes de formação. Estágio I, com valores negativos variando entre -8,70 e -5,47‰ correspondem à "pirrotita sedimentar" dos grafita xistos. Para o Estágio II, valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$ variando de 6,3 a 7,58‰ (metatufos) e de 4,48 e 5,72‰ (metavulcanoclástica). Para o Estágio III, valores de $\delta^{34}\text{S}$ variam no intervalo de 2,56 a 3,63‰, indicando a interação com fluidos magmáticos, derivados das intrusões andesíticas e dacíticas que foram coladas na bacia oceânica durante o regime de retroarco no Proterozóico. Para o Estágio IV, os valores variam entre 1,03 e 2,38‰, mostrando contribuição de fluidos derivados de granitos do Brasileiro, que percolaram através de fissuras geradas pelo cisalhamento. Embora o ouro epigenético esteja associado com os últimos estágios de sulfetização, não se constatou nenhuma relação com este com os sulfetos.

Turmalinitos de Tapera Grande são caracterizados por serem intermediários à distais em relação aos centros fumarólicos. Para os *metacherts* relacionados com turmalinitos os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam no intervalo entre 12,7 a 12,8 ‰ (quartzo) e entre 11,5 e 11,6 ‰ para as turmalinas, enquanto o $\delta^{18}\text{D}$ ‰ situa-se ao redor de -104 ‰ caracterizando uma assinatura sedimentar para essas turmalinas. Tanto os turmalinitos como os *metacherts* estão mineralizados em ouro. Metatufos que hospeda os turmalinitos e metabásicas subjacentes a estes, mostram empobrecimento em Si, Mg, Al, Ca, Zr, Y, Th e U, em relação aos da área C, que foram submetidos a forte alteração hidrotermal-metassomática pré-metamórfica. Entretanto não há indicação da presença de mineralizações de metais básicos nesta área, indicando que outros fatores poderiam ser responsáveis pelo enriquecimento de metais.

Isótopos radiogênicos mostram que os fluidos que percolaram a sequência vulca-sedimentar em Tapera Grande tiveram um amplo intervalo de residência crustal, permitindo a lixiviação, transporte e deposição de sua carga metálica, principalmente durante o metamorfismo. Por outro lado, dados microtermométricos indicam fraca competência destes fluidos (aquo-carbônicos, baixa salinidade). Assim sendo, as intrusões andesíticas e dacíticas (Proterozóico) e graníticas (Neoproterozóico) mais o cisalhamento, forneceram os meios (condições físico-químicas) para que esses fluidos percolassem através de falhas e fraturas gerando os quartzo de veios mineralizados.

ABSTRACT

The Morro da Pedra Preta Formation hosts the main sulfide and gold mineralizations of the Serra do Itaberaba Group (São Paulo, Brazil), along with tourmalinites and tourmaline-rich rocks. Scanning electron microscopy and sulfur stable isotope data for pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, galena and molybdenite define four sulfidation stages and their environment. Stage I, with negative $\delta^{34}\text{S}$ values ranging from -8.70 to -5.47‰, correspond to the "sedimentary pyrrhotite" present in graphite schists, as well as primary gold. For Stage II, positive $\delta^{34}\text{S}$ values range in two distinct intervals, from 6.3 to 7.58‰ (metatuffs) and from 4.48 to 5.72‰ (metavolcaniclastic rocks). For Stage III, $\delta^{34}\text{S}$ values are even lower, falling in the 2.56-3.63‰ interval, indicating the interaction with magmatic fluids, derived from andesite and dacite bodies that were emplaced during the backarc regime of the oceanic basin during the Proterozoic. For Stage IV, $\delta^{34}\text{S}$ values vary between +1.03 and +2.38‰, showing contribution of fluids derived from the Brasiliano granites, percolating through fissures generated by shearing. Although epigenetic gold is associated with the later stages of sulfidation, it does not have any relation with the sulfides.

Tourmalinites from Tapera Grande are characteristic of intermediate or distal zones in relation to the hydrothermal vents. For the metachert related to the tourmalinites, $\delta^{18}\text{O}$ values vary from 12.7 to 12.8‰ (quartz) and from 11.5 and 11.6‰, for the tourmalines. Additionally, δD values are close to -104‰, characterizing a sedimentary signature for these tourmalines. Both tourmalinites and metachert are mineralized in gold.

Metatuffs and metabasic rocks that underlie or host the tourmalinites show Si, Mg, Al, Ca, Zr, Y, Th and U depletions in relation to an area NW of from Tapera Grande that underwent hydrothermal metasomatism prior to metamorphism. However there are no indications of mineralization (e.g. base metals) in such area, which means that other factors must have been responsible for metal enrichments.

Radiogenic data show that the fluids that percolated the volcanic-sedimentary sequence in Tapera Grande had a wide crustal residence time interval, allowing leaching, transport and deposition of their metallic load, mainly during metamorphism. Microthermometric data indicate, on the other hand, that the competence of these fluids was rather low (low salinity, aquo-carbonic). Only when the andesite and dacite (Proterozoic) and granitic (Neoproterozoic) intrusions, plus shearing, did these fluids have the power (and the physico-chemical conditions) to percolate channelways that gave place to mineralized quartz veins.

ÍNDICE

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização da Área e Acessos	1
1.2 Objetivos	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
2.1 Considerações sobre o Cinturão Ribeira	5
2.2 O Grupo Serra do Itaberaba	7
2.3 Discussão	9
3 GEOLOGIA DA ÁREA DE TAPERÁ GRANDE	10
3.1 Formação Morro da Pedra Preta	10
3.1.1. Rochas Metapelíticas	10
3.1.1.1 Metassedimentos quartzosos	11
3.1.1.2 Metassedimentos grafitosos	13
3.1.2 Exalitos	14
3.1.2.1 Formações Ferríferas (<i>BIF</i>)	15
3.1.2.2 <i>Metacherts</i>	16
3.1.2.3 Turmalinitos	16
3.1.2.4 Rochas Calciossilicáticas	17
3.1.2.5 Metatufos Básicos	17
3.1.2.6 Rochas Metavulcanoclásticas	18
3.1.2.7 Rochas Intermediárias a Ácidas	19
3.1.2.8 Metabasitos	19
3.2 Formação Nhanguçu	20
3.2.1 Metapelitos Manganésíferos	20
3.2.2 Rochas Calciossilicáticas e Carbonáticas	20
3.2.3 Metapelitos Peraluminosos	21
3.2.4 Meta-riólitos	21
3.3 Rochas granitóides	21
3.4 Formação São Paulo	22
3.5 Aluviões e Coluviões	22
4 MÉTODOS ANALÍTICOS	24
4.1 Microscopia Óptica	24
4.2 Microtermometria de Inclusões Fluidas	24
4.3 Espectrometria Raman	25
4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura	26
4.5 Microsonda Eletrônica	26
4.6 Preparação de Pós e Separação Mineral	27
4.7 Análise Total de Rochas e Minerais	28
4.8 Isótopos Estáveis de Oxigênio, Hidrogênio e Enxofre	29
4.9 Isótopos Radiogênicos	30
4.9.1 Lixiviação em Minerais	30
4.9.2 Método Rb-Sr	31
4.9.3 Método Sm/Nd	31
4.9.4 Método Pb/Pb	32
AGRADECIMENTOS	32

5 INCLUSÕES FLUIDAS	34
5.1 Considerações Iniciais	34
5.2 Características das Inclusões Fluidas	34
5.3 Microtermometria	39
5.3.1 <i>Metachert</i> e quartzo segregado em lentes pré- a sin-metamórficos	39
5.3.2 Quartzo de <i>metachert</i> mineralizado	44
5.3.3 Quartzo de veios pós-metamórficos	47
5.3.4 Discussão	48
6 ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES DE SULFETOS E OURO	52
6.1 Considerações Iniciais	52
6.2 Estágios de Sulfetização	55
6.2.1 Estágio I	55
6.2.2 Estágio II	56
6.2.3 Estágio III	59
6.2.4 Estágio IV	60
6.3 Isótopos Estáveis de Enxofre	60
7 TURMALINITOS E ROCHAS RICAS EM TURMALINA	69
7.1 Considerações Iniciais	69
7.2 Turmalinitos	70
7.2.1 Turmalinito associado aos metassedimentos (F-1107)	70
7.2.2 Turmalinitos associados a <i>metachert</i> (LF-10 e LJ -10)	73
7.2.3 Turmalinito associado a metatufos básicos (T-12)	74
7.2.4 Turmalinito associados a metavulcanoclástica básica (SI-1611)	75
7.3 Rochas ricas em Turmalina	78
7.3.1 Metassedimentos ricos em turmalina	79
7.3.2 Metatufos básicos ricos em turmalina	80
7.3.3 Turmalinas em veios e vênulas de quartzo	84
7.3.4 Metavulcanoclástica Intermediária em Turmalina	88
7.4 Quimismo das Turmalinas	88
7.4.1 Turmalinitos	89
7.4.2 Turmalinas em Metassedimentos	100
7.4.3 Turmalinas em Metatufos Básicos	102
7.4.4 Turmalinas em Veios de Quartzo	105
7.4.5 Turmalinas em Metavulcanoclásticas intermediárias	109
7.5 Espectroscopia Raman	111
7.6 Estudos de Isótopos de Oxigênio e Hidrogênio em Quartzo e Turmalina	115
7.7 Ambientes de Deposição dos Turmalinitos	116
7.8 Aplicações na Geologia Econômica	120
7.9 Discussão	125
8 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	130
8.1 Método Sm-Nd - Rocha total e minerais	130
8.2 Isótopos Radiogênicos nos Minerais	131
8.2.1 Método Rb-Sr - Lixiviados de pirita	131
8.2.2 Método Rb-Sr - Turmalinas, carbonatos e piritas	132
8.2.3. Método Pb-Pb - Lixiviados de turmalina e pirita	132
8.3 Método U-Pb - Monazitas	133

9 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DAS ROCHAS ASSOCIADAS ÀS MINERALIZAÇÕES DE OURO	136
9.1 Metatufos Básicos.....	136
9.2 Rochas Metavulcanoclásticas	137
9.3 Anfibolitos e Metabasitos	137
9.4 Comportamento Químico da Alteração Hidrotermal nos Metatufo Metabásicas e Rochas Metavulcanoclásticas.....	138
9.4.1 Metatufos e Metabásicas	138
9.4.2 Rochas Metavulcanoclásticas.....	139
9.5 Discussão e Conclusões.....	146
BIBLIOGRAFIA.....	148

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 1 - Localização e acesso da área	2
FIGURA 2 - Mapa geológico regional	4
FIGURA 3 - Mapa geológico da área Tapera Grande.....	ANEXO
FIGURA 4 - Mapa de localização das amostras	23
FIGURA 5 - Inclusões fluidas.....	37 e 38
FIGURA 6 - Histogramas dos dados termométricos (veios de quartzo).....	41
FIGURA 7 - Espectros Raman de amostras de quartzo de veio	42
FIGURA 8 - ThCO ₂ vs. TfCO ₂	43
FIGURA 9 - Histogramas dos dados termométricos (metachert).....	45
FIGURA 10 - Espectros Raman de amostras de metachert.....	46
FIGURA 11 - Fotomicrografias imagens de MEV de sulfetos	57 e 58
FIGURA 12 - Fotomicrografias imagens de MEV de sulfetos	61 e 62
FIGURA 13 - Intervalos de valores de $\delta^{34}\text{S}$ para os estágios de sulfetização	64
FIGURA 14 - Esquemas dos ambientes dos estágios de sulfetização.....	68
FIGURA 15 - Fotomicrografias imagens de MEV de turmalinas	71 e 72
FIGURA 16 - Fotomicrografias imagens de MEV de turmalinas	76 e 77
FIGURA 17 - Fotomicrografias imagens de MEV de turmalinas	81 e 82
FIGURA 18 - Fotomicrografias imagens de MEV de turmalinas	85 e 86
FIGURA 19 - Diagrama Ca/(Ca+Na) vs. Fe/(Fe+Mg)	90
FIGURA 20 - Diagramas Na/(Na+Ca) vs. Fe/(Fe+Mg), vacX vs. Al, Fe vs. Mg e Ti vs. Fe/(Fe+Mg)	94
FIGURA 21 - Diagrama Ca - vacX - (Na+K) de Hawthorne e Henry (1999).....	95
FIGURA 22 - Diagrama AlY/(AlY+Fe) vs. Na/(Na+vacX)	96
FIGURA 23 - Diagrama R1+R2 vs. R3	97

FIGURA 24 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ vs. $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$	98
FIGURA 25 - Diagramas $\text{Al-Fe}_{50}\text{Al}_{50}\text{-Mg}_{50}\text{Al}_{50}$ e Ca-Fetotal-Mg de de Henry e Guidotti (1985).....	99
FIGURA 26 - Espectros Raman de turmalinas	113
FIGURA 27 - Espectros Raman de turmalinas	114
FIGURA 28 - Diagramas dos isótopos estáveis de Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb.....	132
FIGURA 29 - Diagramas das variações composicionais dos metatufos e metabásicas de Tapera Grande, Quartzito e área C	140
FIGURA 30 - Diagramas das variações composicionais dos metatufos e metabásicas de Tapera Grande, Quartzito e área C	141
FIGURA 31 - Diagramas das variações composicionais dos metatufos e metabásicas de Tapera Grande, Quartzito e área C	142
FIGURA 32 - Diagramas das variações composicionais das vulcanoclásticas de Tapera Grande e área C	143
FIGURA 33 - Diagramas das variações composicionais das vulcanoclásticas de Tapera Grande e área C	144
FIGURA 34 - Diagramas das variações composicionais das vulcanoclásticas de Tapera Grande e área C	145

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 1 - Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.....	T1-1 a 6
TABELA 2 - Resultados das análises de rocha total por ICP-MS e por fluorescência de raios-x (IGc-USP)	T2-1 a 4
TABELA 3 - Isótopos de enxofre pelos métodos a laser e convencional.....	63
TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metassedimentos (T4A-1 a T4A-2), vulcanoclásticas (T4B-1), turmalinitos (T4C-1 a T4C-3) e metatufos básicos (T4D-1 a T4D-4).....	T4A-1 a T4D-4
TABELA 5 - Variação na composição química das turmalinas associadas a depósitos de ouro, scheelita, estanho e metais base	T5-1 a T5-2
TABELA 6 - Análises dos isótopos de oxigênio e hidrogênio para quartzo e turmalinas para as áreas de Tapera Grande e Quartzito.....	115
TABELA 7 - Resultados das análises de isótopos radiogênicos de Sm-Nd (T7A-1), Rb-Sr (T7B-1), e Pb-Pb (T7C-1).....	T7A-1 a T7C-1
TABELA 8 - Resultados das análises de monazita (% em peso) por microsonda eletrônica.....	T8-1 e T8-2
TABELA 9 - Alterações hidrotermais na área Tapera Grande.....	136

1 INTRODUÇÃO

1.1 Localização da Área e Acessos

A área de ocorrência do Grupo Serra do Itaberaba está compreendida pelos paralelos 23°12'30"S e 23°23'31"S e os meridianos 46°11'17"W e 46°31'43"W. Localiza-se na porção nordeste da cidade de São Paulo em domínio do município de Guarulhos, distando cerca de 40 km da Praça da Sé (FIGURA 1).

O acesso a área é feito pela rodovia Presidente Dutra (BR-116), até Cumbica; deste local, por vias secundárias que ligam Guarulhos-Nazaré Paulista-Santa Isabel, num percurso de aproximadamente 6 km atinge-se a localidade de Tapera Grande.

1.2 Objetivos

Os objetivos da tese são a caracterização das mineralizações e a descrição dos ambientes deposicionais dos sulfetos, turmalinas e ouro no contexto da Formação Morro da Pedra Preta - Grupo Serra do Itaberaba (SP).

Para alcançar os objetivos propostos, os trabalhos realizados foram:

- a) descrição em escala de 1:100 e amostragem dos testemunhos de sondagens efetuados em uma área de 16 km², informalmente denominada de Tapera Grande (Beljavskis 1988), totalizando 1200 metros de sondagens;
- b) análises por microscopia óptica de rochas e minerais de minério;
- c) análises de rocha total por ICP-MS e fluorescência de raios-x;
- d) microtermometria e espectrometria Raman em seções polidas em ambas as faces, contendo gerações distintas de inclusões fluidas;
- e) química mineral por microscopia eletrônica de varredura em minerais opacos, turmalinas e monazitas;
- f) química mineral por microsonda eletrônica de turmalinas e monazitas;
- g) análise de isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio e enxofre;
- h) análise dos isótopos radiogênicos em sulfetos.

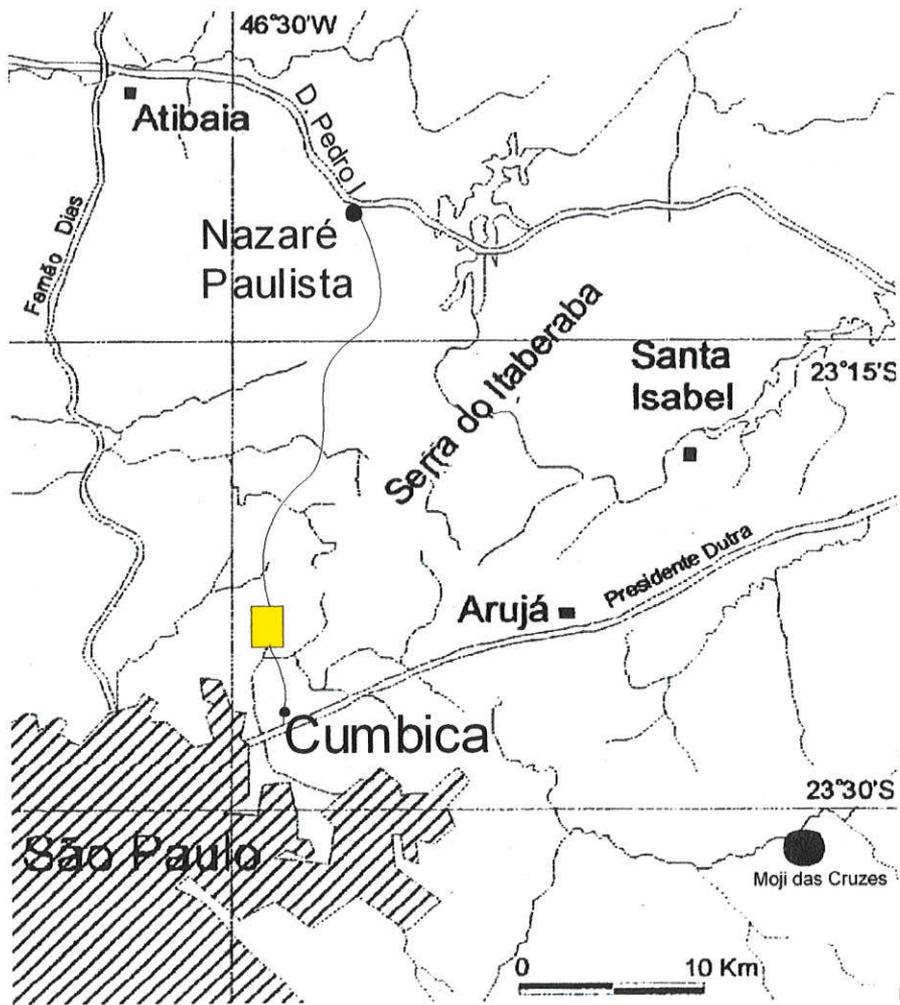


FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS DA ÁREA

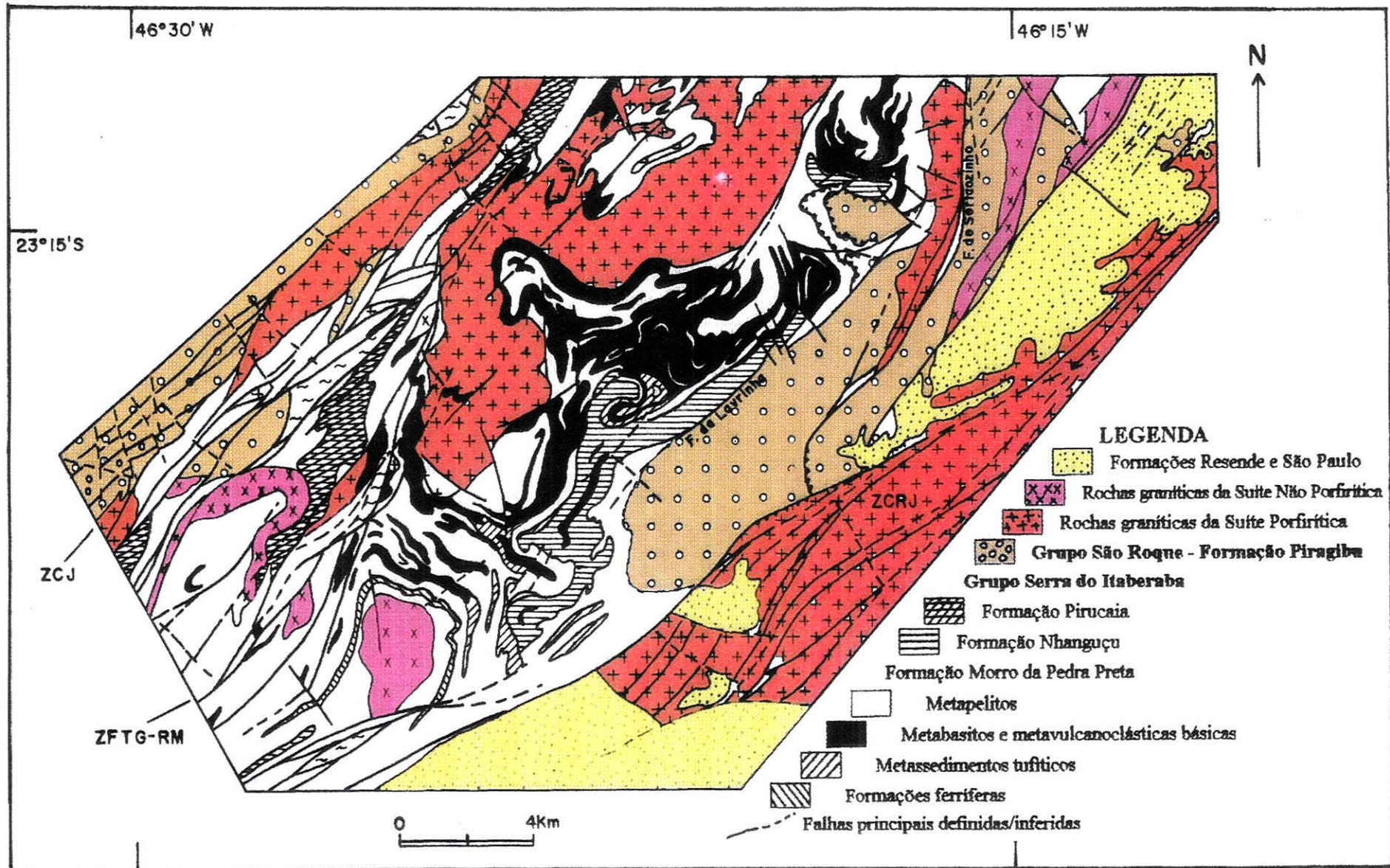
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Grupo Serra do Itaberaba insere-se na porção centro-setentrional do Cinturão Ribeira (Campanha e Sadowski 1999), no Bloco Guarulhos (Campos Neto e Basei 1983), delimitado pelas zonas de cisalhamento Jundiuvira (Hassui *et al.* 1969), a norte, e Taxaquara (Hennies *et al.* 1967), Rio Jaguari e Monteiro Lobato (Cavalcante e Kaefer 1974), ao sul. O Grupo Serra do Itaberaba (Juliani 1993, Juliani e Beljavskis 1995) e o Grupo São Roque correspondem às seqüências supracrustais nessa porção do Cinturão Ribeira, aflorando ao longo de uma faixa que se estende por uma área de cerca de 180 km de comprimento e por 50 km de largura máxima, que se acunha no sentido nordeste até as proximidades da cidade de Monteiro Lobato (FIGURA 2).

O Grupo São Roque, conforme definido por Juliani *et al.* (1986), é constituído predominantemente por filitos róseos, castanhos ou avermelhados, quando alterados, e cinza esverdeados claros a escuros, quando frescos, com estruturação rítmica, bandada ou laminada, dadas pela alternância de leitos mais ou menos quartzosos. Em vários locais são observadas estruturas primárias, tais como, estratificação gradacional, rítmica e cruzada, marcas de ondas, e etc. (Bettencourt e Wernick 1976, Bergmann 1988 e 1990, Hackpacher *et al.* 1988, Pires *et al.* 1990). Subordinadamente ocorrem metaconglomerados, matarcóseos, metagrauvascas, quatzitos, cálcio-xistos, cálcarios metamórficos e metabasitos, geralmente na forma de lentes com dimensões diversas. Estas rochas estão metamorfisadas na facies xisto verde de baixa pressão, e às vezes com grau metamórfico mais elevado, devido à ação termal de rochas granitóides.

O Grupo Serra do Itaberaba é caracterizado por encerrar uma seqüência vulcano-sedimentar, constituída na base por rochas vulcânicas básicas e intermediárias, lavas almofadadas e vulcanoclásticas, com intercalações de metapsamitos, metapelitos, exalitos (formações ferríferas, *metacherts* e turmalinitos) e rochas cálciossilicáticas, estas de ocorrência relativamente restrita.

O conjunto de litotipos encontra-se metamorfisado nas fácies xistos verdes superior a anfibólito médio. Lentes de rochas gnássicas parecem corresponder a antigos corpos granitóides deformados, sendo que Dantas *et al.* (1986) e Dantas (1990) consideram que algumas destas rochas podem ser restos do embasamento da seqüência.



FONTE : JULIANI, C. (1993)

FIGURA 2 - ESBOÇO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Considerações sobre o Cinturão Ribeira

Na porção sudoeste do Cinturão Ribeira, correspondendo ao Bloco São Paulo de Hasui (1986), as seqüências vulcano-sedimentares de baixo a médio grau que guardam semelhanças com o Grupo Serra do Itaberaba são o Complexo Perau (Daitx 1996), anteriormente definido como Formação Perau por Batolla Jr. *et al.* (1981) e Piekarz (1981), e a Formação Água Clara (Marini *et al.* 1967, Fassbinder 1996). Estas rochas supracrustais posicionam-se ao redor de núcleos gnáissico-granitóides com idades mínimas do Mesoproterozóico (JICA/MMAJ 1982, Tassinari *et al.* 1990, Campanha 1991, Campanha *et al.* 1994, Daitx 1996, Campanha e Sadowski 1999).

O Complexo Perau, conforme definido por Daitx (1996), é formado por três conjuntos litológicos principais, cujo empilhamento litoestrutural é assim constituído:

- a) seqüência quartzítica basal, que representa a principal camada-guia do Complexo, modela geomorfologicamente o arcabouço estrutural regional. O caráter extremamente quartzoso da maioria dos estratos sugere uma origem litorânea para os quartzitos (Soares 1987), com eventuais intercalações de depósitos de turbidez, particularmente na porção superior do pacote. A fonte destas rochas corresponde principalmente a rochas granitóides;
- b) seqüência intermediária ou carbonática/pelítico-carbonática formada por mármores dolomíticos e, subordinadamente, calcíticos. Intercalados nesta seqüência tem-se a presença de sericita-xistos carbonosos, metatufos e metabrechas vulcânicas e metavulcanitos, níveis mineralizados (Pb-Zn-Ag-Ba) intercalados em rochas calciossilicáticas ou micáceo-carbonáticas, com intercalações de *metachert* e formações ferríferas bandadas da facies óxido, alternado-se com leitos de barita e posicionando-se acima dos corpos sulfetados;
- c) seqüência superior ou pelítico-aluminosa/anfibolítica, constituída basicamente por:
 - c.1) metassedimentos sílticos-argilosos, apresentando mineralogia variada composta predominantemente por quartzo, muscovita e sericita e, de modo subordinado, granada, estauroлита, grafita, magnetita e feldspato, e c.2) anfibolitos e anfibólio-xistos, contendo basicamente anfibólios e plagioclásio, com participação variável de biotita, clorita, granada, quartzo e magnetita.

Na seqüência superior ocorrem turmalinitos intercalados em quartzo-mica xisto, enquanto na intermediária essas rochas estão intimamente associadas às formações ferríferas bandadas intercaladas em rochas carbonáticas e calciossilicáticas que compõem a capa e a lapa do horizonte mineralizado.

Soares (1987) definiu o ambiente de deposição do Complexo Perau como sendo de margem continental passiva estirada e rifteada, individualizando ambientes litorâneos, plataformais e basinais, com formação de crosta de extensão indefinida, evoluindo em seus estágios mais avançados para uma bacia de retro-arco. Estudos desenvolvidos por Daitx (1996) corroboraram com esse trabalho, não confirmando, entretanto, o desenvolvimento de crosta oceânica durante a evolução da "bacia Perau", conforme sugerido por Soares (1987).

O metamorfismo que afetou o Complexo Perau apresentou condições variáveis entre fácies xisto verde e anfibolito médio.

Datações Pb/Pb indicaram idades-modelo ao redor de 1400 Ma para as galenas da mina de Canoas (JICA/MMAJ 1982 e 1983), enquanto Tassinari *et al.* (1990) obtiveram 1600-1800 Ma para aquelas da mina de Perau. Campanha (1991) apresentou isócrona Rb-Sr de 1745 ± 15 Ma para os metabasitos e de 765 ± 35 Ma para as ardósias da Formação Perau. Trabalhos recentes desenvolvidos por Daitx (1996) mostraram valores de idades-modelo entre 1639 Ma e 1799 Ma para as galenas, confirmando os dados obtidos em trabalhos anteriores, e isócronas Rb-Sr de 1283 ± 28 Ma para os quartzo-muscovita xistos, e de 730 ± 16 Ma para granada-biotita-muscovita xistos.

A Formação Água Clara está constituída por quartzitos de granulação média a grossa, rochas calciossilicáticas com mármore e metapelitos associados, xistos feldspáticos, quartzo-micaxistos, metaultramafitos xistosos e anfibolitos. Este conjunto de litotipos encontra-se localmente migmatizado e apresenta feições deformacionais características de cisalhamento de regime dúctil de baixo ângulo como dobras isoclinais, transposição de camadas, mergulhos sub-horizontais, geralmente ondulados, milonitização e migmatização principalmente na zona de contato (Fassbinder 1996).

Fassbinder (1996) definiu para a Formação Água Clara as fácies Silvestre, posicionada na base, e Serrinha, posicionada no topo desta unidade. A fácies Silvestre é constituída por metacalcários, quartzito rico em granada (espessartina), níveis de

metamargas, cálcio-xistos e, subordinadamente, por mica-xistos, formações ferríferas, metabásicas e metatufos. Essa seqüência apresenta anomalias de Au, Cu, Pb e Zn, mostrando similaridades com o Complexo Perau. A fácies Serrinha é constituída predominantemente por metacalcários cinzas escuros com aparente ausência de estruturas internas (foliação).

O ambiente de sedimentação para a Formação Água Clara seria de águas profundas do tipo turbidítico, com períodos em que o aporte turbidítico deu lugar à sedimentação química, com atividade vulcânica associada.

O metamorfismo que afetou a Formação Água Clara apresentou condições variáveis entre fácies xisto verde e anfibolito médio.

Estudos isotópicos em metacalcários calcíticos indicaram que a Formação Água Clara é mais jovem do que 1.3 Ga, situando-a no Mesoproterozóico Superior (Fassbinder 1996).

A evolução do Cinturão Ribeira proposta por Wernick e Töpfer (1997) para o Estado de São Paulo, com base em dados geocronológicos obtidos pelos métodos U/Pb em zircões e Rb/Sr em rocha total de granitos de diferentes regiões, iniciou-se com: a) rifteamento, com magmatismo básico, em 1000-950 Ma; b) magmatismo sin-convergente no intervalo de 669-630 Ma; c) tectônica de calvagem NW-SE em 669-610 Ma; d) tectônica de transcorrência NE-SW e fase transpressiva E-W entre 624-595 Ma e fase transtativa em 583 Ma; e) magmatismo pós-cizalhamento a 590 Ma; e f) magmatismo filoniano em 566 Ma.

2.2 O Grupo Serra do Itaberaba

O Grupo Serra do Itaberaba, como definido por Juliani (1993), é constituído pelas formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia.

A Formação Morro da Pedra Preta, situada na porção basal do Grupo é representada por rochas anfibolíticas com características de basaltos oceânicos gerados por fusão parcial de fonte mantélica em segmentos normais da cadeia do tipo N-MORB, dispostas na base da seqüência, às quais se associam rochas vulcanoclásticas e subordinadamente, rochas de composição intermediária a ácida, metassedimentos, metabasitos, metandesitos, rochas calciossilcáticas, exalitos e

marunditos. Esta seqüência encerra as principais mineralizações auríferas e sulfetadas, além de pequenos corpos lenticulares de turmalinitos.

Unidades espessas de metapelitos manganésíferos-ferruginosos com lentes de rochas calciossilicáticas e calcáreas e de xistos finos, ricos em porfiroblastos de andaluzita, depositados em ambientes de águas muito rasas a subaéreo e corpos menores de riólitos compõem a Formação Nhanguçu

De acordo com Juliani (1993) a evolução geológica da Formação Morro da Pedra Preta iniciou-se em regime distensional, seguido de magmatismo básico no início da abertura da bacia oceânica, enquanto a deposição da Formação Nhanguçu ocorreu em ambiente de bacia de retro-arco, formada durante o evento compressional. Este evento relaciona-se à subducção da placa oceânica e foi responsável pela geração de intrusões de rochas com composições andesíticas a riolíticas, aos quais estão geneticamente relacionados os paleo-sistemas hidrotermais (Juliani 1993, Pérez-Aguilar 1996 e 2001).

A Formação Pirucaia é formada essencialmente por quartzitos e xistos quartzosos e parece corresponder às fácies marginais da bacia, podendo inclusive ser cronocorrelata à Formação Morro da Pedra Preta e até mesmo à Formação Nhanguçu.

Estudos geotermobarométricos de pares e associações minerais contidas na S_1 registraram metamorfismo variando da fácies xisto verde superior a anfíbolito, em pressão intermediária ($\approx 490-650$ °C e $\approx 4-7$ kb), conforme indicado por Juliani (1993). Por outro lado, os valores de pressão fornecidos pelos minerais da S_2 foram mais baixos ($\approx 500-580$ °C e $\approx 4-4,7$ kb), mostrando tratar-se de dois eventos metamórficos e não apenas um progressivo seguido de evento retrometamórfico (Juliani *et al.* 1997).

Juliani *et al.* (2000) obtiveram idade U/Pb de 1.397 ± 18 Ma em zircões de metandesito da Formação Morro da Pedra Preta, indicando a idade máxima da sedimentação dos metapelitos que recobrem a unidade de metabasaltos. Para os metariólitos da Formação Nhanguçu, duas populações distintas de zircões indicaram idades U/Pb de 618 ± 3 Ma e de 1449 ± 3 Ma, respectivamente, definindo o período de cristalização da rocha e a presença de xenocristais herdados de litotipos da Formação Morro da Pedra Preta.

Em relação à idade mais recente encontrada para a Formação Nhanguçu, Hackspacher *et al.* (1999) obtiveram idades U/Pb de 628 ± 9 Ma em monazitas de

metabasaltos pertencentes a Formação Pirapora do Grupo São Roque. Tassinari *et al.* (2001) propõem, porém, uma idade neoproterozóica mais nova, 615 Ma, como idade de geração da crosta oceânica representada pelo ofiolito de Pirapora.

2.3 Discussão

Juliani e Beljavskis (1995), em sua revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba, propuseram a correlação entre as porções basais do Grupo São Roque com as unidades superiores do Grupo Serra do Itaberaba, representada pela Formação Piragibu. Essa correlação é ainda possível, pois ambos os grupos ocorrem contíguos, balizados por zonas de falha e de cisalhamento.

Quando se tenta a correlação entre as bacias da porção mais central com aquelas da porção mais a sudoeste do Cinturão Ribeira, depara-se com as diferentes litologias que implicam em diferentes ambientes de sedimentação. Este fato, por si só, mostra a evolução de bacias independentes, pelo menos, no espaço.

Quanto ao tempo, os dados radiométricos mostram uma evolução de sudoeste para nordeste, de idades mais antigas para mais jovens. As idades mais antigas (isócrona Rb-Sr de 1745 ± 15 Ma para os metabasitos da Formação Perau - Campanha 1991, e idade U/Pb de 1397 ± 18 Ma em zircões de metandesito da Formação Morro da Pedra Preta - Juliiani *et al.* 2000) parecem marcar tentativas de abertura de oceano em porções distintas do Cinturão. O mesmo parece ter ocorrido no Neoproterozóico (rifteamento, com magmatismo básico, em 1000-950 Ma – Wernick e Töpfer 1997; idades U/Pb de 628 ± 9 Ma em monazitas de metabasaltos da Formação Pirapora - Hackspacher *et al.* 1999; 615 Ma para o ofiolito de Pirapora - Tassinari *et al.* 2001), ou seja, há, pelo menos, dois *timings* para possíveis tentativas de abertura de oceano ao longo do Cinturão Ribeira.

Assim, os marcadores de base mais plausíveis para correlacionar as diferentes unidades sedimentares que compõem o Cinturão Ribeira são as rochas básicas de filiação tholeiítica que indicam tentativas de abertura de oceano no Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Os complexos graníticos, de ampla ocorrência ao longo do Cinturão, são, por sua vez, os marcadores de topo.

3 GEOLOGIA DA ÁREA DE TAPERA GRANDE

A área Tapera Grande, com cerca de 16 km², está totalmente inserida no contexto geológico do Grupo Serra do Itaberaba (FIGURA 3). O interesse pela área surgiu com a constatação de que as principais atividades mineiras relacionadas a extração de ouro aluvionar, datadas de meados do século XVII, ali ocorreram.

Em Tapera Grande foi possível individualizar unidades pertencentes às formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçu, além de um pequeno corpo de granito na porção oeste (Pau Pedra) e restrita faixa de sedimentos aluvionares fluviais pertencentes à Formação São Paulo.

Estas unidades estão estruturadas em um pequeno sinclínório que se estende por aproximadamente 4 km na direção NW-SE, denominado informalmente de sinclínório do Ribeirão das Lavras.

3.1 Formação Morro da Pedra Preta

A Formação Morro da Pedra Preta está representada na área pelo conjunto de rochas metapelíticas, metabásicas, por vezes com relíquias de *pillow lavas*, metavulcanoclásticas, rochas calciossilicáticas, rochas meta-ígneas intermediárias e metatufos alterados hidrotermalmente e metassomatizados, além de exalitos representados por formações ferríferas, *metacherts* e turmalinitos.

A composição química das metavulcânicas básicas é compatível com tholeitos Tipo N de cadeias meso-oceânicas com gradações do Tipo E (Juliani, 1993). É basal em relação à Formação Nhanguçu, ora apresentando contatos bruscos, ora gradacionais.

3.1.1 Rochas Metapelíticas

Na área esses litotipos tem distribuição superficial expressiva, ocupando 30-40%, e constituem duas unidades distintas formadas por metassedimentos quartzosos (Mp) e metassedimentos grafitosos (Mg).

Os dados de sondagens, embora restritos aos flancos da sinforme, recortaram estas unidades em diferentes pontos (FIGURA 4). O furo SRT-11 atravessou uma

espessura aparente de 151 m desse pacote, não alcançando o contato inferior; os demais furos atravessaram espessuras aparentes variando de 2 m (SRT-5) a 31 m (SRT-9).

Foi possível registrar intercalações dos metassedimentos com rochas calciossilicáticas (SRT-5 e SRT-7) e metatufos básicos (SRT-4 e SRT-8). Em ambos os casos, os contatos são gradacionais. O furo SRT-10 interceptou praticamente toda a seqüência, ocorrendo intercalações de rochas calciossilicáticas (topo) e anfibolito (base), com contatos gradacional e brusco, respectivamente, com as metapelíticas.

3.1.1.1 Metassedimentos quartzosos

Os litotipos desta unidade apresentam estruturas bandadas, dadas pela granulação fina ou por componentes mineralógicos, ocorrendo, subordinadamente, tipos laminados, frequentemente com estruturação rítmica, alternando-se bandas e lâminas mais sílticas com micáceas ou de cores distintas. Quando alterados, é marcante a alternância de diferentes cores, variando de avermelhada ou rósea a marrom claro.

Em amostras de rochas frescas, foi possível identificar que os leitos de cor cinza claro são constituídos por quartzo e outros por sericita, enquanto que os de cor cinza escuro por biotita ou grafita, como identificado nos furos SRT-5 e SRT-10, que se localizam no flanco oeste da sinforme, e os furos SRT-4, SRT-7, SRT-8 e SRT-11, no seu flanco leste (FIGURA 3).

Os metassedimentos quartzosos foram classificados petrograficamente em: quartzo-muscovita-sericita xisto, quartzo-biotita xisto, biotita-muscovita xisto, grafita-muscovita-sericita xisto, sericita-biotita xisto, cordierita-biotita-quartzo xisto com granada e estauroлита, biotita-cianita-cordierita xisto com andaluzita, granada-quartzo-muscovita xisto, cordierita-sillimanita-muscovita e xisto estauroлита-quartzo-muscovita xisto, dentre outros tipos subordinados.

Nas rochas que compõem esta unidade, os minerais essenciais podem ocorrer em diferentes proporções relativas, tendo como constituintes subordinados minerais opacos, grafita, turmalina, zircão, monazita, granada, magnetita, rutilo, apatita e clorita.

As rochas de modo geral apresentam texturas variando de lepidoblástica a nematoblástica, dependendo dos minerais predominantes. Estão sempre bem foliadas

e deformadas, sendo comum a existência de dobras intrafoliais desenhadas por uma xistosidade anterior e dobras intrafoliais redobradas intrafolialmente.

O quartzo mostra-se bastante deformado, estirado, com extinção ondulante, por vezes com recristalização em grãos menores ou intensamente fraturados. Quando presentes, os leitos quartzosos apresentam-se comumente boudinados, devido ao desenvolvimento das foliações S_1 e da S_2 .

A biotita é fina e geralmente intercrescida com a muscovita; esta, por sua vez, forma pequenos porfiroblastos junto aos grãos de quartzo e ambas estão recristalizadas nos planos da S_2 .

A granada mostra granulação média a grossa (1-3 mm), ocorrendo em bandas ricas em biotita, como minerais isolados ou como agregados. Há, pelo menos, duas gerações distintas de formação de granadas, associadas às foliações sin-pós S_1 e sin-pós S_2 .

A estaurolita tem granulação média a grossa, variando entre 1 e 5 mm. Geralmente apresenta-se como cristais anhédricos a subhédricos, associados a níveis micáceos, cristalizando-se principalmente no final da S_1 e da S_2 .

A andaluzita e a cianita apresentam granulação fina a grossa formando porfiroblastos poiquiloblásticos, mm a cm, subhédricos, que se cristalizaram previamente a S_2 , sendo que a andaluzita continuou se desenvolvendo após o término da deformação.

A cordierita tem granulação grossa (3 mm) e raramente apresenta geminação. Sua forma é anhédrica e está comumente associada a granada, quartzo, biotita ou andaluzita. A cristalização da cordierita está geralmente associada ao desenvolvimento final da S_1 e sin-pós S_2 .

A sillimanita tem granulação média, os cristais são aciculares, inclusos ou dispostos nas bordas de cristais de cordierita, ou formam agregados fibrosos orientados. Sua cristalização é sin-pós S_2 .

A presença desses minerais em diferentes níveis de metapelitos indica variação de fácies metamórficas dentro do pacote de micaxistos.

Com relação aos minerais acessórios, a turmalina é o mais abundante, podendo atingir até 5% do volume da rocha. Ocorre de forma isolada e dispersa ou como

agregado. Sua granulação é fina, verde claro, por vezes apresentando zonamento incipiente difuso.

A monazita, de granulação muito fina, ocorre disseminada. Os cristais podem ser zonados, com bordas bem definidas, ou não zonados, por vezes fraturados. Estas variações mostram nitidamente a existência de gerações distintas deste mineral. A detecção de cristais zonados só foi possível com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura, devido as dimensões dos cristais (2 μm - 90 μm).

Sulfetos ocorrem disseminados, remobilizados em microveios de quartzo ou em fraturas de minerais. Bandas ou filmes podem estar dispostos segundo a xistosidade ou intersectá-la, atingindo até 2 cm de espessura e localmente 20% do volume da rocha.

O ouro submicroscópico na forma livre e disseminado, foi registrado nas amostras dos furos de sondagens SRT-11 aos 86,30 m e 111,20 m e SRT-8 aos 46,00 m de profundidade.

3.1.1.2 Metassedimentos grafitosos

As ocorrências de corpos de metassedimentos grafitosos mais expressivas situam-se na porção norte-noroeste de Tapera Grande. Estas formam um pacote com dobras fechadas, de espessura máxima de 50 a 150 m, e lentes menos expressivas na sua porção sul. Na porção norte da área, sua extensão pode ser superior a 2 km, prolongando-se para fora dos limites da mesma.

Em afloramento apresentam-se como metassedimentos alterados, em geral cinza claros, localmente cinza escuro, devido ao enriquecimento em grafita, apresentando estrutura bandada ou laminada. Quase sempre estão bastante foliados e crenulados.

Estas rochas estão, em geral, colocadas estratigraficamente sobre as rochas metabásicas, metavulcanoclásticas e metatufos, e estão interdigitadas ou sotopostas a metapelitos e às formações ferríferas.

Os metassedimentos grafitosos foram classificadas petrograficamente como grafita-sericita xisto, grafita-muscovita-sericita xisto com estauroлита ou andaluzita e xistos grafitosos, em função das proporções variáveis de grafita.

Os minerais essenciais são grafita, sericita, quartzo e minerais opacos, que podem ocorrer em diferentes proporções relativas, tendo como constituintes

subordinados muscovita, biotita, zircão, monazita, granada, turmalina, andaluzita e estaurolita.

A grafita tem granulação fina, concentrando-se em leitos, e pode alcançar até 25% do volume da rocha. Por vezes, os níveis grafitosos são subordinados ou mesmo ausentes.

Os componentes micáceos se apresentam em proporções variadas, podendo predominar sericita ou muscovita e sericita ou biotita, dependendo da banda analisada. As micas podem constituir leitos, enquanto o quartzo forma agregados granoblásticos.

Andaluzita porfiroblástica apresenta-se cristalizada como prismas curtos, euhédricos, deformados e recristalizados como grãos menores.

Estaurolita, em geral, tem granulação fina. Os cristais são anhédricos a subhédricos, por vezes alterados para biotita e sericita, indicando a atuação de processos retrometamórficos.

Monazita é encontrada como cristais anhédricos, por vezes zonados, de granulação muito fina, com contatos irregulares com os minerais adjacentes.

Zircão, de granulação muito fina, aparece como cristais anhédricos e alongados.

Os minerais opacos, representados por pirrotita e pirita, formam bandas milimétricas a centimétricas ou, ainda, ocorrem na forma de buchos e filmes, perfazendo localmente de 5% a 10% do volume da rocha.

3.1.2 Exalitos

Exalitos são sedimentos químicos precipitados a partir de um fluido mineralizante e, conseqüentemente, a compreensão destas rochas permite direcionar a exploração ao local exato de um sistema exalativo.

Estas rochas formam-se pela reação de fluidos - ricos em ferro, magnésio, metais base, ouro, carbonatos e sulfetos - derivados de atividades vulcânicas no assoalho marinho, proximal ou distal aos seus pontos de descarga, misturados com a água do ambiente por onde percolam.

Os exalitos são excelentes indicadores da presença de processos hidrotermais-exalativos que atuaram em uma determinada região, sendo potenciais para o desenvolvimento de trabalhos de prospecção (Möller *et al.* 1983, Plimer 1986, Bone 1988, Lottmoser e Plimer 1988, Plimer 1989).

As formações ferríferas bandadas nas fácies óxido, sulfeto, carbonato e silicato, os turmalinitos (*chert iron formation*), *metacherts* e rochas quartzosas enriquecidas em granada espessartina (*coticules*) e mais recentemente siderita-sericita *chert* constituem os principais tipos de exalito.

Na área Tapera Grande, ao longo do Ribeirão das Lavras, ocorrem afloramentos de formações ferríferas bandadas da fácies óxido (magnetita), associada com a fácies silicato (grunerita-cummingtonita), *metacherts* e turmalinitos finamente laminados. Estas rochas estão comumente associadas às rochas metavulcanoclásticas e metatufos e intercaladas nos metassedimentos grafitosos e rochas calciossilicáticas.

3.1.2.1 Formações Ferríferas

As formações ferríferas (*BIF*) constituem pequenos corpos, situados na porção sudoeste da área, nas proximidades do granitóide Pau Pedra. Distinguem-se as fácies óxido (magnetita) e silicato (grunerita-cummingtonita), com típicas estruturas bandadas.

A *BIF* da fácies óxido constitui corpos menores, com estruturas ovóides, ricas em especularita/hematita, geralmente de granulação um pouco mais grossa, e com cristais subhédricos mais grossos de magnetita, envolvidos por quartzo com pouco óxido de ferro.

Nos leitos quartzosos, o mineral é sempre fino e friável, com aspecto de metarenito puro, indicando recristalização intensa, deformação e recristalização dos *cherts* originais.

Regionalmente, estas rochas são bastante frequentes ocorrendo como intercalações nos metassedimentos terrígenos depositados sobre as rochas vulcânicas e as lentes de rochas metavulcanoclásticas e cálcio-silicáticas, constituindo delgados leitos de espessura centimétrica, às vezes, alcançando alguns decímetros (Juliani 1993).

Ao longo do Ribeirão das Lavras ocorrem afloramentos das *BIFs* da fácies silicato, intimamente associada à fácies óxido (magnetita). Estas rochas mostram-se alteradas, bandadas, laminadas e dobradas, com níveis de *metachert*, variando de 0,1 a 0,5 cm de espessura, alternados com níveis ricos em cummingtonita-grunerita anfíbolitos, e óxidos de manganês, com delgadas lâminas ou filmes de clorita, opacos ou granada.

A íntima associação com as rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas de composição básica à intermediária e com metapelitos grafitosos, comumente com sulfetos bandados, e dimensões reduzidas, características de ambiente vulcano-sedimentar, permite classificá-las como formações ferríferas do tipo Algoma (Gross 1965), muito semelhantes às descrições de Dimroth (1975) e Gross (1980). Essas mesmas características permitem enquadrá-las no tipo DWAT-IF e SVOS-IF (Kimberley 1978 e 1989).

3.1.2.2 *Metacherts*

Os *metacherts* formam camadas delgadas intercaladas nas rochas vulcanoclásticas, calciossilicáticas e nos metassedimentos tufíticos.

Nas antigas lavras de ouro denominada informalmente de Luiz Fernando (LF) e Joana (LJ), afloram camadas de *metachert* com até 40 cm de espessura, dobradas, intercaladas nos metatufos e sotopostas as rochas vulcanoclásticas. São constituídos essencialmente por quartzo; sulfetos (pirrotita e pirita), turmalina, sericita e clorita são os minerais acessórios.

Quartzo mostra-se inequigranular, predominando granulação média a grossa, com faixas e áreas onde está recristalizado, de granulação fina, com extinção fortemente ondulante e textura granoblástica. Os contatos entre os grãos são irregulares ou lobados. Apresentam grandes quantidades de inclusões fluidas com dimensões e formas variáveis.

As turmalinas, por vezes zonadas, estão distribuídas caoticamente. Podem ser um constituinte maior e formar leitos de turmalinito. Comumente apresentam-se dobradas, fraturadas e recristalizadas, com relações texturais com as foliações tectônicas que permitem relacioná-las como pré-sin S_1 e sin-pós S_2 .

Clorita constitui pequenas plaquetas deformadas, com minerais opacos associados. Ouro, pirrotita e pirita ocorrem disseminados ou remobilizados em microfraturas ou preenchem os espaços intergranulares dos grãos de quartzo.

3.1.2.3 Turmalinitos

De acordo com Slack (1982), turmalinitos são rochas contendo 20% ou mais do volume da rocha de turmalina, constituindo lentes ou camadas do tipo *stratabound*.

Os turmalinitos ocorrem na parte sul de Tapera Grande, constituindo pequenas camadas ou lentes com espessura centimétrica, intercalados em leitos de *metacherts*, rochas metavulcanoclásticas, metatufos e micaxistos.

A granulação dos turmalinitos é fina, com estrutura microlaminada, mostrando alternância de leitos quartzosos com outros de turmalina. A pirita acha-se disseminada, disposta na forma de lentes concordantes com a foliação ou remobilizada em microfraturas. Esta rocha apresenta características sedimentares, provavelmente originada por processo exalativo vulcanogênico (Beljavskis 1988).

3.1.2.4 Rochas Calciossilicáticas

As rochas cálcio-silicáticas constituem corpos lenticulares de pequena extensão lateral, e espessura inferior a 40 m, distribuídos ao longo do Ribeirão das Lavras. Estas rochas apresentam um posicionamento estratigráfico bem definido, sobrepondo-se às unidades metavulcânicas de composição básica a intermediária. Nos testemunhos de sondagem foi possível identificar níveis decimétricos de tufos básicos intercalados nas rochas cálcio-silicáticas.

Nos afloramentos, quando alteradas, apresentam coloração ocre, bastante característica, comumente com óxidos e hidróxidos de manganês disseminados em pontos, fraturas ou bandas, conferindo à rocha uma coloração marrom.

Quando sãs, o tipo mais comum é bandado e laminado, de cor verde-escuro a claro e cinza-esverdeado, com bandas ricas em epidoto alternando-se com outras compostas por tremolita-actinolita e diopsídio. Subordinadamente ocorrem flogopita, turmalina, carbonatos e opacos.

Petrograficamente as rochas calciossilicáticas são classificadas em epidoto-actinolita xisto, flogopita-actinolita-diopsídio xisto e calcita-epidoto-actinolita xisto, com texturas desde granoblástica a granonematoblástica. Rochas com aspecto maciço estão representadas por epidositos.

Os contatos destes corpos com as encaixantes são bruscos na base, quando depositados sobre as unidades vulcânicas de composição básica a intermediária, e lateralmente gradacionais e interdigitados com metapelitos e metassedimentos tufíticos, conforme verificado nos testemunhos de sondagem.

3.1.2.5 Metatufos Básicos

A unidade dos metatufos básicos é representada por corpos com limitada extensão lateral, distribuídos na parte centro-oeste e nordeste de Tapera Grande. Em afloramento, a rocha alterada é argilosa de cor variegada, predominando rósea

avermelhada sobre as demais, com pontuações cauliniticas e a presença de hidróxidos de manganês.

São classificados como hornblenda xisto e biotita-hornblenda xisto, de granulação fina a média, estrutura bandada ou xistosa. Nota-se uma alternância de leitões e bandas subparalelas enriquecidas em hornblenda e biotita, ou por plagioclásio e quartzo. A presença de opacos, ilmenita ou titanomagnetita, envoltos por titanita, está preferencialmente associada à lâminas ricas em biotita ou em máficos intensamente cloritizados.

Gradações e interdigitações com metavulcanoclásticas, calciossilicáticas e com os metassedimentos com contribuição de tufos são comuns e verificadas nos testemunhos de sondagem.

Nesta unidade ocorrem, junto ao Ribeirão Tomé Gonçalves, meta-hialoclastitos, caracterizados por Coutinho *et al.* (1984). Constituem corpos menores intercalados nas rochas metavulcanoclásticas e metatufos básicos, sobrepostos aos corpos de metabasitos com *pillow lavas*.

Estas rochas foram classificadas petrograficamente como epídoto-hornblenda xisto, guardando feições microscópicas reliquias, que evidenciam uma origem a partir de tufos metamorfizados, sendo semelhantes aos *aquagen tuffs* de Carlisle (1963) em Quadra Island (British Columbia) e aos hialoclastitos descritos por Dimroth e Lichtblau (1979) em Rouyn-Noranda (Canadá) e por Lajoie (1979).

3.1.2.6 Rochas Metavulcanoclásticas

As rochas metavulcanoclásticas estão representadas por corpos lenticulares com poucos metros a dezenas de metros de espessura e centenas de metros de comprimento, condicionados à estruturação local com direção geral N-NW, que se distribuem ao longo dos Ribeirão das Lavras, na parte oeste da área.

Trata-se de rochas metavulcanoclásticas ou metabrechas autoclásticas na acepção de Lajoie (1979). São petrograficamente classificadas como hornblenda gnaisses de composição tonalítica.

De maneira geral, as rochas metavulcanoclásticas, quando frescas, exibem coloração verde escuro, granulação média a grossa, com ampla variação textural e com fragmentos de metabásica, plagioclásio e metatubo básico, comumente dispersos em matriz essencialmente constituída por hornblenda e plagioclásio. A granada e magnetita são acessórios comuns, podendo localmente atingir 5% a 10% do volume da rocha. Os sulfetos, essencialmente pirrotita e subordinadamente pirita e calcopirita, ocorrem disseminados, formando buchos e filmes remobilizados em microfraturas.

Os corpos principais estão colocados predominantemente sobre os derrames basálticos, sendo também comuns intercalações nos derrames, nos metassedimentos e nas rochas calciossilicáticas.

Os contatos desta unidade com os metatufos e com as rochas calciossilicáticas são gradacionais, sendo notadas nos testemunhos de sondagem e em afloramentos interdigitações desses termos nas vulcanoclásticas.

3.1.2.7 Rochas Intermediárias a Ácidas

As rochas intermediárias a ácidas correspondem a corpos de metandesitos e metadacitos dispostos no topo dos derrames basálticos. As dimensões desses corpos variam desde poucas dezenas de metros a 300 metros de comprimento e espessura alcançando, no máximo, 30 metros.

Nos afloramentos notam-se rochas alteradas, com coloração branca a branca esverdeada, granulação fina a média, muito foliada. Petrograficamente são caracterizadas como sendo plagioclásio-muscovita xisto e plagioclásio quartzitos.

Corpos subaflorantes de metadacito foram seccionados pelas sondagens SRT-01 e SRT-09, enquanto que na sondagem SRT-05 foi possível identificar a presença de um corpo de metandesito. Em toda a extensão da superfície onde afloram observa-se a presença de sulfetos disseminados, predominando a pirrotita, pirita e a calcopirita.

O corpo aflorante a sudoeste da área apresenta contato gradacional com os metassedimentos sercíticos, enquanto que os subaflorantes estão em contato gradacional com metatufos básicos.

A distribuição no topo dos derrames metabasálticos, as dimensões, a associação com as rochas metavulcanoclásticas e a variação lateral e vertical para fácies vulcanoclásticas e sedimentares sugerem que os mesmos correspondem a intrusões restritas, do tipo *pipe*, de andesitos a dacitos na sequência vulcânica básica.

3.1.2.8 Metabasitos

As rochas metabásicas compõem corpos alongados, complexamente deformados, por vezes reunindo diversos derrames, dispostos na direção geral NW. O corpo principal na área Tapera Grande apresenta cerca de 3 km de extensão e aproximadamente 300 metros de largura, aflorando ao longo do Ribeirão das Lavras. Trata-se de rochas essencialmente básicas, com composição mineralógica simples, predominando anfibólios (hornblenda) e plagioclásios (andesina-oligoclásio).

A proporção destes constituintes minerais é variável, podendo a hornblenda constituir mais de 90% do volume da rocha. Pode haver um enriquecimento maior em

plagioclásio, fazendo com que estas rochas adquiram um caráter composicional de tendência intermediária.

As rochas aflorantes, quando frescas, apresentam coloração preta a preta esverdeada, granulação fina a média, por vezes grossa, textura maciça ou fracamente xistosa. Petrograficamente foram caracterizadas como anfibolitos e hornblenda xisto e subordinadamente metadiabásio e metagabro, com texturas ofíticas, blastofíticas ou ainda blastoporfíricas.

3.2 Formação Nhanguçu

A Formação Nhanguçu está representada na área por metapelitos manganíferos e peraluminosos e, de modo subordinado, por metacálcio-pelitos e metariólitos, raros metabasitos, metavulcanoclásticas e tumalinitos. No topo, ocorrem lentes subordinadas de mármore e rochas calciossilicáticas. Este conjunto está recoberto por xistos finos e bandados ricos em andaluzita.

3.2.1 Metapelitos Manganíferos

Os metapelitos manganíferos compreendem uma expressiva faixa de exposição na parte nordeste da área, sendo rara a presença de corpos maiores isolados. De modo geral, essas rochas, quando alteradas, apresentam cores arroxeadas, com estruturas bandadas e laminadas, dadas por leitos de diferentes cores e composições mineralógicas. O litotipo mais comum é constituído essencialmente por quartzo e muscovita/sericita de granulação fina, apresenta texturas granolepidoblástica e granoblástica, dada pela presença de granada.

Estratigraficamente estão sotopostos aos metapelitos peraluminosos, cujos contatos se dão de forma gradacional e interdigitada.

Estas rochas representam fácies de deposição química/pelítica associada a sedimentos aluminosos e a rochas carbonáticas, provavelmente depositadas em ambiente de águas rasas.

3.2.2 Rochas Calciossilicáticas e Carbonáticas

As rochas calciossilicáticas são macroscópica- e petrograficamente distintas daquelas da Formação Morro da Pedra Preta, variando desde metacálcio-pelitos até metacálcarios ou mármore.

Os metacálcio-pelitos ocorrem inseridos na unidade de metapelitos manganíferos, com variável contribuição de precipitados químicos, entre os quais, os

óxidos e hidróxidos de manganês e ferro e de sílica (*chert*). Esta distribuição é devida às variações locais nas condições do ambiente deposicional. Macroscopicamente são semelhantes a filitos ou xistos finos, de cor cinza azulada, com bandas e lâminas mais escuras e outras claras.

Ao microscópio são laminados ou bandados, de textura granolepidoblástica, quase sempre porfiroblástica, formados essencialmente por tremolita-actinolita, quartzo, flogopita e epidoto, com minerais opacos e granada como constituintes menores ou traços.

3.2.3 Metapelitos Peraluminosos

Os metapelitos peraluminosos são representados por andaluzita-quartzo-muscovita xisto, com textura lepidoblástica e porfiroblástica, com leitos granoblásticos e estrutura finamente laminada e bandada.

Em afloramento, observam-se bandas de 2 a 5 cm de espessura irregularmente espaçadas, onde se concentram porfiroblastos de andaluzita, refletindo variações na composição original dos sedimentos em relação ao conteúdo de alumínio.

3.2.4 Meta-riólitos

Os meta-riólitos situados na parte sul da área constituem pequenos corpos que se estendem por mais de uma centena de metros, com até dois metros de espessura, encaixados em metapelitos manganésíferos.

Em afloramento, as rochas encontram-se alteradas, com coloração branca, totalmente caulinizadas, sendo comumente encontrados cristais de quartzo octaédricos dispersos na matriz ou mesmo soltos, junto ao solo nas proximidades da ocorrência.

Estas rochas apresentam uma foliação metamórfica que orienta, estira e rotaciona agregados de quartzo. Há, ainda, grãos de quartzo com hábito bipiramidal, característico de quartzo de riólitos.

3.3 Rochas granitóides

Estas rochas são representadas pelo Granito Pau Pedra, que aflora na porção oeste da área, constituindo um corpo aproximadamente circular. Sua composição mineralógica varia de granitos 3a e 3b a granodioritos.

As rochas são de cor cinza-claro, granulação média a grossa, aproximadamente equigranulares, mostrando forte orientação e textura cataclástica. São constituídas por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e menor quantidade de biotita.

A recristalização dos minerais micáceos dos xistos nas proximidades dos contatos ocorrem de maneira não generalizada, indicando metamorfismo de contato incipiente.

3.4 Formação São Paulo

Os sedimentos da Formação São Paulo estão representados na área por folhelhos variegados, argilitos avermelhados, siltitos e arenitos com intercalações de conglomerados, todos incipientemente litificados.

Os sedimentos finos podem mostrar estruturação plano-paralela e os sedimentos arenosos, estratificação cruzada. Estão, em geral, soerguidos em relação ao atual nível de base, podendo situar-se até a mais de 100 m acima das drenagens principais.

A distribuição destes sedimentos em varios níveis topográficos sugere origem tectônica para a bacia sedimentar. De acordo com Juliani (1993), estes sedimentos foram afetados por falhamentos normais, inversos e transcorrentes.

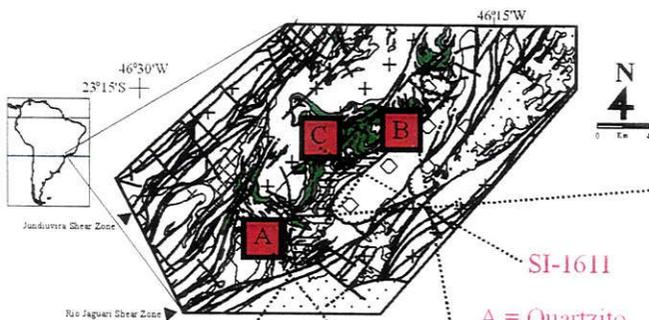
3.5 Aluviões e Coluviões

Os depósitos aluvionares ocorrem como corpos irregulares ao longo do Rio Jaguari e Ribeirão das Lavras. São depósitos pouco espessos, em geral argilosos e argilo-arenosos com níveis conglomeráticos subordinados. São abundantes grânulos líticos, evidenciando a imaturidade dos sedimentos. O estudo preliminar destes sedimentos permitiu identificar turmalina, zircão, epídoto, magnetita, micas, scheelita, granada, estauroлита e andaluzita.

A presença de ouro foi detectada com freqüência, tanto nos aluviões como nos colúvios das áreas banhadas pelo Ribeirão das Lavras. Concentrações com mais de 100 partículas de ouro foram detectadas em concentrados de batéia.

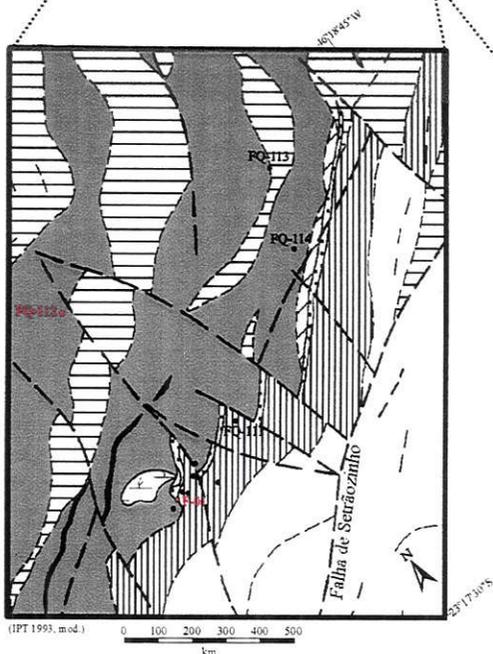
Os colúvios, pouco estratificados, quase sempre recobrem as bordas dos aluviões, podendo também constituir intercalações nestes. Nas encostas apresentam uma espessura média de 1,5 metros, sendo formados por blocos de metabasitos, xistos, formações ferríferas e *metacherts*. A presença de ouro foi notada em amostras de solo provenientes de poços e trincheiras que seccionaram os colúvios da área Tapera Grande.

Conglomerados com cimento limonítico foram observados no Ribeirão das Lavras, constituindo rejeito das lavras de ouro do período colonial. Uma pequena folheta de ouro foi encontrada em fragmentos destes conglomerados.



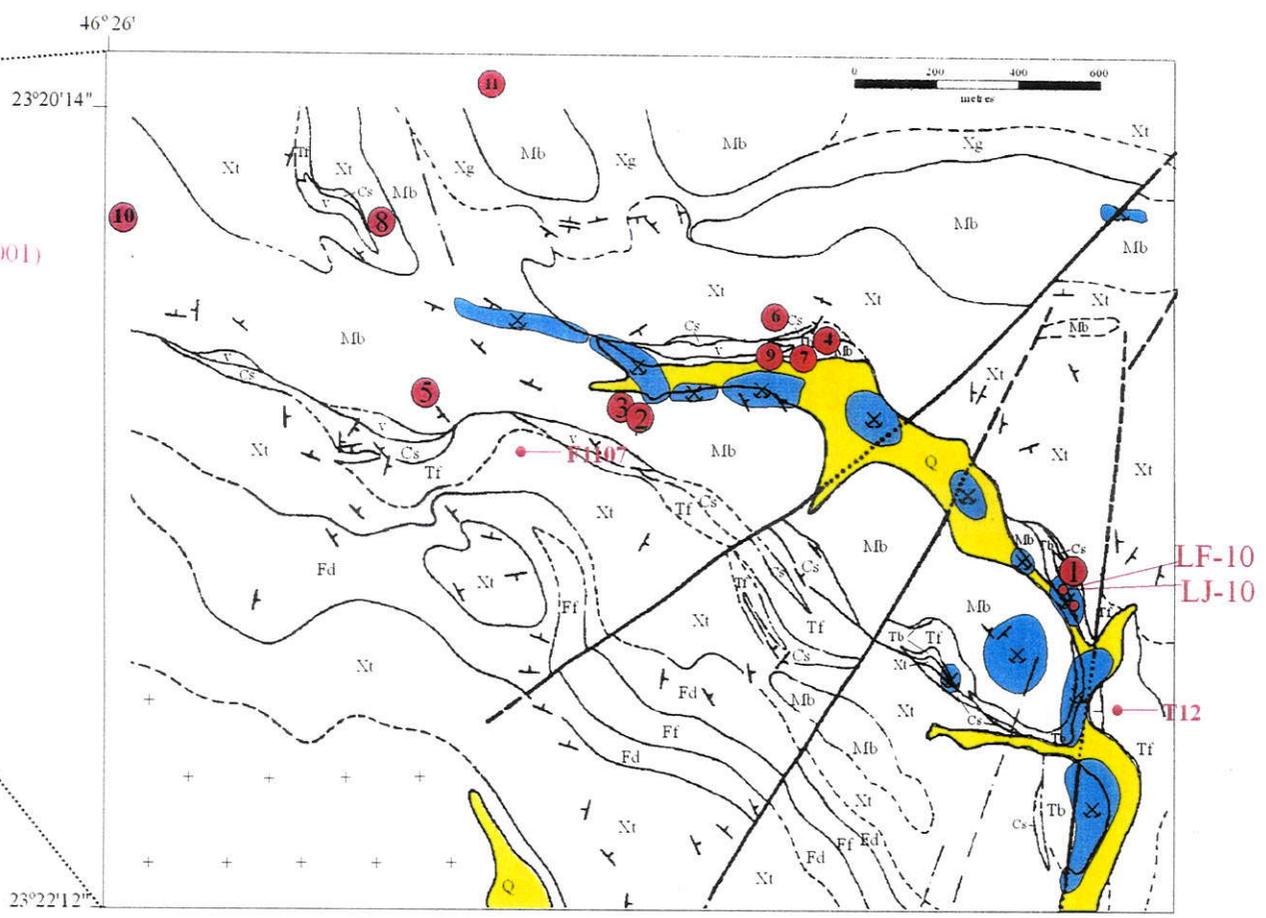
SI-1611

A = Quartzito
B = Tapera Grande
C = Área C (Pérez-Aguilar 2001)



Quartzito

(FQ) furo de sondagem rotativa
FQ-01; FQ-111 a FQ-114



Tapera Grande

(1) furo de sondagem rotativa - SRT-1 a SRT- 11
(LF) afloramento LF-10; LJ-10; T-12 e F-1107

FIGURA - 4 Mapa de Localização das Amostras das Áreas Tapera Grande (A), Quartzito (B) e Área (C)

4 MÉTODOS ANALÍTICOS

Neste capítulo são descritos os métodos analíticos adotados para atingir os objetivos da tese.

4.1 Microscopia Óptica

Para mapeamento das inclusões fluidas foram utilizados microscópios Zeiss e Leitz do Laboratório de Petrografia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas.

Foram descritas 20 lâminas polidas em ambas as faces, correspondentes a veios de quartzo e *metachert* (TABELA 1), também confeccionadas no Instituto de Pesquisas Tecnológicas.

Foram descritas 50 lâminas delgadas correspondentes às amostras analisadas para química de rocha total (TABELA 2), utilizando-se os microscópios Zeiss do Laboratório de Óptica do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da USP.

A identificação de minerais opacos em seções delgadas polidas e blocos polidos foi realizada com equipamento Zeiss do Laboratório de Óptica do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da USP.

Turmalinas dos diversos litotipos (TABELA 1), posteriormente analisadas por microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica, foram mapeadas em seções delgadas polidas realizadas no Laboratório de Laminação da Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP.

4.2 Microtermometria de Inclusões Fluidas

A microtermometria de inclusões fluidas foi desenvolvida no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, totalizando 1200 determinações em 20 lâminas polidas em ambas as faces.

Os dados microtermométricos foram obtidos utilizando-se a platina de resfriamento/aquecimento LINKAN - TMS 92, acoplada a um sistema digital de resfriamento LNP 2 e a microscópio Zeiss-JENAPOL, conectado a um monitor Sony,

modelo VTO 232.

Para a obtenção das temperaturas de fusão de CO₂, o resfriamento atingiu -110°C, retornando -55°C por aquecimento progressivo controlado. No intervalo de -63°C a -56°C, a velocidade de resfriamento foi mais lenta, de 1°C/minuto, a fim de permitir a observação, no monitor, da fusão do CO₂ num conjunto de inclusões fluidas.

Para a obtenção das temperaturas de fusão gelo, de fusão do clatrato, do eutético e de homogeneização do CO₂, o resfriamento atingiu -60°C, retornando-se gradualmente à temperatura de 32°C, por meio de um aquecimento controlado. No intervalo entre -10°C e +12°C a velocidade de aquecimento foi mais lenta, de 2°C/minuto.

Para a obtenção da temperatura de homogeneização total, procedeu-se ao aquecimento gradual até 350°C, adotando-se a velocidade de 30°C/minuto, até atingir 150°C, passando para 5°C/minuto, até atingir 250°C, e, finalmente, 2°C/minuto até 450°C.

4.3 Espectrometria Raman

Estudos de espectrometria Raman em inclusões fluidas e turmalinas foram desenvolvidos no Laboratório de Espectrometria Raman do Departamento de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, em 10 seções polidas em ambas as faces de amostras representativas de quartzo de veios, *metacherts* e turmalinitos.

O equipamento utilizado foi o espectrômetro Raman da Jobin-Yvon Instruments, modelo T64000, com três grades de difração, tendo como fonte de excitação a linha 5145 Å fornecida por um laser de Ar⁺ da Coherent. As frequências características foram detectadas por uma CCD de Si(Li) bi-dimensional (1024 x 256 pixels). A focalização do feixe do laser, de aproximadamente 3 µm de diâmetro, foi obtida com microscópio Olympus com objetiva de 100 vezes, acoplado a um monitor Sony. A potência do laser foi de 15mW para o estudo das inclusões fluidas e 20mW para o estudo das turmalinas. O tempo de integração com as amostras foi de 300s e 1800s, respectivamente.

A posição dos picos foi determinada com o auxílio de programa de ajuste de curvas, que utiliza a curva de distribuição de Lorentz para a decomposição espectral. A

resolução espectral para cada modo vibracional é da ordem de $\pm 1 \text{ cm}^{-1}$.

4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura

Identificação e análise de minerais opacos em trinta blocos polidos de rochas provenientes de testemunhos de sondagens e afloramentos (TABELA 1) foram realizadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica do Departamento de Engenharia de Minas da Escola Politécnica da USP, utilizando-se o microscópio eletrônico de varredura LEO, modelo STEREOSCAN 400, acoplado a um detector de microanálise por EDS e sistema computacional em ambiente Windows.

Esses estudos foram complementados, utilizando-se seções delgadas polidas, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da USP, que possui o mesmo equipamento, modelo 440i.

Química mineral de turmalinas e mapeamento de monazitas foram realizados no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, que possui equipamento da LEO modelo 430i, tendo acoplado um detector de EDS da Oxford, modelo CatB. As condições operacionais foram tensão de aceleração de 20kV e tempo de interação de 100 s. O programa para quantificação dos elementos analisados foi ISIS.

Todas as seções e blocos utilizados foram metalizados com carbono.

4.5 Microsonda Eletrônica

As análises químicas de turmalinas e monazitas foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, com a microsonda Superprobe JEOL, modelo JXA-8600. As condições operacionais para análise de turmalinas foram: largura do feixe de 1-2 μm , com corrente de 15 nA e tensão de aceleração de 15 kV. No caso das monazitas, a corrente adotada foi de 100.2 nA e tensão de 20 kV.

As seções delgadas polidas foram metalizadas com carbono.

Os dados de química mineral foram tratados utilizando-se planilhas Excel.

4.6 Preparação de Pós e Separação Mineral

Para as análises de rocha total, química mineral, isótopos estáveis e radiogênicos, procedeu-se a preparação de pós e separação de minerais na Divisão de Tratamento de Minérios do Instituto de Pesquisas Tecnológicas e nos Laboratórios de Preparação de Amostras do Centro de Pesquisas Geocronológicas e do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP.

Para a obtenção dos pós, procedeu-se à britagem (moinho de barras) de aproximadamente 1 kg de amostra de rocha, moagem (moinho de anéis de carbeto de tungstênio), homogeneização, quarteamento, nova moagem, obtendo-se duas alíquotas de 100 g, atingindo-se a granulação passante em 200 mesh (0,075 mm). O procedimento obedeceu à norma IPT-JICA.

A separação dos minerais pirita, pirrotita, plagioclásio, turmalina, quartzo e carbonato incluiu: a) trituração das amostras com prensa hidráulica e peneiramento com granulação passante em 60 mesh; b) moagem de alíquota de 150 g em moinho de anéis ou bolas de carbeto de tungstênio, até atingir a granulação passante em 250 mesh; c) lavagem das amostras com água bi-destilada e acetona, e d) secagem sob lâmpada.

Os minerais foram separados pelos líquidos densos iodeto de metileno e bromofórmio. Os sulfetos, as turmalinas e os anfibólios concentraram-se no fundo do funil, por terem maior densidade que o líquido utilizado, enquanto quartzo, plagioclásio e carbonatos ficaram na superfície do líquido (fase sobrenadante). Foram filtradas separadamente as frações de fundo e sobrenadante, procedendo-se à secagem sob lâmpada em estufa.

Dependendo do mineral a ser separado, utilizaram-se diferentes amperagens e inclinações do separador eletro-magnético Frantz Isodynamic, modelo L1, série 678, operando nas condições máximas de 115V e 2,2 A.

Concentrados puros de quartzo, turmalina, calcita, plagioclásio, anfibólio e pirita foram obtidos por catação manual com auxílio de lupa binocular, após separação de magnetita com imã de mão. Em alguns casos (por ex: plagioclásio) utilizou-se ataque

químico com HCl para eliminação de carbonato, e HNO₃ para eliminação de sulfetos associados a turmalinas e anfibólios.

4.7 Análise Total de Rochas e Minerais

Os pós de rocha preparados na Divisão de Tratamento de Minérios do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (TABELA 2) foram analisados por ICP-MS no Activation Laboratories (Canadá), sendo os limites de detecção:

Óxidos: SiO₂: 0,01%; TiO₂: 0,001%; Al₂O₃: 0,01%; Fe₂O₃: 0,01%; MnO: 0,001%; MgO: 0,01%; CaO: 0,01%; Na₂O: 0,01%; K₂O: 0,01%; P₂O₅: 0,01%; LOI (perda ao fogo): 0,01%.

Elementos menores (em ppm): Cr: 20; Ni: 20; Co: 1; Sc: 1; V: 5; Cu: 10; Pb: 5; Zn: 30; Bi: 0,4; In: 0,2; Sn: 1; W: 1; Mo: 2; As: 5; Sb: 0,5; Ag: 0,5; Rb: 2; Cs: 0,5; Ba: 3; Sr: 2; Tl: 0,1; Ga: 1; Ta: 0,1; Nb: 1; Hf: 0,2; Zr: 5; Y: 1; Th: 0,1; U: 0,1; Au: 2 ppb.

Elementos terras raras (em ppm): La: 0,1; Ce: 0,1; Pr: 0,05; Nd: 0,1; Sm: 0,1; Eu: 0,05; Gd: 0,1; Tb: 0,01; Dy: 0,1; Ho: 0,1; Er: 0,1; Tm: 0,05; Yb: 0,1; Lu: 0,04.

Análises complementares de rochas e turmalinas foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-x do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, que possui equipamento Philips, modelo PW 2400. O método utiliza pastilhas de pó prensado, confeccionados com 0,5 g de amostra.

Análises de ouro por *fire assay* e alguns elementos traços (Cu, Pb, Zn, W e As) por absorção atômica (alíquotas de pó de rocha com mais de 50 g) foram realizadas nos Laboratórios do Instituto de Pesquisas Tecnológicas e no Laboratório de Geologia e Sondagens da GEOSOL (MG).

4.8 Isótopos Estáveis de Oxigênio, Hidrogênio e Enxofre

Análises de isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio e enxofre foram realizados no Scottish Universities Environmental Research Centre em Glasgow (Escócia), com a orientação do Prof. A.E. Fallick e Dr. A.J. Boyce.

O método utilizado para análise dos isótopos estáveis de oxigênio utiliza como o reagente o ClF_3 (Borthwick e Harmon 1982). Uma pequena quantidade de amostra (1 a 2 mg), na forma de grãos ou de pó, é colocada em orifício(s) de um disco metálico, que é colocado, em um suporte hermeticamente fechado, sob o microscópio óptico de luz refletida, acoplado a um monitor de vídeo. O reagente é liberado sobre a amostra e um feixe de laser promove sua reação, sob vácuo, com a amostra. O oxigênio liberado pela reação é aprisionado em uma série de armadilhas e levado ao espectrômetro de massa.

Valores de isótopos estáveis de oxigênio adicionais para quartzo de veio, metavulcanoclásticas intermediárias encaixantes e *metachert* foram obtidos pelo Dr. S.G. Hagemann, no Departamento de Geologia da Universidade do Wisconsin em Madison (EUA). Alíquotas foram retiradas das seções polidas em ambas as faces com auxílio de uma broca, permitindo análises pontuais ao longo de um perfil desde a encaixante até o interior do veio de quartzo ou *metachert*. As alíquotas foram analisadas pelo método a laser.

Os procedimentos para a extração de hidrogênio são mais trabalhosos e demorados, pois a amostra (cerca de 70 g) deve passar por uma série de etapas de desidratação. Entretanto, a principal reação que ocorre na linha de extração, sob vácuo, é simplesmente a liberação de H_2O da amostra pelo aquecimento até 1100°C . O H_2 para análise é obtido pela passagem de H_2O por um forno com cromo. O gás é transferido para um amostrador, que é colocado no espectrômetro para a análise dos isótopos de hidrogênio.

Os isótopos estáveis de enxofre foram analisados pelos métodos convencional e a laser. O método convencional de extração do SO_2 parte da reação do sulfeto (5 a 10 mg) com Cu_2O (Robinson e Kusakabe 1975). A reação se processa a 1075°C dentro de um forno acoplado a uma das extremidades da linha de extração. Após a passagem por uma série de armadilhas, o SO_2 é transferido para o amostrador, que é levado ao espectrômetro.

FALLICK *et al.* (1992) colocaram como uma das vantagens do método a laser a análise *in situ*, com resolução espacial de $\approx 100\mu\text{m}$. Um feixe de laser é focalizado sobre o bloco polido (com aproximadamente $4,0 \times 2,5 \times 0,7 \text{ cm}^3$) com o sulfeto a ser analisado por meio de um microscópio óptico de luz refletida, acoplado a um monitor de vídeo. O

sistema de imagem ajuda na visualização do percurso do feixe de laser na amostra, controlado pelo operador por meio de um *joystick*. O SO₂ é produzido a partir da reação do sulfeto com uma alíquota de O₂ injetada no suporte da amostra. As altas temperaturas que promovem a reação são geradas pela irradiação provocada pelo laser. A linha de extração de SO₂ é muito semelhante à linha convencional. Neste caso, o gás é diretamente injetado no espectrômetro. Esta é outra vantagem em relação à linha convencional, permitindo a obtenção da medida da razão isotópica com alta precisão e aproximadamente uma hora após o ataque da amostra com o laser.

Kelley e Fallick (1990) alertaram que a composição isotópica medida pode estar fracionada em relação ao valor real, sendo que este fracionamento depende da interação laser-sólido. Para se obter os valores de $\delta^{34}\text{S}$ do mineral, os valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{gás}}$ obtidos da mesma forma que no método de extração convencional (a partir do valor $\delta^{66}\text{SO}_2$ fornecido pelo MS), devem ser corrigidos de um fator K_f . Para os sulfetos analisados este fator é: pirita: 0,8; galena: 2,5; calcopirita: 0,7; pirrotita: 0,4; molibdenita: -0,7. Assim, $\delta^{34}\text{S}$ do mineral analisado é dado por: $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{gás}} + K_f$.

4.9 Isótopos Radiogênicos

Determinações das composições isotópicas de minerais pelos métodos Rb-Sr (pirita e carbonatos), Sm-Nd (plagioclásios, anfibólios, granada, pirrotita e titanita) e Pb-Pb (turmalina e pirita) e em rocha total pelos métodos Rb-Sr (rochas básicas) e Sm-Nd (vulcanoclástica intermediária, anfibolito e grafita xisto) foram desenvolvidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP (CPGeo).

O procedimento seguido nos três métodos divide-se em três etapas: ataque químico (dissolução da amostra, adicionando-se diferentes ácidos a variadas concentrações de acordo ao material presente: piritas: HCl e HNO₃; carbonatos: HCl; rocha total: HNO₃, HF e HCl), separação de elementos (dependendo do método, como descrito a seguir) e obtenção das razões isotópicas por espectrometria de massa.

4.9.1 Lixiviação em Minerais

A técnica de lixiviação permite uma extração gradual do elemento de interesse a cada etapa de lixiviação, a qual é efetuada durante intervalos de tempo e temperatura

pré-determinados. Esta técnica possibilita a maximização do espalhamento das composições isotópicas num diagrama isocrônico, podendo resultar em uma boa resolução para a idade de uma fase.

O procedimento para a obtenção dos lixiviados de sulfetos consiste em ataques sucessivos com HCl a diferentes temperaturas e concentrações, obtendo-se 4 lixiviados enriquecidos em Rb e Sr (pirita), e Sm e Nd (pirrotita). No resíduo final é usado HNO₃, que também é analisado.

No caso das tumalinas, o concentrado obtido pela separação mineral (item 4.6) é lavado e seco, passando, em seguida, por quatro etapas de lixiviação, com o uso de ácidos (HBr, HCl) a quente e uma de dissolução de resíduo. Em cada etapa, é retirado o sobrenadante enriquecido em Pb, obtendo-se, então cinco frações para análise, que definirão a isócrona de Pb-Pb.

4.9.2 Método Rb-Sr

Os conteúdos de Rb e Sr em peso nas rochas e minerais analisados foram determinados por fluorescência de raios X, com equipamento Philips, modelo 2400.

Para a separação dos elementos nas colunas de troca iônica, o laboratório do CPGeo utiliza colunas de resina catiônica (AG-50 WX8, 200-400 mesh). O procedimento é constituído das seguintes etapas: a) centrifugação da amostra; b) refluxo nas colunas; c) escoamento de todo o ácido e início da deposição da amostra; d) coleta do Rb ou Sr, de acordo com a calibração, usando HCl 2,62 N; e) adição de algumas gotas de HNO₃, e colocação em evaporador até secura.

A regeneração da resina é feita com HCl 6 N.

As medidas isotópicas foram efetuadas pelo espectrômetro de massa VG 354, monocolletor, com filamento de Ta, onde se deposita a amostra com H₃PO₄.

4.9.3 Método Sm/Nd

Inicialmente, procede-se à separação do Sr e de ETR em uma coluna de 5 mm de diâmetro e 180 mm de altura, preenchida com resina catiônica do tipo AG 50W X8 (200-400 mesh). O procedimento divide-se nas seguintes etapas: a) deposição da amostra com adição de HCl 2,5 N repetidas vezes; b) eluição com HCl 2,5 N; c) adição de HCl 2,5 N, com coleta de Sr; d) adição de HCl 2,5 N, com coleta das terras raras,

que são secas e transferidas para a coluna de pó de teflon. A resina é regenerada com HCl 6 N.

Para a separação de Sm e de Nd, utilizou-se uma coluna com diâmetro de 5 mm e altura de 100 mm, preenchida com pó de teflon (200 mesh) previamente tratado com ácido Di (2-etilexil) fosfórico. O procedimento segue as seguintes etapas: a) dissolução da amostra com HCl 0,26 N; b) deposição da amostra com adição repetidas vezes de HCl 0,26 N; c) eluição com HCl 0,26 N; d) adição de HCl 0,26 N, seguida da coleta de Nd e) adição de HCl 0,26 N e coleta de Sm. As colunas são recondicionadas com HCl 6,2 N.

Os separados de Sr, Sm e Nd são secos e analisados pelo espectrômetro.

As medidas isotópicas foram efetuadas pelo espectrômetro de massa Finnigan MAT 262, com filamento de Re ou Ta, depositando-se a amostra com H_3PO_4 diluído.

4.9.4 Método Pb/Pb

Aos lixiviados de minerais secos são adicionados HBr 0,7 N. A solução resultante é transferida para colunas de polietileno contendo resina aniônica AG[®] 1-X8 200-400 mesh. Após várias etapas de lavagem com água tridestilada ultrapura, HCl 6 N e HBr 0,7 N, o Pb é eluído em HCl 6 N. Adiciona-se nas soluções finais H_3PO_4 0,25 M, com posterior secagem.

As medidas isotópicas foram efetuadas pelo espectrômetro de massa VG 354, multicoletor, sendo que os concentrados de Pb, misturados com sílica gel, são depositados sobre filamentos de Re.

AGRADECIMENTOS

Durante o desenvolvimento das diversas etapas analíticas, o autor contou com a colaboração de Dr. Adrian J. Boyce, Prof. Anthony E. Fallick, M.Sc. Dailto Silva, Eduardo S. Beljavskis, Dra. Gianna M. Garda, José P. Sertek, Marcos S. Mansueto, Paulo E. Mori, Paulo R. Molinero, Dr. Robert A. Ixer, Dr. Roberto P. Xavier, Dr. Steffen G. Hagemann, Vasco A.P. dos Loios e do pessoal da Gráfica do Instituto de Geociências da USP.

TABELA 1 – Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.

Inclusões MT e R	turmalinas ME e R	turmalinas MEV e FRX	Isótopos O, H, S, S*	Análises de rocha total	Descrição
			SRT-1-2 O, S		Veio de quartzo hospedado em metachert. Sulfetização.
	SRT1-30 ME				Veio de quartzo hospedado em metavulcanoclástica intermediária (turmalina-hornblenda gnaiss), intercalada em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Cloritização e carbonatização.
	SRT2-33 ME				Veio de quartzo hospedado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Cloritização, epidotização e carbonatização.
SRT2-46a MT					Veio de quartzo hospedado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Carbonatização, cloritização e epidotização.
SRT2-97 MT	SRT2-97 ME	SRT2-97 FRX	SRT2-96B O, H SRT2-97 O, S		Veio de quartzo hospedado em metavulcanoclástica intermediária. Sulfetização posterior a tumalinização. Po+py ($\geq 5\%$ e $\leq 10\%$). A carbonatização está intimamente associada às turmalinas e aos sulfetos e é posterior aos mesmos. Tumalinização, sulfetização e carbonatização.
SRT4-54 MT					Veio de quartzo hospedado em metatufo básico com níveis mais intermediários (biotita-actinolita xisto). Cloritização, silicificação e carbonatização.
	SRT3-92 ME				Veio de quartzo hospedado em metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaiss tonalítico). Po+py ($\geq 0.5\%$ e $\leq 5\%$), mag ($\geq 5\%$ e $\leq 10\%$). Intercalações de metatufo intermediário a ácido. Cloritização, carbonatização e sulfetização.
		SRT3-99 MEV	SRT3-99 O, S		Veio de quartzo rico em turmalina, hospedado em metatufo intermediário a ácido. Po+py ($\geq 5\%$ e $\leq 10\%$), mag ($\leq 5\%$). Intercalações de metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaiss tonalítico). Cloritização e sulfetização.
	SRT3-112 ME e R			SRT-3-112	Veio de quartzo rico em turmalina, hospedado em metavulcanoclástica básica (biotita-gnaiss). Po+py ($\geq 5\%$ e $\leq 10\%$), mag ($\geq 5\%$ e $\leq 10\%$). Intercalações de metatufo básico (actinolita-hornblenda xisto) e rocha calciossilicática. Cloritização e sulfetização.
SRT8-42 MT e R					Veio de quartzo hospedado em anfibolito, com intercalações de metatufo básico. Silicificação
SRT8-48 MT					Veio de quartzo hospedado em anfibolito, com intercalações de metatufo básico. Silicificação.
SRT8-78 MT				SRT-8-78	Veio de quartzo hospedado em metassedimento (granada-biotita-quartzo xisto), intercalados em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Indícios de mineralização de ouro (0.34ppm). Silicificação, cloritização e seritização.

TABELA 1 – Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.

Inclusões MT e R	turmalinas ME e R	turmalinas MEV e FRX	Isótopos O, H, S, S*	Análises de rocha total	Descrição
			SRT-10-95 S*		Veio de quartzo em metatufo básico com sulfeto.
SRT10-97 e 98m MT e R					Veio de quartzo hospedado em metassedimento (epídoto-actinolita-biotita xisto). Po+py (2% e 20%). O metassedimento está em contato com rochas calciossilicáticas no topo e anfibolito na base. Sulfetização e cloritização.
			IQ-01 O, S		Veio de quartzo seccionando formação ferrífera. Presença de ouro e minerais de cobre.
	FQ112-3a R	FQ112-3a MEV e FRX	FQ112-3a O, H, S		Veio de quartzo com turmalina, encaixado em metavulcanoclástica básica. Sericitização e carbonatização.
			FQ-112-43 S*	FQ112-43-1 FRX	Veio de quartzo encaixado em metavulcanoclástica básica. Sulfetização e carbonatização.
FQ112-47-2 MT					Veio de quartzo, encaixado em formação ferrífera da fácies óxido
		FQ112-49-1 FRX			Veio de quartzo com turmalina, encaixado em metavulcanoclástica básica. Carbonatização.
FQ112-e MT					Veio de quartzo com turmalina, encaixado em metavulcanoclástica básica. Carbonatização.
				SRT-8-73	Metassedimento (biotita-quartzo xisto com plagioclásio), com intercalações de metachert e metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Carbonatização, epidotização, silicificação e cloritização.
				SRT-8-75	Metassedimento (clorita-biotita-quartzo xisto), com intercalações de metachert e metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Indícios de mineralização de ouro (0.10ppm). Carbonatização, epidotização, silicificação e cloritização.
				SRT-8-76	Metassedimento (clorita-biotita-quartzo xisto com granada), intercalado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Carbonatização, silicificação e cloritização.
	SRT8-77 ME			SRT-8-77	Metassedimento (clorita-biotita-quartzo xisto com granada), intercalado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Presença de ouro e monazita. Carbonatização, silicificação e cloritização.
	SRT8-78 ME				Metassedimento (biotita-quartzo xisto) com turmalina, em contato com metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Cloritização e sericitização.

TABELA 1 – Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.

Inclusões MT e R	turmalinas ME e R	turmalinas MEV e FRX	Isótopos O, H, S, S*	Análises de rocha total	Descrição
	SRT8-79 ME			SRT-8-79	Metassedimento (biotita-quartzo xisto) com tumalina, em contato com metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Cloritização, silicificação e seritização.
				SRT-8-80	Metassedimento (biotita-quartzo xisto) com tumalina, em contato com metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Cloritização, carbonatização, silicificação e seritização.
				SRT-8-83	Metassedimento (biotita xisto), intercalado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Indícios de mineralização de ouro (0.16ppm). Carbonatização, silicificação e cloritização.
				SRT-8-85	Metassedimento (biotita xisto), intercalado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Indícios de mineralização de ouro (0.55ppm). Carbonatização, silicificação e cloritização.
				SRT-8-86	Metassedimento (biotita xisto), intercalado em metatufo básico (biotita-hornblenda xisto). Indícios de mineralização de ouro (0.78ppm). Carbonatização, silicificação, cloritização e seritização.
			SRT-11-111 O, S		Metassedimento (grafita muscovita xisto). Sulfetos bandados (po) e disseminados (po+py) (<15% do volume da rocha). Au, zircão e monazita.
			SRT-11-145 O, S, S*		Metassedimento (grafita muscovita xisto). Sulfetos bandados (po) e disseminados (po+py) (<10% do volume da rocha). Au, zircão e monazita.
SRT1-1 MT				SRT-1-1	Metachert, com nível de tumalinito. Contato com actinolita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) na base. Carbonatização, tumalinização e cloritização.
SRT1-53 MT					Metachert em contato com actinolita-biotita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaiss tonalítico) na base. Carbonatização e cloritização.
LF-02 MT e R					Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,12 e 2,84 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.

TABELA 1 – Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.

Inclusões MT e R	turmalinas ME e R	turmalinas MEV e FRX	Isótopos O, H, S, S*	Análises de rocha total	Descrição
LF-03 MT					Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,12 e 2,84 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.
LJ-08 MT e R					Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,11 e 13 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.
	LJ-09/10 ME e R	LJ-09/10 MEV	LJ-09 O, H		Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,11 e 13 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.
LF-10 MT	LF-10 ME	LF-10 MEV	LF-10B O, H		Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,12 e 2,84 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.
		LF10b MEV			Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,12 e 2,84 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.
	LJ10A ME e R	LJ10a MEV			Metachert, com nível de tumalinito, em contato com biotita-sericita xisto no topo e metavulcanoclástica intermediária (albita hornblenda gnaiss) e metatufo básico na base. Níveis mineralizados em ouro (0,11 e 13 ppm). Carbonatização, tumalinização e cloritização.
		F01b MEV	F01b O, H, S*		Metachert com turmalina, encaixado em formação ferrífera da facies óxido. Sericitização e carbonatização.
F02-1a MT e R					Metachert encaixado em formação ferrífera da facies óxido. Sericitização e carbonatização.
		F03B MEV			Metachert com turmalina, encaixado em formação ferrífera da facies óxido. Sulfetização e carbonatização.
F04-1a MT e R			F04 O, H		Metachert com turmalina, encaixado em formação ferrífera da facies óxido. Sulfetização e carbonatização.
F07 MT e R					Metachert encaixado em formação ferrífera da facies óxido. Sericitização, sulfetização e carbonatização.
		FQ112-3b MEV			Metachert com turmalina, encaixado em formação ferrífera da facies óxido. Sericitização e carbonatização.

TABELA 1 – Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.

Inclusões MT e R	turmalinas ME e R	turmalinas MEV e FRX	Isótopos O, H, S, S*	Análises de rocha total	Descrição
	T12 ME e R	T12 MEV e FRX			Nível de turmalinito em contato com metatufo básico (hornblenda-biotita xisto). Presença de ouro disseminado, monazita e sulfetos (Po+py, calcopirita, galena) e scheelita.
	SI-1611 ME				Nível de turmalinito em contato com metavulcanoclástica básica e metassedimentos. Presença de sulfetos (Po+py, calcopirita, galena) e monazita.
	F-1107 ME e R				Nível de turmalinito em contato com metassedimentos (sericita-biotita-quartzo xisto). Presença de sulfetos (Po+py, calcopirita, galena) e monazita.
				SRT-1-50	Metatufo (actinolita-biotita xisto) em contato com anfibolito no topo e metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaiss tonalítico) na base. Carbonatização e cloritização.
				SRT-1-59	Metatufo (actinolita-biotita xisto) em contato com anfibolito no topo e metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaiss tonalítico) e hornblenda gnaiss blastomilonítico na base. Carbonatização e cloritização..
	SRT-2-33 ME			SRT-2-33	Metatufo básico (biotita-hornblenda xisto) intercalado em anfibolito. Cloritização, epidotização e carbonatização.
	SRT-2-42 ME				Metatufo básico (biotita-hornblenda xisto) intercalado em anfibolito. Níveis de quartzo e turmalina. Cloritização, epidotização e carbonatização.
	SRT-2-97 ME				Metatufo básico (biotita-hornblenda xisto) intercalado em anfibolito. Níveis de quartzo e turmalina.
	SRT-3-92 ME				Metatufo básico (biotita-hornblenda xisto), com turmalina e veios de quartzo, em contato com metavulcanoclástica no topo e calciossilicática na base. Sulfetização, cloritização, potassificação e carbonatização.
				SRT-8-44	Metatufo básico (biotita-hornblenda xisto), com intercalações de metachert e metassedimentos. O metatufo está em contato com anfibolito no topo e metassedimentos na base. Silicificação, carbonatização e cloritização.
				FQ112-47m FRX	Metatufo básico.
				FQ112-48-1 FRX	Metatufo básico.

TABELA 1 – Relação das amostras analisadas pelos métodos descritos no Capítulo 4.

Inclusões MT e R	turmalinas ME e R	turmalinas MEV e FRX	Isótopos O, H, S, S*	Análises de rocha total	Descrição
				SRT-3-90	Metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaisse tonalítico), com intercalações de metatufo básico, em contato co anfibolito no topo e metatufo intermediário a ácido na base. Po+py ($\geq 2\%$ e $\leq 5\%$), mag ($\leq 10\%$). Cloritização e carbonatização.
	SRT-3-112 ME				Metavulcanoclástica intermediária (hornblenda gnaisse tonalítico) com turmalina, com intercalações de metatufo básico e calciossilicática, em contato com calciossilicática no topo e na base. Po+py ($\geq 2\%$ e $\leq 5\%$), mag ($\leq 5\%$). Sulfetização.
				FQ112-2 FRX	Metavulcanoclástica básica.
				FQ112-45-4 FRX	Metavulcanoclástica básica.
	FQ112-46 ME	FQ112-46 MEV	FQ112-46 O, S, S*		Metavulcanoclástica básica com tumalina. Silicificação e carbonatização.

Abreviações:

ME = microsonda eletrônica

MEV = microscopia eletrônica de varredura

FRX = fluorescência de raios-x

R = espectroscopia Raman

MT = microtermometria

O = isótopos estáveis de oxigênio pelo método a laser

S, S* = isótopos estáveis de enxofre pelos métodos a laser (S) e convencional (S*)

H = isótopos estáveis de hidrogênio pelo método convencional

Análises de rocha total = ICP-MS, quando não especificado; FRX = fluorescência de raios-x

Po = pirrotita; py = pirita; mag = magnetita

TABELA 2 - Resultados das análises de rocha total por ICP-MS (ActLabs). O asterisco assinala as análises por fluorescência de raios-x (IGc-USP). Óxidos em %, elementos menores em ppm e Au em ppb.

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	CO2	P.F.	Total	nFeO
SRT-1-1	61.72	0.82	10.39	11.38	0.12	0.65	4.42	2.88	0.20	0.23	0.23	4.68	97.72	0.95
SRT-1-2	59.50	1.16	13.12	13.21	0.24	1.76	3.77	3.62	1.32	0.21	0.12	1.42	99.45	0.88
SRT-1-3	65.63	0.61	12.22	9.34	0.10	0.75	2.57	5.15	0.24	0.21	0.07	1.35	98.24	0.93
SRT-1-4	63.59	0.44	9.98	13.10	0.12	1.11	3.43	3.04	0.25	0.16	0.01	1.82	97.05	0.92
SRT-1-5	61.54	0.98	12.70	12.34	0.20	1.21	4.29	4.35	0.21	0.21	0.03	0.96	99.02	0.91
SRT-1-6	56.89	1.41	12.73	14.83	0.26	2.28	5.46	2.98	0.25	0.16	0.02	0.76	98.03	0.87
SRT-1-7	59.47	1.02	12.23	10.73	0.18	2.31	6.49	2.55	0.84	0.19	0.21	1.80	98.02	0.82
SRT-1-8	55.76	1.48	12.20	15.86	0.28	2.43	6.23	2.75	0.36	0.14	0.06	0.76	98.31	0.87
SRT-1-9	56.98	1.34	12.15	14.77	0.27	2.70	5.59	3.16	0.27	0.15	0.10	1.25	98.73	0.85
SRT-1-11	51.25	1.96	12.23	17.30	0.33	4.22	7.03	2.35	0.28	0.10	0.04	1.12	98.21	0.80
SRT-1-14	52.32	1.71	12.74	16.37	0.27	3.97	7.39	2.03	0.70	0.08	0.05	1.02	98.65	0.80
SRT-1-15	50.91	1.95	13.41	17.00	0.27	4.66	5.65	2.61	0.80	0.09	0.02	1.60	98.97	0.78
SRT-1-17	49.98	1.63	12.79	16.42	0.29	4.73	8.16	2.97	0.52	0.07	0.15	1.34	99.05	0.78
SRT-1-23	41.56	1.41	12.31	16.13	0.34	5.24	14.54	2.15	0.27	0.09	1.00	4.23	99.27	0.75
SRT-1-25	47.56	1.54	14.13	16.59	0.24	5.45	5.53	3.91	1.21	0.07	0.03	1.16	97.42	0.75
SRT-1-26	49.70	1.46	13.66	16.17	0.31	6.01	4.63	3.96	0.91	0.07	0.03	1.67	98.58	0.73
SRT-1-27	49.16	1.45	12.35	15.98	0.29	6.89	7.81	3.23	0.23	0.06	0.02	1.09	98.56	0.70
SRT-1-28	48.72	1.36	13.85	15.44	0.25	5.11	7.32	3.57	0.76	0.07	0.03	1.37	97.85	0.75
SRT-1-29	53.75	1.72	12.00	16.12	0.28	3.44	6.76	2.24	0.33	0.11	0.03	1.03	97.81	0.82
SRT-1-30	49.25	1.47	12.27	15.77	0.30	6.37	8.72	1.44	0.68	0.05	0.17	1.25	97.74	0.71
SRT-1-31	50.12	1.25	13.93	14.01	0.24	5.28	8.52	3.12	0.34	0.05	0.02	1.95	98.83	0.73
SRT-1-35	50.10	0.70	14.14	11.47	0.21	8.04	7.86	2.56	1.38	0.04	0.05	2.34	98.89	0.59
SRT-1-36	51.60	0.61	13.62	10.84	0.21	8.16	8.19	2.41	1.42	0.04	0.19	2.12	99.41	0.57
SRT-1-37	50.78	0.55	14.35	9.78	0.19	7.44	8.33	2.62	1.59	0.03	0.16	2.83	98.65	0.57
SRT-1-50	52.75	1.81	12.19	16.20	0.29	3.64	7.18	2.19	0.33	0.12	0.10	1.09	97.89	0.82
SRT-1-59	64.40	0.61	11.33	11.15	0.13	0.73	4.20	3.56	0.46	0.19	0.22	2.18	99.16	0.94
SRT-1-64	67.84	0.74	16.49	5.01	0.03	1.51	0.77	1.35	3.98	0.15	0.02	2.29	100.18	0.77
SRT-1-129*	48.66	1.25	13.07	12.98	0.21	6.79	11.97	0.82	0.31	0.10	n.d.	0.00	96.16	0.66
SRT-2-33	51.58	0.91	12.29	12.29	0.25	7.57	9.98	1.44	0.79	0.05	0.03	1.43	98.61	0.62
SRT-3-45	65.25	1.09	12.80	7.54	0.14	0.41	3.76	6.07	0.11	0.18	0.07	2.53	99.95	0.95
SRT-3-90	55.49	0.51	14.97	14.49	0.07	0.32	1.37	8.06	0.20	0.14	0.38	2.90	98.90	0.98
SRT-3-102	64.50	0.83	13.06	10.19	0.14	0.85	2.23	4.40	1.39	0.16	0.14	1.77	99.66	0.92
SRT-3-107	69.03	0.42	11.77	9.34	0.10	0.62	1.46	4.78	0.82	0.17	0.08	1.21	99.80	0.94
SRT-3-112	60.91	0.82	11.90	13.35	0.18	0.96	4.40	4.73	0.20	0.22	0.32	1.75	99.74	0.93
SRT-8-44	60.83	0.44	12.37	5.26	0.22	8.87	4.44	2.63	1.84	0.08	0.02	2.16	99.16	0.37
SRT-8-73	60.98	0.50	14.08	5.15	0.19	6.65	3.87	3.37	1.28	0.09	0.02	3.82	100.00	0.44
SRT-8-74	49.27	0.89	14.98	11.36	0.22	7.48	9.83	2.61	0.19	0.08	0.02	1.32	98.25	0.60
SRT-8-75	60.59	0.51	14.63	5.01	0.20	7.05	4.18	3.37	1.56	0.09	0.02	2.31	99.52	0.42
SRT-8-76	62.97	0.48	14.97	4.74	0.12	5.10	2.98	3.74	1.72	0.08	0.02	1.84	98.76	0.48
SRT-8-77	61.19	0.53	15.64	5.87	0.16	5.65	2.13	3.26	1.77	0.06	0.05	2.80	99.11	0.51
SRT-8-78	62.42	0.51	15.65	5.75	0.12	5.07	1.11	1.94	2.33	0.06	0.02	3.85	98.83	0.53
SRT-8-79	61.29	0.60	19.13	5.93	0.10	5.67	0.77	1.67	2.75	0.08	0.02	2.19	100.20	0.51
SRT-8-80	63.38	0.52	16.10	5.41	0.12	5.55	1.17	1.94	2.60	0.08	0.04	2.41	99.32	0.49
SRT-8-83	61.71	0.51	15.53	5.63	0.22	6.21	1.80	1.86	3.01	0.09	0.02	2.99	99.58	0.48
SRT-8-85	60.59	0.54	16.15	5.84	0.16	6.31	1.79	2.02	3.01	0.06	0.04	2.86	99.37	0.48
SRT-8-86	68.48	0.61	12.43	7.39	0.06	0.59	0.84	5.37	1.01	0.22	0.06	1.43	98.49	0.93
SRT-8-87	49.25	1.43	13.76	13.20	0.20	6.35	9.16	2.14	0.59	0.12	0.37	2.29	98.86	0.68
SRT-10-64	65.51	0.64	12.89	9.09	0.19	2.24	2.29	3.41	1.98	0.15	0.05	1.28	99.72	0.80
SRT-11-111	70.19	0.43	13.06	4.52	0.05	0.96	0.62	1.06	2.85	0.14	1.34	4.19	99.41	0.82
FQ-112-2*	47.71	0.65	16.02	6.64	0.20	6.43	11.88	2.04	1.20	0.05	n.d.	3.89	96.71	0.51
FQ-112-43-1*	46.80	2.05	14.34	8.48	0.16	5.73	15.73	0.84	0.15	0.41	n.d.	0.58	95.27	0.60
FQ-112-44*	48.48	0.59	15.36	7.77	0.15	8.67	12.36	1.49	0.88	0.07	n.d.	1.08	96.90	0.47
FQ-112-45-4*	47.69	0.50	13.77	8.16	0.16	9.81	14.12	0.78	0.57	0.03	n.d.	1.92	97.51	0.45
FQ-112-47*	39.67	0.06	15.60	11.64	0.18	15.96	4.37	0.00	5.68	0.01	n.d.	0.61	93.79	0.42
FQ-112-48-1*	47.79	0.50	13.75	8.17	0.16	9.86	14.09	0.78	0.57	0.03	n.d.	2.12	97.82	0.45
FQ-112-49-1*	48.96	0.49	15.39	7.04	0.14	9.20	11.53	2.18	0.82	0.04	n.d.	2.14	97.93	0.43

TABELA 2 - Resultados das análises de rocha total por ICP-MS (ActLabs). O asterisco assinala as análises por fluorescência de raios-x (IGc-USP). Óxidos em %, elementos menores em ppm e Au em ppb.

Amostra	Ba	Rb	Sr	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Cr	Ni	Co	Sc	V
SRT-1-1	33	10	170	1.7	17	0.01	1.61	9	5.6	202	66	3.9	0.8	20	5	66	17	22
SRT-1-2	242	93	99	34.1	22	0.7	1.04	9	4.6	156	59	2.4	0.6	20	5	44	34	96
SRT-1-3	37	13	82	2.4	17	0.1	1.47	7	6.3	216	63	3.6	0.8	19	5	60	22	16
SRT-1-4	30	9	69	1.1	18	0.01	1.63	6	3.7	131	71	2	0.5	20	5	76	20	24
SRT-1-5	24	7	76	0.7	20	0.01	1.6	10	5.6	193	63	3.2	0.7	22	5	67	28	31
SRT-1-6	18	4	87	0.1	21	0.01	1.13	7	3.2	109	43	1.8	0.4	19	5	60	42	167
SRT-1-7	182	48	143	8.4	16	0.3	1.01	8	4.1	146	48	2.5	0.5	20	5	39	29	95
SRT-1-8	61	11	97	2.6	20	0.1	0.93	6	2.8	94	40	1.6	0.4	19	5	56	44	150
SRT-1-9	62	8	124	1.7	19	0.2	0.71	6	3.2	111	40	2.1	0.4	22	5	49	43	155
SRT-1-11	34	6	87	1.1	20	0.01	0.69	6	2.3	82	38	1.3	0.3	19	13	68	56	274
SRT-1-14	109	42	99	13	18	0.3	0.57	4	2.1	71	30	1.2	0.2	19	5	62	54	364
SRT-1-15	113	59	85	22	19	0.4	0.69	4	2.2	73	19	1.2	0.2	16	5	74	59	317
SRT-1-17	77	26	136	5.2	19	0.2	0.48	3	1.7	60	21	1.1	0.2	20	13	70	57	682
SRT-1-23	28	7	395	0.8	20	0.01	0.28	3	1.3	44	22	0.7	0.2	20	35	58	59	872
SRT-1-25	283	97	139	45	19	0.8	0.4	3	1.6	55	22	1	0.2	18	30	64	59	789
SRT-1-26	174	65	113	29.1	18	0.5	0.32	3	1.5	53	21	0.8	0.2	20	24	62	58	699
SRT-1-27	29	5	138	1.4	17	0.01	0.42	3	1.7	59	22	0.9	0.2	19	17	78	59	615
SRT-1-28	158	50	180	22.5	18	0.4	0.37	3	1.5	50	19	0.7	0.2	17	19	67	51	654
SRT-1-29	49	12	106	2.4	19	0.01	0.69	5	2.4	83	31	1.5	0.3	19	5	66	55	266
SRT-1-30	134	41	136	10.2	17	0.4	0.46	3	1.3	47	19	0.8	0.2	21	31	73	55	778
SRT-1-31	40	12	387	3.7	18	0.01	0.42	3	1.2	42	16	1.1	0.2	32	116	58	48	773
SRT-1-35	226	85	124	15.9	15	0.6	0.4	2	1.2	43	17	0.6	0.1	28	54	61	58	296
SRT-1-36	229	83	114	14.7	14	0.5	0.34	2	1	33	15	0.5	0.1	32	63	54	55	262
SRT-1-37	226	94	155	9.6	15	0.6	0.34	2	1	35	14	0.6	0.1	35	59	57	50	251
SRT-1-50	50	11	95	1.9	18	0.01	0.72	5	2.5	89	29	1.4	0.3	18	17	65	54	274
SRT-1-59	100	22	103	8.6	17	0.1	1.23	10	6.5	224	84	3.7	0.8	33	11	45	20	10
SRT-1-64	675	185	30	12.3	20	1.4	1.54	17	9	323	37	15.9	3.7	86	109	29	13	76
SRT-1-129*	44	8	186	n.d.	16	n.d.	n.d.	8	n.d.	78	22	2	2	203	98	59	43	347
SRT-2-33	152	34	82	4.2	14	0.2	0.75	3	1.3	43	16	0.8	0.2	24	48	78	56	366
SRT-3-45	21	3	91	0.6	15	0.01	1.48	10	6.6	227	68	3.9	0.7	20	5	59	22	12
SRT-3-90	42	12	65	6.7	16	0.01	0.9	9	5.7	199	87	9.4	1.1	19	5	56	16	7
SRT-3-102	152	91	71	46.5	19	0.6	1.34	11	6.1	214	64	3.5	0.7	23	5	44	31	11
SRT-3-107	131	53	70	28.4	17	0.3	1.36	8	5.1	175	51	2.8	0.5	21	5	53	17	15
SRT-3-112	30	7	45	2.6	18	0.01	1.03	7	3.4	118	44	1.9	0.4	23	5	54	26	12
SRT-8-44	289	113	117	9.1	18	0.6	1.12	10	3.9	129	20	9.1	1.2	61	18	37	11	46
SRT-8-73	200	75	161	7.6	18	0.3	1.27	12	5.6	192	23	10.9	1.8	94	212	34	11	49
SRT-8-74	55	5	280	0.1	17	0.01	0.65	3	2.4	89	21	0.6	0.2	100	65	69	53	307
SRT-8-75	234	84	170	7.8	20	0.4	1.44	12	4.9	169	23	11.3	1.8	68	19	40	12	54
SRT-8-76	272	98	190	9.2	17	0.5	1.36	13	4.6	158	19	12.4	1.7	67	21	34	10	42
SRT-8-77	348	111	144	8.1	23	0.6	1.47	13	4.6	155	24	13.5	1.9	78	24	40	13	65
SRT-8-78	387	135	64	7.5	23	0.6	1.47	16	5.4	177	27	14	1.5	72	20	32	12	49
SRT-8-79	429	163	59	9.6	27	0.8	1.9	16	6	203	26	14.5	2.2	84	28	48	15	69
SRT-8-80	331	148	75	9.2	21	0.7	1.83	15	4.8	163	19	13.3	1.8	79	61	45	12	56
SRT-8-83	267	170	91	12.3	21	0.8	1.52	14	4.8	164	27	13.2	1.7	87	67	35	12	51
SRT-8-85	346	179	97	12.8	22	1	1.43	15	5.2	177	23	14.5	1.8	80	28	33	12	54
SRT-8-86	187	72	73	48.8	18	0.5	1.3	10	5.2	179	56	3	0.6	21	5	50	21	6
SRT-8-87	109	28	119	3.4	19	0.2	0.75	5	3	101	27	1.5	0.3	134	79	71	41	338
SRT-10-64	208	118	92	17.8	17	0.7	1.38	9	4.6	159	44	6.1	1	38	5	46	19	25
SRT-11-111	397	117	34	6.2	16	1.1	0.9	5	2.8	100	16	9.5	3.7	80	33	39	12	199
FQ-112-2*	70	89	138	n.d.	10	n.d.	n.d.	6	n.d.	37	13	2	2	205	71	31	34	233
FQ-112-43-1*	12	7	182	n.d.	15	n.d.	n.d.	17	n.d.	194	53	6	2	76	37	58	34	235
FQ-112-44*	93	63	286	n.d.	12	n.d.	n.d.	6	n.d.	49	12	3	2	557	156	114	38	191
FQ-112-45-4*	63	37	285	n.d.	17	n.d.	n.d.	5	n.d.	29	10	3	2	714	177	72	46	234
FQ-112-47*	312	423	32	n.d.	9	n.d.	n.d.	3	n.d.	13	3	0.5	3	74	273	69	11	136
FQ-112-48-1*	67	36	284	n.d.	14	n.d.	n.d.	6	n.d.	27	10	2	2	711	178	72	48	224
FQ-112-49-1*	n.d.	68	312	n.d.	8	n.d.	n.d.	11	n.d.	34	14	n.d.	n.d.	543	159	44	37	213

TABELA 2 - Resultados das análises de rocha total por ICP-MS (ActLabs). O asterisco assinala as análises por fluorescência de raios-x (IGc-USP). Óxidos em %, elementos menores em ppm e Au em ppb.

Amostra	Cu	Pb	Zn	Bi	In	Sn	W	Mo	Ag	Au	S	As	Sb
SRT-1-1	433	17	56	6	0.2	0.1	388.9	10.4	0.1	8	3.35	5	1
SRT-1-2	84	10	115	0.7	0.2	1	198.8	0.7	0.1	421	0.64	5	0.4
SRT-1-3	123	7	66	0.7	0.2	0.1	371.1	0.8	0.1	707	1.45	5	0.3
SRT-1-4	214	8	76	1.3	0.2	1	480.6	0.8	0.1	338	2.47	5	9.9
SRT-1-5	45	6	78	0.3	0.2	1	410.1	0.7	0.1	128	0.67	5	0.5
SRT-1-6	59	10	141	0.3	0.2	1	261.6	0.6	0.1	138	0.17	5	1
SRT-1-7	57	8	72	0.02	0.2	2	216.1	0.6	0.1	1030	0.33	326	0.4
SRT-1-8	22	10	99	0.2	0.2	10	205	0.1	0.1	15	0.11	5	0.6
SRT-1-9	36	7	107	0.02	0.2	2	151.5	0.8	0.1	15	0.04	164	6.1
SRT-1-11	56	7	130	0.3	0.2	1	139	1.1	0.1	29	0.15	5	0.6
SRT-1-14	198	8	110	2.4	0.2	1	128.9	0.5	0.1	1986	0.61	5	0.7
SRT-1-15	187	13	108	0.2	0.2	1	175.3	0.7	0.1	8	0.41	5	0.7
SRT-1-17	209	8	123	0.3	0.2	2	101.3	0.1	0.1	7	0.41	5	0.5
SRT-1-23	157	12	113	0.4	0.2	2	47.4	0.1	0.1	5	0.1	5	1.4
SRT-1-25	97	11	131	0.02	0.2	2	74.8	0.6	0.1	5	0.04	5	0.6
SRT-1-26	356	7	122	0.02	0.2	2	69.9	0.9	0.1	11	0.11	5	1.3
SRT-1-27	593	9	128	0.2	0.2	2	89.6	0.1	0.1	42	0.1	5	1
SRT-1-28	462	9	109	0.3	0.2	2	105.5	2.6	0.1	27	0.44	86	6.3
SRT-1-29	100	7	123	0.3	0.2	0.1	162.7	1	0.1	53	0.23	5	1.2
SRT-1-30	338	6	116	0.02	0.2	2	147.2	1.1	0.1	3	1.17	5	1
SRT-1-31	425	10	103	0.02	0.2	1	101.6	0.6	0.1	2	1.57	5	1.4
SRT-1-35	155	12	88	0.3	0.2	0.1	111.5	16.6	0.1	1	1.03	5	1
SRT-1-36	119	9	75	0.02	0.2	1	90.4	3.2	0.1	1	0.74	5	0.8
SRT-1-37	136	13	90	0.02	0.2	5	92.6	8.4	0.1	0.1	0.24	8	0.6
SRT-1-50	67	6	126	0.3	0.2	0.1	187.4	0.7	0.1	46	0.07	7	1
SRT-1-59	567	10	61	0.2	0.2	1	251.4	1.3	0.1	6	1.57	5	0.8
SRT-1-64	75	31	42	0.02	0.2	2	171.4	4.6	0.1	0.1	0.01	5	0.8
SRT-1-129*	203	9	79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5219	n.d.	n.d.
SRT-2-33	215	-5	87	0.02	0.2	0.1	212.7	0.7	0.1	8	0.03	5	1.2
SRT-3-45	517	6	40	0.3	0.2	7	356.1	0.9	0.1	5	3.72	5	0.6
SRT-3-90	1014	8	27	0.6	0.2	0.1	174	0.7	0.1	0.1	0.01	5	1.1
SRT-3-102	80	15	106	0.02	0.2	4	278.9	2.3	0.1	66	0.5	5	0.6
SRT-3-107	135	8	65	0.02	0.2	2	388.3	1.3	0.1	248	1	5	0.3
SRT-3-112	90	9	81	0.02	0.2	3	364.6	2.7	0.1	3	0.24	13	0.5
SRT-8-44	5	11	83	0.2	0.2	3	180.3	0.9	0.1	0.1	0.16	15	3
SRT-8-73	5	11	60	0.02	0.2	4	196.2	0.8	0.1	68	0.2	5	1.6
SRT-8-74	115	9	89	0.5	0.2	2	165.1	1.6	0.1	86	0	5	2.4
SRT-8-75	5	10	68	0.3	0.2	3	246	0.8	0.1	80	0.03	5	1.9
SRT-8-76	5	13	65	0.02	0.2	4	201.2	0.8	0.1	14	0.22	5	0.7
SRT-8-77	5	12	72	0.02	0.2	4	233.9	0.6	0.1	8413	0.33	5	1.9
SRT-8-78	36	12	82	0.02	0.2	3	192.4	0.9	0.1	155	0.05	5	0.9
SRT-8-79	5	12	98	0.02	0.2	4	342.9	0.6	0.1	14	0.16	5	0.8
SRT-8-80	246	12	89	0.02	0.2	16	330.3	0.7	0.1	93	0.09	11	2
SRT-8-83	150	14	103	0.02	0.2	6	188.6	0.8	0.1	87	0.07	21	3.5
SRT-8-85	12	15	89	0.02	0.2	4	148.9	0.9	0.1	32	1.59	59	1.8
SRT-8-86	503	7	44	0.02	0.2	0.1	276	1.6	0.1	73	1.59	5	0.4
SRT-8-87	205	13	101	0.4	0.2	2	177	1.4	0.1	0.1	1.61	5	1
SRT-10-64	16	16	75	0.02	0.2	2	334.3	1.1	1.9	0.1	0.05	5	0.5
SRT-11-111	114	75	1350	0.3	0.2	3	257.5	6.9	1.3	9	1.47	5	0.3
FQ-112-2*	329	34	65	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8395	n.d.	n.d.
FQ-112-43-1*	364	21	29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19905	n.d.	n.d.
FQ-112-44*	115	23	59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2848	n.d.	n.d.
FQ-112-45-4*	78	20	61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1549	n.d.	n.d.
FQ-112-47*	373	5	158	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13878	n.d.	n.d.
FQ-112-48-1*	79	19	58	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1462	n.d.	n.d.
FQ-112-49-1*	151	34	72	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3447	n.d.	n.d.

TABELA 2 - Resultados das análises de rocha total por ICP-MS (ActLabs). O asterisco assinala as análises por fluorescência de raios-x (IGc-USP). Óxidos em %, elementos menores em ppm e Au em ppb.

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
SRT-1-1	16.5	39.8	4.74	26.2	7.2	1.67	7.6	1.6	11.3	2.4	7.4	1.08	8.1	1.2
SRT-1-2	14.7	33.7	4.02	22	6.4	1.87	7	1.5	10.6	2.3	6.6	0.97	7	1.07
SRT-1-3	14.9	36.7	4.62	26	7.5	1.99	7.9	1.7	11	2.4	7.2	1.1	7.8	1.21
SRT-1-4	10	24.8	3.11	17.9	5.7	1.64	6.8	1.6	12	2.6	7.9	1.15	8.4	1.25
SRT-1-5	12.8	33.2	4.31	24.5	7.3	2.04	7.6	1.6	11.1	2.4	7.2	1.05	7.9	1.19
SRT-1-6	9.6	22.4	2.72	15.4	4.7	1.4	5	1.1	7.6	1.6	5	0.73	5.2	0.78
SRT-1-7	13.2	29.9	3.53	19.4	5.4	1.3	5.8	1.3	8.5	1.8	5.5	0.8	5.7	0.83
SRT-1-8	8.7	20.8	2.59	14.6	4.4	1.43	4.8	1.1	7.1	1.5	4.5	0.64	4.8	0.72
SRT-1-9	9.9	22.9	2.83	15.9	4.7	1.5	4.9	1.1	7.2	1.6	4.7	0.67	5	0.76
SRT-1-11	7.3	16.8	1.98	11.2	3.3	0.92	4.1	0.9	6.8	1.5	4.3	0.65	4.6	0.67
SRT-1-14	7.7	18.4	2.23	12.1	3.4	1.05	3.7	0.8	5.2	1.1	3.3	0.46	3.5	0.51
SRT-1-15	5.5	13.1	1.58	8.7	2.5	0.74	2.3	0.5	3.4	0.7	2.3	0.34	2.4	0.4
SRT-1-17	4.8	11	1.36	7.6	2.3	0.88	2.5	0.6	3.8	0.8	2.3	0.37	2.6	0.39
SRT-1-23	3.5	8.8	1.12	6.5	2.1	0.79	2.3	0.5	3.8	0.8	2.4	0.34	2.5	0.35
SRT-1-25	4.4	10.4	1.29	7.3	2.2	0.77	2.5	0.5	3.8	0.8	2.5	0.37	2.6	0.36
SRT-1-26	4.1	10.1	1.27	7.3	2.2	0.75	2.5	0.5	3.7	0.8	2.5	0.33	2.5	0.38
SRT-1-27	3.7	9.8	1.27	7.5	2.4	0.52	2.6	0.6	3.9	0.9	2.6	0.35	2.6	0.39
SRT-1-28	3.9	9.3	1.16	6.6	2	0.75	2.3	0.5	3.5	0.7	2.2	0.3	2.3	0.32
SRT-1-29	6.9	15.9	2.03	11	3.2	0.87	3.5	0.8	5.3	1.2	3.4	0.51	3.7	0.56
SRT-1-30	4	9.3	1.15	6.4	2	0.72	2.1	0.5	3.2	0.7	2.1	0.31	2.2	0.33
SRT-1-31	5.6	13.1	1.39	7.1	2	0.73	2	0.4	2.8	0.6	1.7	0.25	1.9	0.29
SRT-1-35	3.1	7.5	0.94	5.5	1.8	0.56	1.9	0.4	2.9	0.7	1.8	0.27	2	0.3
SRT-1-36	2.6	6.3	0.8	4.8	1.6	0.51	1.7	0.4	2.5	0.6	1.7	0.25	1.8	0.28
SRT-1-37	3.1	7	0.87	4.7	1.5	0.53	1.6	0.4	2.4	0.5	1.5	0.22	1.6	0.25
SRT-1-50	7	16.3	1.99	11.2	3.4	0.94	3.6	0.8	5.2	1.1	3.3	0.48	3.6	0.53
SRT-1-59	18.4	42.8	5.3	28.8	8.4	2.11	9.3	2	14.1	3.1	9.4	1.4	9.9	1.44
SRT-1-64	56.6	106.1	10.81	46.7	8.5	1.76	7.5	1.1	6.3	1.2	3.8	0.48	3.5	0.51
SRT-1-129*	12	15	n.d.	12	n.d.									
SRT-2-33	3.6	8	1	5.5	1.6	0.62	1.8	0.4	2.7	0.6	1.7	0.26	1.9	0.29
SRT-3-45	16	38.1	4.78	26.4	7.5	2.08	8.3	1.7	11.5	2.6	7.9	1.18	8.4	1.26
SRT-3-90	49.3	119.4	15.07	82.5	21.8	6.23	17.1	3	17.8	3.5	9.5	1.17	8.1	1.15
SRT-3-102	14.7	34.3	4.2	22.5	6.8	1.89	7.3	1.6	10.7	2.3	7.2	1.07	7.5	1.18
SRT-3-107	13.8	32.8	4.13	22.5	6.1	1.97	6.2	1.3	8.9	1.9	5.8	0.87	6.2	0.99
SRT-3-112	9.9	23.3	2.97	16.3	5	1.51	5.4	1.1	7.7	1.7	4.8	0.73	5.2	0.79
SRT-8-44	29.9	61.1	6.11	26.2	4.8	0.86	4.2	0.7	3.7	0.7	2.1	0.29	2	0.31
SRT-8-73	35.7	73.1	7.3	31.7	5.7	0.9	4.9	0.7	4.2	0.8	2.5	0.35	2.4	0.36
SRT-8-74	3.9	9.1	1.2	6.8	2.2	0.85	2.5	0.5	3.7	0.8	2.4	0.33	2.5	0.37
SRT-8-75	37.1	75.4	7.47	32.4	6	0.97	5.2	0.8	4.3	0.8	2.5	0.34	2.4	0.34
SRT-8-76	39.8	82.9	7.79	32.7	5.9	0.98	4.8	0.7	3.7	0.7	2.2	0.28	1.9	0.29
SRT-8-77	43	87.7	8.5	36.3	6.6	1.04	5.6	0.8	4.5	0.8	2.6	0.35	2.5	0.36
SRT-8-78	42.9	91.6	8.77	37.3	6.8	1.15	5.8	0.9	5.1	1	2.9	0.39	2.8	0.39
SRT-8-79	42	85.5	8.35	35.7	6.3	1.04	5.5	0.8	4.7	0.9	2.9	0.4	2.8	0.41
SRT-8-80	26.5	56.9	5.46	22.8	4.2	0.75	3.6	0.6	3.2	0.7	2.1	0.3	2.2	0.35
SRT-8-83	42.9	88.6	8.37	35	6.2	1.06	5.4	0.8	4.8	0.9	2.8	0.37	2.7	0.38
SRT-8-85	46.9	96.4	9.08	38.3	6.6	1.21	5.6	0.8	4.1	0.8	2.4	0.31	2.1	0.34
SRT-8-86	13.3	31.5	3.94	21.3	6.5	1.74	6.9	1.4	10	2.2	6.6	0.96	6.8	1.07
SRT-8-87	9.2	20.6	2.59	14.4	4.2	1.31	4.2	0.8	5.1	1.1	3	0.4	2.8	0.43
SRT-10-64	27.2	57.2	6.03	29.1	6.5	1.5	6.2	1.2	7.7	1.7	5.1	0.73	5.4	0.8
SRT-11-111	24.1	45.5	4.97	22.6	4.2	1.18	3.5	0.5	2.9	0.6	1.7	0.23	1.7	0.25
FQ-112-2*	12	15	n.d.	8	n.d.									
FQ-112-43-1*	12	53	n.d.	21	n.d.									
FQ-112-44*	12	15	n.d.	6	n.d.									
FQ-112-45-4*	12	15	n.d.	6	n.d.									
FQ-112-47*	12	16	n.d.	6	n.d.									
FQ-112-48-1*	12	15	n.d.	6	n.d.									
FQ-112-49-1*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

5 INCLUSÕES FLUIDAS

5.1 Considerações Iniciais

O estudo das inclusões fluidas é uma ferramenta importante na obtenção de informações sobre a composição e evolução dos fluidos em paleo-sistemas metamórficos-hidrotermais, magmáticos-hidrotermais ou meteóricos-hidrotermais e depósitos minerais associados (Hollister 1990, Craw e Norris 1993, Xavier 1987 e 1994, Olsen e Ferry, 1995, Yeats e Groves 1998), bem como os fatores que promovem a formação das mineralizações.

A caracterização da composição química dos fluidos por meio de espectrometria Raman, combinada com dados microtermométricos, contribui para o conhecimento das soluções mineralizantes, o entendimento das condições físico-químicas das mineralizações e as variações no tempo e espaço das composições dos fluidos hidrotermais.

5.2 Características das Inclusões Fluidas

Os estudos das inclusões fluidas foram desenvolvidos em 20 lâminas polidas em ambas as faces de amostras de quartzo de lentes, veios e de *metachert*, provenientes dos testemunhos de sondagens e dos afloramentos das áreas de Tapera Grande e Quartzito (FIGURA 4).

A partir do estudo petrográfico pormenorizado das seções, foram selecionados os tipos de inclusões fluidas a serem submetidas aos estudos de microtermometria e espectrometria Raman.

Desenhos esquemáticos ilustrando texturas e arranjos de inclusões fluidas em quartzo foram realizados em 20 pranchas, contendo cerca de 1200 inclusões fluidas, agrupadas em conjuntos, segundo amostras mineralizadas e não mineralizadas.

Representando eventos pré- a sin-metamórficos, tem-se *metachert* e quartzo segregado, formando lentes centimétricas, dispostas concordante ou discordantemente às foliações das rochas metavulcanoclásticas, metatufos e metassedimentos. Apresentam textura *bulk*, granoblástica, com grãos de quartzo anhedrais, em alguns

casos de forma alongada, com forte extinção ondulante. Os grãos estão comumente recristalizados e, por vezes, envoltos por agregados finos de quartzo. Minerais opacos (pirrotita-pirita, calcopirita e óxidos de ferro) podem preencher espaços intergranulares e microfraturas, indicando que as mineralizações se associam a eventos posteriores à formação desses *metachert* e lentes de quartzo. Como minerais acessórios, tem-se muscovita, turmalina e sericita. A muscovita acha-se deformada, disposta em vênulas, e a sericita ocorre nos espaços intergranulares do quartzo.

Diferentemente do caso anterior, tem-se *metachert* mineralizado em ouro, turmalina e sulfetos. Em geral, correlaciona-se com as formações ferríferas e turmalinitos. Quanto às características texturais, é idêntico ao *metachert* não mineralizado.

Os veios de quartzo tardios ora seccionam os litotipos da Formação Morro da Pedra Preta, ora se encaixam em zonas de milonitização. Apresentam-se comumente cataclasados e são posteriores aos eventos metamórficos. Apresentam grande quantidade de sulfetos associados, predominando pirita e calcopirita, com galena e esfalerita subordinadas a raras, além de scheelita, molibdenita, prata, minerais de Bi-Te e de elementos terras raras. Turmalina constitui um acessório importante.

As inclusões fluidas podem ter sido aprisionadas: a) durante o crescimento o cristal (primárias), b) ao mesmo tempo em que ocorre a cicatrização de fraturas intragranulares (pseudosecundárias), ou c) após o crescimento do mineral e durante a cicatrização de fraturas intergranulares (secundária). De acordo com a proposição de Roedder (1984) e com o modo de ocorrência, as inclusões foram divididas em três grupos: inclusões primárias (P) e pseudosecundárias (PS), representando os fluidos contemporâneos à mineralização, e secundárias (S). As inclusões mostrando evidências de estrangulamento (*necking-down*) e vazamento não foram analisadas.

A classificação dos tipos de inclusões fluidas, baseada no número de fases presentes e na razão líquido/vapor (L/V) à temperatura ambiente, foi proposta por Ho (1988) e é aplicada neste trabalho. Desta forma, foram classificados quatro agrupamentos distintos de inclusões fluidas:

tipo I - monofásicas: inclusões aquosas ou ricas em H₂O com CO₂ subordinado

tipo II - bifásicas: inclusões ricas em H₂O-CO₂

tipo III - bifásicas/trifásicas: inclusões ricas em CO₂-H₂O com N₂ e/ou CH₄ subordinados

tipo IV - multifásica: inclusões apresentando, além das fases líquida e gasosa, uma fase cristalina.

As inclusões fluidas investigadas são, em sua maioria, bifásicas (tipo II). Podem ser classificadas em aquosas, aquosas com sais dissolvidos, aquo-carbônicas, e aquo-carbônicas com cristais de saturação.

As inclusões fluidas podem apresentar-se isoladas ou em grupos (P), alinhamentos intragranulares (PS) e intergranulares (S), conforme mostram as FOTOS A, B, C e D da FIGURA 5. É interessante notar que os tipos II, III e IV apresentam diferentes razões L/V e não formam agrupamentos com inclusões de mesmas características (grupos homogêneos).

As inclusões fluidas do tipo I, quando constituídas de CO₂ puro, apresentam-se com contorno da cavidade negro e a morfologia irregular de cristal negativo. São muito raras, diferentemente das aquosas que, por sua vez, podem formar grupos homogêneos.

As inclusões fluidas do tipo II e do tipo III foram submetidas à microtermometria e à espectrometria Raman. A ocorrência de inclusões fluidas do tipo IV foi rara (FOTO E e F da FIGURA 5). A espectroscopia Raman revelou que a fase sólida é constituída de halita.

Em diferentes grupos foram encontradas evidências de inclusões fluidas com estrangulamento, vazamento com cavidades vazias e explosão conforme mostram as FOTOS E, F e G da FIGURA 5, indicando mudanças que ocorreram devido a processos geológicos de naturezas diversas, tais como aumento do gradiente termal e/ou ação de mecanismos de deformação, promovendo, assim, mudanças nas condições originais de formação do mineral hospedeiro.

Quanto às dimensões das inclusões fluidas, observa-se que as mesmas variam entre 1 µm e 50 µm de diâmetro, predominando 10 µm.

FIGURA 5 - INCLUSÕES FLUIDAS

FOTO A - Grãos de quartzo recristalizados, com grande incidência de inclusões fluidas. Nota-se a presença de vários conjuntos de inclusões dos diferentes grupos: primárias (P), secundárias (S) e pseudo-secundárias (PS). Amostra LF-10, aumento de 20x.

FOTO B - Detalhe da FOTO A, exibindo inclusões aquo-carbônicas e aquosas com diferentes razões L/V, isoladas ou em trilhas intragranulares e intergranulares. Amostra LF-10, aumento de 50x.

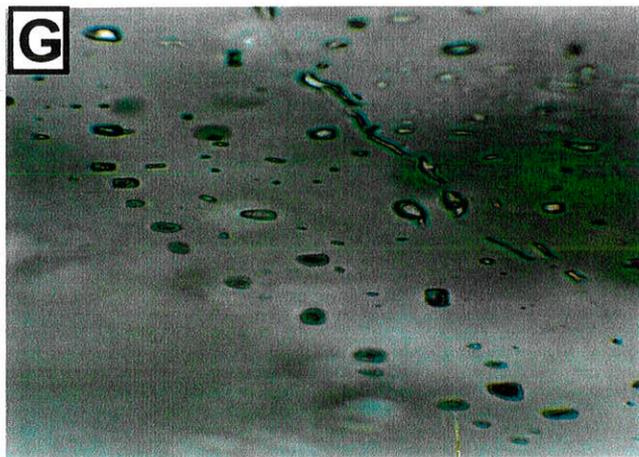
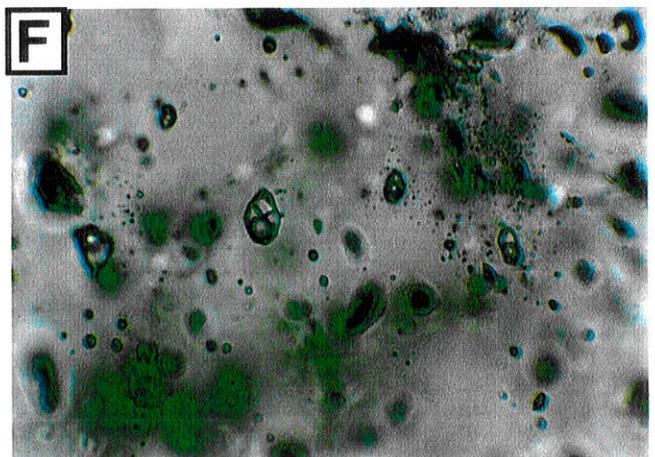
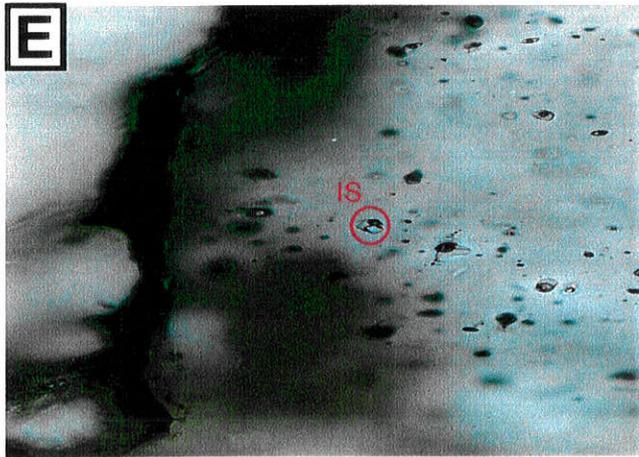
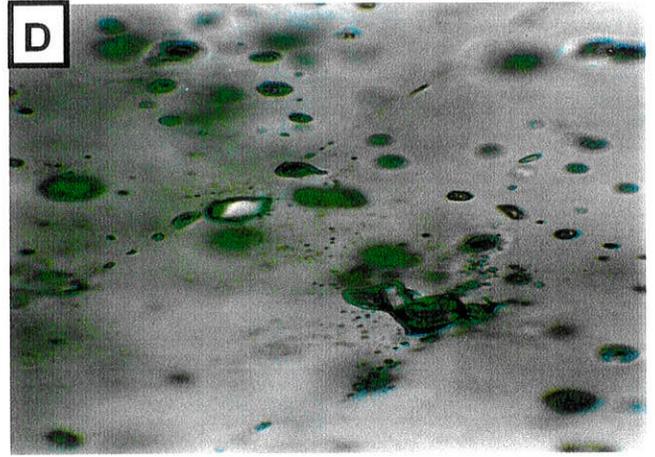
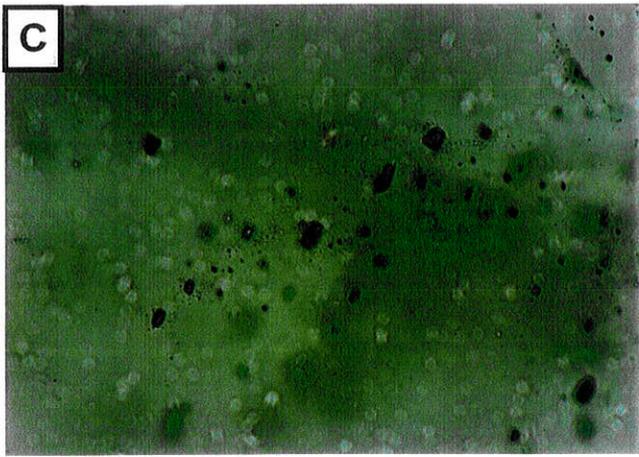
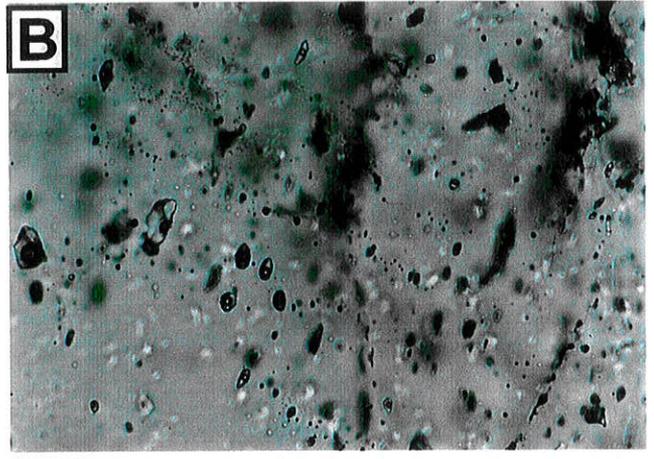
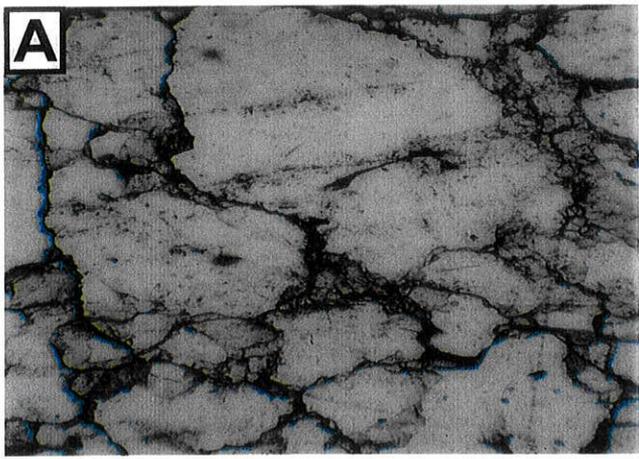
FOTO C - Presença de trilhas intragranulares de inclusões do tipo PS, aquo-carbônicas, em veio de quartzo. Amostra SRT-1- 53.

FOTO D - Inclusões fluidas do tipo S em trilhas intergranulares (fissuras) e a presença de cristais de saturação (halita). Observam-se minúsculas inclusões fluidas ao redor das maiores, podendo indicar explosão. Amostra LJ-10, aumento de 50x.

FOTO E - Inclusões fluidas do tipo P, aquo-carbônicas, isoladas, com cristais de saturação. Observam-se minúsculas inclusões fluidas ao redor das maiores, podendo indicar explosão. Amostra LF-10, aumento 50x.

FOTO F - Inclusões fluidas do tipo PS, aquo-carbônicas em trilhas intragranulares, e inclusões do tipo P, isoladas, com cristal de saturação, dispostas próximo a borda do grão. Aumento 50x.

FOTO G - Conjunto heterogêneo de inclusões fluidas aquo-carbônicas, com diferentes razões L/V, e inclusões aquosas, podendo apresentar estrangulamento (*necking-down*), dispostas em trilhas ou isoladas. Veio de quartzo da amostra SRT-2-97. Aumento 50x.



5.3 Microtermometria

Os dados microtermométricos disponíveis referem-se predominantemente às inclusões dos tipos II e III e compreendem três conjuntos distintos: a) *metachert* e quartzo segregado em lentes pré- a sin-metamórficos; b) quartzo de *metachert* mineralizado, e c) quartzo de veios tardios pós-metamórficos.

Os dados microtermométricos das inclusões fluidas do tipo P, dispostas em grupos ou isoladas, foram tratados em conjunto, visto que os valores obtidos para as diferentes populações não foram discriminantes para um determinado grupo.

Apesar da população de inclusões fluidas do tipo PS ser subordinada em relação às do tipo P, os resultados foram tratados em separado, tendo em vista a natureza das mesmas.

5.3.1 *Metachert* e quartzo segregado em lentes pré- a sin-metamórficos

Compreende este conjunto as amostras SRT1-53, SRT2-97, SRT4-54, SRT8-42, SRT8-78 e SRT10-98 (FIGURA 4).

As temperaturas de fusão do CO₂ (T_{fCO₂}) concentram-se no intervalo de -59,5°C a -56,6°C (FIGURA 6). A maior concentração de valores situa-se ao redor de -57,5°C a -56,6°C. As inclusões das amostras SRT10-98 e SRT8-42 apresentam valores de T_{fCO₂} ao redor de -58°C e abaixo de -59°C, indicando a presença de outros gases, além do CO₂. A espectrometria Raman revelou, para a amostra SRT8-42, a presença de 89,6% de CO₂, 3,9% de CH₄ e 6,5% de N₂ (FIGURA 7).

Temperaturas de fusão do gelo (T_{f_{gelo}}), variando de -5 a -3°C, foram obtidas para a amostra SRT8-78.

A homogeneização do CO₂ (Th_{CO₂}) ocorreu predominantemente para o estado líquido. Os intervalos de Th_{CO₂} são variáveis, ficando abaixo do crítico de homogeneização do CO₂ puro (31,06°C). As temperaturas variaram no intervalo entre 21°C a 30°C, predominando os valores acima de 26°C, sendo que, de modo subordinado, foram registrados valores entre 12 e 19°C (FIGURA 6).

As amostras SRT4-54 e SRT8-42 apresentam duas populações distintas, com valores de Th_{CO₂} variando entre 12°C e 18°C e 21°C e 25°C (SRT4-54) e entre 13°C e

17°C e 21°C e 27°C (SRT8-42). O intervalo superior de T_{hCO_2} corresponde a inclusões do tipo P, isoladas ou em grupo, enquanto o intervalo inferior de T_{hCO_2} corresponde a inclusões do tipo PS alinhadas. O mesmo é verificado para o veio de quartzo da amostra SRT8-48, para o qual se obteve T_{hCO_2} entre 16°C e 19°C e 25°C e 29°C.

Nos diagramas T_{hCO_2} vs. T_{fCO_2} da FIGURA 8, as amostras SRT1-53, SRT2-97 e SRT10-98 mostram um comportamento peculiar em relação aos demais conjuntos analisados, qual seja, a variação da T_{fCO_2} é de pequena amplitude em relação a T_{hCO_2} , ficando a uma temperatura praticamente constante, situada ao redor de -57°C, enquanto a variação da T_{hCO_2} abrange um amplo intervalo de temperaturas. Este comportamento significa que inclusões apresentam diferentes densidades.

Quanto às amostras SRT8-42, SRT8-48 e SRT8-78, T_{hCO_2} varia em um amplo intervalo de temperatura, além de correlação positiva com a T_{fCO_2} . Tal fato implica que, quanto mais próximas as T_{fCO_2} e de T_{hCO_2} estão dos pontos triplo e do crítico respectivamente, tem-se a presença de inclusões fluidas ricas em CO_2 nessas populações; contrariamente, há maior enriquecimento de outros gases (CH_4 , N_2 e H_2S) misturados ao CO_2 (FIGURA 8).

Na amostra SRT4-54, a presença de duas populações distintas de T_{hCO_2} , correspondentes a T_{fCO_2} variando num estreito intervalo, mostra que, além das diferenças de densidade, tem-se também composições originais heterogêneas.

As temperaturas de fusão dos clatratos (T_{fdat}) situam-se predominantemente no intervalo entre 6°C e 9,7°C, com apenas dois valores entre 3°C e 5°C (FIGURA 6).

As temperaturas de homogeneização total para a fase líquida (T_{htotal}) foram obtidas em apenas 10% da população estudada e variaram no intervalo entre 263°C e 390°C e valor médio de 336°C. Crepitações foram verificadas a partir de 234°C até 320°C.

A composição da fase gasosa da amostra SRT8-42, obtida por espectroscopia Raman (FIGURA 8), é de 89 a 98% de CO_2 , de 1 a 4% de CH_4 e de 0 a 8% de N_2 , não se constatando picos de H_2S . No caso da amostra SRT10-98, foi comprovada a presença quase que exclusiva do CO_2 , com traços de N_2 .

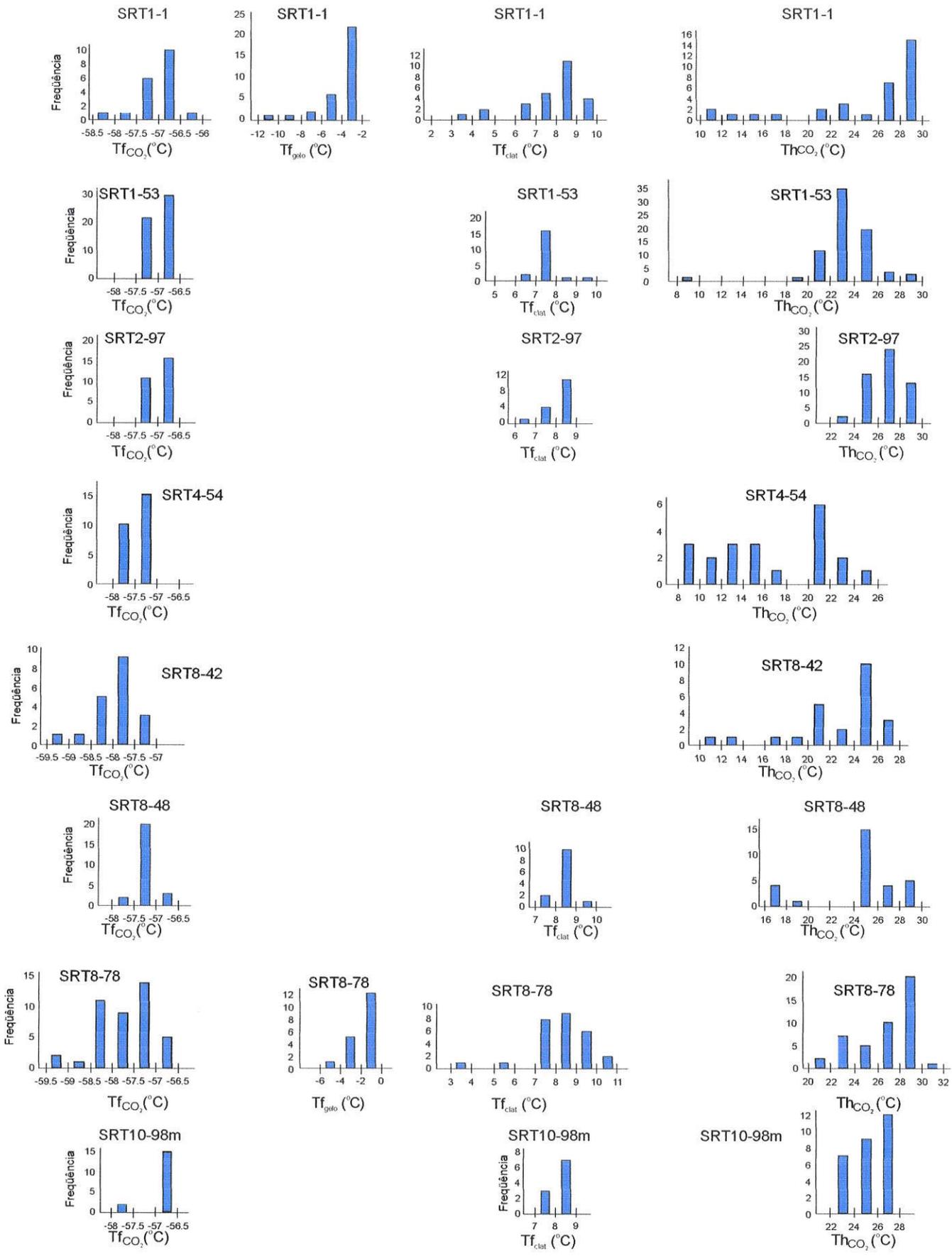
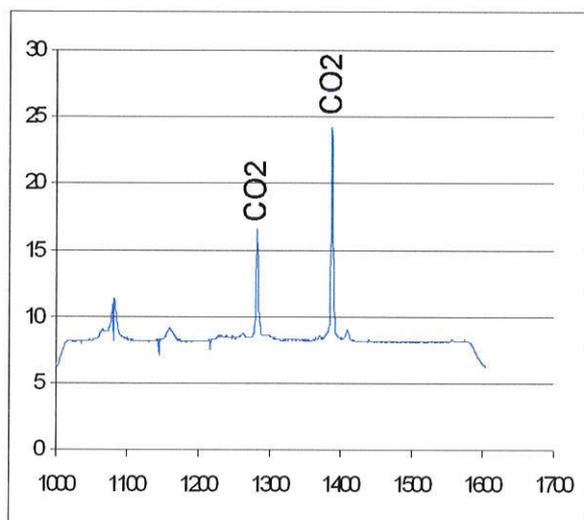
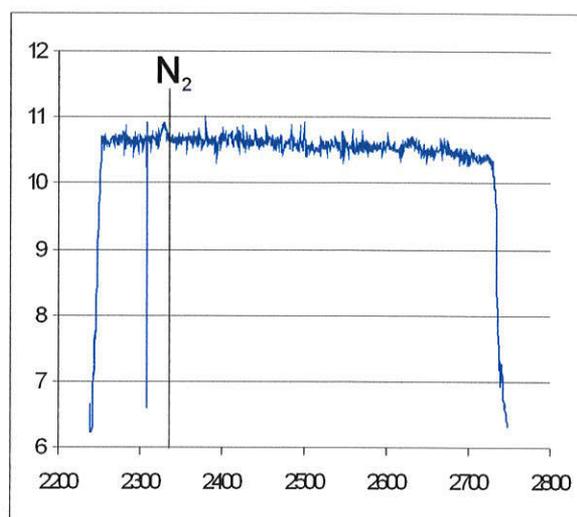


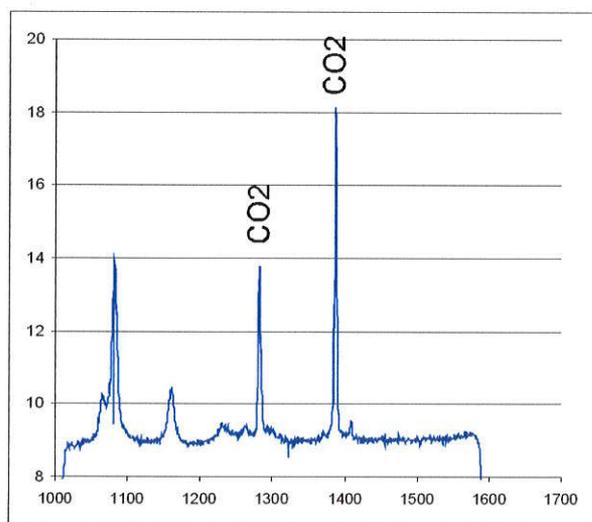
FIGURA 6 - Histogramas representativos das inclusões aquo-carbônicas das amostras de veios de quartzo e *metachert* (SRT1-1) da área Tapera Grande: temperatura de fusão do CO₂ (Tf_{CO_2}); temperatura de fusão do gelo (Tf_{gelo}); temperatura de fusão do clatrato (Tf_{clat}); temperatura de homogeneização do CO₂ (Th_{CO_2}).



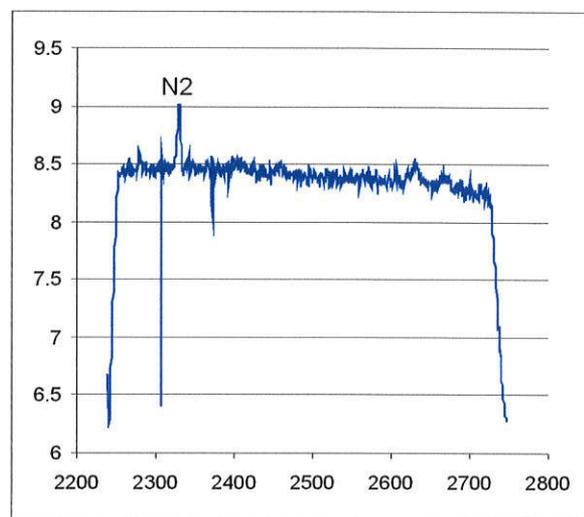
SRT-10-98



SRT-10-98



SRT-08-42



SRT-08-42

FIGURA 7 - Espectros Raman das inclusões fluidas das amostras de veios de quartzo SRT-8-42 e SRT-10-98, registrando os picos de CO_2 e N_2 .

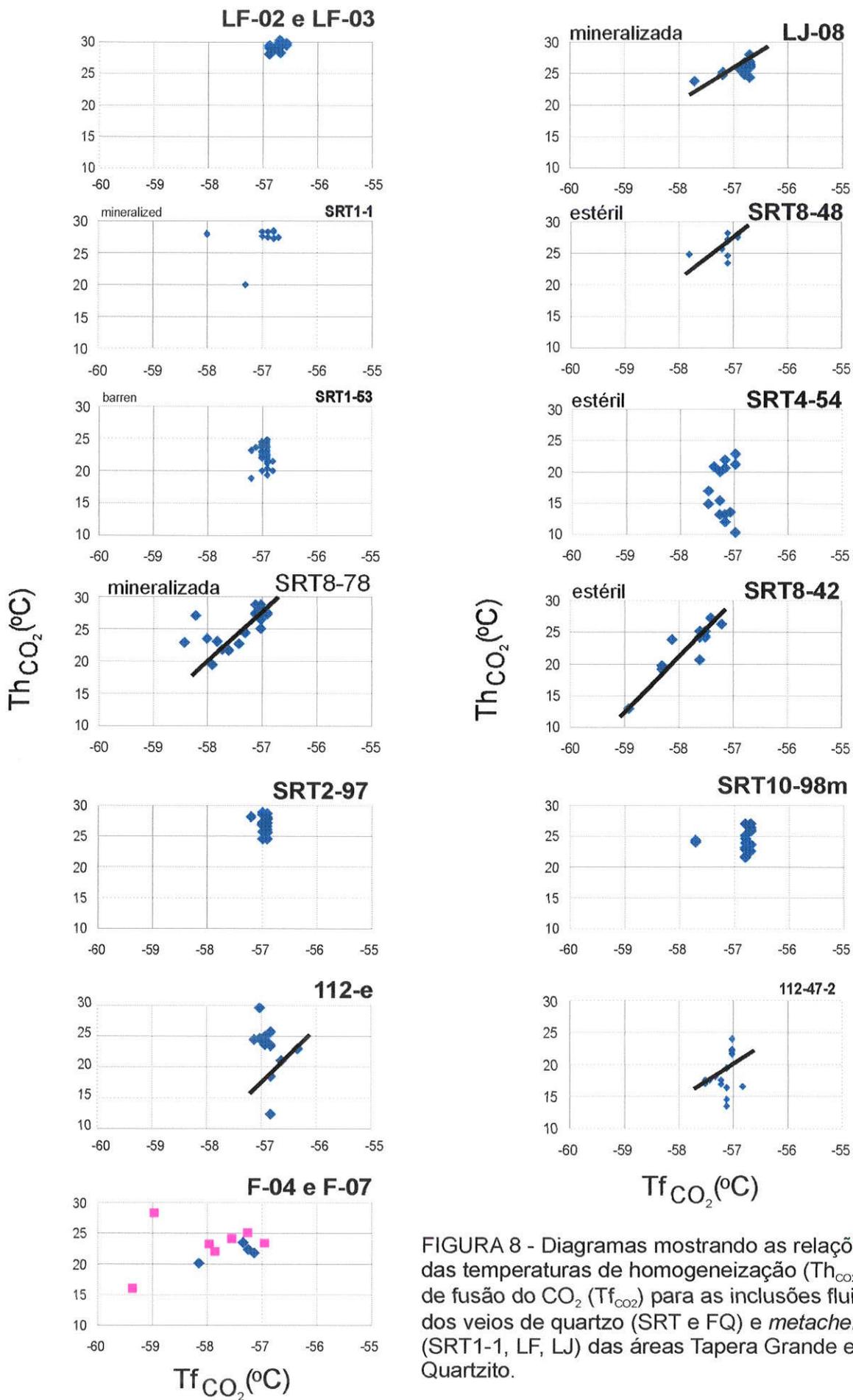


FIGURA 8 - Diagramas mostrando as relações das temperaturas de homogeneização (Th_{CO_2}) e de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}) para as inclusões fluidas dos veios de quartzo (SRT e FQ) e *metacherts* (SRT1-1, LF, LJ) das áreas Tapera Grande e Quartzito.

5.3.2 Quartzo de *metachert* mineralizado

Compreende este conjunto as amostras LF (Luís Fernando) e LJ (Joana), correspondendo a afloramentos nas antigas catas de ouro ao longo do Ribeirão das Lavras, e a amostra de testemunho de sondagem SRT1-1, correspondente ao *metachert* da LF, seccionado em subsuperfície à profundidade aparente de 26 m (FIGURA 4).

Os *metacherts* estão mineralizados em ouro e são portadores de sulfetos e associam-se a níveis de turmalinitos (Beljavskis 1988, Juliani 1993, Garda et al. 2002 e 2003).

As temperaturas de fusão do CO₂ (T_{fCO2}) concentram-se entre -58,0°C e -56,7°C, predominando as temperaturas ao redor de -56,9°C, o que implica na presença de inclusões ricas em CO₂.

Os gráficos das FIGURAS 6 e 9 mostram que as temperaturas de homogeneização do CO₂ (Th_{CO2}) situam-se no intervalo entre 22°C e 31°C, com amplo predomínio dos valores de temperatura ao redor de 28,5°C, correspondendo às inclusões do tipo P, isoladas ou em grupo. A amostra SRT1-1 (FIGURA 6) apresenta um segundo intervalo entre 10°C e 18°C, que indica inclusões do tipo PS, que podem ter se originado de mudanças pós-aprisionamento de inclusões do tipo P.

Nos diagramas Th_{CO2} vs. T_{fCO2} da FIGURA 8 as inclusões fluidas das amostras LF-02 e LF-03 e SRT1-1 mostram comportamento distinto em relação ao conjunto da amostra LJ-08, qual seja, pequenas variações de T_{fCO2} e Th_{CO2} nas primeiras, situando-se, respectivamente, ao redor de -57°C e do crítico do CO₂, indicando maior homogeneidade dos fluidos originais em relação àqueles de LJ-08. A população das inclusões da amostra LJ-08 mostra variações da Th_{CO2} em um intervalo significativo de temperatura, além de correlação positiva com a T_{fCO2}, indicando o aprisionamento diferenciado de fluidos heterogêneos.

Inclusões fluidas das amostras LF-02 e LJ-08 submetidas à espectroscopia Raman comprovam através dos espectros (FIGURA 10), as presenças de CH₄ e N₂ e ausência dos picos de H₂S.

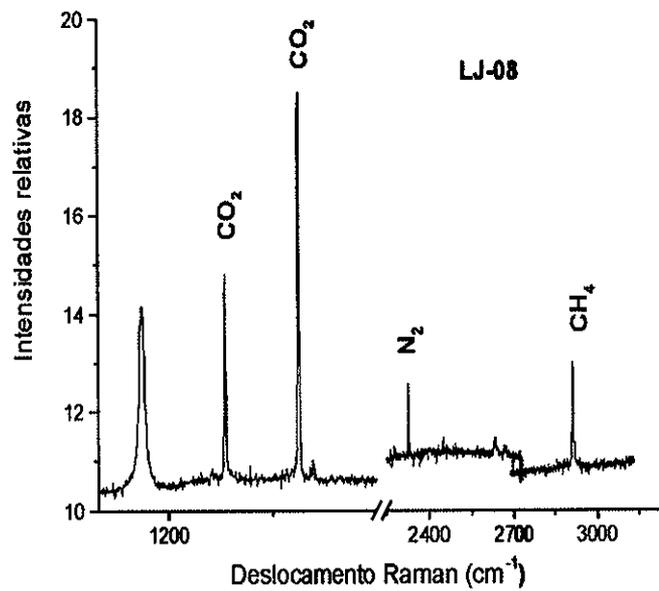
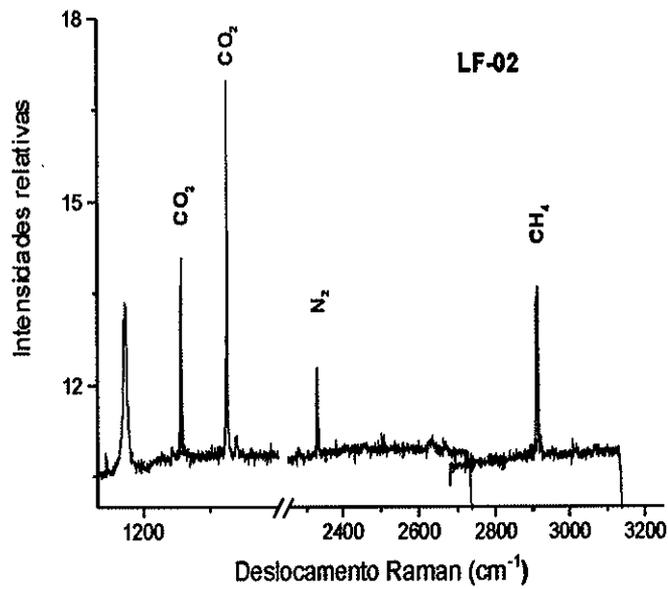


FIGURA 10 - Espectros Raman das inclusões fluidas das amostras de *metacherts* LF02 e LJ-08, registrando os picos de CH₄ e N₂.

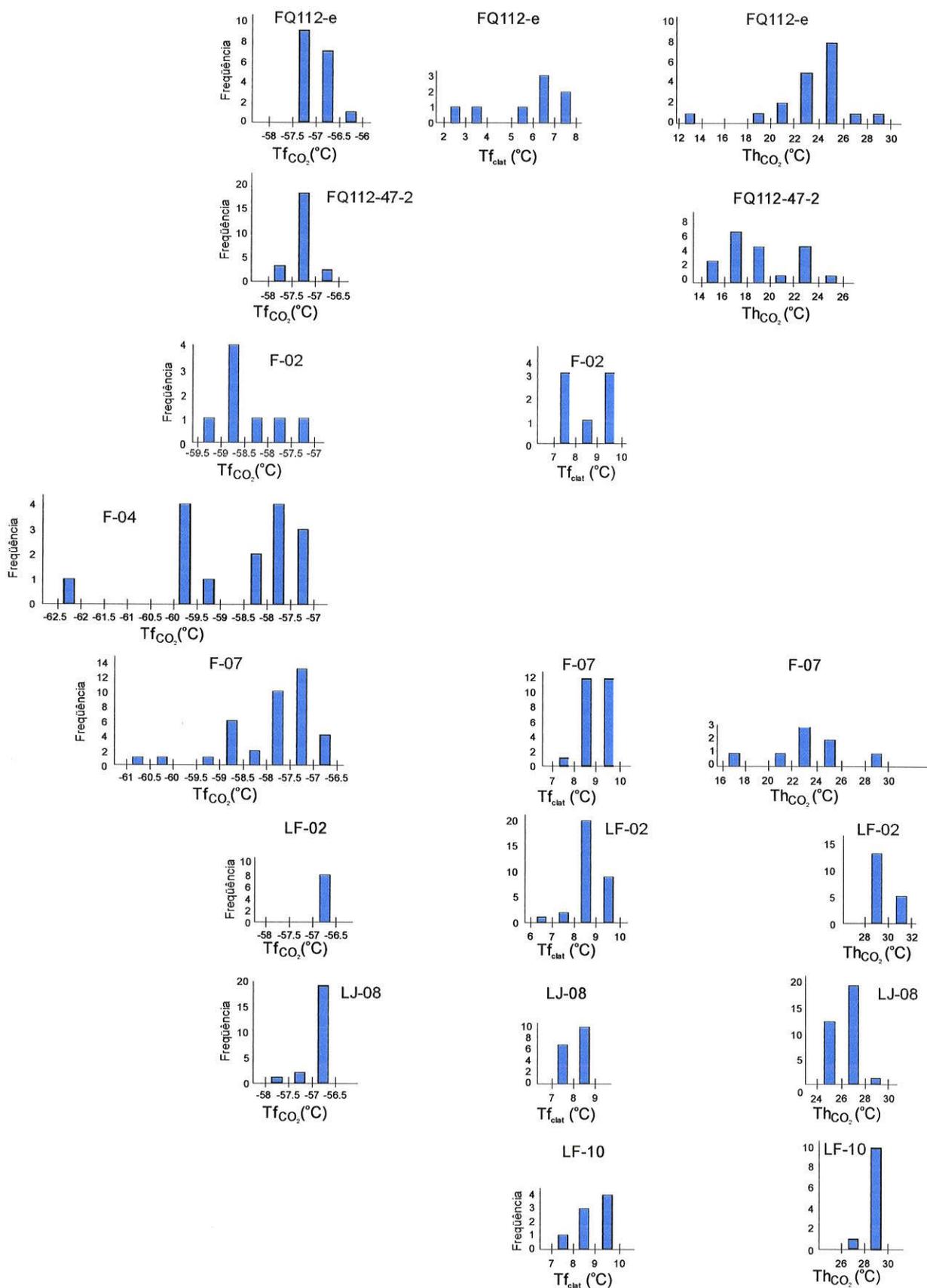


FIGURA 9 - Histogramas representativos das inclusões aquo-carbônicas das amostras de *metacherts* das áreas Tapera Grande e Quartzito. Temperatura de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}); temperatura de fusão do clatrato (Tf_{clat}); temperatura de homogeneização do CO_2 (Th_{CO_2}).

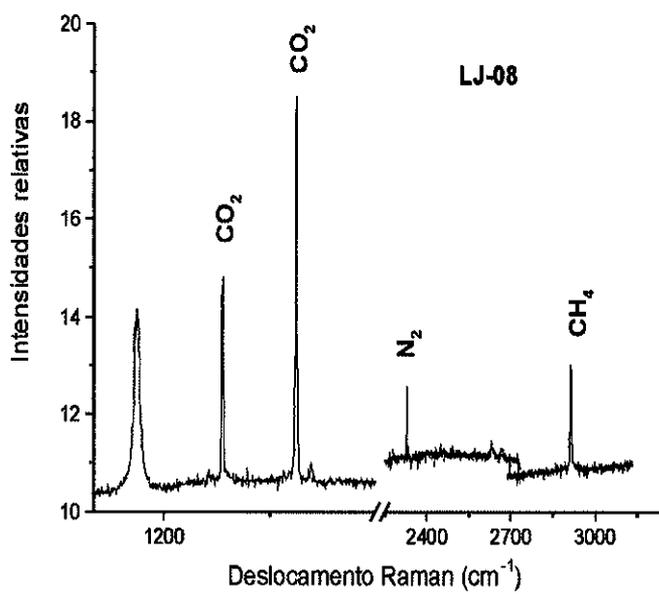
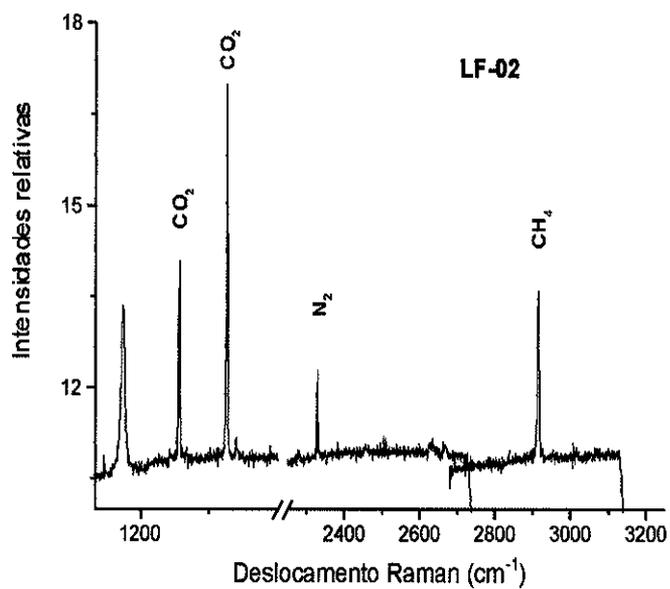


FIGURA 10 - Espectros Raman das inclusões fluidas das amostras de *metachert* LF02 e LJ-08, registrando os picos de CO₂, CH₄ e N₂.

As temperaturas de fusão dos clatratos (T_{fclat}) apresentam-se no intervalo entre 7°C e 9°C, com predomínio dos valores ao redor de 8,5°C; apenas três valores ocorrem no intervalo entre 3°C e 5°C, na amostra SRT1-1 (FIGURAS 6 e 9).

As temperaturas de fusão do gelo ($T_{f_{gelo}}$), obtidas para a amostra SRT1-1, situam-se no intervalo de -11 a -3°C, com concentração dos dados em -3°C. A FIGURA 5 apresenta uma fotomicrografia da amostra LF-10, cujas inclusões contêm cristais de halita.

As temperaturas de homogeneização total ($T_{h_{total}}$) variam no intervalo entre 170°C a 378°C. Crepitação de parte significativa das inclusões ocorreu antes da $T_{h_{total}}$ no intervalo entre 230°C e 286°C.

5.3.3 Quartzo de veios pós-metamórficos

Este conjunto compreende as amostras dos furos de sondagem F-02, F-04, F-07, FQ112-e e FQ112-47-2, realizados na área Quartzito, situada a nordeste de Tapera Grande (Figura 4). Esses veios de quartzo representam os estágios finais dos eventos hidrotermais associados a zonas de cisalhamento.

O furo de sondagem FQ112 é de essencial interesse, pois testemunha uma seqüência litológica equivalente à do furo SRT1-1 de Tapera Grande.

As temperaturas de fusão do CO₂ ($T_{f_{CO_2}}$) situam-se no intervalo entre -62,3°C e -56,6°C, com concentração de valores ao redor de -57,5°C a -62,3°C. Ressalta-se que esses valores são mais baixos que aqueles assinalados no itens 5.3.1 e 5.3.2. Os conteúdos de gases nas inclusões das amostras F-02, F-04 e F-07, obtidos por espectroscopia Raman, variaram de 78 a 97% de CO₂, de 2 a 19 % de CH₄, e de 0 a 9% de N₂, confirmando a heterogeneidade do fluido original.

As temperaturas de fusão dos clatratos (T_{fclat}) apresentam-se no intervalo entre 7°C a 10°C, com predomínio dos valores ao redor de 9,5°C. A amostra FQ112-e apresenta alguns valores entre 2°C e 5°C (FIGURA 9).

As temperaturas de homogeneização do CO₂ ($T_{h_{CO_2}}$) são variáveis, ficando abaixo do crítico do CO₂ puro (31,06°C). Os histogramas da Figura 9 mostram que, para FQ112-47-2, predomina uma população com valores de $T_{h_{CO_2}}$ abaixo de 19°C, ou

seja, inclusões do tipo PS, com densidades variáveis, enquanto em FQ112-e e F-07, predomina a população com T_{CO_2} variando entre 21°C a 29°C.

Nos diagramas T_{CO_2} vs. T_{fCO_2} da FIGURA 8, as inclusões fluidas das amostras FQ-112-e e FQ-112-47-2 distribuem-se em duas populações distintas: a primeira mostra correlação positiva de T_{CO_2} em relação T_{fCO_2} , com os valores variando em um intervalo amplo de temperatura, enquanto na segunda população não há relação entre os parâmetros considerados. Predomina o segunda população, de inclusões do tipo PS, alinhadas, sobre a primeira, de inclusões do tipo P, isoladas.

As temperaturas de homogeneização total (T_{total}) para o conjunto de inclusões analisadas apresentam valores variando no intervalo entre 270°C e 344°C e a temperatura de crepitação no intervalo entre 238°C e 286°C.

5.3.4 Discussão

As principais diferenças composicionais entre as inclusões do tipo P, marcadamente dos *metachert* e quartzo segregado em lentes pré- sin-metamórficos, e do tipo PS, em todos os litotipos estudados são apresentadas a seguir.

Os dados de T_{fCO_2} e T_{CO_2} relativos às inclusões do tipo P tendem a se agrupar (FIGURA 8), indicando o aprisionamento a partir de um fluido aquo-carbônico homogêneo, sem mudanças significativas posteriores. Esse fluido, além do CO_2 , pode apresentar pequenas quantidades de N_2 que aparentemente predominam sobre CH_4 , quando presente.

Os cálculos preliminares de salinidade com o programa FLUIDS de Bakker (2003), adotando-se os parâmetros de Duan *et al.* (1992a e b), indicam condições levemente salinas, com valores em peso de NaCl equivalente entre 2 a 5%, podendo ocorrer, apesar de raras, cristais de halita.

Esses fluidos, primários, não são responsáveis pelas mineralizações detectadas nas rochas hospedeiras. A mobilidade desses fluidos deve ter sido muito baixa ou localizada, pois as mineralizações estão tipicamente disseminadas ou remobilizadas nas rochas hospedeiras e não nesses corpos quartzosos.

A composição desses fluidos não favorece a lixiviação de metais das rochas hospedeiras. Além disso, um fato marcante é a ausência de H_2S , que é responsável, por exemplo, pela lixiviação, transporte e deposição de Au (*e.g.* Silva 2001).

No caso das inclusões do tipo PS, as evidências de modificações na densidade das mesmas é marcante (FIGURA 8). São várias as explicações para tais modificações, dentre elas: aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade), mudanças após o aprisionamento (*necking-down*, escape da fase fluida), ou mistura de quantidades variáveis de dois ou mais fluidos diferentes.

Roedder (1984) explica a geração de inclusões com diferentes composições, a partir de um fluido aquo-carbônico homogêneo, em cristais em formação submetidos à deformação. À temperatura $T_n > Th_{total}$, um volume de fluido é aprisionado no interior do grão. À temperatura T_{n-1} , o fluido continua homogêneo e há a formação de inclusões menores, pela divisão da cavidade original pelos processos de deformação. À temperatura $T_{n-2} < Th_{total}$, o fluido se torna heterogêneo, com a separação do CO_2 . A partir dessas condições, a formação de inclusões aquosas, aquo-carbônicas e carbônicas pode facilmente ocorrer. Este mecanismo explica a presença de inclusões aquosas com dimensões menores de 5 μm próximas das bordas do grão de quartzo e inclusões aquo-carbônicas na porção central nas amostras do Quartzito. Nessas amostras, é também comum a presença de inclusões formadas por *necking-down*, vazadas, estiradas e a crepitação a temperaturas inferiores àquelas de homogeneização total, indicando atuação da deformação (cizalhamento) sin- e pós-aprisionamento.

Composicionalmente, as inclusões do tipo PS distinguem-se das do tipo P por apresentarem, em maior proporção, outros gases, além do CO_2 . Entretanto, é indistinta a predominância de CH_4 sobre N_2 . Quanto à salinidade, os dados preliminares indicam valores um pouco inferiores aos encontrados para as inclusões do tipo P, variando ao redor de 4% em peso de NaCl equivalente.

Apesar da composição dos fluidos das inclusões do tipo PS diferenciar-se muito pouco em relação às inclusões do tipo P, o fato daquelas serem encontradas em veios de quartzo de maior possança, com mineralizações associadas, implica que a circulação de fluidos pelas rochas hospedeiras foi muito mais eficiente, impulsionada, dentre outras possibilidades, pelo calor resultante das intrusões de corpos dacíticos e andesíticos (em Tapera Grande) e por corpos graníticos (em Quartzito).

Com relação à possibilidade da mistura de fluidos diferentes ser uma das causas das heterogeneidades observadas, os gases presentes nas inclusões do tipo P e do tipo PS podem indicar quais seriam as fontes.

Segundo DG-US (1989), o N_2 pode não só estar presente em fluidos gerados sob condições de metamorfismo regional de médio e alto grau, como também nos gases vulcânicos. Pelo seu caráter inerte, não participa da gênese de depósitos minerais. Em ambientes de alto grau metamórfico, o N_2 origina-se da desestabilização de micas, feldspatos e anfibólios, nos quais os álcalis estão parcialmente substituídos por NH_4^+ (Andersen *et al.* 1993).

O CH_4 , por sua vez, é gerado durante a devolatilização que ocorre com o metamorfismo progressivo em pelitos, metabasitos e rochas carbonáticas. Nos pelitos e metabasitos, os fluidos são, em geral, aquosos, com salinidade variável, aos quais se mistura CO_2 em diferentes proporções, de acordo com a quantidade de carbonato presente. Nos sedimentos ricos em matéria orgânica, o CH_4 pode tornar-se um componente importante. Silva (2001) constatou que, nos depósitos de ouro da Faixa Seridó, a presença de CH_4 em pequenas concentrações nas inclusões aquosas e aquo-carbônicas poderia refletir a interação entre fluido e rocha encaixante.

A presença de CH_4 nos fluidos mineralizantes pode estar relacionada com rochas calciossilicáticas em Tapera Grande e Quartzito e xistos grafitosos em Tapera Grande (SRT11). Os veios de quartzo dos furos F-04, FQ-112-e e FQ-112-47 seccionam rochas calciossilicáticas. Além disso, é comum a presença de venulações de carbonato nas encaixantes ou adjacentes aos veios de quartzo da área Quartzito.

A presença de N_2 e CH_4 em uma mesma inclusão aquo-carbônica, coexistindo com inclusões aquo-carbônicas e aquosas contendo só N_2 (Tapera Grande), corrobora com a hipótese de mistura entre fluidos metamórficos e magmáticos.

Os corpos andesíticos e dacíticos colocados em ambiente de bacia de retroarco contribuíram com o calor que promoveu a circulação dos fluidos metamórficos pela pilha vulcano-sedimentar, lixiviando e precipitando predominante Fe, com a geração de pirita-pirrotita, e Au. Os corpos graníticos neoproterozóicos, por sua vez, além do calor, contribuíram com outros elementos, como Cu, Zn, Pb, W, Mo, Bi, Te, ETR e ligas Ag-Au. Os caminhos dos fluidos, neste caso, também foram as zonas de cisalhamento, que podem ter permitido o acesso de águas meteóricas no sistema hidrotermal.

6 ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES DE SULFETOS E OURO

6.1 Considerações Iniciais

Na década de 80 desenvolveram-se projetos de pesquisa mineral, com ênfase na prospecção geoquímica regional de bens metálicos em terrenos pré-cambrianos do Estado de São Paulo.

Beljavskis e Juliani (1981) realizaram uma avaliação preliminar das ocorrências minerais do Estado de São Paulo, cuja síntese foi publicada por Beljavskis *et al.* (1983). Destacam-se, nesse trabalho, as ocorrências de ouro, bauxita, scheelita, manganês e cobre da região da Serra do Itaberaba.

O Projeto "Prospecção para metais-base na seqüência vulcano-sedimentar de Itaberaba-SP" (IPT-1985, Relatório 22.434) teve abrangência regional, visando fornecer um panorama da dispersão geoquímica secundária de Cu, Pb, Zn, As, Ni, Cr, e Co e da distribuição de ouro no solo, através da contagem de partículas em concentrados de batéia, com objetivo maior de selecionar áreas potenciais para metais básicos e ouro.

Os valores encontrados para Pb e Zn situaram-se próximos ao *background* regional (26 ppm), ao passo que os valores de Cu, acima de 163 ppm, constituíram anomalias de terceira ordem, não se definindo anomalias no contexto da seqüência metavulcano-sedimentar.

O valor máximo encontrado para As foi 150 ppm, sendo que anomalias de primeira ordem para esse elemento comumente relacionavam-se às rochas quartzo-manganesíferas das zonas de falhas. Na área do Quartzito, as anomalias de As corresponderam às concentrações de ouro em veios de quartzo encaixados em zonas de falhas.

As pesquisas regionais culminaram com o Projeto "Avaliação de dados geológicos e geoquímicos indicativos da potencialidade mineral da região a nordeste da cidade de São Paulo" (IPT-1986, Relatório 24.146), que propiciou uma avaliação abrangente do potencial mineral, discriminando diversos alvos na área de estudo, que incluiu a totalidade da área de ocorrência da seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba.

No tratamento dos dados de sedimentos de corrente, foram utilizados métodos geoestatísticos, possibilitando a integração de dados geológicos e geoquímicos para 30 elementos, no contexto da Folha de Itaquaquecetuba em escala 1:50.000.

Dois dos alvos selecionados, City e Tapera Grande, destacaram-se pelas anomalias de Ga, V, Sc, Cr, e Fe, e Cu, Co, Cr, Mo, Pb, V, Ni e Fe, respectivamente.

A potencialidade para ocorrência de sulfetos maciços de metais básicos foi aventada por Juliani (1993), quando definiu o ambiente deposicional do Grupo Serra do Itaberaba e correlacionou os litotipos afetados por alterações hidrotermais com os depósitos de Cu-Zn do tipo Chipre e de Zn-Pb-Cu do tipo Caledonides Escandinavos.

Pérez-Aguilar (1996) individualizou, em uma área situada na porção central do Grupo Serra do Itaberaba, zonas alteradas por processos hidrotermais-metassomáticos, com base na ocorrência de anfíbolitos contendo granada, cordierita e cummingtonita/antofilita e rochas intermediárias alteradas. Na concepção da autora, a alteração deu-se em ambiente de fundo oceânico, em zonas de expansão de cadeias meso-oceânicas do tipo Chipre, corroborando, assim, com o trabalho de Juliani (1993).

Pérez-Aguilar (2001) realizou trabalhos de detalhe na mesma área, destacando cummingtonita anfíbolito, granada-cordierita-cummingtonita anfíbolito e granada cordierita-cummingtonita/antofilita anfíbolito como principais litotipos. Baseando-se nos dados disponíveis, definiu o ambiente deposicional dessas rochas como sendo de fundo oceânico, em zonas de expansão de cadeias meso-oceânicas do tipo Chipre, que posteriormente evoluiu para uma bacia de retro-arco do tipo Besshi, em que ocorreram intrusões de pequenos corpos de composição intermediária, gerados pela fusão parcial da crosta oceânica.

Na região-tipo, depósitos de Cu-Zn associam-se a anfíbolitos de composição semelhante aos descritos por Pérez-Aguilar (1996 e 2001), representando as porções das zonas de alteração hidrotermal-metassomática afetadas pela percolação de fluidos mineralizantes.

No contexto dos terrenos pré-cambrianos do Estado de São Paulo, o Complexo Perau, seqüência metavulcano-sedimentar de idade mezoproterozóica que encerra mineralizações de sulfetos maciços de metais básicos, guarda características geológicas que se assemelham à seqüência metavulcano-sedimentar da Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba.

No âmbito do Complexo do Perau, Daitx (1996) realizou levantamentos geoquímicos em sedimentos de corrente na região de Canoas, obtendo teores de Pb e de Zn variando, respectivamente, entre 196 e 370 ppm e entre 124 e 243 ppm, bem superiores ao *background* regional, estimado em 35 ppm Pb e 70 ppm Zn. Levantamentos geoquímicos de solos mostraram teores de Pb e de Zn variando entre 1780 e 3800 ppm e entre 2030 e 3400 ppm, respectivamente (Ferlini 1986, em Daitx 1996). Vale destacar que os valores encontrados na região de Canoas-Perau são muito superiores aos da Formação Morro da Pedra Preta.

De acordo com Daitx (1996), as jazidas Canoas e Perau constituem depósitos exalativos submarinos do tipo SEDEX, modelo que difere daquele proposto por Juliani (1993) e Pérez-Aguilar (1996 e 2001) para a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba.

Em Tapera Grande e Quartzito foram desenvolvidos trabalhos de prospecção em nível de semi-detulhe e detalhe, que possibilitaram a delimitação e individualização corpos de rochas metavulcanoclásticas e metatufos com indícios de mineralizações de ouro, bem como a delimitação preliminar de colúvios auríferos (IPT 1985, Beljavskis 1988, Juliani 1993).

Em Tapera Grande, as amostragens de perfis de solo nos horizontes B e C, realizadas nas paredes de poços e das antigas lavras de ouro, revelaram teores variando entre 0.5 e 13.0 g/t Au e de 0.64 e 7.8 g/t Ag (IPT 1985, Beljavskis 1988, Beljavskis e Born 1992). A zona mineralizada está principalmente associada com metatufos e metavulcanoclásticas com composição básica à intermediária, geralmente silicificados, carbonatizados e potassificados. O principal sulfeto é pirrotita, com pirita e calcopirita subordinadas, ocorrendo disseminados ou remobilizados, formando filmes em microfraturas, agregados entre as interfaces dos fragmentos vulcânicos e finas lâminas em metapelitos e xistos grafitosos.

Na área Quartzito, o corpo mineralizado corresponde à formação ferrífera fortemente cizalhada, mostrando remobilização e recristalização de quartzo e hematita. Esta rocha é constituída predominantemente por *metachert* ferruginoso, posicionado entre metatufos (clorita-quartzo xisto) e rochas calciossilicáticas. O corpo dessa formação ferrífera se estende por mais de 1500 m, com espessura variando de 1.5 a 35 m.

Os veios de quartzo seccionados pelo furo FQ112 associam-se principalmente a zonas de brechas, apresentando sulfetos (pirita e calcopirita), quantidades variáveis de turmalina e carbonato. Ocorrem, também, scheelita, molibdenita, bismuto-teluretos, fosfatos de terras raras e ouro-prata.

6.2 Estágios de Sulfetização

Neste trabalho, o termo sulfetização refere-se à formação dos minerais de sulfetos. Beljavskis *et al.* (1993, 1999a, 1999b) e Garda *et al.* (2002) definiram quatro estágios de sulfetização que afetaram as áreas de Tapera Grande e Quartzito, baseando-se nos métodos de petrografia convencional e na análise mineral por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS).

6.2.1 Estágio I

O sulfeto predominante é a pirrotita, com pirita subordinada. Ocorre em grafita xistos, formando buchos, filmes dispostos segundo a S_0 e finas lentes paralelas com as lâminas de grafita, que se alternam com finas lâminas de sericita ou biotita, com ou sem quartzo subordinado (SRT11-111). Nas proximidades dos anfibolitos, aumenta o conteúdo de sulfetos e as lâminas podem atingir até dois centímetros de espessura formando bandas.

As lâminas de sulfetos acompanham as dobras intrafoliais relacionadas ao primeiro evento deformacional, indicando sua origem pré-metamórfica e, até mesmo, sedimentar. Nesse caso, o sulfeto original, devido às condições deposicionais redutoras, pode ter sido pirrotita hexagonal, precipitada em baixa temperatura (Vaughan e Craig 1978, Craig e Scott 1982), recristalizada como pirrotita monoclinica durante o metamorfismo de grau médio.

O controle químico da recristalização de sulfetos é evidenciado pelo enriquecimento em pirita. A pirita torna-se o sulfeto predominante nas proximidades e no contato dos grafita xistos com os metassedimentos e rochas básicas sotopostas, onde o conteúdo de grafita é menor e a circulação dos fluidos metamórficos mais ativa ao longo das discontinuidades entre os leitos.

A FOTO A da FIGURA 11 mostra as texturas das pirrotitas com aspecto de cordões entrelaçados sendo um característico deste estágio. Estas texturas foram interpretadas por R.A. Ixer (com. pess.) como sendo pirrotita depositada junto com os sedimentos grafitosos, os quais foram posteriormente alterados em pirita euhedral e marcassita, com intercrescimento e sobrecrecimento tabular.

As análises das pirrotitas por MEV-EDS revelaram conteúdo médio de 61,08% de Fe, que corresponde às temperaturas da ordem de 300-400°C em condições solvus (Craig e Vokes 1993), indicando que a pirrotita ainda registra temperaturas do metamorfismo progressivo que atingiu a fácies anfíbolito. Assim sendo, a pirrotita está sendo referida neste trabalho como "pirrotita sedimentar".

A FOTO B (Figura 11) mostra a presença de ouro disseminado, com granulação submicroscópica ($\leq 1\mu\text{m}$), assim como, zircão e monazita nos grafita xistos.

6.2.2 Estágio II

Beljanskis *et al.* (1999b) mostraram que este estágio difere do Estágio I por ser um processo de sulfetização pervasiva e pelo elevado conteúdo de Cu. No Estágio II os sulfetos constituem *stringers*, conforme observado nos metatufos básicos, rochas metavulcanoclásticas e principalmente nos grafita xistos, nos quais são localmente notadas finas vênulas de sulfetos deformadas e metamorfizadas, truncando as lâminas dos sulfetos do Estágio I - FOTO C da FIGURA 11.

O Estágio II está representado por pirrotita-pirita-calcopirita, na forma de agregados granoblásticos, preenchendo nitidamente os espaços intergranulares e microfraturas ou, ainda, dispostos discordantemente com a foliação S_0/S_1 , conforme mostra a FOTO D da FIGURA 11.

Nas rochas metavulcanoclásticas intermediárias hidrotermalizadas e mineralizadas em ouro, a pirita é o sulfeto predominante, com pirrotita associada e calcopirita subordinada. A sulfetização está relacionada com as vênulas de quartzo e carbonatos e biotita associados, ou com *metachert* rico em turmalina, intercalado nessas rochas. Neste caso, a substituição metamórfica da pirrotita pela pirita foi mais eficiente, com estiramento, formação de agregados, e mesmo a recristalização ao longo das foliações metamórficas tardias.

FIGURA 11 – FOTOMICROGRAFIAS E IMAGENS DE MEV DOS SULFETOS
CARACTERÍSTICOS DOS ESTÁGIOS DE SULFETIZAÇÃO

FOTO A – Pirrotita, caracterísitica do Estágio I, com textura entrelaçada. Amostra SRT11-111, imagem de MEV.

FOTO B – Presença de ouro disseminado no grafita xisto. Amostra SRT11-111, imagem de MEV.

FOTO C – Pirrotita e pirita, na forma de *stringer*. Amostra SRT-11-145, imagem de MEV.

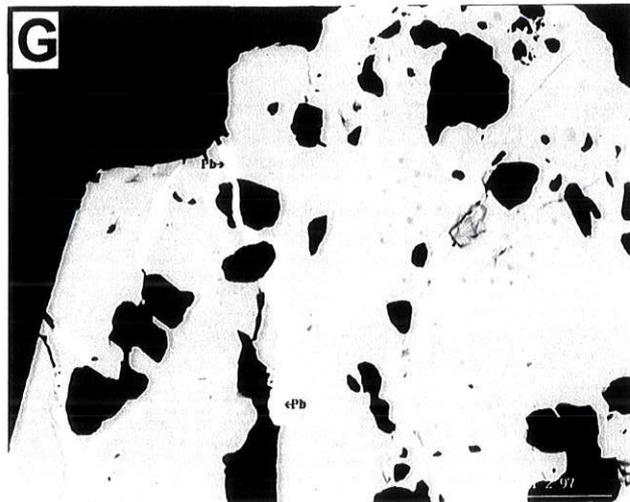
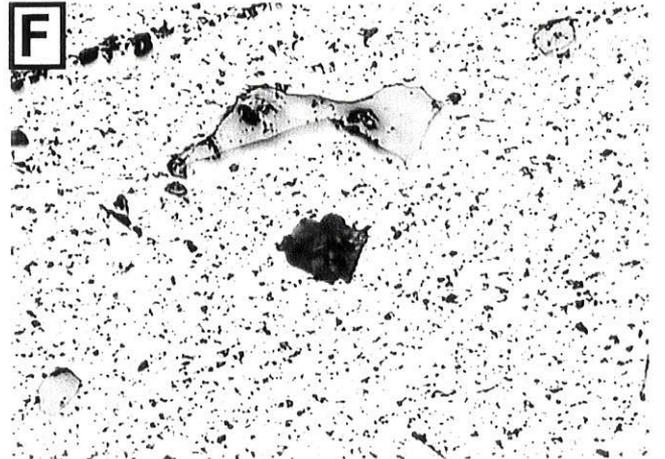
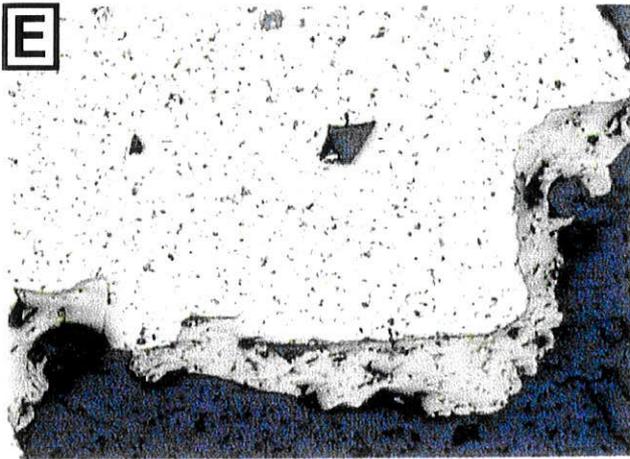
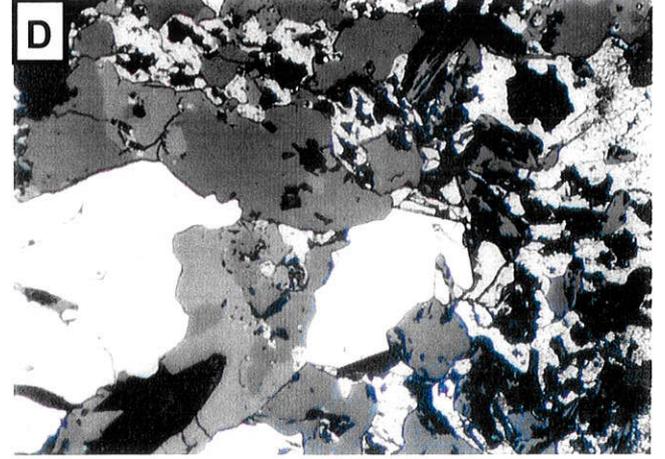
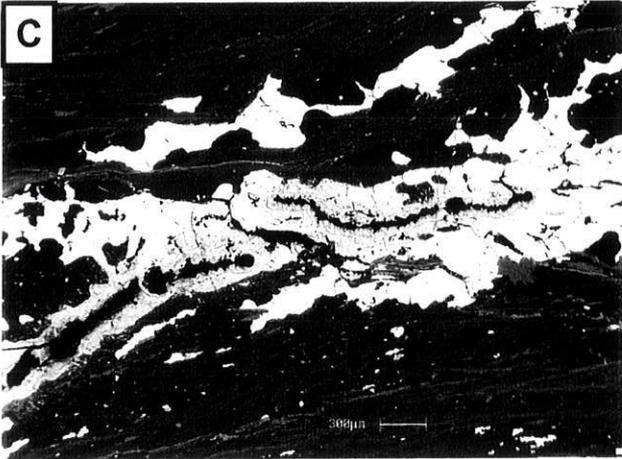
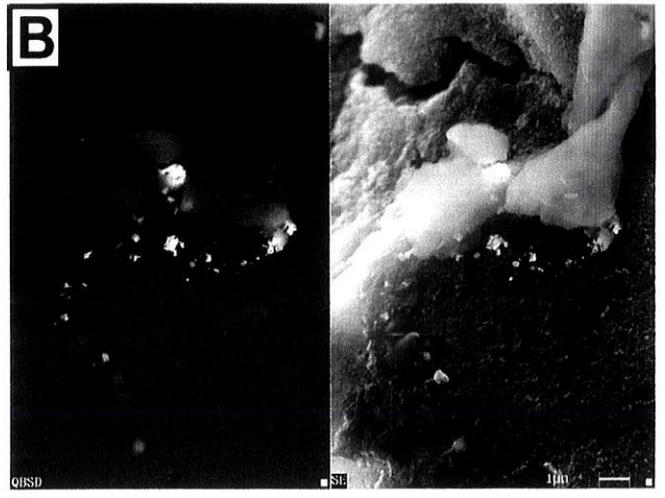
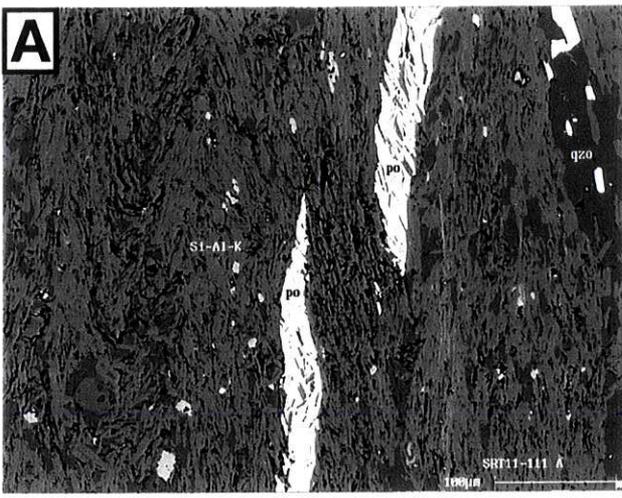
FOTO D – Agregados granoblásticos de pirita (amarelo claro) e calcopirita (amarelo escuro) do Estágio II. Tapera Grande, luz refletida, nicóis paralelos. Lado maior da foto: 14 mm.

FOTO E – Pirita de aspecto poroso (Estágio II), circundada por calcopirita do Estágio III. FQ112-34(2), luz refletida, nicóis paralelos. Lado maior da foto: 7 mm.

FOTO F - Pirita de aspecto poroso (Estágio II), com inclusões de calcopirita do Estágio III. FQ112-34(2), luz refletida, nicóis paralelos. Lado maior da foto: 7 mm.

FOTO G – Pirita com fraturas (Estágio III) preenchidas por galena do Estágio IV. SRT2-97, imagem de MEV.

FOTO H – Detalhe da FOTO G, mostrando preenchimento de fratura em pirita com galena teluretos de Ag (Estágio IV). SRT2-97, imagem de MEV.



Os sulfetos do Estágio II na área Quartzito estão associados aos veios de quartzo deformados, que seccionam os metatufos. Estas piratas exibem aspecto poroso conforme mostra as FOTO E da FIGURA 11.

6.2.3 Estágio III

Este estágio foi responsável pela geração de vênulas de quartzo parcialmente discordantes em relação a S_2 . Essas vênulas são ricas em turmalinas e podem assumir proporções de veios. A relação com a deformação indica que a alteração hidrotermal ocorreu durante os estágios tardios do segundo evento metamórfico.

Os veios seccionam principalmente os metatufos, metavulcanoclásticas, metabásicas e metassedimentos situados nas proximidades das intrusões graníticas na área de Tapera Grande. Na área Quartzito, estão associados às zonas de cisalhamento e às falhas de empurrão e transcorrentes.

Os sulfetos estão representados por pirita e calcopirita, com granulação grossa, anhédricos a subédricos, geralmente preenchendo microfraturas e por vezes formando buchos. Geralmente a pirita apresenta-se com contornos bem definidos, está microfraturada, com calcopirita preenchendo essas fraturas ou inclusa (FOTO F da FIGURA 11).

Na amostra SRT2-97 (metatufos) observou-se que as microfraturas das piratas estão preenchidas por galena, Bi-teluretos ou pirita, indicando claramente a presença de uma nova fase de fluido hidrotermal atuando nesta área (Estágio IV). A FOTO G da FIGURA 11 mostra uma vista geral do cristal de pirita, com microfraturas preenchidas predominantemente por galena. As microfraturas, observadas com MEV-EDS, contêm, ainda, teluretos de prata, conforme mostrado na FOTO H da FIGURA 11.

Sulfetos do Estágio III também foram detectados na amostra de rocha metavulcanoclástica intermediária SRT-1. A pirita apresenta-se bem formada, com contornos bem definidos, contendo galena em suas bordas ou em meio ao quartzo, feições estas que indicam a atuação de evento mineralizante posterior, conforme mostrado na FOTO A da FIGURA 12.

Em Quartzito, a calcopirita ocorre tanto nas bordas, como preenchendo as cavidades dos grãos das piratas porosas relativas do Estágio II, como isoladas ou, ainda, preenchendo microfraturas dos minerais e das rochas encaixantes.

O ouro de granulação grossa encontra-se disseminado ou preenchendo espaços intergranulares nos veios de quartzo e está associado com minerais de Cu de baixa temperatura (calcosita e covelina), formados a partir da alteração supérgena da calcopirita. Análises por MEV-EDS indicam composições de 95% Au e 5% Ag para os grãos de ouro.

6.2.4 Estágio IV

Este estágio de sulfetização está associado aos veios hidrotermais encaixados em falhas e zonas de cisalhamento, contendo predominantemente pirita e subordinadamente calcopirita. Os sulfetos preenchem espaços intergranulares e microfraturas, mostrando contornos bem definidos.

Em Tapera Grande, os sulfetos do Estágio IV são encontrados nas rochas metavulcanoclásticas e metatufos mais intensamente fraturadas. Estes sulfetos se apresentam preenchendo microfraturas destas rochas e de sulfetos do Estágio II e III ou, ainda, ocorrem junto às bordas dos minerais predominantes.

Na área Quartzito, os sulfetos do Estágio IV preenchem fraturas dos sulfetos do Estágio III. Calcopirita e pirita são parcialmente substituídas por sulfetos de Zn-Cd (FOTO B da FIGURA 12).

A FIGURA 12 mostra prata nativa (FOTO B), scheelita (FOTO C), ouro (FOTO D), Bi-teluretos (FOTO E), fosfatos de terras raras (FOTO F) e molibdenita. As FOTOS G e H mostram sulfetos secundários (covelina e calcosina) associados ao ouro da FOTO D.

6.3 Isótopos Estáveis de Enxofre

A TABELA 3 apresenta os resultados das análises dos isótopos de enxofre pelo método à laser e pelo método convencional (indicado com um asterisco), conforme descritos no CAPÍTULO 4.

A síntese dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) para os diferentes estágios de sulfetização e os minerais correspondentes é mostrada na FIGURA 13.

FIGURA 12 – FOTOMICROGRAFIAS E IMAGENS DE MEV DOS SULFETOS
CARACTERÍSTICOS DOS ESTÁGIOS DE SULFETIZAÇÃO

FOTO A – Pirita bem formada, com contornos bem definidos (Estágio III), com galena em suas bordas. SRT1-29, imagem de MEV.

FOTO B – A porção cinza clara da imagem (centro inferior) mostra a substituição de pirita do Estágio III por esfalerita, com traços de Cd. Um submicroscópico grão de Ag (branco) pode ser visto na porção superior da foto. Amostra FQ112-3A, imagem de MEV.

FOTO C – Scheelita em meio a biotita e pirita. Amostra SRT-1-34, imagem de MEV.

FOTO D – Ouro, com aproximadamente 0,5 mm de comprimento, preenchendo espaços intergranulares de veio de quartzo. Amostra IQ-01, luz refletida, nicóis paralelos.

FOTO E – Bi-teluretos do Estágio IV dispersos em *metachert*. SRT1-1, imagem de MEV.

FOTO F - Fosfatos de terras raras do Estágio IV associados a sulfetos. SRT1-1, imagem de MEV.

FOTOS G e H - Sulfetos secundários (covelina e calcosina) associados ao ouro da FOTO D. IQ-01, luz refletida, nicóis paralelos. Lado maior das fotos: 2,4 mm.

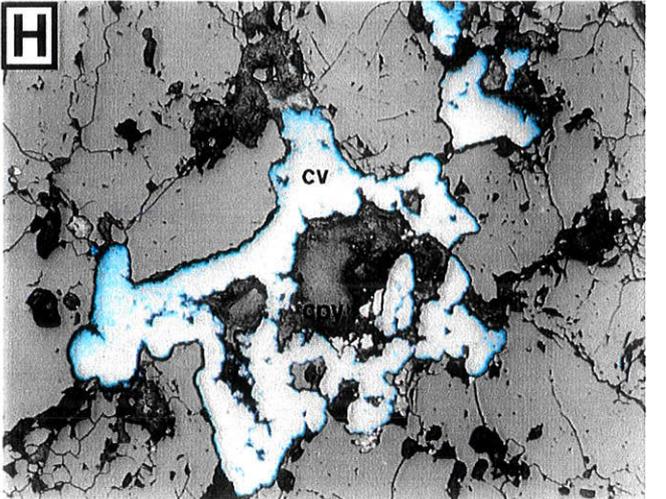
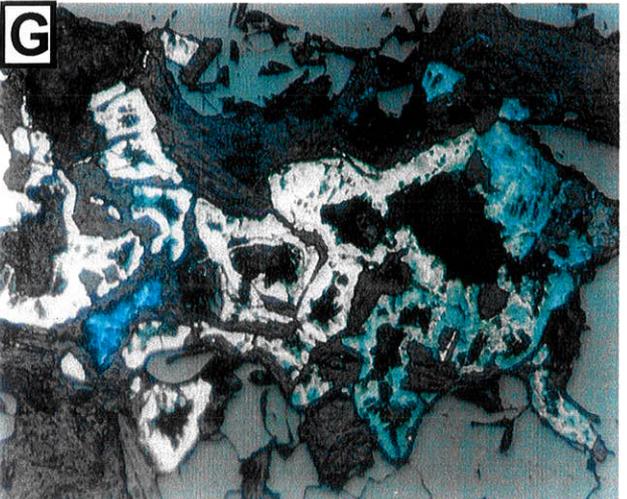
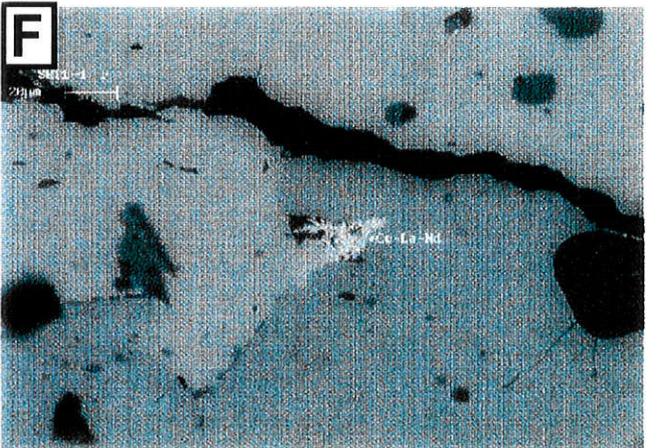
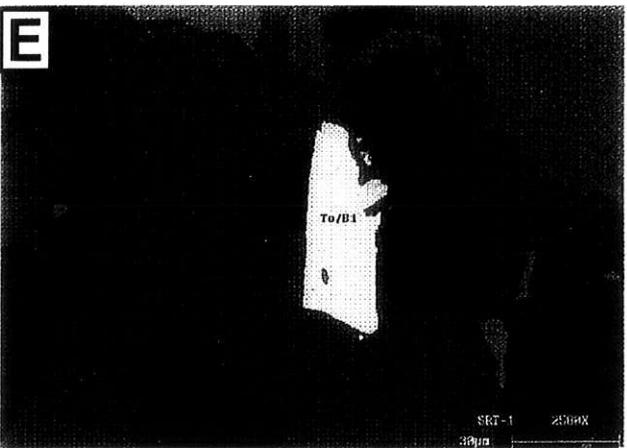
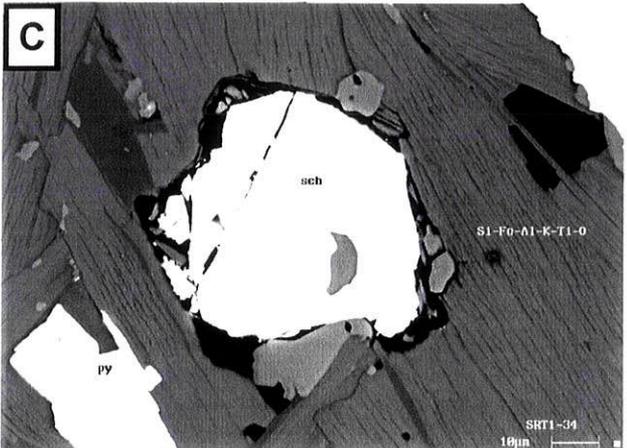
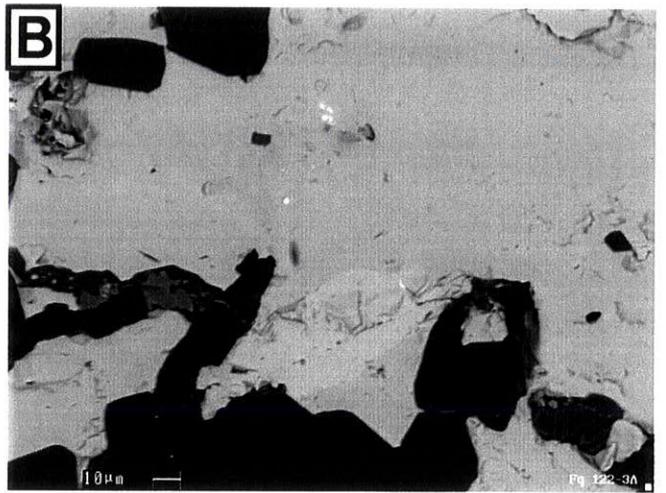
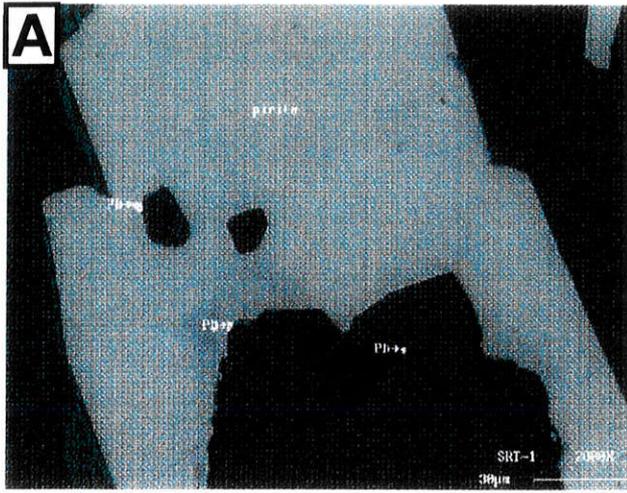


TABELA 3 – Resultados das análises de isótopos estáveis de enxofre pelo método à laser. O asterisco marca as análises pelo método convencional.

	Amostra	Ponto	Sulfeto	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
ESTÁGIO I	SRT11-111	1	pirrotita	-8,70
	SRT11-111	2	pirrotita	-6,71
	SRT11-111	3	pirrotita	-7,49
	SRT11-111	4	pirrotita	-5,47
	SRT11-111	5	pirrotita	-6,15
	SRT11-145	1	pirrotita	-7,36
	SRT11-145	2	pirrotita	-7,88
	SRT11-145	4	pirrotita	-6,60
	SRT-11-145*	total	pirrotita	-7,30
ESTÁGIO II	SRT1-2	1	pirita	4,87
	SRT1-2	2	pirrotita	4,95
	SRT1-2	3	pirita	4,48
	SRT1-2	4	pirita +pirrotita	4,71
	SRT2-97	1	pirita	7,05
	SRT2-97	2	pirita	6,47
	SRT2-97	3	pirita	7,36
	SRT2-97	4	pirita	6,30
	SRT3-99	1	pirita	5,38
	SRT3-99	2	pirita	5,72
	SRT-10-95*	total	pirita	5,20
	F-01 (1-A)*	total	pirita	7,58
	FQ112-34(2)	2	pirita	6,62
	FQ112-34(2)	4	pirita	4,70
	FQ112-34(2)	5	pirita	5,19
	FQ-112-43*	total	pirita	4,66
	FQ112-46(2)	4	pirita	5,30
FQ-112-46*	total	pirita	5,43	
ESTÁGIO III	FQ112-3A	1	pirita	2,90
	FQ112-3A	2	calcopirita	3,63
	FQ112-34(2)	1	calcopirita	2,74
	FQ112-34(2)	6	calcopirita	2,56
	FQ112-34(2)	7	calcopirita	2,85
	FQ112-46(2)	2	molibdenita	3,01
ESTÁGIO IV	FQ112-3A	4	galena	1,03
	FQ112-34(2)	3	calcopirita	2,25
	FQ112-46(2)	1	molibdenita	2,34
	IQ-01	1	pirita	2,38
SULFETOS SUPERGENOS	IQ-01	2	pirita+calcopirita+calcosina	-0,04

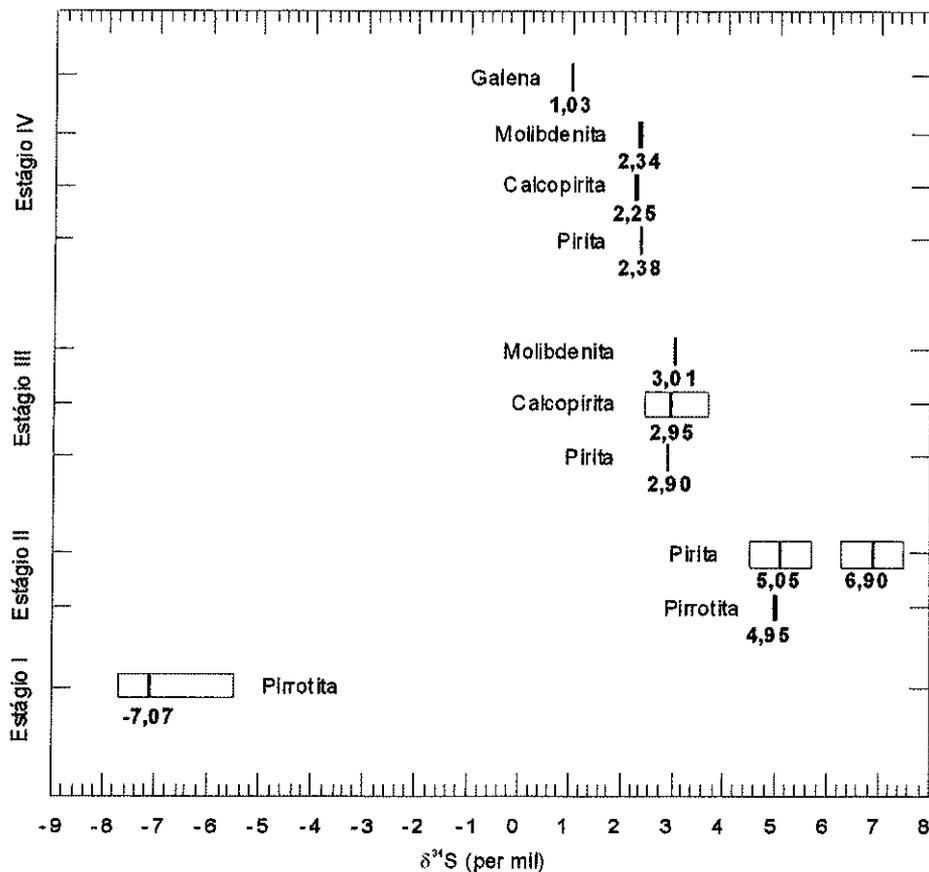


FIGURA 13 - Intervalo dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) para cada estágio de sulfetização e os minerais correspondentes. Valores médios de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) para cada intervalo são indicados pela barra.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos para o Estágio I variam entre -8,70 e -5,47‰ e correspondem à "pirrotita sedimentar" dos grafita xistos de Tapera Grande. Faure (1986) explica que valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$, relativos a depósitos de sedimentos recentes, resultam da ação de bactérias que reduzem o sulfato da água do mar, enriquecendo o H_2S assim produzido em ^{32}S . Velasco *et al.* (1998) justificam dessa forma os valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos para os depósitos de sulfetos diagenéticos do Cinturão de Pirita Ibérico. Fallick *et al.* (2001), por sua vez, baseando-se em valores de $\delta^{34}\text{S}$ da ordem de $-13,6 \pm 2\%$, sugerem que mais de 90% dos sulfetos dos depósitos de Zn-Pb de Navan (Irlanda) derivaram da redução bacteriana dos sulfatos da água do mar no Mississipiano.

Embora a composição do enxofre possa modificar-se sob ação do metamorfismo termal (Faure 1986, Wagner e Boyce 2001), valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ ainda indicam

assinaturas isotópicas originais, mesmo após metamorfismo e recristalização (McKibben e Elbridge 1989).

Os sedimentos grafitosos depositados na zona pelágica da bacia de retroarco do Morro da Pedra Preta sofreram, adicionalmente, a influência de sistemas hidrotermais de fundo oceânico (Juliani 1993, Juliani e Beljavskis 1995, Pérez-Aguilar, 2001). Nesse ambiente, a redução termoquímica do sulfato da água do mar produz sulfetos ricos em ^{34}S , resultando em valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$, da ordem de 20‰, como os obtidos por Lyons *et al.* (2002) para os sulfatos da água do mar do Mesoproterozóico.

Fallick *et al.* (2001) e Blakeman *et al.* (2002) obtiveram valores de $\delta^{34}\text{S}$ que alcançaram +15‰, considerados representativos do enxofre reduzido e transportado para o sítio de deposição por fluidos hidrotermais. Maynard *et al.* (1997) obtiveram valores de $\delta^{34}\text{S}$ acima de +6‰, correspondendo à redução do sulfato da água do mar na subsuperfície ao redor de condutos do assoalho marinho e no interior dos próprios depósitos de sulfetos.

Os valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ encontrados para o Estágio I de sulfetização resultam, portanto, da mistura de dois tipos de H_2S , um resultante da redução bacteriana e outro, da redução termoquímica. A mistura de isótopos de enxofre leves e pesados resultou em valores intermediários, porém negativos, de $\delta^{34}\text{S}$.

A FIGURA 13 mostra ampla variação de valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$, correspondentes aos Estágios II, III e IV de sulfetização. Von Gehlen *et al.* (1983) verificaram que a composição isotópica primária pode preservar-se nos sulfetos, mesmo após a recristalização metamórfica na fácies anfíbolito ter reequilibrado parcialmente a composição isotópica do enxofre. Tal tese pode ser aplicada aos sulfetos do Estágio II da área Tapera Grande.

O intervalo de valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre +6,3 a +7,58‰ (média de +6,90‰) representam os valores positivos mais elevados encontrados, correspondendo à mineralização de ouro em metatufos básicos da área Tapera Grande (Figura 13).

Um segundo intervalo, entre +4,48 e +5,72‰ (média de +5,05‰), corresponde aos sulfetos das rochas metavulcanoclásticas associadas aos metatufos e sotopostas pelos *metacherts*. Estes valores inserem-se nos intervalos de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos para sulfetos precipitados em sistemas exalativos do ambiente MOR (Shanks 2001), mostrando

participação tanto de fluidos como de enxofre originado a partir da desgaseificação do magma.

Em ambiente de bacia de retroarco, a contribuição de fluido magmático com componente de enxofre ígneo é significativa, resultando em valores de $\delta^{34}\text{S}$ próximos a zero. Esta hipótese se aplica a Tapera Grande, uma vez que há uma íntima relação entre as intrusões de andesitos e dacitos na pilha de rochas básicas e os sistemas hidrotermais responsáveis pela mineralização de ouro e a deposição do sulfeto (Juliani 1993, Juliani e Belajavskis 1995).

A assinatura isotópica dos sulfetos do Estágio II pode ser explicada pela circulação da água do mar através da pilha vulcânica por convecção. Com o aumento da profundidade, a água do mar é gradualmente aquecida; a temperaturas ao redor de 150°C , precipitam sulfatos (principalmente anidrita) nas fissuras das rochas vulcânicas, fazendo com que o fluido perca parcialmente o seu conteúdo de enxofre pesado (FIGURA 14a). Temperaturas mais elevadas, próximo às intrusões de andesitos e dacitos, favorecem a lixiviação e o transporte de metais e de enxofre derivado de sulfetos ígneos presentes na pilha vulcânica, os quais são depositados abaixo dos centros fumarólicos (Alt 1994, Shanks 2001).

Assinaturas de $\delta^{34}\text{S}$ semelhantes à de Tapera Grande resultam da deposição de sulfetos por fluidos hidrotermais muito quentes (350 a 400°C), ocorrendo tanto na lama sulfetada como abaixo dos centros fumarólicos.

Os sulfetos do Estágio III estão representados pela calcopirita associada à pirita porosa (Quartzito) e por pirita (Tapera Grande). Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ variam no intervalo de $+2,56$ a $+3,63\%$, estão bem abaixo daqueles obtidos para os sulfetos do Estágio II (FIGURA 13).

A colocação dos corpos graníticos no Grupo Serra do Itaberaba (FIGURA 2), ocorreu no Neoproterozóico (Janasi e Ulbrich 1991). Os veios de quartzo originados a partir da alteração hidrotermal tardia são tipicamente enriquecidos em turmalinas nas salbandas, e seccionam tanto os granitos como a seqüência de metassedimentos. A cristalização das turmalinas ocorre comumente ao longo das foliações S_3 e S_4 , sugerindo uma componente de fluidos magmáticos.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ encontrados para os sulfetos do Estágio III resultam da mistura de fluidos contendo enxofre lixiviado da seqüência metavulcano-sedimentar e

fluidos pervasivos ao longo de fissuras, oriundos dos granitos do tipo I, contendo enxofre ígneo (Lowry *et al.* 1997). Os sulfetos também foram precipitados em descontinuidades físicas, tal qual foliações metamórficas tardias, zonas de cisalhamento, falhas e fratura (FIGURA 14b).

Os geotermômetros de Ohmoto e Ryes (1979), aplicados aos pares de sulfetos dos Estágios II (pirita-pirrotita) e III (pirita-calcopirita), mostraram valores de temperatura que não correspondem aos obtidos por microtermometria (CAPÍTULO 5), significando que as fases minerais estão em desequilíbrio, principalmente na área do Quartzito. Segundo Bluth e Ohmoto (1988), o desequilíbrio isotópico é uma feição comum para os condutos hidrotermais ao longo da East Pacific Rise. Na área Quartzito, o desequilíbrio pode ter sido causado pelos processos de remobilização, ajudada pelos fluidos hidrotermais que percolaram as zonas de cisalhamento e falhas associadas. A assembléia do Estágio IV, composta por pirita, sulfetos de Zn-Cd (substituindo calcopirita), molibdenita, prata, ouro, galena, Bi-teluretos e fosfatos de ETR relaciona-se a esses fluidos.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ para os sulfetos do Estágio IV variam entre +1,03 e +2,38‰, ficando um pouco abaixo do intervalo obtido para os sulfetos do Estágio III (Figura 13). Tal fato indica que os fluidos derivados dos granitos, percolando através de fissuras geradas pelo cisalhamento, misturou-se aos fluidos que continham enxofre da seqüência metavulcano-sedimentar (lavas básicas). Em consequência, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ aproximam-se dos esperados para fontes ígneas, com possível aumento do estado de oxidação, causado pela mistura com água meteórica.

Os dados isotópicos de enxofre permitem estabelecer características distintas para as mineralizações de ouro das áreas Tapera Grande e Quartzito.

Em Tapera Grande, ouro submicroscópico foi identificado através do MEV-EDS nos grafita xistos que contêm a "pirrotita sedimentar". Admite-se que as condições redutoras também propiciaram a deposição de ouro que é, portanto, singenético.

Em Quartzito, grãos de ouro milimétricos foram encontrados associados com calcosita e covelina formadas a partir da alteração da calcopirita do Estágio III de sulfetização, em veios de quartzo, configurando uma origem epigenética.

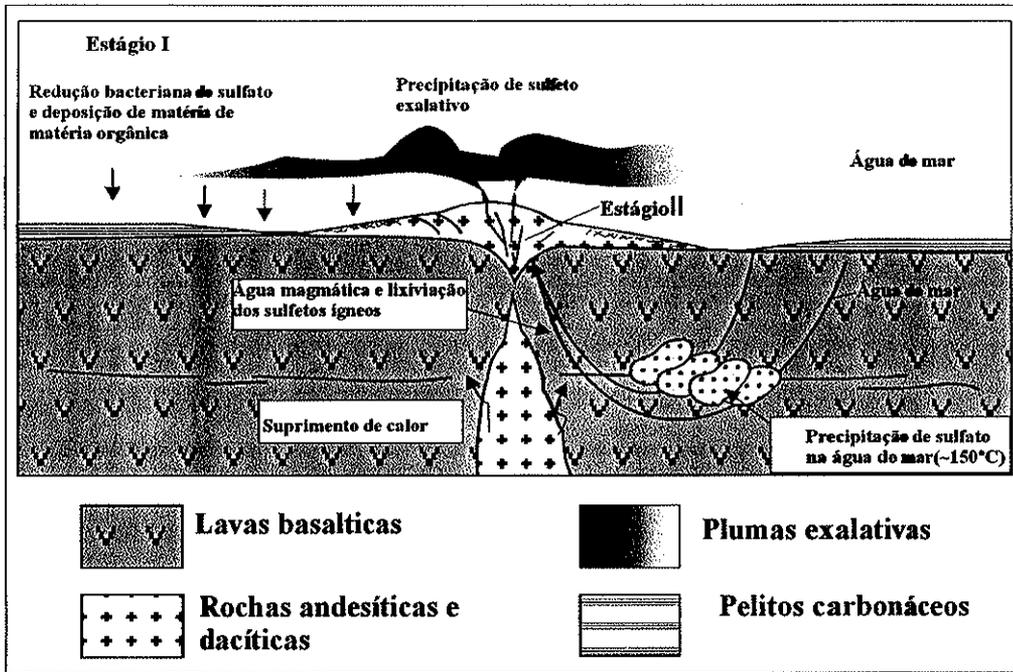


FIGURA 14a Diagrama esquemático mostrando a formação dos sulfetos sin-deposicional (Estágios I e II). Junto com a matéria orgânica, há uma mistura entre os sulfetos hidrotermal e os formados a partir da redução bacteriana dos sulfatos da água do mar.

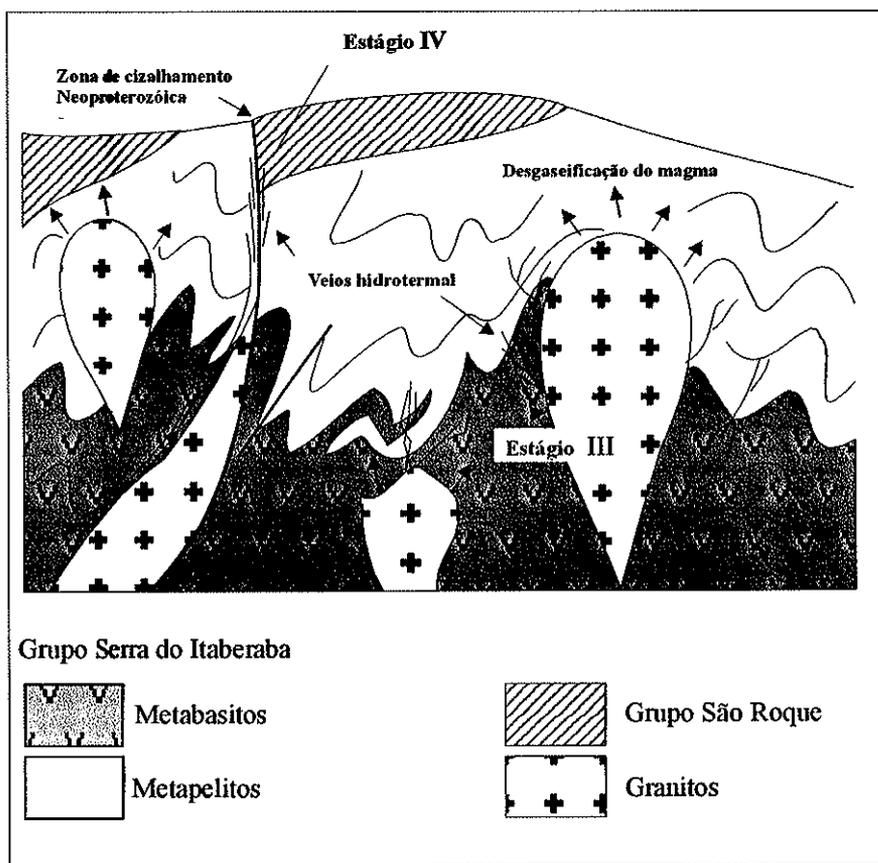


FIGURA 14 b Esquema indicando os ambientes geológicos de formação dos Estágios III e IV dos sulfetos durante o Neoproterozóico.

7 TURMALINITOS E ROCHAS RICAS EM TURMALINA

7.1 Considerações Iniciais

A turmalina desempenha um papel importante nos diferentes campos de estudos petrogenéticos por ser um mineral de boro de distribuição relativamente ampla, permanecendo estável em um vasto campo de P-T. A turmalina é um controlador ideal do fluxo de boro em ambientes metamórficos, podendo servir como um escoadouro ou fonte do boro (Henry e Dutrow 1996).

Os turmalinitos, por sua vez, ocorrem predominantemente em terrenos metamórficos, constituindo seqüências de rochas metassedimentares clásticas e vulcânicas do Neoproterozóico ao Mesoproterozóico (Slack *et al.* 1984, Plimer 1988, King 2000).

Apesar de vários autores associarem a formação de rochas ricas em turmalina com processos tardi-magmáticos ou com metassomatismo, isto nem sempre se aplica aos turmalinitos estratiformes-*stratabound*, especialmente aos não comprovadamente relacionados a corpos graníticos-pegmatíticos. Por seu posicionamento em diferentes níveis estratigráficos de terrenos polideformados e por preservarem estruturas sedimentares primárias, os turmalinitos relacionam-se com processos singenéticos ou diagenéticos envolvendo fluidos com alto boro (Slack *et al.* 1984).

Até a década de 90, eram pouco comuns citações da ocorrência de turmalinitos com estruturas sedimentares bem preservadas, restringindo-se a Golden Dyke Dome e Broken Hill (Austrália). Mais recentemente, inúmeras ocorrências de turmalinitos tem sido registradas, como em Run Jungle (Northern Territory, Austrália - Bone 1988), em Passagem de Mariana (Quadrilátero Ferrífero, Brasil - Fleischer e Routier 1973), no cinturão móvel de Namaqua Central (África do Sul - Willner 1992), no cinturão de Isua (Groenlândia - Appel 1995), na área de Bin Yauri (Nigéria - Garba 1996), nos depósitos de Pb-Zn de Canoas e Perau do Complexo Perau (Vale do Ribeira, Brasil - Daitx 1996), no depósito Pb-Zn-Ag de Sullivan (British Columbia, Canadá - Jiang *et al.* 1998), e nos terrenos metamórficos de Sierra Nevada (Espanha - Torres-Ruiz *et al.* 2003).

Plimer (1988) enfatizou a importância dos turmalinitos na exploração mineral, cuja presença pode indicar a ocorrência de processos exalativos relacionados com

mineralizações de sulfetos maciços de metais básicos, tungstênio, ouro e urânio. Inúmeros pesquisadores têm-se dedicado ao estudo das turmalinas associadas a turmalinitos, a rochas e veios de quartzo portadores de turmalinas, com ênfase na exploração mineral.

Na área Tapera Grande, foram registradas por Beljavskis (1988) e Beljavskis e Juliani (1985) ocorrências de turmalinitos hospedados em *metachert*, metassedimentos, metatufos e associados a formações ferríferas. Regionalmente Juliani (1993) estudou vários pequenos corpos, posicionando-os em diferentes níveis estratigráficos e associando-os a diversos litotipos do Grupo Serra do Itaberaba.

As rochas ricas em turmalina (com até 10% em volume de turmalina) são predominantemente metassedimentos, rochas metavulcanoclásticas, metatufos, anfíbolitos e rochas calciossilicáticas, que podem conter vênulas (segregações) de quartzo. Os veios de quartzo com turmalina, por sua vez, seccionam todas as rochas da seqüência metavulcano-sedimentar.

7.2 Turmalinitos

Os turmalinitos selecionados da área Tapera Grande são os associados à biotita-muscovita xisto, *metachert* e metatufos básicos. Da área C, escolheu-se uma ocorrência de turmalinito localizada na interface de metassedimentos com rochas metavulcanoclásticas básicas (FIGURA 3).

7.2.1 Turmalinito associado aos metassedimentos (F-1107)

Os metassedimentos (biotita-muscovita xisto e muscovita-sericita xisto) do afloramento F-1107 intercalam-se com metabasitos, rochas metavulcanoclásticas básicas, metatufos, xistos grafitosos ou manganésiferos e *metachert*.

A amostra F-1107 é um turmalinito bandado, constituído essencialmente por turmalina (40-65% modal) e quartzo (50-30% modal). Por vezes, apresenta clastos do tipo *rip-up*, com leitos dobrados e seccionados por microveios de quartzo (FOTO A da FIGURA 15). As turmalinas são comumente zonadas, orientadas e dobradas segundo o plano da foliação S_1 . Podem estar parcialmente recristalizadas na S_2 e mostram finas lamelas pleocróicas paralelas ao eixo-c, com bordas bem definidas (Juliani 1993).

FIGURA 15 – FOTOGRAFIAS E IMAGENS DE MEV DAS TURMALINAS E
TURMALINITOS

FOTO A – Clastos do tipo rip up, exibindo leitos dobrados de turmalina alternando-se com leitos quartzosos, do turmalinito associado a metassedimentos. Amostra F1107.

FOTO B – Turmalinas de granulação fina mostrando zonamento incipiente. Amostra F1107, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO C1 – Leitos de turmalinas microdobrados (lateral esquerda da foto) e clastos do tipo rip up no turmalinito LF-10.

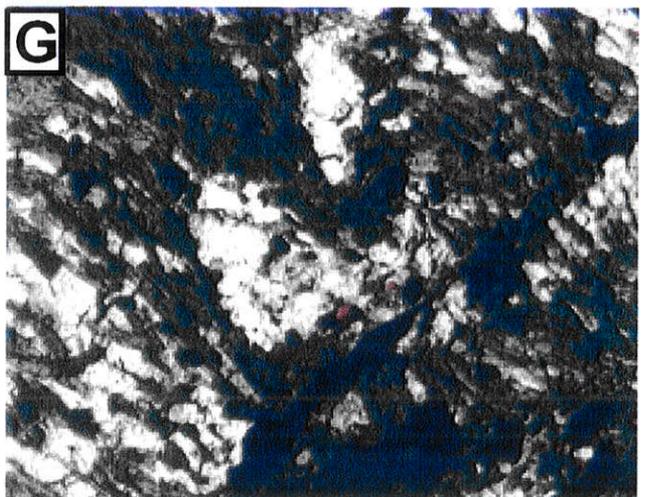
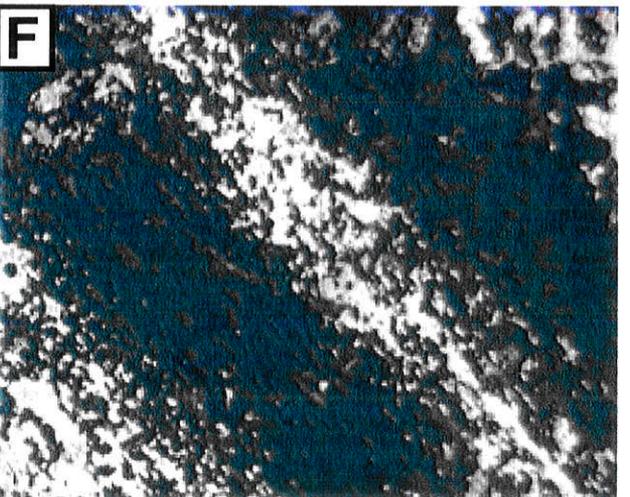
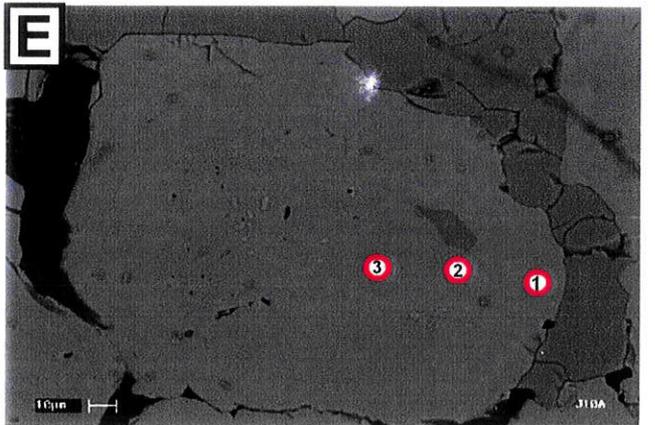
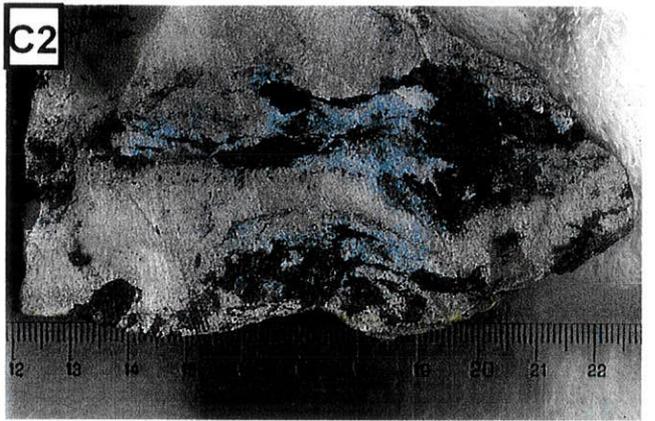
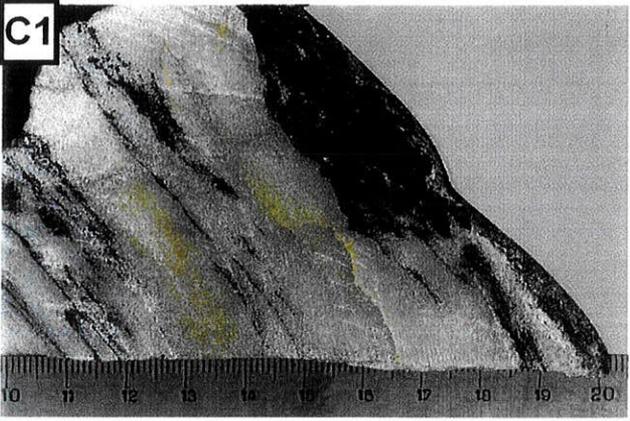
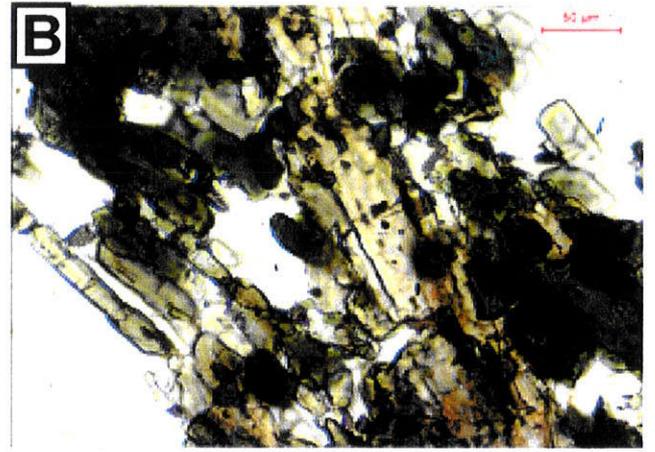
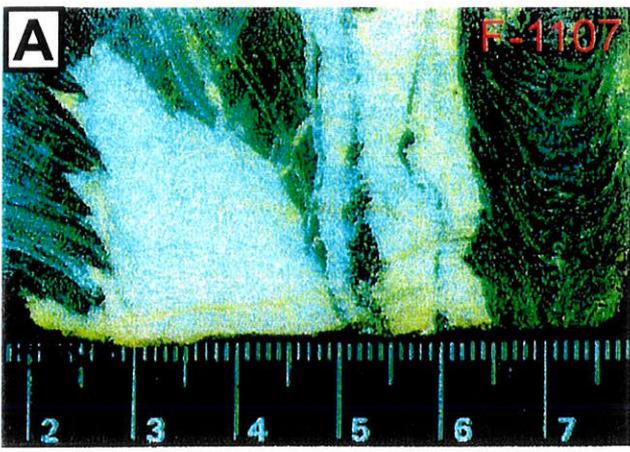
FOTO C2 - Turmalinito LJ-10 mostrando clastos do tipo rip up.

FOTO D – Turmalinas de granulação fina com zonamento incipiente. Amostra LF-10, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO E – Turmalina exibindo zonamento (pontos 1, 2 e 3) com manchas difusas. Amostra (LJ-10), imagem de MEV.

FOTO F - Estrutura bandada com leitos ricos em turmalina alternado-se com outros ricos em quartzo. Amostra T-12, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTOS G - Leitos dobrados, alternados de turmalina e quartzo, seccionados por microveios de quartzo. Amostra T-12, luz transmitida, nicóis paralelos.



O zonamento evidencia-se nas seções basais dessas turmalinas, apresentando um núcleo de coloração verde-claro com bordas difusas, passando para verde-escuro nas bordas externas do grão. Adicionalmente, exibem uma banda externa muito fina, ressaltada no contato com o quartzo. As seções longitudinais exibem internamente uma faixa de cor marrom-claro esverdeado, com bordas pouco definidas, passando para marrom-claro nas bordas (FOTO B da FIGURA 15).

O quartzo, microcristalino, tem contorno irregular, extinção ondulante e mostra-se reequilibrado em grãos menores. Microfraturas preenchidas por quartzo, turmalina e minerais opacos remobilizados são comuns. As concentrações dos opacos atingem 3% em volume da rocha e constituem-se de pirrotita, sendo pirita e calcopirita subordinadas. Os sulfetos preenchem espaços intergranulares, conferindo caráter pervasivo, correspondendo ao Estágio II de sulfetização. Tal fato implica que os turmalinitos representados pela amostra F-1107 são pré-Estágio II, podendo ser contemporâneos ou posteriores ao Estágio I de sulfetização, uma vez que se hospedam nos metassedimentos que alojam os xistos gráfitosos que contêm "pirrotita sedimentar".

7.2.2 Turmalinitos associados a *metachert* (LF-10 e LJ -10)

O *metachert* representado pelas amostras LF-10 e LJ-10 constituem pequenos corpos disruptos de 15 a 60 cm de espessura e até 15 m de extensão. Sorepõem-se às rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária (brechas auto-clásticas) e estão em parte sotopostos a metatufos básicos e lateralmente a rochas calciossilicáticas e a metassedimentos. São constituídos essencialmente por quartzo, podendo atingir 100% do volume da rocha. Como acessórios tem-se minerais opacos, turmalina e clorita.

Os turmalinitos bandados associados ao *metachert* são constituídos essencialmente por turmalina (40-65%) e quartzo (35-60% em volume da rocha). Ocorrem comumente na forma de leitos hospedados no *metachert*, por vezes apresentado-se dobrados, com 15 a 25 cm de espessura e até 15 m de extensão. A presença de clastos do tipo *rip up* é uma feição marcante nos níveis de turmalinitos que afloram nas paredes das antigas catas de ouro LF e LJ, conforme mostram as FOTOS C1 e C2 da FIGURA 15.

Em seção delgada observa-se que as turmalinas podem ter forma acicular, seção basal com contornos geométricos bem definidos, e constituem agregados. As seções longitudinais mostram zonamento, de marrom claro a escuro, enquanto as seções basais são verde-escuro (FOTO D da FIGURA 15). Aham-se dobradas e fraturadas, com relações texturais com as foliações tectônicas que permitem relacioná-las como pré-S₁.

Imagens de MEV das seções basais evidenciam zonamento em manchas claras e escuras difusas, do núcleo às bordas das turmalinas (FOTO E da FIGURA 15). Esta textura é distinta daquela observada nas turmalinas dos turmalinitos de Sierra Nevada (Espanha), formadas por substituição metassomática em metassedimentos (Torres-Ruiz *et al.* 2003).

O quartzo, microcristalino, mostra-se inequigranular e compõe níveis onde comumente se concentram turmalinas e minerais opacos. Está bastante deformado, com forte extinção ondulante, por vezes orientado segundo uma ou mais foliações. Os contatos intergranulares são irregulares ou lobados.

Veios de quartzo remobilizados e deformados, contendo minerais opacos e apatita, seccionam os turmalinitos e o *metachert*.

No turmalinito LF-10, pirrotita e pirita predominam sobre calcopirita. Esses sulfetos preenchem espaços intergranulares de forma pervasiva, correspondendo ao Estágio II de sulfetização. No turmalinito LJ-10, os sulfetos são menos abundantes.

Estudos utilizando MEV-EDS identificaram ouro submilimétrico associado tanto ao quartzo quanto à turmalina. O ouro não é encontrado diretamente associado aos sulfetos, seja na forma de inclusões ou em contato com os mesmos.

7.2.3 Turmalinito associado a metatufos básicos (T-12)

Metatufos básicos (hornblenda xisto, hornblenda-biotita xisto e biotita-hornblenda xisto) constituem corpos com limitadas extensões laterais. São bandados, podendo às vezes englobar leitões de *metachert* e turmalinito.

Os turmalinitos bandados T-12 são constituídos essencialmente por turmalina (55-70%) e quartzo (30-45% em volume da rocha), como mostra a FOTO F da FIGURA 15). Podem apresentar microdobras e estar seccionados por microfraturas preenchidas

por quartzo, turmalinas e óxidos ou hidróxidos de ferro, tendo epidoto, titanita, monazita e opacos como minerais acessórios (FOTO G da FIGURA 15).

As turmalinas aciculares constituem bandas paralelas, agregados ou podem se apresentar como cristais isolados em meio ao quartzo. A Foto A da FIGURA 16 mostra seções basais de turmalinas finas ($\leq 50 \mu\text{m}$), comumente zonadas, com núcleo de coloração verde-escuro e borda fina, por vezes delineada, de cor verde-claro. Podem também ser predominantemente verde-escuras, apresentando zonamento incipiente ou mesmo ausente. As seções longitudinais dessas turmalinas mostram zonamento incipiente, indo de verde ou marrom para marrom-claro nas bordas (FOTO A da FIGURA 16).

As turmalinas que mostram zonamento com contornos bem definidos nas seções longitudinais são internamente cinza escuras, passando para cinza-claro nas bordas. Em algumas seções basais, nota-se um fino zonamento junto às bordas do grão e manchas difusas claras e escuras, como mostra a FOTO B da FIGURA 16.

As turmalinas estão orientadas segundo a foliação pré- S_1 , indicando sua deposição anterior à deformação (Juliani 1993). São também observados leitões de turmalinas dobrados e seccionados por microfraturas tardias, preenchidas com sulfetos.

Pirita, pirrotita e calcopirita preenchem espaços intergranulares de forma pervasiva, correspondendo ao Estágio II de sulfetização.

A FOTO B da FIGURA 16 mostra ouro livre ocupando espaços intergranulares e microfraturas das turmalinas de forma dispersa, corroborando com a hipótese de que a precipitação deste elemento não está relacionada com os estágios I e II de sulfetização.

7.2.4 Turmalinito associados a metavulcanoclástica básica (SI-1611)

Estes turmalinitos ocorrem na área C, situada a NE de Tapera Grande (FIGURA 3), junto com quartzo-sericita xistos, rochas calciossilicáticas, anfibolitos e metavulcanoclásticas. Os turmalinitos ocorrem na interface dos metassedimentos com as rochas metavulcanoclásticas de composição básica (C. Juliani, com. pess.). Os anfibolitos estão sotopostos às metavulcanoclásticas.

**FIGURA 16 – FOTOGRAFIAS E IMAGENS DE MEV DE TURMALINITOS E
TURMALINAS DE METASSEDIMENTOS**

FOTO A – Detalhe dos leitos ricos em turmalina de granulação fina com zonamento incipiente. Amostra T-12, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO B – Turmalinito, apresentando turmalinas zonadas e Au. Amostra T-12, imagem de MEV.

FOTO C – Estrutura bandada do turmalinito SI-1611.

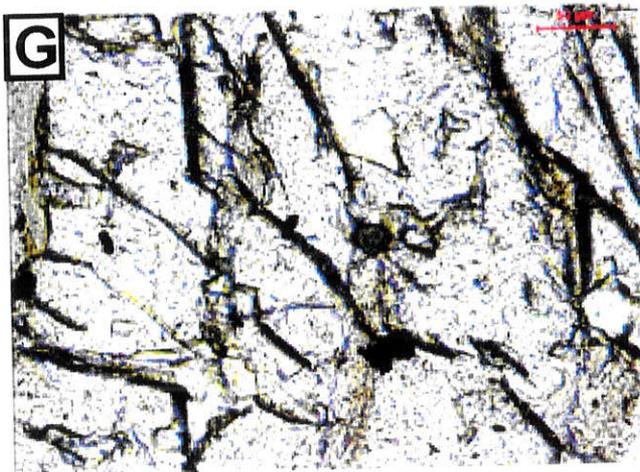
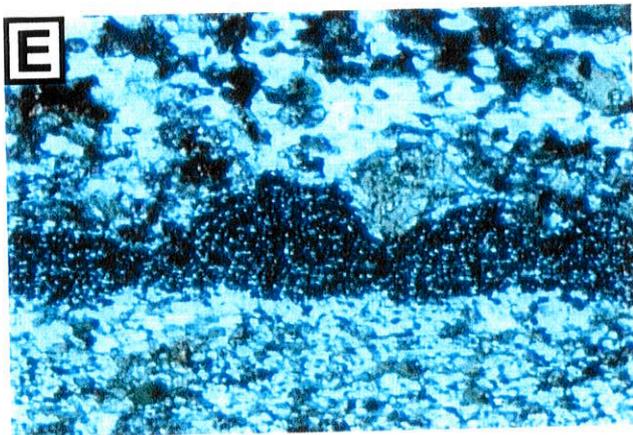
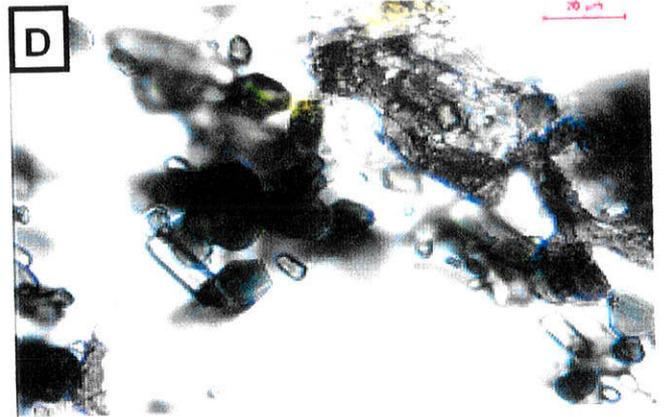
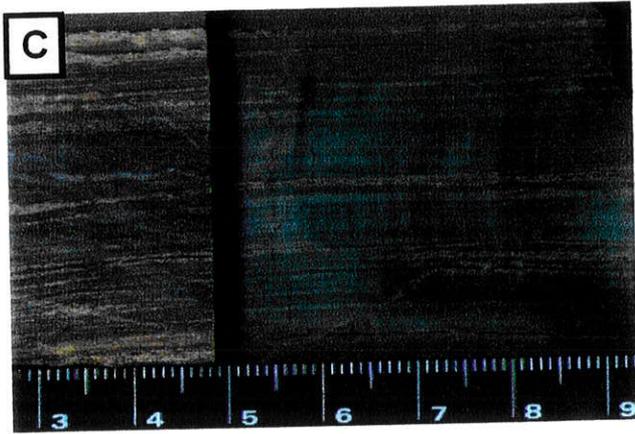
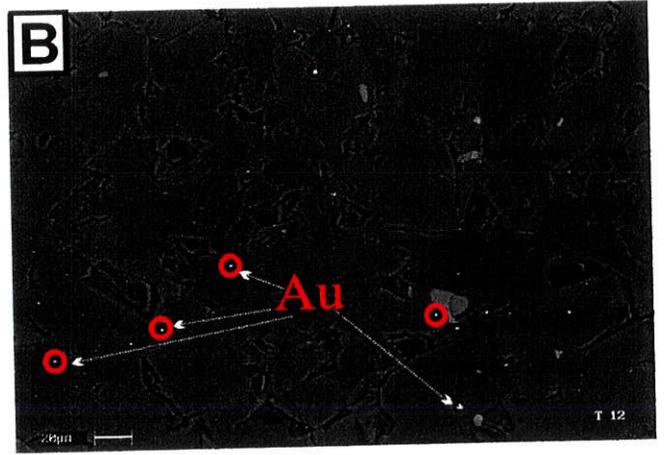
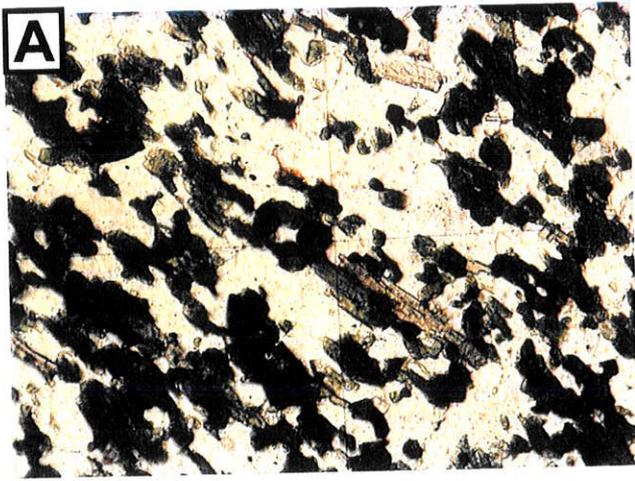
FOTO D – Turmalina de granulação fina, não zonada, formando agregados e ou isoladas. Amostra SI-1611, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO E – Detalhe da FOTO C, mostrando marcas onduladas ou de pressão em leito rico em turmalina. Amostra SI-1611, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO F - Turmalinas disseminadas em metassedimento, associadas à biotita. Amostra SRT8-77, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTOS G - Turmalina inclusa em granada do metassedimento. Amostra SRT8-77, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO H - Leitos ricos em turmalina associada a quartzo e biotita. Amostra SRT8-77, luz transmitida, nicóis paralelos.



As metavulcanoclásticas básicas são constituídas por 70-80% em volume de fragmentos, quase sempre angulosos, com dimensões variando de 2 mm a 2 cm. Esses fragmentos são formados essencialmente por rochas básicas e subordinadamente por rochas intermediárias (Juliani 1993).

As turmalinas constituem mais 40% do volume desses turmalinitos, que apresenta estrutura microlaminada, caracterizada pela alternância de leitos ricos em quartzo e hornblenda com outros com essencialmente turmalina (FOTO C da FIGURA 16).

Na FOTO D da FIGURA 16, observa-se que as turmalinas são finas (15 μm), apresentam zonamento variando de verde-escuro a verde-claro, do centro para as bordas dos cristais aciculares. Estão distribuídas em leitos ligeiramente discordantes da S_1 e podem formar agregados filamentosos ou coroas ao redor quartzo.

Leitos de turmalina mostram marcas onduladas ou de sobrecarga, originadas pelo próprio fluxo dos fluidos, circulação da água do mar, ou pelo acúmulo de minerais de maior densidade. Estes turmalinitos se formaram em estágio pré-deformacional, conforme mostra a FOTO E da FIGURA 16.

O quartzo está bem estirado, exibindo extinção fortemente ondulante e contatos interlobados. A hornblenda apresenta-se como cristais anhédricos a euhédricos alongados, dispostos em leitos.

Silimanita pode ocorrer como mineral acessório, juntamente com pirita e calcopirita. Biotita é rara e epidoto muito fino aparece disposto em suas bordas.

Sob o microscópio de luz refletida, foi possível identificar a presença de sulfetos correspondentes ao Estágio II de sulfetização.

7.3 Rochas ricas em Turmalina

As análises por ICP-MS e fluorescência de raios-x das rochas ricas em turmalina são apresentadas na TABELA 2.

Nos metassedimentos, os conteúdos de SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO e Na_2O variam dentro de intervalos de pequena amplitude. Relativamente às demais rochas ricas em turmalinas, os valores médios dos conteúdos de SiO_2 (60,59%), Al_2O_3

(14,63%) e MgO (5,07%) são elevados, ao passo que os de Fe₂O₃ (6,59%), TiO₂ (0,60%), CaO (4,18 %) e Na₂O(3,74%) são baixos.

Os metatufos básicos apresentam conteúdos relativamente elevados de Fe₂O₃ (10,87-18,44%), TiO₂ (0,55-1,71%), CaO (4,63-9,98%), MgO (3,97-8,16%) e Na₂O (1,44-3,96%) e baixos de SiO₂ (47,56-51,60%) e Al₂O₃ (12,27-14,35 %).

As rochas metavulcanoclásticas intermediárias mostram conteúdos relativamente elevados de SiO₂ (53,75-65,63 %), Fe₂O₃ (10,38-17,92%), Na₂O (2,24-8,06 %) e TiO₂ (0,51-1,71 %) e baixos de Al₂O₃ (9,98-14,97%), MgO (0,65-3,44%), CaO (1,37-6,76%), classificando-se quimicamente como rochas de composição andesítica.

7.3.1 Metassedimentos ricos em turmalina

Os metassedimentos englobam quartzo-muscovita-sericita xisto, quartzo-biotita xisto, biotita-muscovita xisto, grafita-muscovita-sericita xisto, sericita-biotita xisto, biotita-hornblenda xisto. Os minerais essenciais podem ocorrer em diferentes proporções relativas, tendo como constituintes subordinados minerais opacos, grafita, turmalina, zircão, monazita, granada, magnetita, rutilo, apatita e clorita.

As rochas, de modo geral, apresentam texturas variando de lepidoblástica a nematoblástica, dependendo dos minerais predominantes. Estão sempre bem foliadas e deformadas, sendo comum a existência de dobras intrafoliais desenhadas por uma xistosidade anterior e dobras intrafoliais redobradas (Juliani 1993).

As turmalinas que podem constituir até 10% do volume da rocha, ocorrendo de formas diversas: a) muito fina, disseminada em diferentes níveis dos metassedimentos; b) porfiroclastos milimétricos, associados a minerais micáceos, granada e estauroлита, ou preenchendo espaços intergranulares; c) de diferentes dimensões, formando leitos centimétricos, por vezes dobrados.

As turmalinas disseminadas apresentam granulação fina ($\leq 25 \mu\text{m}$), estão em meio a uma matriz quartzo-micácea, comumente associadas a biotita, estauroлита, quartzo, anfibólio e subordinadamente a minerais opacos.

Na FOTO F da FIGURA 16 as turmalinas mostram coloração variando de verde-escuro a verde-claro. Quando zonadas, exibem núcleo verde-escuro e microestruturas de crescimento com tons de verde, chegando a verde-claro próximo às bordas. Os tons se alternam, marcando as etapas de crescimento metamórfico do mineral.

Na amostra SRT-8-77, ocorrem turmalinas inclusas em granada e biotita. As turmalinas inclusas na granada exibem zonamento incipiente, cor verde-claro e granulação fina ($\leq 10 \mu\text{m}$), como mostra a FOTO G da FIGURA 16. No caso das turmalinas inclusas em biotita, não há zonamento, sua cor é verde e a granulação é fina ($\leq 10 \mu\text{m}$).

Leitos ricos em turmalinas comumente ocorrem nos metassedimentos. A FOTO H da FIGURA 16 mostra que as turmalinas possuem zonamento incipiente verde claro a escuro, granulação fina à média. Quartzo, biotita muito fina e minerais opacos também constituem esses leitos.

Os porfiroclastos de turmalina ocorrem comumente fraturados, por vezes rotacionados, apresentando sombras de pressão, ou estão fragmentados em cristais menores, separados pelo fraturamento, evidenciando a ação de processos deformacionais. Biotita e hornblenda associadas a esses porfiroclastos conferem à rocha textura granonematoblástica, desenhando leitos dobrados segundo a foliação.

Os porfiroclastos apresentam sobrecrecimento irregular, com zonamento bem definido, com alternância de tons de verde do centro (claro) para as bordas (escuro), exibindo bandas finas bem definidas próximo às extremidades do cristal, caracterizando o crescimento metamórfico (FOTO A da FIGURA 17).

Porfiroclastos de turmalina metamórfica que preenchem espaços intergranulares exibem zonamento do tipo celular, com manchas verde escuras alternando-se com verde claras e bordas difusas. A FOTO B da FIGURA 17 mostra que as microestruturas de crescimento aneladas são mais desenvolvidas nas bordas externas do cristal do que na porção central, exibindo microestruturas de crescimento zonadas com tons de verde claro e escuro pouco definidos.

7.3.2 Metatufos básicos ricos em turmalina

O conjunto de metatufos básicos estudados, representados por amostras de testemunhos de sondagem da área Tapera Grande, constitui-se de hornblenda xistos e biotita-hornblenda xistos, de coloração cinza-esverdeada a verde escura e de granulação fina a média, com estrutura bandada ou xistosa. Nota-se uma alternância de leitos e bandas subparalelas enriquecidas em hornblenda, por vezes em biotita, ou ainda por plagioclásio e quartzo.

FIGURA 17 – FOTOGRAFIAS E IMAGENS DE MEV DAS TURMALINAS DE METASSEDIMENTOS E METATUFOS

FOTO A – Cristais de turmalinas zonadas, fraturadas e rotacionadas com microestrutura de crescimento (à esquerda da foto). Amostra SRT8-77, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO B – Zonamento difuso no núcleo do cristal e com bandas mais definidas nas bordas. Quartzito, luz transmitida, nicóis paralelos.

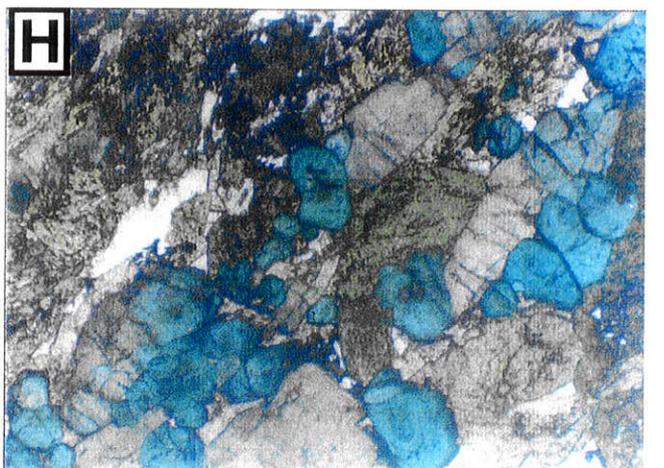
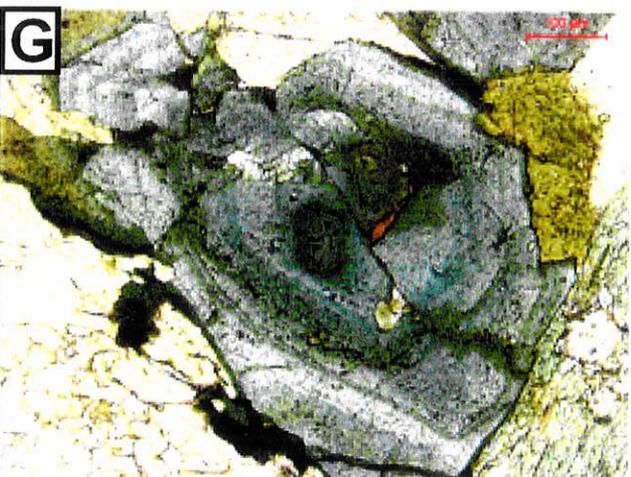
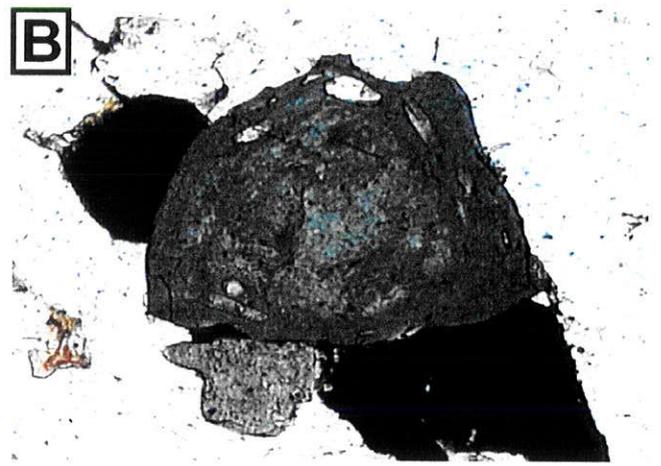
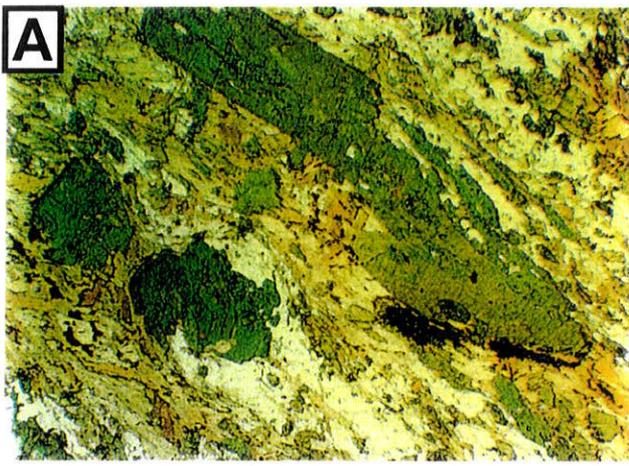
FOTOS C e D – Turmalinas exibindo microestrutura de crescimento bem definida e disruptas nas bordas do cristal. Amostra SRT5 (79m), luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO E – Turmalina com microfraturas preenchidas por quartzo e biotita. Amostra SRT5-79m, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO F - Turmalina com zonamento disrupto, relíquias de turmalina no núcleo e com sobrecrescimento de turmalinas nas bordas (porção superior do cristal). Amostra SRT5-70m, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTOS G - Agregado de turmalinas zonadas com relíquias de turmalina no núcleo associadas a biotita e anfibólio. Amostra SRT5-70m, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO H - Níveis de turmalinas azuladas, zonadas associadas a anfibólios e quartzo. Amostra SRT5-79m, luz transmitida, nicóis paralelos.



Os minerais essenciais destas rochas são anfibólio, plagioclásio, biotita e quartzo, em diferentes proporções relativas, tendo como constituintes subordinados granada, turmalina, clorita, titanita, carbonatos, minerais opacos e zircão.

A presença de opacos, ilmenita ou titano-magnetita, envoltos por titanita, está preferencialmente associada à lâminas ricas em biotita ou máficos intensamente cloritizados. Transformações de hornblenda para biotita também são comuns.

As turmalinas estão disseminadas ou constituem finas bandas em diferentes níveis. Apresentam granulação fina a média, podendo subordinadamente ocorrer como porfiroclastos, na forma de agregados ou cristais isolados.

Nas amostras dos furos SRT-2-42, SRT-3-92 e SRT5-79m, ocorrem porfiroclastos de turmalina isolados, exibindo cor verde-escuro alternando-se com verde-claro, ou dispostos em finos leitos, com tons de azul variando de escuro a claro e de cinza a cinza azulado. As que ocorrem como acículas são marrom claro a escuro, de granulação variando de 0,1 a 0,5 mm, e estão associadas à biotita, quartzo e hornblenda.

Os porfiroclastos de turmalinas isolados ou formando agregados podem apresentar: a) coloração verde-claro na parte central do cristal, com bordas verde escuras e microestruturas de crescimento pouco definidas; em direção às bordas, a coloração torna-se verde escura, com as bandas bem definidas, com sobrecrecimento irregular, mostrando linhas de bordas truncadas e microestruturas finamente zonadas, caracterizando o crescimento metamórfico (FOTO C da FIGURA 17); b) coloração verde variegada no núcleo, com zonamento pouco definido, exibindo manchas claras esparsas caracterizando textura celular. Em direção às bordas, exibe microestrutura de crescimento, com alternância de verde claro e escuro, indicando crescimento metamórfico (FOTO D da FIGURA 17); c) características semelhantes a (b), mas fraturados, com recristalização de minerais (hornblenda, biotita e quartzo) nas microfaturas, podendo pertencer a uma geração distinta e anterior à (a) - FOTO E da FIGURA 17, e d) quando formam agregados, o núcleo contém restos de turmalina, sendo este azul claro ou escuro, com microestruturas de crescimento disruptas ou não, de cor azul-escuro ou cinza-azulado claro e escuro, alternando-se sucessivamente em direção às bordas. No núcleo, podem aparecer cristais de turmalina com múltiplo sobrecrecimento (FOTO F da Figura 17). No tipo (d) pode ocorrer, nas bordas

contíguas aos cristais de turmalina formados em estágio anterior, o desenvolvimento de novas turmalinas que, na amostra SRT-5/79m, são verde-amarelado, com microestruturas de crescimento associadas ou não a biotita e anfibólios. As turmalinas do núcleo (reliquiáres), como as apresentadas na FOTO G da FIGURA 17, podem ter fornecido parte do boro, propiciando o crescimento de bandas zonadas.

Porfiroclastos de turmalina constituindo finos leitos milimétricos que se alternam com leitos constituídos por anfibólio, biotita, quartzo e plagioclásio, mostram em sua seção basal alternância de cores variando de azul-escuro no núcleo para azul-claro nas bordas. Exibem, desde a parte central em direção às bordas, sobrecrecimento bem desenvolvido com microestruturas finamente zonadas, que correspondem ao crescimento metamórfico. A FOTO H da FIGURA 17) mostra seção longitudinal com cores variando de cinza a cinza-azulado e zonamento no interior do cristal.

Na amostra SRT-3-92, as turmalinas associadas a anfibólios, quartzo e biotita exibem cor azul acinzentada passando a azul esverdeada ou acinzentada nas bordas, com zonamento disrupto e sobrecrecimento de turmalinas de cor marrom-claro, intercrecidas em meio a turmalinas azuis de geração anterior. Estas turmalinas estão associadas a sulfetos pervasivos do Estágio II de sulfetização.

O metatufos básico SRT-2-42 apresenta turmalinas com núcleo de cor cinza passando para marrom esverdeado, com microestruturas de crescimento bem definidas, mostrando restos de turmalinas no centro. Constituem agregados e estão associadas a quartzo e biotita (FOTO A da FIGURA 18).

7.3.3 Turmalinas em veios e vênulas de quartzo

Foram selecionadas amostras de veios de quartzo com turmalina oriundas dos furos F01 e FQ-112 da área Quartzito e de veios de quartzo de diferentes gerações e de vênulas de quartzo com turmalinas e sulfetos associados dos furos SRT-2-33, SRT-2-97 e SRT-3-99 da área Tapera Grande.

Na área Quartzito, as turmalinas exibem zonamento, com alternância ou não de cor marrom-claro a verde-escuro, passando para verde-claro a verde-escuro. Sua granulação é de média a grossa, com os diâmetros das seções basais variando de 0,1 a 0,5 mm e acículas com até 10 mm de eixo maior. Nestes veios, formam agregados, estando comumente fraturadas e dispostas no contato com as rochas hospedeiras.

FIGURA 18 – FOTOGRAFIAS E IMAGENS DE MEV DAS TURMALINAS DE METATUFOS, METAVULCANOCLÁSTICAS E VEIOS DE QUARTZO

FOTO A – Turmalinas com microestrutura de crescimento bem definido, mostrando relíquias de turmalina. Amostra SRT2-42, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO B – Cristais de turmalina fraturados com zonamento incipiente, por vezes disruptos. Amostra SRT3-92, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO C – Agregados de turmalina com zonamento pouco definido, mostrando manchas difusas, associados a sulfetos. Amostra FQ112-46, luz transmitida, nicóis paralelos.

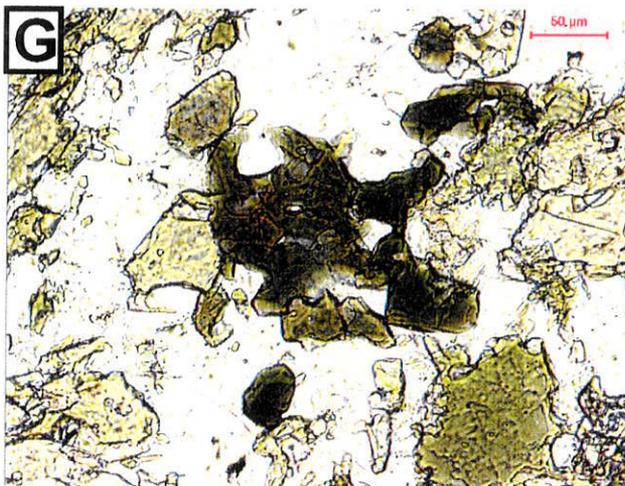
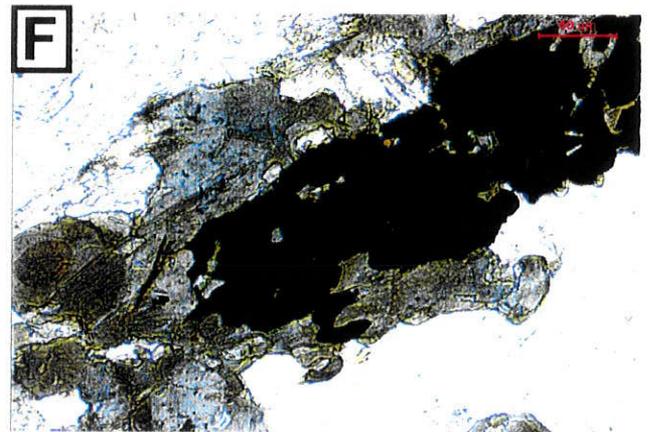
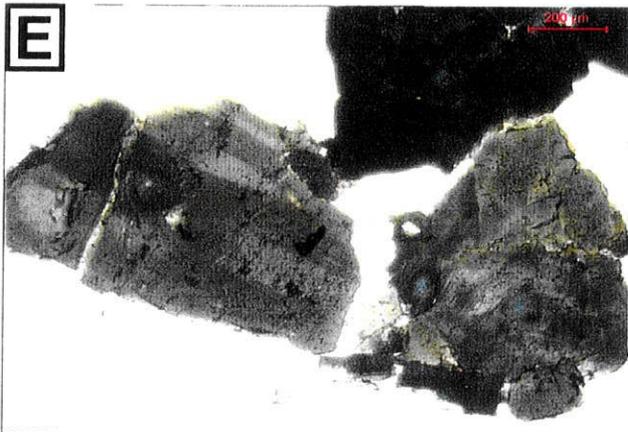
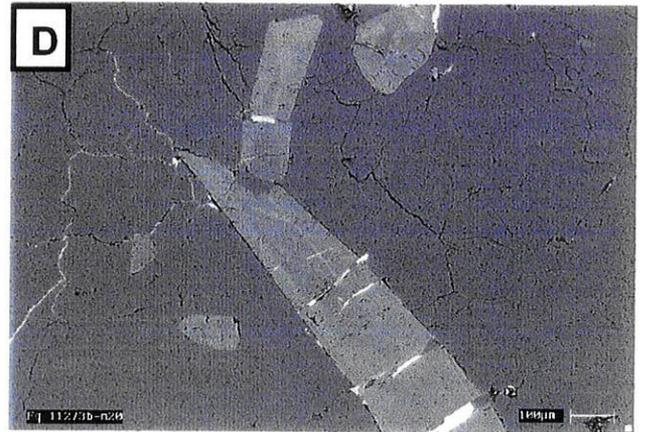
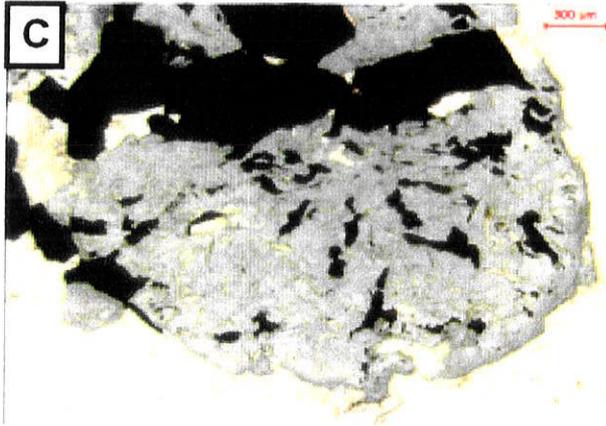
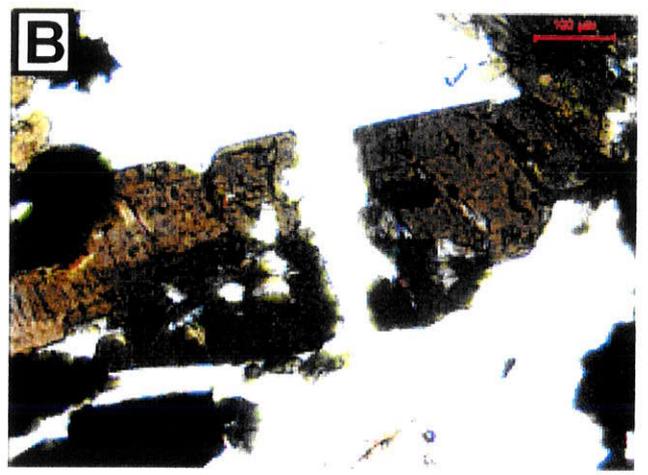
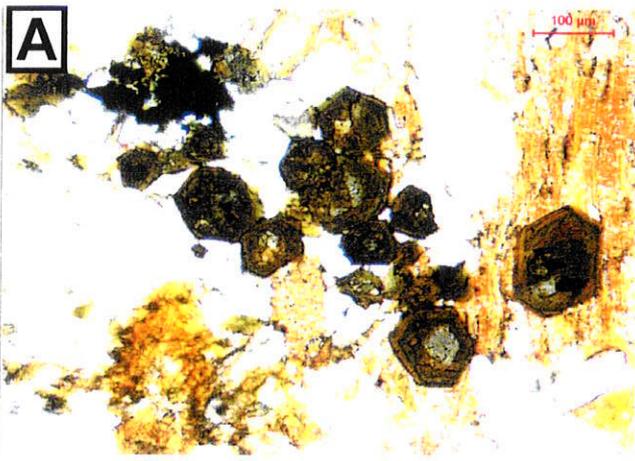
FOTO D – Turmalinas, mostrando microestruturas preenchidas por pirita e calcopirita. Amostra FQ112-3b, imagem de MEV.

FOTO E – Turmalina com zonamento concêntrico pouco definido em meio ao quartzo. Amostra SRT2-97, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO F - Turmalinas fragmentadas, isoladas ou formando agregados com sulfetos associados. Amostra SRT1-15, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTOS G - Agregados de turmalinas em vênula de quartzo. Amostra SRT2-33, luz transmitida, nicóis paralelos.

FOTO H - Níveis milimétricos de turmalinas fraturadas e deformadas, exibindo zonamento difuso. Amostra SRT3-112, luz transmitida, nicóis paralelos.



A FOTO B da FIGURA 18 mostra que, em meio ao quartzo da (amostra FQ-112-49-1), aparecem cristais de turmalina fraturados, por vezes disruptos, de cor verde-escuro, exibindo zonamento incipiente e sobrecrescimento de cristais euhedrais em suas bordas, de cor marrom-claro e zonamento incipiente.

Turmalinas constituindo agregados no veio de quartzo FQ-112-46, exibem zonamento pouco definido, com manchas difusas de cor azul-esverdeado mais clara nos núcleos, passando para mais escuro nas bordas. Estão fortemente fraturadas, com pirita preenchendo as microfraturas e espaços intergranulares. Em suas bordas ocorrem sulfetos, conforme mostrado na FOTO C da FIGURA 18.

A Foto D da FIGURA 18 reproduz uma imagem de MEV da amostra FQ-112-3b, mostrando seções longitudinais de cristais aciculares de turmalina que exibem zonamento, com manchas cinza-escuro na porção central, passando gradativamente para cinza-claro em direção às bordas. As microfraturas estão preenchidas por pirita e calcopirita.

Na mesma lâmina observam-se cristais não deformados, com pirita euhedral nas bordas, indicando a presença de pelo menos gerações distintas de turmalinas, assim como a presença de sulfetos correspondentes aos estágios III e IV de sulfetização.

Na área Tapera Grande, as turmalinas dos veios exibem zonamento concêntrico pouco definido, com alternância ou não de cor verde-azulado no núcleo, passando para verde-acinzentado claro nas bordas, ou zonamento disrupto e truncado, com alternância de cores, granulação média a grossa, com seções basais variando entre 0,1 a 0,5 mm de diâmetro. As acículas, com até 10 mm de eixo maior, exibem cores variando de marrom esverdeado a claro no núcleo a marrom escuro nas bordas. Essas turmalinas acham-se por vezes fragmentadas, podendo ocorrer tanto isoladas como na forma de agregados, associadas a sulfetos (FOTOS E e F da FIGURA 18).

A amostra SRT-2-33 apresenta vênulas de quartzo com turmalinas no metatupo básico. As turmalinas são finas (25 μ m), exibem cor verde variando de escuro a claro. Quando zonadas, exibem núcleo verde-escuro, que passa gradualmente para verde-claro próximo às bordas.

A FOTO G da FIGURA 18 mostra agregados de turmalinas em meio ao quartzo. Os cristais exibem, além da alternância de tons de verde, restos de turmalinas no núcleo, indicando crescimento metamórfico do mineral.

7.3.4 Metavulcanoclástica Intermediária em Turmalina

O nível rico em turmalina da amostra STR-3-112 ocorre na parte basal do hornblenda gnaisse tonalítico, no contato com rochas calciossilicáticas.

As turmalinas, com granulação média a grossa, podendo constituir porfiroclastos, formam agregados ou aparecem isoladas, estando disseminadas ou constituindo níveis milimétricos.

As turmalinas dos níveis milimétricos estão fraturadas e deformadas, exibindo zonamento difuso, aparecendo como manchas marrom escuro e claro nas seções longitudinais e como alternância de manchas verde claras e escuras nas seções basais. Podem atingir 0,4 mm de comprimento e entre 0,1 a 0,2 mm de diâmetro. Comumente estão associadas a quartzo e hornblenda (FOTO H da FIGURA 18). Pirrotita e pirita correspondentes ao Estágio II de sulfetização preenchem de forma pervasiva os espaços intergranulares.

As turmalinas da amostra SRT-1-15 constituem agregados dispostos em matriz quartzo-feldspática e estão associadas a sulfetos, biotita e anfibólios. Exibem zonamento por vezes bem delineado, com cor marrom esverdeado no núcleo passando para verde mais claro nas bordas. O tamanho das seções basais varia de 50 µm a 200 µm. Pirrotita e pirita estão preenchendo espaços intergranulares, implicando que estas turmalinas foram formadas em uma fase anterior ao Estágio II de sulfetização.

7.4 Quimismo das Turmalinas

A turmalina é um borossilicato complexo, cuja fórmula geral é $XY_3Z_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH,F,Cl,O)$. A posição X é comumente ocupada por átomos de Na, podendo acomodar Ca, K e, eventualmente, Mg (Rosenberg e Foit 1979 e 1985, Hawthorne e Henry 1999).

A posição Z é ocupada por Al, mas pode ser também preenchida por Fe^{III} , Fe^{II} , Mg, Cr^{III} e V^{III} . A posição Y é ocupada por Mg, Al, Si, Fe^{II} , Fe^{III} , Mn, Cr^{III} , V^{III} , Ti e Li. A posição T, usualmente ocupada por Si, pode também acomodar Al (Henry e Dutrow 1996).

Garda *et al.* (2003), seguindo as recomendações de Yavuz (1997), calculam a fórmula unitária das turmalinas partindo das seguintes suposições: a) assumem-se 3 átomos de B; b) preenche-se a posição T com Si e Al, até completar 6 átomos; c) preenche-se a posição Z com Al e Fe^{III}, até completar 6 átomos; d) preenche-se a posição Y com Al e Si excedentes de b e c e Mg, Fe, Mn, Cr, V, Ti e Li, e e) preenche-se a posição X com Ca, Na e K.

Por esse procedimento, é comum resultar vacância na posição X (vacX), uma vez que o total de átomos nessa posição não atinge 1. O procedimento também não leva em consideração a ocupação da posição Y por Fe^{III} e da posição Z por Fe^{III}, fazendo com que Fe^{III} seja subestimado (Slack 1996). Outro problema causado pelo procedimento adotado é que a vacância em X.

Turmalinas dos turmalinitos e rochas ricas em turmalina da área Tapera Grande, da área C e de veios de quartzo da área Quartzito foram analisadas utilizando-se microsonda eletrônica, conforme descrito no item 4.5. Os resultados são apresentados na TABELA 4.

7.4.1 Turmalinitos

As turmalinas dos turmalinitos F-1107, LF-10, LJ-10 e T-12 são ricas em FeO, Al₂O₃ e Na₂O e pobres em TiO₂, MgO e CaO, enquanto as do SI-1611 são ricas em TiO₂, MgO e CaO e pobres em Al₂O₃, FeO e Na₂O, com valores médios de MgO de 8,76% e CaO de 3,37%.

No diagrama Ca/(Ca+Na) vs. Fe/(Fe+Mg) as turmalinas das amostras F-1107, LJ10 e LF10 agrupam-se predominantemente na porção intermediária da série dravita-schorlita. Quanto às turmalinas da amostra SI-1611, que são as mais ricas em Mg e Ca, ocupam a porção centro-inferior do campo I, representado pela uvita (FIGURA 19).

Duas populações de turmalinas no turmalinito T-12, denominadas informalmente de g(1) e g(2), apresentam composições químicas distintas: a primeira relativamente mais rica em Fe, situando-se no campo IV, representado pela schorlita, e a segunda, mais rica em Mg, situando-se no campo III, representado pela dravita. Os conteúdos de FeO e CaO das turmalinas de g(1) situam-se entre 9,95 e 14,38% e 0,18 e 0,64%, respectivamente, ao passo que as de g(2) são mais ricas em MgO e NaO, com valores variando entre 5,68 e 6,98% e 1,56 e 1,93%, respectivamente.

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metassedimentos por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77	SRT8-77
	p1 bas1	p1 bas2	p1 long3	p1 bas4	p2 bas5	p2 bas6	p3 bas7	p6 bas8	p8 bas9	p8 bas10	p8 bas11	p8 bas12	p8 bas13
SiO2	35.215	35.904	35.664	36.421	35.879	35.004	41.805	35.572	36.385	36.821	36.247	36.648	37.097
TiO2	0.068	0.158	0.158	0.074	0.117	0.164	0.142	0.071	0.175	0.104	0.099	0.182	0.120
Al2O3	32.852	31.660	31.668	32.471	32.436	31.366	28.377	32.455	31.814	30.712	31.877	30.582	32.263
Cr2O3	0.003	0.011	0.076	l.d.	0.051	l.d.	0.010	l.d.	0.051	0.018	0.101	0.030	0.056
FeO	5.685	5.657	5.933	5.540	5.643	5.762	5.129	5.218	5.815	5.781	5.111	6.000	6.095
MnO	0.080	0.018	0.033	0.016	0.021	0.047	0.009	0.029	0.223	0.189	0.020	0.011	0.156
MgO	7.718	8.104	8.059	7.844	7.963	8.064	7.894	7.884	8.584	9.053	8.298	7.960	8.023
CaO	0.844	0.962	1.080	0.060	0.940	0.901	0.459	0.719	1.329	0.316	0.853	1.585	0.105
Na2O	1.688	1.869	1.840	2.093	1.883	1.957	2.024	1.885	1.752	2.435	1.883	2.025	2.074
K2O	0.030	0.020	0.030	0.013	0.004	0.021	0.006	0.014	0.007	0.011	0.024	0.022	0.015
V2O5	l.d.	0.092	0.172	l.d.	l.d.	0.124	0.165	l.d.	0.103	0.002	0.264	l.d.	0.218
F	0.271	0.357	0.319	0.162	0.189	0.265	0.299	0.418	0.229	0.272	0.407	0.338	0.435
Total	84.454	84.812	85.032	84.694	85.126	83.675	86.319	84.265	86.467	85.714	85.184	85.383	86.657
Si	5.815	5.903	5.868	5.976	5.884	5.853	6.661	5.860	5.895	6.007	5.910	6.013	5.958
Ti	0.008	0.020	0.020	0.009	0.014	0.021	0.017	0.009	0.021	0.013	0.012	0.022	0.014
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	6.395	6.137	6.143	6.281	6.271	6.183	5.331	6.304	6.077	5.906	6.127	5.916	6.109
Cr	0.000	0.001	0.010	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.007	0.002	0.013	0.004	0.007
Fe2+	0.785	0.778	0.816	0.760	0.774	0.806	0.684	0.719	0.788	0.789	0.697	0.823	0.819
Mn	0.011	0.003	0.005	0.002	0.003	0.007	0.001	0.004	0.031	0.026	0.003	0.002	0.021
Mg	1.899	1.986	1.976	1.918	1.946	2.010	1.875	1.936	2.073	2.201	2.016	1.946	1.920
Ca	0.149	0.169	0.190	0.011	0.165	0.161	0.078	0.127	0.231	0.055	0.149	0.279	0.018
Na	0.540	0.596	0.587	0.666	0.599	0.635	0.625	0.602	0.550	0.770	0.595	0.644	0.646
K	0.006	0.004	0.006	0.003	0.001	0.004	0.001	0.003	0.001	0.002	0.005	0.005	0.003
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.000	0.010	0.019	0.000	0.000	0.014	0.017	0.000	0.011	0.000	0.028	0.000	0.023
F	0.142	0.186	0.166	0.084	0.098	0.140	0.151	0.218	0.117	0.140	0.210	0.175	0.221
Total Cations	15.752	15.793	15.805	15.709	15.762	15.833	15.443	15.781	15.802	15.912	15.766	15.654	15.759
R1 = Ca + Na	0.690	0.765	0.777	0.676	0.764	0.796	0.704	0.729	0.781	0.825	0.744	0.923	0.664
R2 = Fe + Mg	2.684	2.764	2.792	2.678	2.720	2.815	2.558	2.655	2.861	2.990	2.713	2.770	2.739
R3 = Al + 1.33Ti	6.407	6.163	6.169	6.293	6.290	6.211	5.353	6.315	6.105	5.923	6.143	5.945	6.128
XAl = Al+1.33Ti+Si-12	0.221	0.066	0.036	0.269	0.175	0.064	0.015	0.176	0.000	-0.070	0.053	-0.041	0.086

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metassedimentos por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SRT8-77	SRT8-79							
	p8 bas14	p1 long1	p1 bas2	p2 bas3	p2 bas4	p2 bas5	p4 longt6	p3 bas7	p3 bas8
SiO2	36.537	33.524	34.459	36.741	36.147	36.902	38.577	36.473	37.256
TiO2	0.151	0.135	0.132	0.157	0.108	0.086	0.055	0.111	0.092
Al2O3	31.240	31.770	32.519	30.991	32.221	30.557	31.517	32.518	32.393
Cr2O3	0.014	0.038	0.097	0.022	0.071	l.d.	l.d.	0.026	0.045
FeO	5.592	5.199	5.365	4.954	5.166	4.852	5.692	5.626	5.241
MnO	0.196	0.030	0.023	l.d.	0.015	0.001	0.027	0.040	l.d.
MgO	8.902	6.965	7.164	9.116	8.090	9.276	7.659	7.832	8.269
CaO	0.767	0.819	0.682	0.536	0.591	0.455	0.486	0.572	0.439
Na2O	2.078	1.666	1.812	2.171	1.944	2.204	1.873	1.813	1.968
K2O	0.014	0.035	0.012	0.012	0.020	0.012	0.012	0.017	0.041
V2O5	0.176	l.d.	0.141	l.d.	0.033	0.036	0.121	0.003	l.d.
F	0.430	0.356	0.181	0.290	0.277	0.259	0.285	0.361	0.447
Total	86.097	80.537	82.587	84.99	84.683	84.64	86.304	85.392	86.191
Si	5.922	5.789	5.814	6.006	5.929	6.053	6.193	5.934	5.985
Ti	0.018	0.018	0.017	0.019	0.013	0.011	0.007	0.014	0.011
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	5.969	6.468	6.468	5.972	6.231	5.909	5.965	6.237	6.135
Cr	0.002	0.005	0.013	0.003	0.009	0.000	0.000	0.003	0.006
Fe2+	0.758	0.751	0.757	0.677	0.709	0.666	0.764	0.766	0.704
Mn	0.027	0.004	0.003	0.000	0.002	0.000	0.004	0.006	0.000
Mg	2.150	1.793	1.801	2.221	1.978	2.268	1.832	1.899	1.980
Ca	0.133	0.152	0.123	0.094	0.104	0.080	0.084	0.100	0.076
Na	0.653	0.558	0.593	0.688	0.618	0.701	0.583	0.572	0.613
K	0.003	0.008	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.004	0.008
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.019	0.000	0.016	0.000	0.004	0.004	0.013	0.000	0.000
F	0.220	0.194	0.097	0.150	0.144	0.134	0.145	0.186	0.227
Total Cations	15.874	15.739	15.703	15.833	15.744	15.828	15.591	15.719	15.744
R1 = Ca + Na	0.786	0.709	0.716	0.782	0.722	0.781	0.667	0.672	0.689
R2 = Fe + Mg	2.908	2.543	2.558	2.898	2.686	2.933	2.597	2.665	2.684
R3 = Al + 1.33Ti	5.994	6.491	6.490	5.998	6.248	5.923	5.974	6.255	6.150
XAl = Al+1.33Ti+Si-12	-0.085	0.281	0.304	0.004	0.177	-0.024	0.167	0.189	0.134

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metavulcanoclásticas por microsonda eletrônica.
Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SRT3-112 P1 basal 1	SRT3-112 P2 long 1	SRT3-112 P2 long 2	SRT3-112 P3 long 3	SRT3-112 P3 long 4	SRT3-112 P2 long 5
SiO2	36.104	34.668	35.003	35.36	35.638	35.134
TiO2	0.113	1.31	0.766	0.8	0.325	0.84
Al2O3	30.385	28.329	28.495	27.701	29.879	27.045
Cr2O3	l.d.	l.d.	l.d.	0.014	0.01	0.004
FeO	10.615	14.101	13.39	12.992	11.521	14.492
MnO	0	0.031	0.026	0.009	0.042	0.026
MgO	5.086	3.876	4.199	5.1	5.289	4.427
CaO	0.511	0.624	0.924	1.195	0.865	0.642
Na2O	2.194	2.321	2.268	2.108	2.255	2.519
K2O	0.01	0.018	0.023	0.023	0.004	0.018
V2O5	0.066	0.107	0.027	0.008	0.068	0.169
F	l.d.	0.013	l.d.	0.115	0.002	0.109
Total	85.084	85.398	85.121	85.425	85.898	85.425
Si	6.085	5.975	6.028	6.053	6.005	6.068
Ti	0.014	0.170	0.099	0.103	0.041	0.109
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	6.038	5.756	5.785	5.591	5.935	5.506
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Fe ²⁺	1.496	2.033	1.928	1.860	1.624	2.093
Mn	0.000	0.005	0.004	0.001	0.006	0.004
Mg	1.278	0.996	1.078	1.301	1.328	1.139
Ca	0.092	0.115	0.170	0.219	0.156	0.119
Na	0.717	0.776	0.757	0.700	0.737	0.843
K	0.002	0.004	0.005	0.005	0.001	0.004
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.007	0.000	0.062	0.001	0.060
V	0.007	0.012	0.003	0.001	0.008	0.019
Total Cations	15.730	15.848	15.857	15.898	15.843	15.965
R1 = Ca + Na	0.809	0.891	0.928	0.919	0.893	0.962
R2 = Fe + Mg	2.774	3.028	3.006	3.161	2.952	3.232
R3 = Al + 1.33Ti	6.057	5.982	5.917	5.728	5.990	5.651
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	0.142	-0.043	-0.056	-0.219	-0.005	-0.281

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de turmalinitos por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	LJ09-1	LJ09-2	LJ09-3	LJ09-4	LJ09-5	LJ09-6	LJ09-7	LJ09-8	LF10A-1	LF10A-2	LF10A-3	LF10A-4	LF10A-5	LF10A-6	LF10A-7
SiO2	34.928	34.215	35.006	34.567	35.106	35.037	34.769	34.329	34.543	35.336	35.371	34.680	34.661	34.566	35.161
TiO2	0.572	0.448	0.232	0.522	0.451	0.414	0.552	0.600	0.844	0.333	0.040	0.074	0.256	0.768	0.073
Al2O3	29.775	30.672	30.281	29.673	31.062	30.348	30.968	29.737	30.086	31.646	31.934	31.259	31.048	29.715	31.795
Cr2O3	l.d.	l.d.	l.d.	0.036	l.d.	0.038									
FeO	13.521	11.653	12.192	12.433	11.067	11.866	11.845	13.176	12.392	10.706	10.934	12.097	11.849	11.624	10.513
MnO	l.d.	l.d.	0.043	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	13.176	0.050	l.d.	0.030	l.d.	0.066	l.d.	l.d.
MgO	4.353	4.678	4.525	4.634	4.888	4.877	4.683	4.420	4.591	4.651	4.641	3.956	4.197	5.202	4.779
CaO	0.938	0.667	0.448	0.737	0.484	0.655	0.614	0.842	0.699	0.477	0.205	0.329	0.350	0.884	0.371
Na2O	2.107	2.039	2.185	2.264	1.980	2.132	2.116	1.991	2.112	2.036	1.923	2.089	2.024	2.214	2.063
K2O	0.017	0.027	l.d.	0.022	0.032	l.d.	l.d.	l.d.	0.021	l.d.	l.d.	0.028	0.031	0.019	l.d.
F	l.d.	0.167	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	0.165	0.136	l.d.	l.d.	0.153	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
Cl							0.013				0.026				
Total	86.211	84.566	84.912	84.888	85.07	85.329	85.725	98.407	85.338	85.185	85.257	84.512	84.482	84.992	84.793
Si	5.933	5.850	5.977	5.933	5.939	5.948	5.864	5.881	5.893	5.950	5.937	5.935	5.931	5.905	5.940
Ti	0.073	0.058	0.030	0.067	0.057	0.053	0.070	0.077	0.108	0.042	0.005	0.010	0.033	0.099	0.009
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	5.963	6.182	6.096	6.004	6.195	6.074	6.157	6.006	6.051	6.282	6.319	6.307	6.263	5.985	6.333
Cr	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
Fe2+	1.921	1.666	1.741	1.785	1.566	1.685	1.671	1.888	1.768	1.508	1.535	1.731	1.696	1.661	1.485
Mn	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.004	0.000	0.010	0.000	0.000
Mg	1.102	1.192	1.151	1.185	1.232	1.234	1.177	1.128	1.167	1.167	1.161	1.009	1.070	1.324	1.203
Ca	0.171	0.122	0.082	0.136	0.088	0.119	0.111	0.155	0.128	0.086	0.037	0.060	0.064	0.162	0.067
Na	0.694	0.676	0.723	0.753	0.649	0.702	0.692	0.661	0.699	0.665	0.626	0.693	0.671	0.733	0.676
K	0.004	0.006	0.000	0.005	0.007	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.006	0.007	0.004	0.000
F	0.000	0.090	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.088	0.074	0.000	0.000	0.081	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cations	15.861	15.842	15.807	15.874	15.734	15.814	15.833	15.870	15.825	15.699	15.712	15.752	15.744	15.873	15.719
R1 = Ca + Na	0.865	0.798	0.805	0.889	0.737	0.821	0.803	0.816	0.826	0.751	0.663	0.754	0.736	0.895	0.743
R2 = Fe + Mg	3.023	2.858	2.893	2.970	2.798	2.918	2.848	3.016	2.935	2.675	2.696	2.740	2.766	2.985	2.689
R3 = Al + 1.33Ti	6.060	6.259	6.135	6.094	6.272	6.144	6.250	6.109	6.195	6.338	6.326	6.320	6.307	6.116	6.345
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	-0.006	0.109	0.113	0.027	0.211	0.092	0.114	-0.011	0.088	0.288	0.262	0.255	0.237	0.021	0.286

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de turmalinitos por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	LF10A-8	LF10A-9	LF10A-10	LF10A-11	LF10A-12	LF10A-13	T12-1	T12-2	T12-3	T12-4	T12-5	T12-6	T12-7	SI-1611 sb-1	SI-1611 sb-2
SiO ₂	35.057	35.600	35.278	35.458	35.302	34.611	36.880	35.631	34.431	34.602	35.159	35.636	36.533	34.870	34.403
TiO ₂	0.437	0.321	0.173	0.068	0.120	0.795	0.570	0.528	0.948	0.826	0.389	0.418	0.109	0.847	0.724
Al ₂ O ₃	29.954	30.948	32.129	32.440	31.422	29.722	28.914	31.627	31.680	32.542	31.363	31.378	32.910	27.245	27.615
Cr ₂ O ₃	l.d.	l.d.	0.039	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	0.024	l.d.	0.022	0.036	l.d.	l.d.	0.035	l.d.
FeO	11.920	12.326	10.410	10.923	11.753	11.486	10.382	9.546	14.388	13.881	9.954	9.900	6.738	9.118	9.005
MnO	l.d.	l.d.	0.038	l.d.	0.029	0.057	0.080	0.064	0.053	0.102	0.080	0.146	0.065	0.059	0.091
MgO	5.106	4.171	5.012	4.389	4.287	5.646	4.924	5.678	1.969	2.076	5.605	5.369	6.676	8.488	8.865
CaO	0.765	0.485	0.463	0.242	0.317	0.963	0.604	0.448	0.638	0.576	0.491	0.415	0.215	2.855	3.824
Na ₂ O	2.129	2.105	1.938	1.812	1.957	2.108	1.764	1.934	1.507	1.420	1.866	1.891	1.666	1.200	0.725
K ₂ O	l.d.	0.018	l.d.	l.d.	0.027	l.d.	0.020	l.d.	0.065	0.036	0.046	0.050	l.d.	0.022	0.035
F	l.d.	l.d.	0.108	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	0.209	0.106	l.d.	0.232	l.d.	l.d.	0.394	0.345
Cl							0.038								
Total	85.368	85.974	85.588	85.332	85.214	85.388	84.176	85.689	85.785	86.083	85.221	85.203	84.912	85.133	85.632
Si	5.956	5.994	5.896	5.947	5.971	5.884	6.263	5.917	5.864	5.854	5.890	5.976	6.011	5.890	5.794
Ti	0.056	0.041	0.022	0.009	0.015	0.102	0.073	0.066	0.121	0.105	0.049	0.053	0.013	0.108	0.092
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	6.000	6.143	6.330	6.414	6.266	5.957	5.789	6.192	6.361	6.490	6.194	6.203	6.383	5.426	5.483
Cr	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.005	0.000	0.000	0.005	0.000
Fe ²⁺	1.694	1.736	1.455	1.532	1.663	1.633	1.474	1.326	2.050	1.964	1.395	1.388	0.927	1.288	1.268
Mn	0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.008	0.012	0.009	0.008	0.015	0.011	0.021	0.009	0.008	0.013
Mg	1.293	1.047	1.248	1.097	1.081	1.430	1.246	1.405	0.500	0.523	1.399	1.342	1.637	2.137	2.225
Ca	0.139	0.088	0.083	0.043	0.057	0.175	0.110	0.080	0.116	0.104	0.088	0.075	0.038	0.517	0.690
Na	0.701	0.687	0.628	0.589	0.642	0.695	0.581	0.623	0.498	0.466	0.606	0.615	0.531	0.393	0.237
K	0.000	0.004	0.000	0.000	0.006	0.000	0.004	0.000	0.014	0.008	0.010	0.011	0.000	0.005	0.008
F	0.000	0.000	0.057	0.000	0.000	0.000	0.000	0.110	0.057	0.000	0.123	0.000	0.000	0.210	0.184
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cations	15.839	15.739	15.729	15.632	15.705	15.884	15.563	15.731	15.589	15.532	15.770	15.683	15.550	15.986	15.994
R1 = Ca + Na	0.841	0.775	0.711	0.633	0.699	0.870	0.691	0.702	0.614	0.570	0.694	0.689	0.569	0.910	0.927
R2 = Fe + Mg	2.987	2.782	2.703	2.629	2.743	3.063	2.721	2.731	2.549	2.487	2.794	2.730	2.564	3.425	3.494
R3 = Al + 1.33Ti	6.074	6.197	6.359	6.426	6.286	6.092	5.886	6.280	6.523	6.630	6.259	6.273	6.401	5.569	5.605
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	0.030	0.192	0.255	0.373	0.257	-0.025	0.148	0.197	0.387	0.483	0.149	0.249	0.412	-0.541	-0.600

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de turmalinitos por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SI-1611 sb-3	SI-1611 sb-4	SI-1611 sb-5	SI-1611 sb-6	F-1107 sb-1 centro	F-1107 sb-1 borda	F-1107 sb-2 centro	F-1107 sb-2 borda	F-1107 pt2 sb-1	F-1107 pt2 lg-1	F-1107 pt3 sb-1	F-1107 pt3 sb-2c	F-1107 pt3 sb-2b
SiO2	34.135	34.519	34.959	35.041	35.161	34.485	35.142	35.277	35.613	35.637	35.644	35.571	34.972
TiO2	1.106	0.758	0.779	0.747	0.208	0.973	0.405	0.552	0.252	0.479	0.230	0.078	0.699
Al2O3	26.848	27.634	27.906	27.649	32.565	31.173	31.965	31.931	32.729	32.002	32.793	33.267	31.664
Cr2O3	0.033	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	0.040	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
FeO	9.434	8.757	8.541	8.776	10.801	11.290	11.085	10.858	9.651	10.011	11.194	10.933	11.518
MnO	0.105	0.066	0.106	0.093	0.062	0.087	0.030	0.067	0.052	0.047	0.049	0.089	0.062
MgO	8.902	8.931	8.765	8.624	4.078	4.570	4.268	4.492	4.845	5.200	3.776	3.710	4.159
CaO	3.777	3.943	2.968	2.877	0.492	1.091	0.789	0.797	0.267	0.544	0.336	0.247	0.794
Na2O	0.680	0.643	1.063	1.183	1.628	1.639	1.482	1.590	1.854	1.751	1.492	1.614	1.659
K2O	0.022	0.041	0.046	0.026	l.d.	l.d.	l.d.	0.052	0.027	0.027	0.026	0.009	0.026
F	0.298	0.325	0.370	0.364	0.154	0.260	0.119	l.d.	0.074	0.015	0.112	0.021	0.003
Cl													
Total	85.34	85.617	85.503	85.38	85.149	85.568	85.285	85.616	85.404	85.713	85.652	85.539	85.556
Si	5.793	5.807	5.861	5.890	5.901	5.808	5.908	5.915	5.927	5.936	5.947	5.939	5.894
Ti	0.141	0.096	0.098	0.094	0.026	0.123	0.051	0.070	0.032	0.060	0.029	0.010	0.089
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	5.372	5.481	5.515	5.479	6.443	6.190	6.335	6.312	6.422	6.284	6.451	6.548	6.292
Cr	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	1.339	1.232	1.197	1.234	1.516	1.590	1.559	1.523	1.343	1.395	1.562	1.527	1.624
Mn	0.015	0.009	0.015	0.013	0.009	0.012	0.004	0.010	0.007	0.007	0.007	0.013	0.009
Mg	2.252	2.239	2.190	2.160	1.020	1.147	1.069	1.123	1.202	1.291	0.939	0.923	1.045
Ca	0.687	0.711	0.533	0.518	0.088	0.197	0.142	0.143	0.048	0.097	0.060	0.044	0.143
Na	0.224	0.210	0.346	0.386	0.530	0.535	0.483	0.517	0.598	0.565	0.483	0.523	0.542
K	0.005	0.009	0.010	0.006	0.000	0.000	0.000	0.011	0.006	0.006	0.006	0.002	0.006
F	0.160	0.173	0.196	0.193	0.082	0.138	0.063	0.000	0.039	0.008	0.059	0.011	0.002
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cations	15.992	15.966	15.961	15.972	15.616	15.741	15.615	15.623	15.629	15.648	15.542	15.539	15.645
R1 = Ca + Na	0.911	0.920	0.879	0.904	0.618	0.732	0.625	0.660	0.646	0.663	0.543	0.567	0.686
R2 = Fe + Mg	3.591	3.471	3.387	3.394	2.536	2.737	2.628	2.645	2.545	2.685	2.501	2.450	2.668
R3 = Al + 1.33Ti	5.560	5.608	5.646	5.604	6.478	6.354	6.403	6.405	6.464	6.364	6.489	6.561	6.410
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	-0.647	-0.585	-0.493	-0.506	0.380	0.162	0.311	0.320	0.391	0.300	0.437	0.500	0.304

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metatufos básicos e vênula em metatufos (SRT2-33) por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SRT1-30 pt4-sb1	SRT1-30 pt4-lg2	SRT1-30 pt3-lg1	SRT1-30 pt3-sb1	SRT1-30 pt3-lg2	SRT1-30 pt2-lg1	SRT2-42 pt1-sb1	SRT2-42 pt1-sb2	SRT2-42 pt1-sb3	SRT2-42 pt2-sb4	SRT2-42 pt4-sb5	SRT2-42 pt3-sb6-1	SRT2-42 pt3-sb6-2
SiO ₂	34.918	35.271	35.436	35.604	35.879	35.298	35.474	35.550	35.178	35.728	35.318	35.510	35.611
TiO ₂	1.157	1.097	0.517	1.212	1.152	1.013	0.499	0.535	0.441	0.551	0.552	1.663	0.566
Al ₂ O ₃	28.393	29.300	29.501	28.670	29.507	27.392	30.866	30.935	31.693	31.665	31.841	28.200	31.513
Cr ₂ O ₃	l.d.	l.d.	l.d.	0.013	l.d.	l.d.	0.011	0.030	0.029	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
FeO	10.278	9.256	9.629	8.891	8.496	11.886	7.875	7.671	7.200	7.390	7.541	11.227	7.714
MnO	l.d.	0.030	0.034	l.d.	0.042	0.040	l.d.	0.057	l.d.	0.057	l.d.	l.d.	0.022
MgO	6.815	7.105	7.051	5.686	7.762	6.400	7.192	7.065	7.297	7.098	7.105	5.933	7.038
CaO	2.321	1.647	1.108	1.464	1.629	0.784	1.306	1.319	1.409	1.012	1.362	0.439	1.385
Na ₂ O	1.300	1.681	2.033	1.348	1.711	2.329	2.004	1.807	1.850	1.912	1.852	2.488	1.794
K ₂ O	l.d.	l.d.	l.d.	0.027	0.022	0.045	0.028	0.028	l.d.	0.037	0.049	0.031	0.032
F	0.163	0.135	0.107	0.038	0.234	0.204	l.d.	0.027	0.066	0.106	0.200	0.165	0.076
V ₂ O ₅													
Total	85.345	85.522	85.416	82.953	86.434	85.391	85.255	85.024	85.163	85.556	85.82	85.656	85.751
Si	5.908	5.911	5.950	6.114	5.918	6.012	5.914	5.929	5.843	5.899	5.823	5.998	5.885
Ti	0.147	0.138	0.065	0.157	0.143	0.130	0.063	0.067	0.055	0.068	0.068	0.211	0.070
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	5.664	5.789	5.840	5.804	5.738	5.500	6.066	6.082	6.206	6.164	6.190	5.616	6.140
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.454	1.297	1.352	1.277	1.172	1.693	1.098	1.070	1.000	1.020	1.040	1.586	1.066
Mn	0.000	0.004	0.005	0.000	0.006	0.006	0.000	0.008	0.000	0.008	0.000	0.000	0.003
Mg	1.718	1.775	1.765	1.455	1.908	1.625	1.787	1.756	1.806	1.747	1.746	1.494	1.733
Ca	0.421	0.296	0.199	0.269	0.288	0.143	0.233	0.236	0.251	0.179	0.241	0.079	0.245
Na	0.426	0.546	0.662	0.449	0.547	0.769	0.648	0.584	0.596	0.612	0.592	0.815	0.575
K	0.000	0.000	0.000	0.006	0.005	0.010	0.006	0.006	0.000	0.008	0.010	0.007	0.007
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.087	0.072	0.057	0.021	0.122	0.110	0.000	0.014	0.035	0.055	0.104	0.088	0.040
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V													
Total Cations	15.826	15.829	15.895	15.554	15.846	15.997	15.816	15.756	15.795	15.761	15.815	15.894	15.765
R1 = Ca + Na	0.847	0.842	0.861	0.718	0.835	0.912	0.881	0.820	0.847	0.791	0.833	0.894	0.820
R2 = Fe + Mg	3.173	3.072	3.117	2.732	3.080	3.318	2.885	2.826	2.806	2.767	2.786	3.080	2.800
R3 = Al + 1.33Ti	5.859	5.973	5.927	6.013	5.928	5.673	6.150	6.171	6.279	6.255	6.281	5.897	6.234
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	-0.233	-0.115	-0.123	0.127	-0.154	-0.315	0.064	0.100	0.122	0.154	0.104	-0.105	0.119

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metatufos básicos e vênula em metatufos (SRT2-33) por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SRT2-42 pt3-sb6-3	SRT2-42 pt3-sb6-4	SRT2-42 pt3-sb6-5	SRT2-97 P3 long 1	SRT2-97 P3 long 2	SRT2-97 P1 basal 1	SRT2-97 P2 basal 1	SRT2-97 P2 basal 2	SRT2-97 P2-3 long 3	SRT2-97 P2-3 long 4	SRT2-97 P2-3 basal 3
SiO ₂	35.159	35.486	35.200	36.132	35.919	37.094	37.281	37.165	37.051	36.247	35.850
TiO ₂	1.174	0.755	0.560	0.476	0.331	0.511	0.395	0.452	1.011	0.966	0.420
Al ₂ O ₃	30.534	31.415	31.443	30.531	30.547	30.742	31.832	31.754	30.182	28.952	30.398
Cr ₂ O ₃	l.d.	0.013	l.d.	0.002	0.015	l.d.	0.062	0.090	0.016	0.058	0.024
FeO	8.169	7.336	7.718	9.459	9.352	3.949	3.866	3.721	5.425	9.598	8.801
MnO	0.024	l.d.	0.039	0.016	0.011	0.056	l.d.	0.017	0.017	0.026	0.010
MgO	7.157	7.108	6.946	6.031	5.895	9.442	8.823	8.884	8.760	6.515	6.331
CaO	1.521	1.313	1.393	0.755	0.638	1.223	1.018	1.173	1.408	1.014	0.798
Na ₂ O	1.742	1.913	1.862	2.173	2.197	2.039	1.910	1.797	2.086	2.151	2.145
K ₂ O	0.010	0.028	0.020	0.019	0.001	0.041	0.007	0.015	0.017	0.013	0.017
F	0.121	l.d.	0.131	0.182	0.105	0.142	0.247	0.201	0.264	0.113	0.028
V ₂ O ₅				0.017	0.089	l.d.	0.008	0.024	l.d.	0.001	0.159
Total	85.611	85.367	85.312	85.793	85.1	85.239	85.449	85.293	86.237	85.654	84.981
Si	5.848	5.887	5.850	6.006	6.019	6.038	6.023	6.018	6.012	6.061	6.012
Ti	0.147	0.094	0.070	0.060	0.042	0.063	0.048	0.055	0.123	0.121	0.053
B	3.000	3.000	3.000	3.000	2.998	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	2.997
Al	5.987	6.144	6.161	5.983	6.035	5.900	6.063	6.062	5.773	5.708	6.010
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.008	0.012	0.002	0.008	0.003
Fe ²⁺	1.136	1.018	1.073	1.315	1.311	0.538	0.522	0.504	0.736	1.342	1.234
Mn	0.003	0.000	0.005	0.002	0.002	0.008	0.000	0.002	0.002	0.004	0.001
Mg	1.774	1.757	1.720	1.494	1.472	2.291	2.124	2.144	2.118	1.624	1.582
Ca	0.271	0.233	0.248	0.134	0.115	0.213	0.176	0.204	0.245	0.182	0.143
Na	0.562	0.615	0.600	0.700	0.714	0.644	0.598	0.564	0.656	0.697	0.698
K	0.002	0.006	0.004	0.004	0.000	0.009	0.001	0.003	0.004	0.003	0.004
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.064	0.000	0.069	0.096	0.056	0.073	0.126	0.103	0.135	0.060	0.015
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V				0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cations	15.794	15.757	15.801	15.793	15.766	15.775	15.692	15.671	15.807	15.809	15.756
R1 = Ca + Na	0.833	0.849	0.848	0.835	0.828	0.857	0.775	0.768	0.901	0.879	0.841
R2 = Fe + Mg	2.910	2.775	2.793	2.809	2.783	2.828	2.647	2.648	2.854	2.966	2.817
R3 = Al + 1.33Ti	6.182	6.269	6.254	6.062	6.090	5.983	6.127	6.135	5.937	5.869	6.081
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	0.030	0.156	0.104	0.067	0.109	0.021	0.151	0.153	-0.051	-0.069	0.093

TABELA 4 - Resultados das análises das turmalinas de metatufos básicos e vênula em metatufa (SRT2-33) por microsonda eletrônica. Fórmula estrutural calculada para 31 átomos de oxigênio.

Amostra	SRT2-97 P2-3 basal 4	SRT3-92 P1 long 1	SRT3-92 P2 long 2	SRT3-92 P3 long 3	SRT3-92 P4 basal 1	SRT3-92 P5 long 4	SRT3-92 P6 basal 2	SRT2-33 P1 basal 1	SRT2-33 P1 basal 2	SRT2-33 P1 basal 3
SiO ₂	36.062	35.198	35.163	34.812	34.423	34.424	34.514	36.339	36.025	36.164
TiO ₂	0.586	1.100	0.879	1.193	1.206	1.324	1.260	0.413	0.808	0.314
Al ₂ O ₃	30.039	28.960	27.914	27.819	25.118	25.711	25.571	28.916	27.818	28.292
Cr ₂ O ₃	0.107	l.d.	l.d.	0.008	0.052	l.d.	l.d.	0.024	0.009	l.d.
FeO	8.574	14.416	16.879	15.715	18.475	17.998	17.896	9.538	10.027	10.568
MnO	0.005	0.010	0.043	0.022	0.093	0.081	0.055	0.044	0.011	0.053
MgO	6.779	3.370	2.771	3.285	3.006	3.012	3.037	6.671	6.827	6.504
CaO	0.910	0.852	0.253	1.028	1.447	1.261	1.327	0.984	0.867	1.090
Na ₂ O	2.250	2.031	2.621	2.099	2.025	2.046	2.122	2.223	2.259	2.189
K ₂ O	0.019	0.013	0.029	0.014	0.038	0.020	0.020	0.016	0.033	0.029
F	0.261	0.087	0.139	0.052	l.d.	l.d.	l.d.	0.084	l.d.	l.d.
V ₂ O ₅	0.172	0.040	0.114	0.190	0.127	0.051	0.130	l.d.	0.183	0.072
Total	85.764	86.077	86.805	86.237	86.01	85.928	85.932	85.252	84.867	85.275
Si	5.983	6.006	6.035	5.993	6.072	6.052	6.066	6.102	6.109	6.117
Ti	0.073	0.141	0.113	0.154	0.160	0.175	0.167	0.052	0.103	0.040
B	2.997	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	5.876	5.826	5.648	5.646	5.223	5.329	5.299	5.724	5.561	5.642
Cr	0.014	0.000	0.000	0.001	0.007	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000
Fe ²⁺	1.190	2.057	2.423	2.263	2.725	2.646	2.631	1.339	1.422	1.495
Mn	0.001	0.001	0.006	0.003	0.014	0.012	0.008	0.006	0.002	0.008
Mg	1.676	0.857	0.709	0.843	0.790	0.789	0.796	1.669	1.725	1.640
Ca	0.162	0.156	0.047	0.190	0.273	0.238	0.250	0.177	0.158	0.198
Na	0.724	0.672	0.872	0.701	0.693	0.697	0.723	0.724	0.743	0.718
K	0.004	0.003	0.006	0.003	0.009	0.004	0.004	0.003	0.007	0.006
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.137	0.047	0.075	0.028	0.000	0.000	0.000	0.045	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.000	0.005	0.013	0.022	0.015	0.006	0.015	0.000	0.021	0.008
Total Cations	15.839	15.771	15.948	15.848	15.981	15.950	15.959	15.846	15.851	15.872
R1 = Ca + Na	0.886	0.828	0.919	0.890	0.966	0.935	0.973	0.901	0.900	0.916
R2 = Fe + Mg	2.866	2.914	3.131	3.106	3.516	3.436	3.426	3.009	3.147	3.135
R3 = Al + 1.33Ti	5.973	6.013	5.799	5.852	5.436	5.562	5.520	5.794	5.698	5.695
X Al = Al+1.33Ti+Si-12	-0.044	0.019	-0.166	-0.155	-0.492	-0.385	-0.413	-0.104	-0.193	-0.187

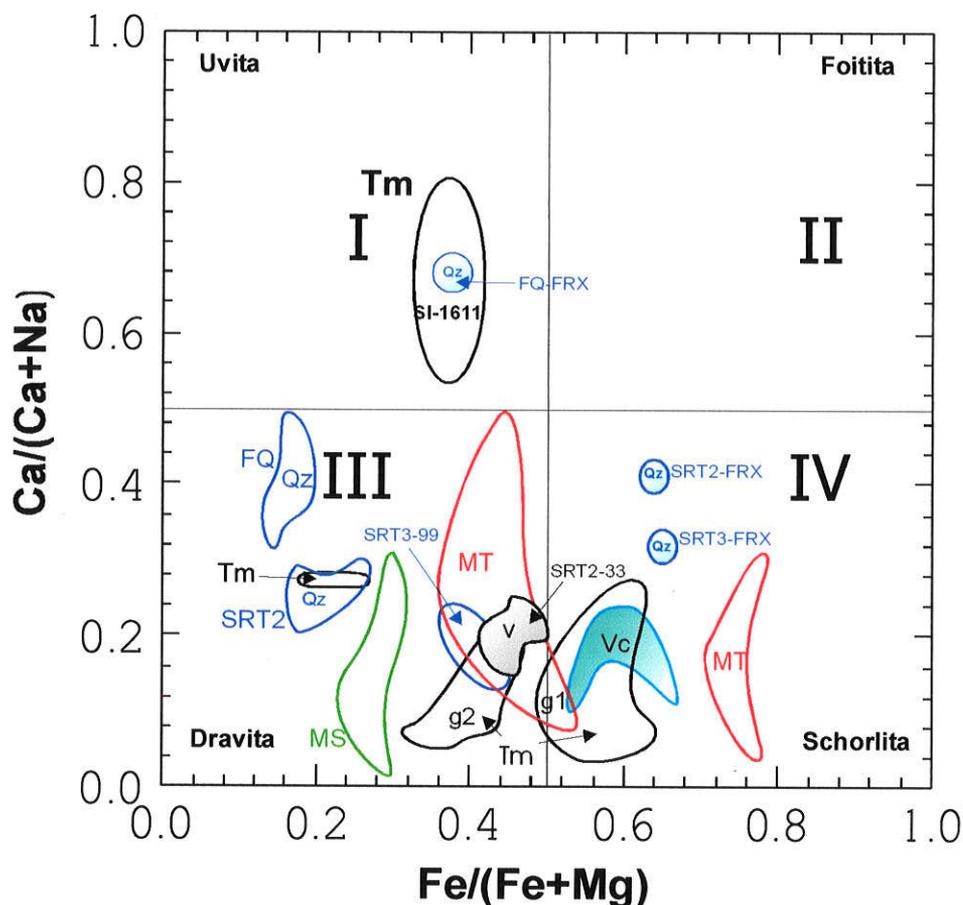


FIGURA 19 Classificação dos diferentes grupos das turmalinas, baseando-se no diagrama $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ vs $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (apfu) para as turmalinas dos turmalinitos (**Tm**); metassedimentos (**MS**); metatufo básico (**MT**); veios de quartzo (**Qz**), vênulas de quartzo (**v**) e metavulcanoclásticas intermediárias (**Vc**) das áreas Tapera Grande e Quartzito. Amostras **Tm**: LF-10, LJ-10, T-12; T-12^(g2) e SI-1611; **MS**: SRT-8-77 e SRT-8-79; **MT**: SRT-1-30, SRT-2-30, SRT-2-42, SRT-2-97 e SRT-3-92; (**Qz**) SRT-2-97a, SRT-3-99 e (**v**) SRT-2-33 e (**Vc**) SRT-3-112. Análises indicadas com FRX são de Garda *et al.* (2003).

O diagrama $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ permite individualizar pelo menos dois grupos distintos de turmalinitos e mostra variáveis independentes entre estes parâmetros (FIGURA 20a).

Os valores da razão $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ variam no intervalo entre 0,73 e 0,94 nos turmalinitos LF10, LJ09, T-12 e F-1107 e no intervalo entre 0,23 e 0,43 no turmalinito SI-1611, enquanto os valores da razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variam no intervalo entre 0,36-0,80 para o primeiro grupo e entre 0,35-0,38 para o turmalinito SI-1611.

Os valores de vac X variam no intervalo entre 0,11 e 0,47 para as turmalinas dos turmalinitos LF10, LJ09, T-12 e F-1107 e no intervalo de 0,06 e 0,10 para o turmalinito SI-1611 (TABELA 4).

O diagrama vac X vs. Al mostra correlação positiva com enriquecimento de Al para os turmalinitos do primeiro grupo, variáveis independentes e insuficiência de Al para as turmalinas da amostra SI-1611 (FIGURA 20b).

O diagrama Fe vs. Mg (apfu) (FIGURA 20c), mostra que para as turmalinas dos turmalinitos LF10, LJ09, T-12 e F-1107, os valores de Fe e Mg, são inferiores a 3 apfu teóricos da linha schorlita-dravita situando-se abaixo da mesma, refletindo a presença de Al na posição Y (TABELA 4).

Quando às turmalinas do turmalinito SI-1611 esses valores de Fe e Mg são superiores a 3 apfu e estão posicionadas acima da linha schorlita-dravita e refletem insuficiência de Al na posição Z, que neste caso é compensado por Mg (FIGURA 20c).

No diagrama Ti vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, o conteúdo de Ti nas turmalinas dos turmalinitos LF10, LJ09, T-12 e F-1107 são menores que 0,2 apfu apresentando no geral variáveis independentes com o Fe, entretanto, separadamente, os diferentes grupos mostram em parte correlação positiva com o $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, caso específico das turmalinas da amostra T-12(g2), enquanto as turmalinas do turmalinito SI-1611, não mostram correlação entre os parâmetros (FIGURA 20d).

As turmalinas do turmalinito F-1107 mostram zonamento composicional, partindo do núcleo pobre em Fe em direção às bordas ricas em Fe. Mudanças nas razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ nas diferentes lamelas foram observadas por Taylor e Slack (1984), que as correlacionaram com o aumento de TiO_2 do centro para as bordas, o mesmo ocorrendo com as turmalinas da amostra F-1107 (TABELA 4). Estas variações seriam resultado de precipitações rápidas e regulares a partir de constantes ou episódicas mudanças na

composição do fluido (mudanças de Fe_T , TiO_2 , f_{O_2} etc.), conforme foi verificado por Cleland et al. (1996) nas turmalinas oriundas das áreas de Merritt, Northland e Hillcrest - Minnesota (EUA).

O diagrama ternário Ca - vac X - (Na+K) de Hawthorne e Henry (1999) classifica os principais grupos de turmalinas basendo-se no constituinte principal na posição X.

A FIGURA 21 mostra a presença de três grupos principais de turmalinas: o "grupo alcalino" formado pelas turmalinas das amostras F-1107, LF-10, LJ10 e T-12, o "grupo cálcico" é representado pelas turmalinas da amostra SI-1611 e o "grupo da vacância em X" que está representado pela amostra FQ.

As turmalinas pertencentes ao "grupo alcalino" apresentam vacâncias na posição X no intervalo entre 0,10 e 0,47 apfu, enquanto as do "grupo cálcico" variam entre 0,06 e 0,10 apfu (TABELA 4).

As turmalinas dos turmalinitos metassomáticos da área de Sierra Nevada (Espanha) de acordo com Torres-Ruiz et al. (2003), pertencem ao "grupo alcalino" com valores de vacância acima de 0,55 apfu e não foi registrada a presença de turmalinas do "grupo cálcico". Assim sendo esses turmalinitos são distintos quanto a sua formação em relação aos estudados na área de Tapera Grande e no contexto da FMPP (TABELA 4).

É interessante notar que, apesar das turmalinas de SI-1611 (grupo cálcico), serem as mais pobres em Na_2O (0,6-1,3%), os teores mais elevados de CaO mantêm os valores de vacância em X ao redor de 0,1, que são os mais baixos dentre as amostras analisadas.

Esses valores de vacância em X distinguem as turmalinas de SI-1611 daquelas de veios (FQ) da área Quartzito, analisadas por Garda et al. (2003), igualmente ricas em Mg (e Cr), porém desiguais em álcalis e Ca.

Devido aos baixos valores de vacância em X e por sua insuficiência em Al (resultando em valores de XAl negativos e de $Fe^{3+} > 0,6$ apfu), na FIGURA 22 as turmalinas de SI-1611 posicionam-se sobre o eixo das ordenadas, com $Na/(Na+vacX)$ entre 0,72-0,83. As demais ocupam o campo da schorlita, observando-se ampla variação em relação ao excesso de Al ($0 < AlY < 0,5$).

Para essas turmalinas (ou seja, as de T12, LF-10, LJ10-A e F-1107), os valores de Na+K (apfu) estão entre 0,5 e 0,8 e os de Ca (apfu) não ultrapassam 0,2, fazendo com que os valores de vacância em X situem-se entre 0,1 e 0,5.

Assim, no diagrama R1+R2 versus R3 (FIGURA 23), essas amostras se situam desde o ponto correspondente à schorlita-dravita e sobre o vetor $\{[Al]\}\{Na(Fe,Mg)\}-1$. Quanto às turmalinas de SI-1611, estas se situam sobre o vetor correspondente à $\{Ca(Fe,Mg)\}\{NaAl\}-1$ apresentando Na em sua composição, que permite colocá-las na série dravita-uvita.

Com base nos resultados analíticos da TABELA 4 e os diagramas das FIGURAS 19, 20 e 21, as turmalinas de F-1107, LF10 e LJ10 são classificadas como sendo de composição intermediária da série schorlita-dravita aluminosas, podendo apresentar deficiência em álcalis (Na).

Quanto às turmalinas da amostra T12, as pertencentes ao grupo g (1) (inseridas no conjunto Tm dos diferentes gráficos), são classificadas como sendo de composição intermediária da série schorlita-dravita ricas em Fe e as pertencentes ao grupo g (2) intermediárias da série schorlita-dravita ricas em Mg no contexto da série considerada.

As turmalinas da amostra SI-1611 são classificadas como sendo de composição intermediária da série dravita-uvita ricas em Ca e também o Ca substitui o Na na posição X e o F no lugar do OH.

O diagrama binário $Na_2O/(Na_2O+CaO)$ vs. $FeO/(FeO+MgO)$ % em peso (FIGURA 24), além de discriminar as turmalinas do turmalinito SI-1611 (mais pobres em Na_2O) com conteúdo variando entre 0,64 e 1,20 % das demais (ricas em Na_2O) com conteúdo variando no intervalo entre 1,42 e 2,26%, permitiu comparar estas últimas com as turmalinas do depósito de metais básicos (Pb-Zn-Ag) e rochas encaixantes e intrusivas de Sullivan, de North Range-Cuyuna (Fe-Mn) e das minas de ouro de Golden Dyke e Howley e Bin Yauri.

Em relação à Sullivan, as composições químicas das turmalinas dos turmalinitos F-1107, LF-10, LJ-10 e T-12 posicionam-se próximo às rochas intrusivas do campo 3, enquanto as do turmalinito SI-1611, estão mais próximas do corpo mineralizado. As primeiras coincidem com o campo 4, representativo das turmalinas associadas aos depósitos de Fe-Mn de Cuyuna-North Range.

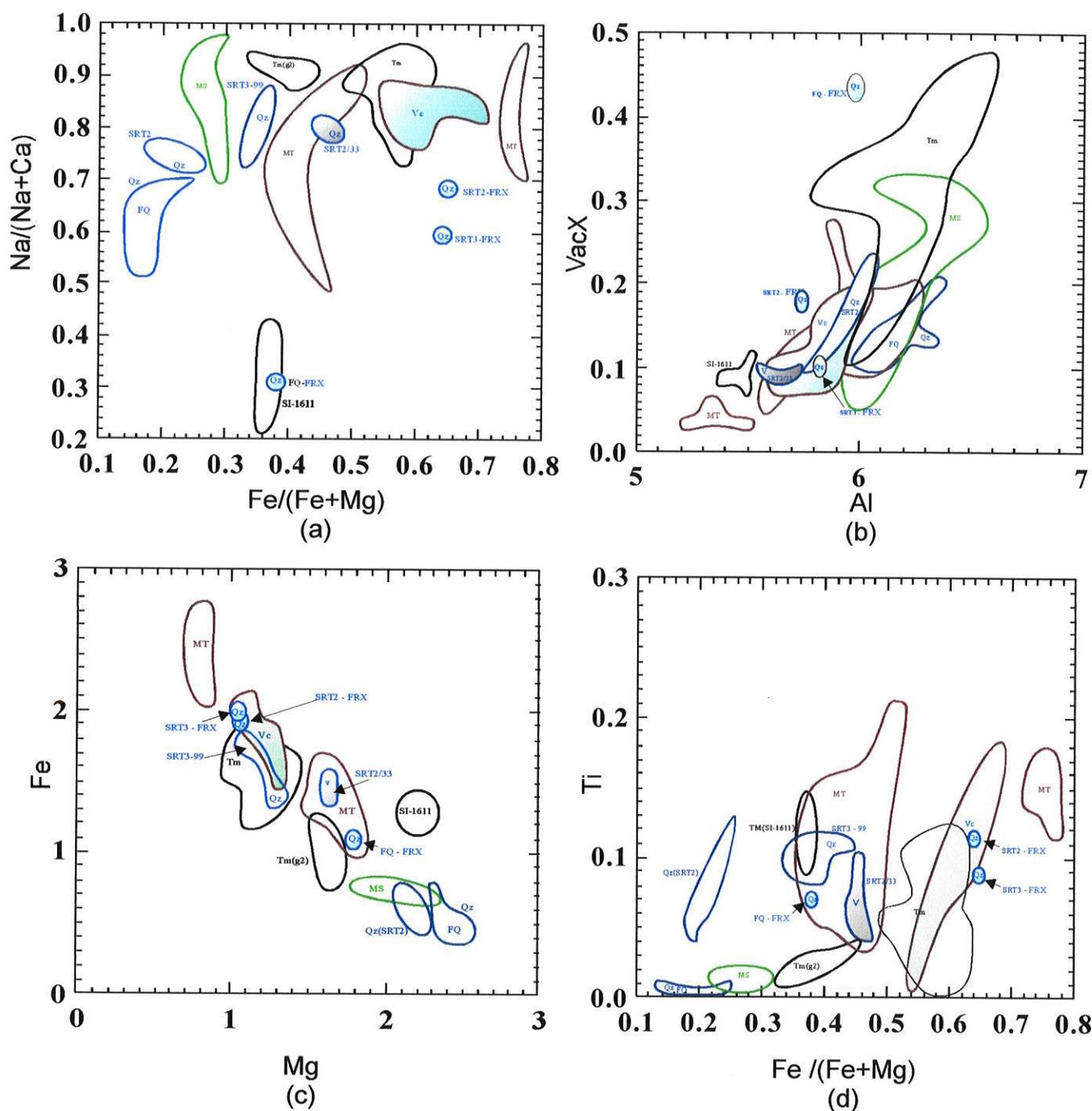


FIGURA 20 - Diagramas mostrando tendências composicionais das turmalinas em função dos diferentes elementos (apfu) para as áreas Tapera Grande e Quartzito: **a)** $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; **b)** vac-X vs. Al ; **c)** Fe vs. Mg e **d)** Ti vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Turmalinitos (Tm); Metassedimentos (MS); Metatufos básicos (MT); Veios de Quartzo (QZ) e Metavulcanoclásticas intermediárias (Vc). Veios de quartzo: (FQ)-Quartzito; (SRT-2) e (SRT-3)-Tapera Grande; Turmalinitos: (T12-g2); (SI).

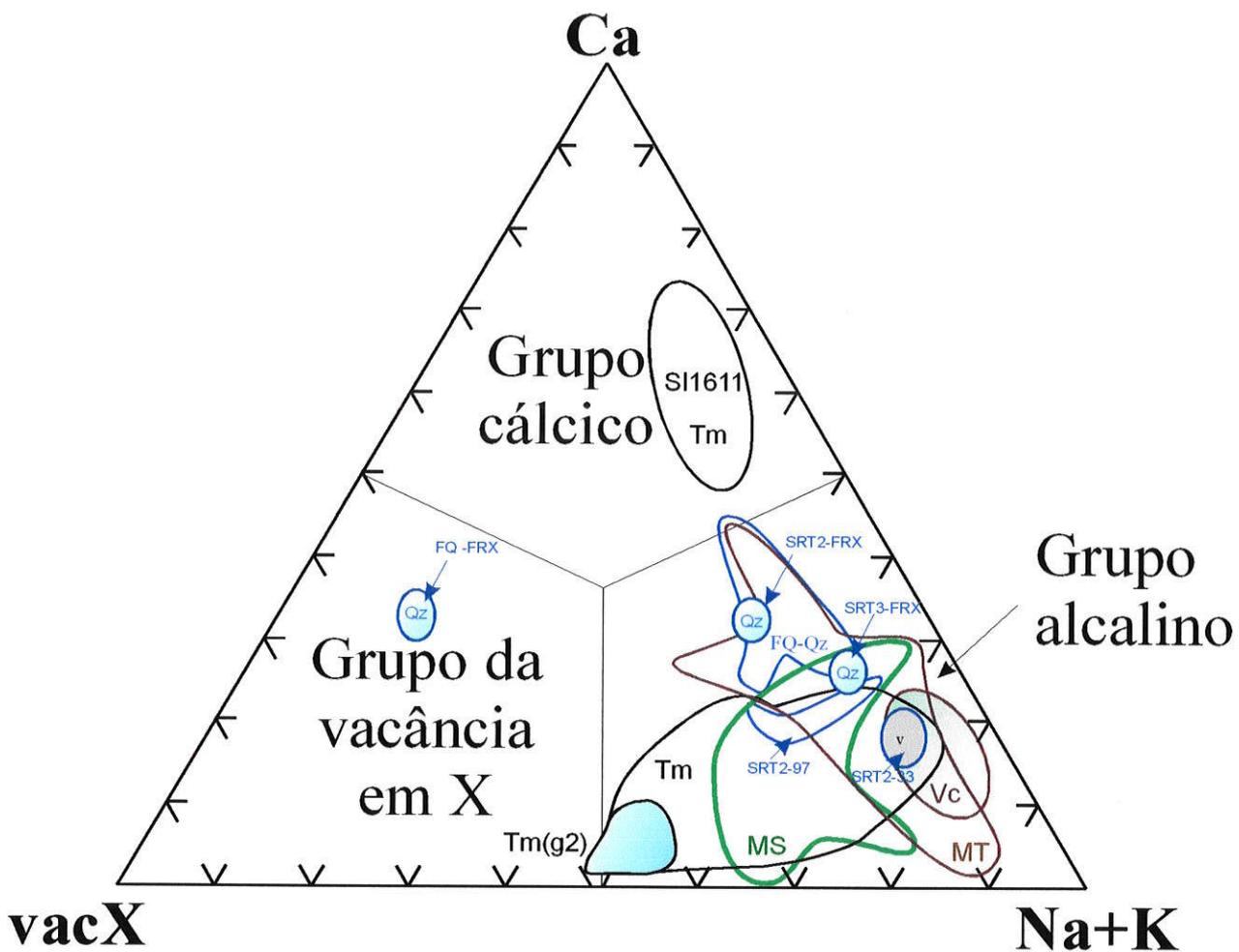


FIGURA 21 Classificação dos diferentes grupos de turmalinas das áreas Tapera Grande e Quartzito, baseando-se no diagrama Ca - vacância em X - (Na+K) em Hawthorne e Henry (1999). Turmalinitos (Tm); Metassedimentos (MS); Metatufos básicos (MT); Veios de Quartzo (QZ); vênulas (v); Metavulcanoclásticas intermediárias (Vc); Veios de quartzo: (FQ)-Quartzito. Valores em proporção molar.

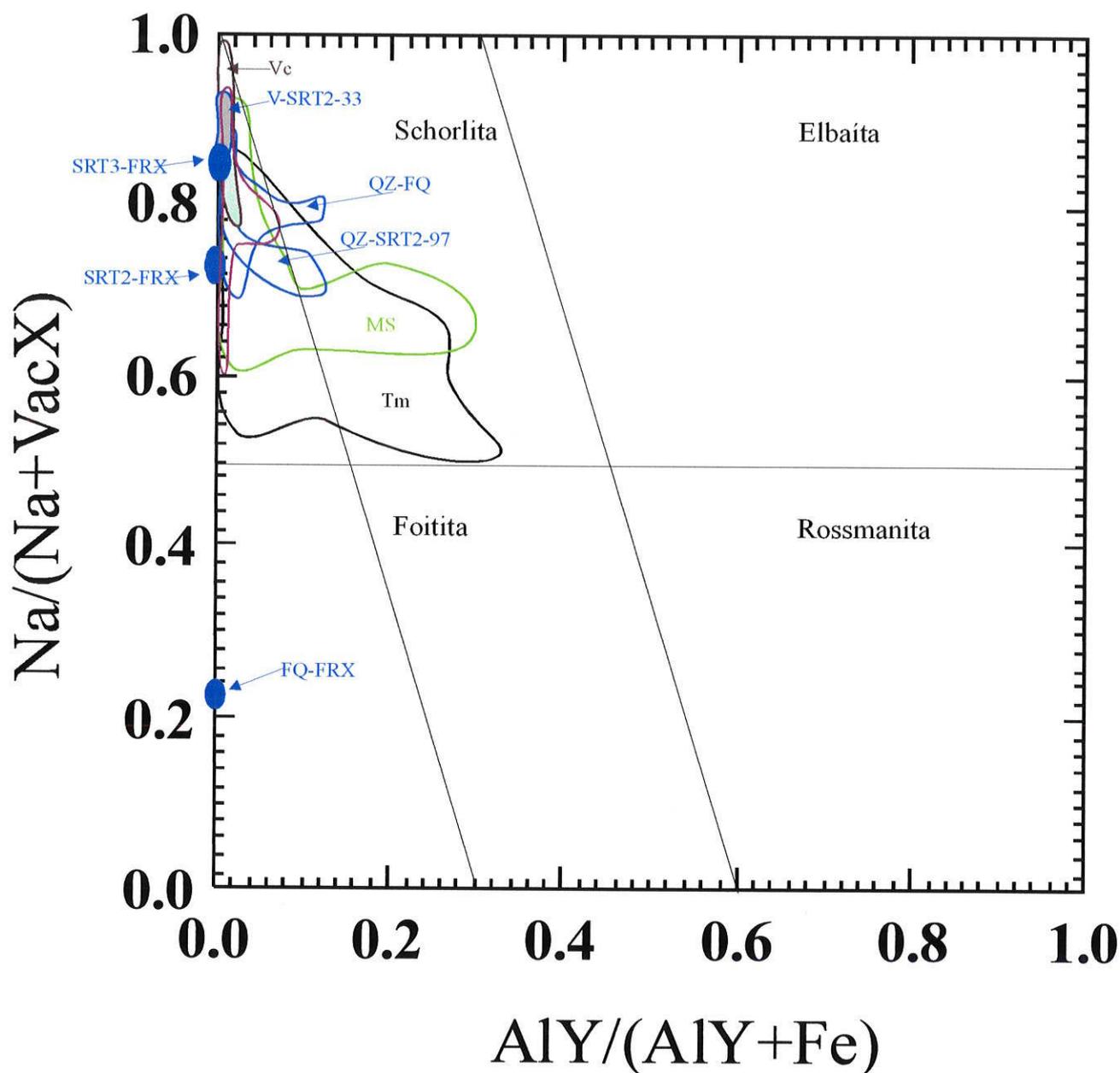


FIGURA 22 Classificação dos diferentes grupos das turmalinas, baseando-se no diagrama $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ vs $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ (apfu) para as turmalinas dos turmalinitos (Tm); metassedimentos (MS); metatufo básico (MT); veios de quartzo (Qz) e metavulcanoclásticas intermediárias (Vc) das áreas Tapera Grande e Quartzito. Amostras Tm: LF-10, LJ-10, T-12; T-12(g2) e SI-1611; MS: SRT-8-77 e SRT-8-79; MT: SRT-1-30, SRT-2-30, SRT-2-42, SRT-2-97 e SRT-3-92; (Qz): FQ, SRT-2-97a e SRT-3-112; (v) vênula de quartzo SRT-2-33 e (Vc) SRT-3-112.

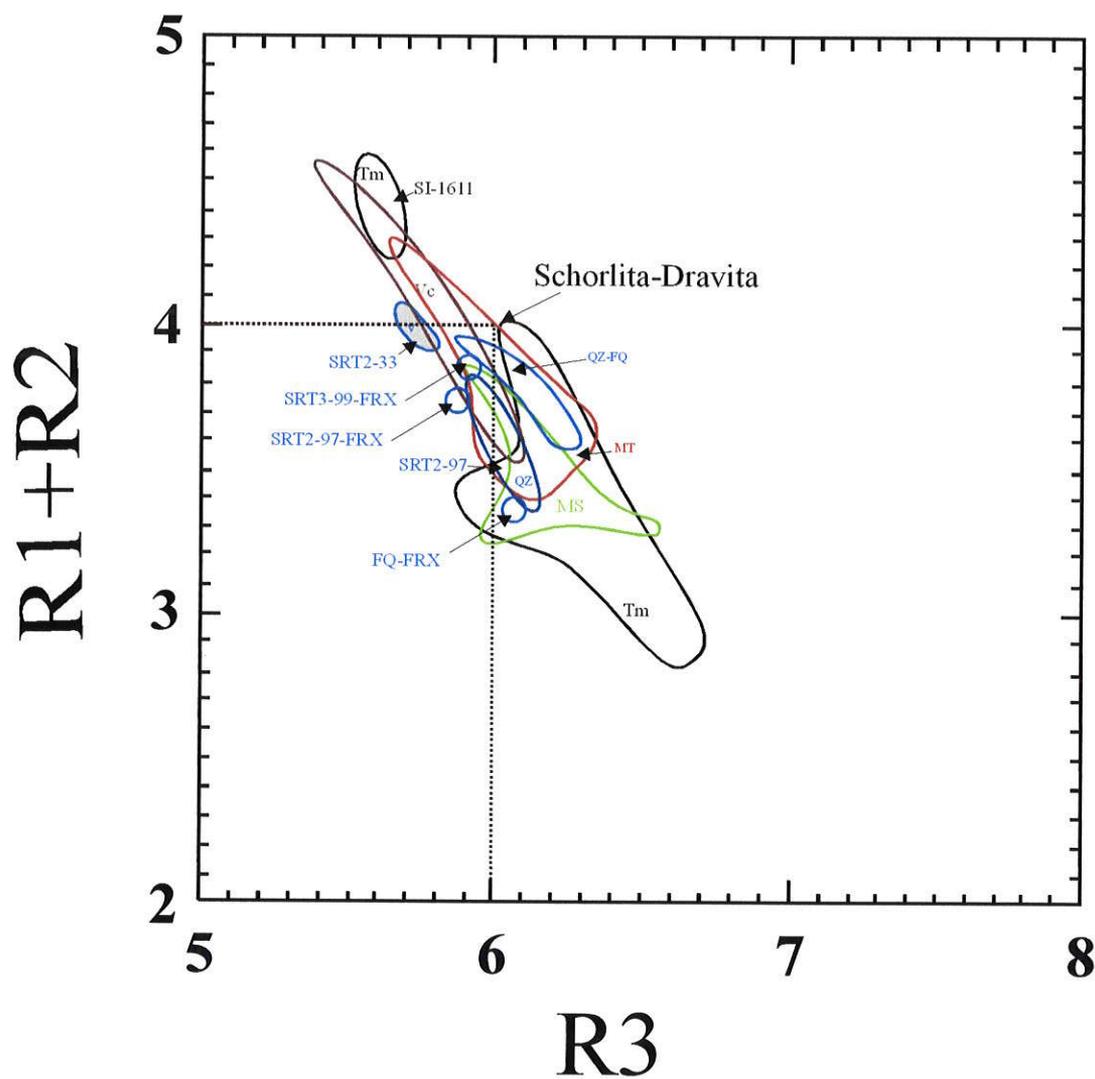


FIGURA 23 Diagrama R1+R2 vs. R3 para os metassedimentos (MS), metatufos (MT), metavulcanoclásticas (Vc), turmalinitos (Tm), veios de quartzo (Qz) e vênulas (v) das áreas Tapera Grande e Quartzito.

Os resultados obtidos para as turmalinas das amostras T-12 e das LF-10 em parte poderiam ser comparáveis às turmalinas associadas as mineralizações de ouro da área de Bin Yauri, pois situam-se nas proximidades do campo 6 e no interior do campo 5 respectivamente. Os resultados obtidos por Plimer (1986) para os turmalinitos das minas de ouro de Golden Dyke e Howley, referentes aos campos 7 e 8, são distintos em relação aos da área Tapera Grande, exceto aquelas do turmalinito GD3, que se apresentam próximas do campo das turmalinas de SI-1611 (FIGURA 24).

A FIGURA 25a mostra as composições das turmalinas no diagrama ternário Al-Fe₅₀Al₅₀-Mg₅₀Al₅₀ (proporções moleculares), conforme definido por Henry e Guidotti (1985). As análises das turmalinas de F-1107 inserem-se predominantemente no campo (2) das rochas granitóides pobres em Li, e pegmatitos e aplitos associados e parcialmente no (4) dos metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase Al-saturante.

Quanto as amostras LF-10 e LJ-10 estão inseridas predominantemente nos campos (2) das rochas granitóides pobres em Li, e pegmatitos e aplitos associados e parcialmente no (5) dos metapelitos e metapsamitos não coexistindo com a fase Al-saturante.

As turmalinas da T-12 inserem-se parcialmente nos campos (4) dos metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase Al-saturante e em parte, no (5) dos metapelitos e metapsamitos não coexistindo com a fase Al-saturante. As turmalinas da amostra SI-1611 estão totalmente inseridas no campo (6) das rochas com quartzo-turmalina ricas em Fe³⁺ (granitos alterados hidrotermalmente), calciossilicáticas e metapelíticas.

Por outro lado a FIGURA 25b Ca-Fe_{total}-Mg (apfu) de Henry e Guidotti (1985) mostra que as turmalinas da amostra F-1107 predominam no campo (2) das rochas granitóides pobres em Li, e pegmatitos e aplitos associados e de modo incipiente no campo (3) dos metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calciossilicáticas.

Quanto às amostras LF-10 e LJ-10 os pontos distribuem-se entre os campos (4) das rochas pobres em Ca, metapsamitos e rocha quartzo-turmalina e, subordinadamente, no campo (3) dos metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calciossilicáticas.

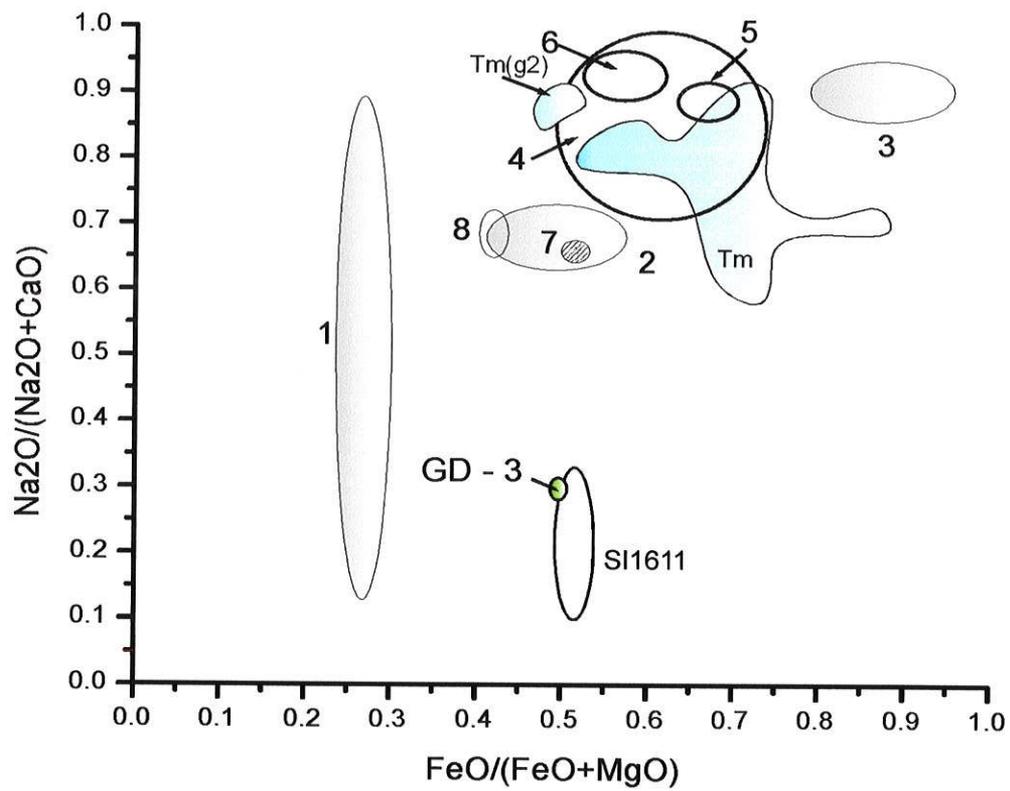


FIGURA 24 Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ vs $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (% em peso) das turmalinas dos turmalinitos da área Tapera Grande, em comparação com as de Sullivan (Pb-Zn-Ag) - (1), (2) e (3); North Range-Cuyuna (Fe-Mn) - (4); Bin Yauri (Au) - (5) e (6); Howley Mine (Au) - (7); Golden Dike (Au) - (8).

TABELA 5 Variação na Composição Química das Turmalinas Associadas a Depósitos de Ouro, Scheelita, Estanho e Metais Base

Localização	Encaixante/Mineralização	FeO/(FeO+MgO) % em peso	NaO/(NaO+CaO) % em peso	Fe/(Fe+Mg) em apfu	Na/(Na+Ca) em apfu	Referência
Alijó-Sanfins (Portugal)	Turmalinas em granitos esteréis	0,70-0,85	0,90-1,00	0,57-1,00	0,66-1,00	Neiva (1974)
Sullivan-British Columbia (Canadá)	Turmalinitos em metasedimentos Pb-Zn-Ag	0,23-0,32 0,45-0,67 0,82-0,91	0,33-0,90	0,14-0,22	0,48-0,94	Ethier & Campbell (1977)
Ore Knob Appalachian- Caledonian Orogen	Turmalinas em metasedimentos Sulfetos Maciços	0,36-0,44	0,69-0,76	0,24-0,31	0,76-0,85	Taylor e Slack (1984)
Golden Dyke Dome- Howley Mine- (Northern Australia)	Turmalinitos em seqüência metavulcanossedimentar Au e Pb-Zn	0,27-0,45 0,56	0,17-0,36 0,60	0,17-0,36 0,42	0,44-0,91 0,78	Plimer (1986)
Trestle Creek-Idaho (USA) e Sullivan (British Columbia- Canadá)	Turmalinitos em metasedimentos Pb-Zn-Ag	0,46-0,64 0,29-0,55 0,23-0,48 0,30				Beatty et al. (1987)
Golden Dyke ^{1(Au)} E. Creek ² Pegmont ^{3(Cu,Pb-Zn)} Anitra ⁴ Olary ^{5(Cu-Co)} B. Hill ^{6(W-Pb-Zn)} (Austrália)	Turmalinitos em seqüência metavulcanossedimentar W, Au, Cu-Co e Pb-Zn(Cu)	0,57 ¹ 0,44 ² 0,73 ³ 0,79 ⁴ 0,57 ⁵ 0,83 ⁶	0,66 0,84 0,92 0,95 0,65 0,14			Plimer (1988)
Rum Jungle (N.T. - Austrália)	Turmalinitos em metasedimentos Cu-Pb-Zn e U	0,21-0,87	0,64-0,91			Bone (1988)
Kidd-Creek-Timmins Ontario (Canadá)	Turmalinas em veios de quartzo associados a depósitos de sulfetos maciços	0,53-0,77	0,78-0,97	0,39-0,84	0,86-0,98	Slack & Coad (1989)
Timmins-Porcupine: minas de Buffalo Ankerita ^{BA} e Beaumont-Ontario ^B (Canadá)	Turmalina tm em veios de quartzo Au	0,22-0,29 ^{BA} 0,29 ^{Cr-Tm(BA)} 0,25 ^(BA) 0,40 ^(BA) 0,24 ^(B)	0,98-1,00 ^{BA} 1 ^{Cr-Tm(BA)} 1 ^(BA) 0,90 ^(BA) 0,99 ^(B)	0,18 ^{Cr-Tm(BA)} 0,16 ^{QAV(BA)} 0,27 ^{SWV(BA)} 0,15 ^(B)	1 ^{Cr-Tm(BA)} 1 ^{QAV(BA)} 0,94 ^{Cr-Tm(BA)} 1 ^{SWV(B)}	King e Kerrich (1989)
Cinturão Karagwe- Ankolean (N. Tanzânia)	Turmalinas em granitos estéreis			0,57-0,98 0,57-0,65 0,67-0,89 0,66-0,81 0,80-0,88		Taylor et al. (1992)

TABELA 5 Variação na Composição Química das Turmalinas Associadas a Depósitos de Ouro, Scheelita, Estanho e Metais Base

(cont.)						
Localização	Encaixante/Mineralização	FeO/(FeO+MgO) % em peso	NaO/(NaO+CaO) % em peso	Fe/(Fe+Mg) em apfu	Na/(Na+Ca) em apfu	Referência
África do Sul (1)- Namíbia (2)- Nova Zelândia (3)	Turmalinas em granitos Sn-W, Sn e W	0,83-0,96 ^{Sn-W(1)}	0,79-0,80 ^{Sn-W}			Pirajno & Smithies (1992)
		0,68 ^{Sn-W(1)}	0,29 ^{Sn-W}			
		0,63 ^{Sn-W(1)}	0,63 ^{Sn-W}			
		0,28 ^{W(1)}	0,64 ^W			
		1,00 ^{Sn(1)}	0,98 ^{Sn}			
		0,71 ^{Sn(1)}	0,99 ^{Sn}			
		0,59 ^{Sn(1)}	0,93 ^{Sn}			
		0,94 ^{W-Sn(2)}	0,89 ^{W-Sn(2)}			
		0,57-0,91 ^{W(2)}	0,62-1,00 ^{W(2)}			
		0,77 ^{Sn-W(2)}	0,93 ^{W-Sn(2)}			
		0,71 ⁽²⁾	0,98 ⁽²⁾			
		0,23-0,25 ⁽²⁾	0,53-0,66 ⁽²⁾			
0,47-0,60 ^{Sn-W(3)}	0,57-0,97 ^{Sn-W(3)}					
0,67-0,81 ^{Sn-W(3)}	0,72-0,92 ^{Sn-W(3)}					
Cinturão Móvel Namaqua Central – Central Bushmanland (África do Sul)	Turmalinitos em metas- sedimentos Zn-Pb-Cu	0,33-0,57	0,64-0,70	0,21-0,43	0,76-0,81	Wilmer (1992)
Broken Hill (Austrália)	Rochas ricas em turmalinas ⁽¹⁾ e turma- linitos ⁽²⁾ de seqüência metavulcanossedimentar Pb-Zn-Ag e W	0,59-0,76 ⁽¹⁾	0,63-0,92 ⁽¹⁾	0,59 ⁽²⁾	0,97 ⁽²⁾	Slack et al. (1993)
		0,66-0,81 ⁽²⁾	0,43-0,84 ⁽²⁾	0,44 ⁽²⁾	0,84 ⁽²⁾	
				0,37 ⁽¹⁾	0,65 ⁽²⁾	
				0,56 ^{(2)W}	0,81 ^{(2)W}	
Guangxi (China)	Turmalinito ⁽¹⁾ e turmali- nitos-veios ⁽²⁾ e veios de turmalina em bt-gr ^{bt-gr} e greisen ^{(3)GRS} em metas- sedimentos - Sn	0,46-0,53 ⁽¹⁾	0,50-0,68 ⁽¹⁾	0,25-0,50 ⁽¹⁾	0,65-0,85 ⁽¹⁾	Jingwen (1995)
		0,77-0,94 ⁽²⁾	0,38-0,45 ⁽²⁾	0,64-0,79 ⁽²⁾	0,50-0,72 ⁽²⁾	
		0,88-0,94 ^{(3)bt-gr}	0,83-0,94 ^{(3)bt-gr}	0,80-0,90 ^{(3)bt-gr}	0,82-0,94 ^{(3)bt-gr}	
		0,92 ^{(3)GRS}	0,90-0,93 ^{(3)GRS}	0,87-0,88 ^{(3)GRS}	0,88-0,92 ^{(3)GRS}	
Cinturão de Isua- Nuuk Groelândia	Turmalinitos ⁽¹⁾ e turmali- nas ⁽²⁾ seqüência metavul- canossedimentar - W	0,46-0,62 ⁽¹⁾	0,75-0,88 ⁽¹⁾			Appel (1995)
		0,30-0,63 ⁽²⁾	0,73-0,95 ⁽²⁾			
Complexo Perau Perau (P) Canoas (C)	Qz-mica xisto	0,43-0,73				Daix (1996)
	Mica-anfibólio xisto	0,27-0,52				
	Calciossilicáticas ^(P)	0,16-0,35				
	Metapelitos ^(C)	0,33-0,51				
Mármore dolomíticos ^(P)	0,13-0,19					
Sierra Nevada (Espanha)	Turmalinitos (metassomáticos)			0,68	0,69	Torres-Ruiz et al. (2003)

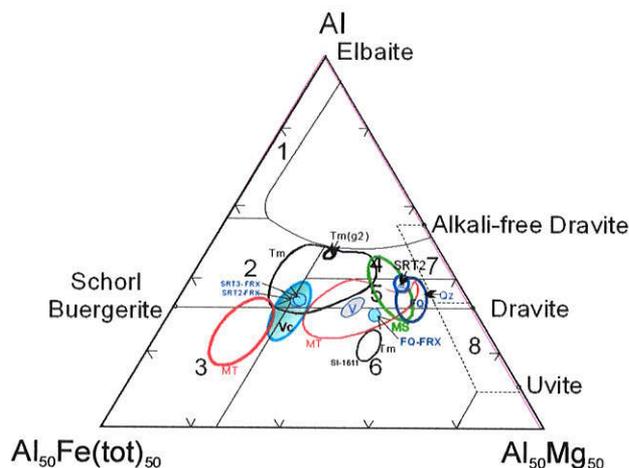


FIGURA 25a Representação das composições das turmalinas no diagrama Ca-Fe_{total}-Mg (proporção molar) em Henry & Guidotti (1995). Campos: (1) *granitóides ricos em Li e pegmatitos e aplitos associados*; (2) *granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados*; (3) *rochas com quartzo-turmalina ricas em Fe³⁺ (granitos alterados hidrotermalmente), calciossilicáticas e metapelitos*; (4) *metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase saturada em Al*; (5) *metapelitos e metapsamitos não coexistindo com a fase saturada em Al*; (6) *rochas quartzo-turmalina ricas em Fe³⁺ rochas calciossilicáticas e metapelitos*; (7) *Rochas meta-ultramáficas com baixo Ca e rochas metassedimentares ricas em Cr e V*; (8) *Metacarbonatos e metapiroxenitos*. Turmalinitos (Tm); Metassedimentos (MS); Metatufos básicos (MT); Veios de Quartzo (QZ) e Metavulcanoclásticas intermediárias (Vc). Veios de quartzo (QZ); vênulas (v); (FQ)-Quartzito; (SRT-2)-Tapera Grande; Turmalinitos; (Tmg2); (SI-1611). Veios de quartzo - FRX - SRT2-97-FRX; SRT3-99-FRX e FQ112-FRX em Garda et al. (2003).

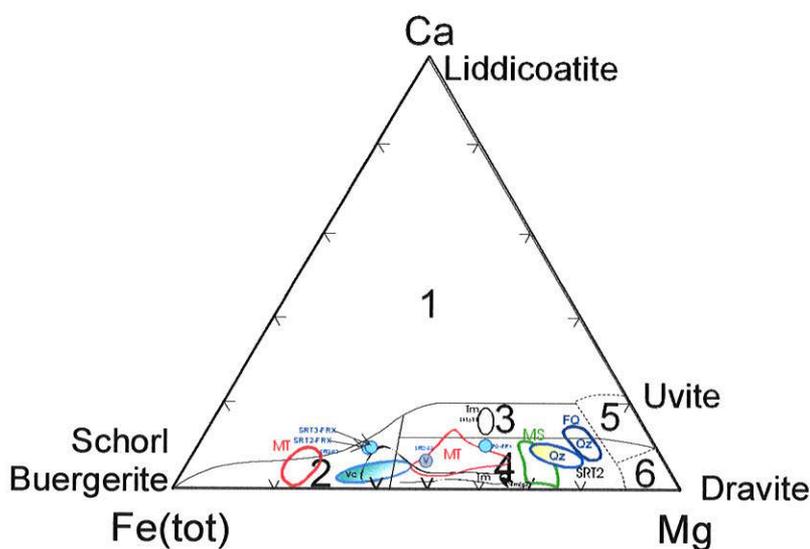


FIGURA 25b Representação da composição das turmalinas nos diagramas Al-Fe_{total}-Mg (proporção molar) em Henry & Guidotti, (1995). Campos: (1) *granitóides ricos em Li e pegmatitos e aplitos associados*; (2) *granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados*; (3) *metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calciossilicáticas*; (4) *metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmalina*; (5) *Metacarbonatos* e (6) *metaultramáficas*. Turmalinitos (Tm); Metassedimentos (MS); Metatufos básicos (MT); Veios de Quartzo (QZ) vênulas (v) e Metavulcanoclásticas intermediárias (Vc). Veios de quartzo: (FQ)-Quartzito; (SRT-2)-Tapera Grande; Turmalinitos: (Tmg2); (SI-1611). Veios de quartzo - FRX - SRT2-97-FRX; SRT3-99-FRX e FQ112-FRX.

As turmalinas da amostra T-12 inserem-se no campo (4) das rochas metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rocha com quartzo-turmalina e subordinadamente no campo (2) das rochas graníticas pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados. Os pontos correspondentes à amostra SI-1611 se restringem ao campo (3) dos metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calciossilicáticas.

Quanto à origem dos turmalinitos de Tapera Grande, estes mostram diferenças petrográficas e químicas distintas quando comparados aos turmalinitos de Sierra Nevada (Espanha) de Torres-Ruiz *et al.* (2003), para os quais foi definida uma origem metassomática indicando assim, origem não metassomática para os turmalinitos da área em estudo.

7.4.2 Turmalinas em Metassedimentos

As turmalinas dos metassedimentos referentes às amostras SRT-8-77 e SRT-8-79 são ricas em Al_2O_3 , MgO e Na_2O com valores médios de 31,65%, 8,12% e 1,95% respectivamente e pobres em FeO, TiO_2 e CaO, com valores médios de 5,50%, 0,12% e 0,70% respectivamente. Os resultados analíticos mostram a presença de Cr, V e F com valores de até 0,01 %, 0,22% e 0,45% respectivamente TABELA 4.

Os valores da razão $FeO/(FeO+MgO)$ variam no intervalo entre 0,34 e 0,43 sendo comparáveis aos obtidos para turmalinas contidas nos metassedimentos da Bavária (0,50) por Abraham *et al.* (1972), nos metassedimentos da British Columbia (0,45-0,67) por Ethier e Campbell (1977); nos metassedimentos grafitosos da Macedônia (0,38-0,52) por Michailidis *et al.* (1996) e distintos com relação as turmalinas dos metassedimentos de Sierra Nevada (0,80-0,86), obtidos por Torres-Ruiz *et al.* (2003).

A maioria das turmalinas analisadas (TABELA 4) apresentam insuficiência em Si, compensada pela entrada de Al na posição T.

O diagrama binário $Ca/(Ca+Na)$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$ permitiu a individualização e classificação dos grupos analisados, mostrando que estas turmalinas se agrupam no campo III da dravita (FIGURA 19) com razões de $Ca/(Ca+Na)$ e $Fe/(Fe+Mg)$ variando de 0,03 a 0,30 e de 0,23 a 0,30, respectivamente.

O diagrama binário Na/(Na+Ca) vs. Fe/(Fe+Mg) mostra valores independentes em relação a razão Fe/(Fe+Mg) e ampla variação de valores para a razão Na/(Na+Ca), podendo indicar uma certa intermitência de fluidos que percolaram estas rochas e interagiram com os minerais pré-existentes, enquanto se formavam turmalinas Figura 20a.

Nestas turmalinas os valores de vacância em X variam no intervalo entre 0,18 e 1 e o diagrama vac-X vs. Al, mostra correlação positiva, com excesso de Al na maior parte das turmalinas e em um pequeno número delas registram insuficiência de Al (FIGURA 20b).

Conteúdos de (Fe+Mg) são inferiores a 3 apfu teóricos da linha schorlita-dravita, para as turmalinas das amostras SRT-8-77 e SRT-8-78, refletindo enriquecimento de Mg com o empobrecimento em Fe (FIGURA 20c).

Os conteúdos de Ti nestas turmalinas são menores que 0,02 apfu, não apresentando correlação com o Fe/(Fe+Mg) conforme mostrado na FIGURA 20d. A presença de baixos valores de Ti (média de 0,01%) associado e o baixo conteúdo de Fe poderiam ser responsáveis pela pequena variação de cores nestas turmalinas.

O diagrama ternário Ca - vac X - Na (+K) em Hawthorne e Henry (1999), mostra que as turmalinas deste grupo estão inseridas no campo do "grupo alcalino" FIGURA 21. Estas turmalinas com vacâncias na posição X variando no intervalo entre 0,18 e 1 apfu, são distintas das turmalinas dos metassedimentos de Sierra Nevada (Torres-Ruiz et al 2003), cujos valores de vacância em X variam no intervalo de 0,08 e 0,21 apfu.

Essas turmalinas apresentam variações significativas para os valores de vac X e excesso de Al na maior parte das amostras, resultando em $Fe > 0,7$ apfu. Essas turmalinas ocupam o campo da schorlita, observando-se ampla variação em relação ao excesso de Al ($0 < AlY < 0,3$) e as demais se posicionam sobre o eixo das ordenadas, com Na/(Na+vac X) entre 0,71-0,91 (FIGURA 22).

Com base nos dados acima e na TABELA 4, as turmalinas das amostras SRT-8-77 e SRT-8-78 são classificadas como de composição intermediária da série schorlita-dravita rica em Na com (Cr)-(V).

Para essas turmalinas os valores de Na+K (apfu) estão entre 0,5 e 0,8 e os de Ca (apfu) não ultrapassam 0,27. Assim, no diagrama R1+R2 versus R3 (FIGURA 23), essas amostras plotam sobre o vetor $\{[Al]\}Na(Fe,Mg)-1$.

A FIGURA 25a mostra as composições das turmalinas nos diagramas ternários Al-Fe₅₀Al₅₀-Mg₅₀Al₅₀ (proporções moleculares), conforme definido por Henry e Guidotti (1985). As análises das turmalinas das amostras SRT-8-77 e SRT-8-79 inserem-se nos campos (4) dos metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase Al-saturante e (5) dos metapelitos e metapsamitos não coexistindo com a fase Al-saturante.

Por outro lado a FIGURA 25b mostra no diagrama Ca-Fetotal-Mg de Henry e Guidotti (1985), que essas turmalinas estão inseridas totalmente no campo (4) dos metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmalina.

Estas turmalinas inseridas no campo dos metassedimentos clásticos, mostram excessos de Al refletindo seu caráter mais aluminoso. O conteúdo de (Fe+Mg) < 3 apfu da schorlita-dravita, indicando composições mais ricas em Al e sugerindo leve enriquecimento de Al com diminuição do conteúdo de Mg.

As turmalinas mostram conteúdos médios elevados de SiO₂ (36,42 %), Al₂O₃ (31,65 %), MgO (8,12 %) e F (0,31 %) e baixos conteúdos de FeO (5,50 %), TiO₂ (0,12), CaO (0,70 %) e NaO (1,95 %) em relação aos metatufos e rochas metavulcanoclásticas. Estes resultados são compatíveis aos registrados para os metassedimentos (TABELA 4) sugerindo que a rocha pode ser o agente precursor para a formação das turmalinas disseminadas, e que a presença de F pode indicar aporte de fluidos de fonte magmática, responsável pela formação de níveis mais ricos em turmalinas encontrados nestas rochas.

As turmalinas dos metassedimentos estudadas neste trabalho, de acordo com os parâmetros químicos apresentados, podem ser melhor correlacionáveis com as de origem metamórfica e parte delas indica afinidade magmática, mostrando a presença de um sistema misto de formação das turmalinas que atuaram nestes litotipos.

7.4.3 Turmalinas em Metatufos Básicos

As turmalinas dos metatufos básicos referentes às amostras SRT-1-30, SRT-2-42, SRT-2-97 e SRT-3-92 são ricas em Na₂O, com valores médios de 1,73 %, 1,92 %, 2,08 % e 2,16 %, respectivamente e pobres em CaO, com valores médios de 1,49 %, 1,25 %, 0,99 % e 1,03 %, respectivamente. Os resultados analíticos mostram enriquecimento em Fe₂O₃ nas amostras SRT-3-30 e SRT-3-92 com valores médios de

9,74 % e 16,90 %, respectivamente. A presença de Cr, V, K₂O e F com diferentes valores são mostrados na TABELA 4.

Os valores da razão FeO/(FeO+MgO) em % de óxidos obtidos para as turmalinas dos diferentes amostras, variam no intervalo entre 0,29 e 0,86. Entretanto, nota-se dentro desta ampla variação, comportamentos distintos quais sejam: SRT-1-30 (0,57-0,65), SRT-2-42 (0,50-0,65) e SRT-2-97 (0,29-0,77), sendo comparáveis aos resultados obtidos por diversos autores acima citados para turmalinas de metassedimentos.

As turmalinas analisadas da amostra da SRT-2-97 (TABELA 4) apresentam insuficiência em Si e excesso de Al, que neste trabalho esta sendo interpretada como indicação de que o Al = Si ocupam a posição tetrahedral.

Quanto às turmalinas das amostras SRT-2-33 e SRT-3-92, apresentam excesso de Si e deficiência em Al, sendo esta insuficiência, possivelmente compensada pela substituição do Al pelo Fe³⁺ na posição Z.

Por outro lado as turmalinas da amostra SRT-1-30 e em parte da SRT-3-92 apresentam deficiências em Si e Al. Tal diversidade em suas composições, mostra mudanças físico-químicas que ocorreram no ambiente de formação

O diagrama binário Ca/(Ca+Na) vs. Fe/(Fe+Mg) (apfu) permitiu a discriminar e classificar dois grupos distintos de turmalinas. Aquelas da maioria das amostras estudadas estão inseridas no campo III da dravita. As referentes à amostra SRT-3-92 ocupam o campo IV da schorlita, indicando turmalinas de diferentes composições químicas no contexto da série schorlita-dravita (FIGURA 19).

As razões atômicas de Ca/(Ca+Na) e Fe/(Fe+Mg) mostram valores variando em amplo intervalo, entre 0,05 a 0,50 e de 0,36 a 0,78, respectivamente indicando a existência de diferentes populações presentes no conjunto analisado e pelo menos duas gerações de turmalinas, o que confirma a variabilidade química neste conjunto.

No diagrama binário Na/(Na+Ca) vs. Fe/(Fe+Mg) (apfu) em que há uma correlação positiva e outra negativa entre as amostras estudadas, corroborando com hipótese da presença de populações distintas de turmalinas nestas amostras Figura 20a.

Nestas turmalinas os valores de vac X variam no intervalo entre 0,03 e 0,28 apfu e o diagrama vac X vs. Al, mostra correlação positiva, com excesso de Al na maior parte das turmalinas e em um pequeno número valores independentes (FIGURA 20b).

Conteúdos de (Fe+Mg) são inferiores a 3 apfu teóricos da linha schorlita-dravita, para essas turmalinas refletindo enriquecimento de Mg com o empobrecimento em Fe (FIGURA 20c).

O conteúdo de Ti nestas turmalinas são menores que 0,22 apfu, apresentando amplo intervalo de variação de valores em relação a razão Fe/(Fe+Mg) e mostram diferentes tendências dos grupos de turmalinas dentro do conjunto analisado. Exibem entre eles comportamentos distintos em relação aos parâmetros considerados, como no caso das turmalinas SRT-3 -92 que apresentam valores da razão Fe/(Fe+Mg) > 0,73 (FIGURA 20d).

O diagrama ternário Ca - vac X - Na(+K) de Hawthorne e Henry (1999) mostra que as turmalinas deste grupo estão inseridas no campo do grupo alcalino (FIGURA 21). Estas turmalinas apresentam baixos valores de vac X que variam no intervalo entre 0,03 e 0,28 apfu e mostram nítida tendência de enriquecimento em Na e empobrecimento em Ca.

Essas turmalinas apresentam variações significativas para os valores de vac X e são insuficientes em Al nas amostras SRT-1-30 e SRT-2-42 e têm excesso de Al nas amostras SRT-2-97 e SRT-3-97, resultando em Fe > 1 apfu. Essas turmalinas se posicionam predominantemente sobre o eixo das ordenadas, com valores da razão Na/(Na+vac X) variando entre 0,62 e 0,97 e uma pequena parte destas turmalinas posicionam-se, próximo ao campo da schorlita (FIGURA 22).

Com base nos dados apresentados acima e na TABELA 4, as turmalinas são classificadas: SRT-1-30 como de composição intermediária da série schorlita-dravita com insuficiência em Al; SRT-2-97 como de composição intermediária da série schorlita-dravita com baixo Ca e com V e SRT-2-42 como de composição intermediária da série schorlita-dravita com baixo Ca e a SRT-3-92 como de composição intermediária da série schorlita-dravita com V-(Cr).

Para essas turmalinas, os valores de Na+K (apfu) estão entre 0,4 e 0,9 e os de Ca (apfu) não ultrapassam 0,42. Assim, no diagrama R1+R2 vs. R3 (FIGURA 23), parte

destas turmalinas posicionam-se nas proximidades do ponto correspondente à schorlita-dravita e sobre o vetor $\{[Al]\}Na(Fe,Mg)-1$.

A Figura 25a mostra as composições das turmalinas nos diagramas ternários $Al-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ (proporções moleculares), conforme definidos por Henry e Guidotti (1985). As análises das turmalinas das amostras SRT-1-30, SRT-2-42 e SRT-2-97 inserem-se predominantemente no campo (4) dos metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase Al-saturante, e parcialmente no campo das rochas quartzo-turmalina ricas em Fe e parte das turmalinas da amostra SRT-3-92 estão inseridas no campo (6) das rochas quartzo-turmalina ricas em Fe, calciossilicáticas e metapelitos.

A FIGURA 25b (Henry e Guidotti, 1985), mostra que as turmalinas das amostras SRT-1-30, SRT-2-42 e SRT-2-97 estão agrupadas predominantemente no campo (4) dos metapelitos pobres em Ca e parte das turmalinas da amostra SRT-3-92 no campo (2) dos granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados.

As turmalinas dos metatufos básicos mostram conteúdos médios elevados de SiO_2 (35,07 %), Al_2O_3 (34,64 %), FeO (10,18 %), CaO (1,12 %) e TiO_2 (0,80) e baixos conteúdos de NaO (1,94 %), MgO (5,83 %) e F (0,11 %) em relação às rochas metavulcanoclásticas e metassedimentos. Estes resultados são em parte compatíveis aos registrados para as rochas (TABELA 4) sugerindo que as turmalinas guardam assinatura da rocha como precursora na formação das mesmas, e que a presença de F pode indicar aporte de fluidos de fonte magmática, responsável pela formação de novas turmalinas sobrecrescidas nas bordas de cristais zonados pré-existentes encontrados nestas rochas.

As turmalinas dos metatufos básicos investigadas neste estudo, de acordo com os parâmetros químicos apresentados, podem ser melhor correlacionadas com as de origem metamórfica, embora a presença de F com até 0,137 apfu, nestes minerais de algumas populações, bem como a variabilidade composicional das turmalinas dos diferentes grupos analisados, possam indicar a introdução de fluidos de fonte magmática, caracterizando um sistema misto de formação para estes minerais nestas rochas.

7.4.4 Turmalinas em Veios de Quartzo

As turmalinas dos veios de quartzo referentes às amostras FQ-112-3a, FQ-112-

3b e FQ-112-46 (área Quartzito) são ricas em MgO com valor médio de 9,19 %, o NaO está abaixo do limite de detecção e FeO apresenta um valor médio de 8,50%.

Na área Tapera Grande as turmalinas de veio de quartzo SRT-3-99 são ricas em FeO e NaO com valores médios de 15,60 % e 2,44 % respectivamente e pobres MgO com valor médio de 5,30 %, enquanto as da amostra SRT-2-97a, são ricas em MgO e NaO com valores médios de 8,98% e 1,96% respectivamente, e pobres em FeO e CaO com valores médios de 4,24% e 1,21% respectivamente. As turmalinas da área Quartzito têm Cr (até 0,040 apfu) como constituinte menor e a presença de V (até 0,012 apfu) foi notada em algumas amostras, enquanto as da área Tapera Grande o Cr (até 0,012 apfu) está presente somente na amostra SRT-2-97a (TABELA 4).

Os valores da razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ em % de óxidos obtidos para as turmalinas da área Quartzito, variam no intervalo entre 0,41 e 0,53, enquanto a da área Tapera Grande os valores estão entre 0,67 e 0,80 (SRT-3-99) e entre 0,29 e 0,38 (SRT-2-97a). Os valores obtidos para a mostra SRT-2-97a, são próximos aos apresentados por Slack (1996), para turmalinas em veios de quartzo associadas a diferentes depósitos de ouro entre outros, a mina Buffalo Ankerite (Au)-(Canada) e o prospecto de Beaumont (Au)-(Canada), com valores de 0,29 e 0,24 respectivamente, sendo distintos para as turmalinas da área Quartzito e da amostra SRT-3-99.

As turmalinas analisadas da área Quartzito apresentam: insuficiência em Si e excesso de Al; são insuficientes em álcalis (Na e K); o Mg com valores variando entre 1,81 e 1,99 (apfu), causa $Y_{\text{total}} > 3$ e mostram valores de vac X variando entre 0,68 e 0,89.

As turmalinas da amostra SRT-3-99 apresentam excesso de Si e deficiência em Al, sendo que esta insuficiência é compensada pela substituição do Al pelo Fe^{3+} na posição Z; são ricas em Na 0,69 (apfu); o Mg com valores variando entre 1,02 e 1,18 e mostram vac X variando entre 0,03 e 0,93 (TABELA 4).

As turmalinas da SRT-2-97a apresentam diferentes conteúdos de Si e Al. Quando são deficientes em Al, a compensação se dá pela substituição do Fe^{3+} na posição Z; os valores de Na variam entre 0,56 e 0,66 apfu; o Mg com valores variando entre 2,12 e 2,24 apfu, causa $Y_{\text{total}} > 3$ e a vac X varia entre 0,14 e 0,23.

O diagrama binário $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (apfu), as turmalinas das amostras SRT-2-97a e SRT-3-99 estão inseridas no campo III da dravita, enquanto as

analisadas por FRX caem no campo IV da schorlita, indicam que essas turmalinas apresentam composições intermediárias da séries schorlita-dravita e pertencem a populações distintas (FIGURA 19).

Quanto às turmalinas FQ estão inseridas no campo da dravita, ao passo que a turmalina (FQ) analisada por FRX ocupa o campo I da uvita (FIGURA 19).

Por outro lado, no diagrama binário $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (apfu) nota-se que há uma correlação positiva (SRT-3-99) e outra negativa (SRT-2-97a) entre as amostras estudadas, corroborando com hipótese da existência de populações distintas nestas amostras FIGURA 20a.

Quanto às turmalinas da amostra FQ, mostram variáveis independentes entre esses parâmetros, com variação mais acentuada para a razão $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$.

Conteúdos de $(\text{Fe}+\text{Mg})$ obtidos para as turmalinas da área Quartzito são superiores a 3 apfu, teóricos da linha schorlita-dravita. Quanto as turmalinas da área Tapera Grande os valores são inferiores a 3 apfu. (TABELA 4).

As turmalinas da área Quartzito mostram zonamento bem definido, que pode ser atribuído a variações composicionais, a partir das bordas para o núcleo, com o aumento de Si e Mg e o empobrecimento em Al e Fe_{total} e nas bordas os valores de Ti, Fe e Ca são mais elevados que no núcleo (Garda *et al.* 2003) e cujos valores são mostrados na Tabela 4.

O diagrama ternário Ca - vac X - Na + K de Hawthorne e Henry (1999) mostra que as turmalinas dos veios ocupam o campo do grupo alcalino, enquanto que as turmalinas analisadas por FRX, ocupam campos distintos, quais sejam: a FQ está no grupo da vacância em X e as SRT-2-97a e a SRT-3-99 se colocam no campo alcalino (FIGURA 21).

Essas turmalinas apresentam variações significativas para os valores de vac X, para as FQ vac X-0,68-0,89 e para as SRT-2-97a e SRT-3-99 são de vac X -0,23-0,27 e vac X-0,04-0,21 respectivamente. Essas turmalinas, se posicionam no campo da schorlita, sendo que parte das turmalinas FQ situam-se sobre o eixo das ordenadas com valores da razão $\text{Na}/(\text{Na}+\text{vacX})$ variando entre 0,72 e 0,85 (FIGURA 22).

Quanto às turmalinas analisadas por FRX, ocupam o eixo das ordenadas com valores distintos para a razão $\text{Na}/(\text{Na}+\text{vac X})$ conforme mostrado na Figura 22.

Os diagramas R1+R2 vs. R3 (FIGURA 23) mostram que as composições das turmalinas da área do Quartzito situam-se sobre o vetor $\{\square\text{Al}\} \{\text{Na}[\text{Fe},\text{Mg}]\}-1$, representado mudança de schorlita-dravita \rightarrow foitita (Garda *et al.* 2003).

As composições das turmalinas das amostras SRT-2-97a e SRT-3-99 situam-se ao redor do vetor $\{\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})\} \{\text{NaAl}\}-1$ pertencendo a série schorlita-dravita. Comportamento semelhante apresentam as turmalinas destes grupos que foram analisadas por FRX.

Turmalinas das amostras dos veios de quartzo FQ-112-3a e SRT-3-99, foram separadas e submetidas a análise por fluorescência de raios-X e os resultados confirmam que as turmalinas da área do Quartzito são deficientes em álcalis (Garda *et al.* 2003) enquanto as da área Tapera Grande são enriquecidas em álcalis.

Garda *et al.* (2003) classificaram as turmalinas dos veios de quartzo da área Quartzito FQ-112-3a, como sendo foitita-magnesiofoitita, enquanto as de Tapera Grande foram classificadas, como sendo da série schorlita-dravita com Cr (SRT-3-99) e da série schorlita-dravita com Cr(V) rica em Mg (SRT-2-97a), com composição intermediária da série schorlita-dravita. As turmalinas analisadas por FRX das áreas Quartzito e Tapera Grande foram classificadas como sendo da série dravita-uvita e da série schorlita-dravita com baixo Mg, respectivamente.

A FIGURA 25a mostra as composições das turmalinas nos diagramas ternários $\text{Al}-\text{Fe}_{50}\text{Al}_{50}-\text{Mg}_{50}\text{Al}_{50}$ (proporções molecular). As análises das turmalinas das amostras FQ-112-3a, FQ-112-3b e FQ-112-46, inserem-se predominantemente no campo (5) dos metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase não Al-saturante e as turmalinas da amostra SRT-3-99 ocupam parcialmente os limites dos campos (3) das rochas com quartzo-turmalina ricas em Fe^{3+} (granitos alterados hidrotermalmente), calciossilicáticas e metapelitos, (5) metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase não Al-saturante e (6) rochas quartzo-turmalinas ricas em Fe^{3+} , calciossilicáticas e metapelitos.

Por outro lado a FIGURA 25b mostra no diagrama $\text{Ca}-\text{Fe}_{\text{total}}-\text{Mg}$ (apfu), que as turmalinas das amostras FQ-112-3a, FQ-112-3b e FQ-112-46 estão inseridas no campo (4) dos metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e com rochas quartzo-turmalina, enquanto as turmalinas da amostra SRT-3-99 predominantemente ocupam a campo (2) dos granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados.

As turmalinas dos veios de quartzo investigadas neste estudo, de acordo com os parâmetros químicos apresentados, se formaram pela percolação de fluidos ricos em B ao longo das falhas e fraturas lixiviaram Cr e (V), ocorrendo cristalização das turmalinas deficientes em álcalis com Cr e (V) e que foram quimicamente tamponados pelas rochas hospedeiras.

De acordo com Garda *et al.* (2003), estes fluidos não estariam relacionados com corpos graníticos existentes na área, mas não descartam a possibilidade destas rochas bem como os riólitos se viem de fonte de calor que permitiram a circulação e a percolação dos mesmos em zonas de cisalhamento e microfraturas, pelo menos com relação aos veios da área Quartzito.

Quanto às vênulas de quartzo, estas seriam formadas a partir de águas conatas, que durante os eventos metamórficos ou pelo calor gerado pelas intrusões, poderiam fluir e percolar, os diferentes litotipos através das microfraturas e zonas de alívio, originadas pelos eventos deformacionais que atuaram nestas rochas e precipitariam o quartzo e as turmalinas, em locais que apresentassem condições físico-químicas mais favoráveis.

7.4.5 Turmalinas em Metavulcanoclásticas intermediárias

As turmalinas das metavulcanoclásticas intermediárias referentes a amostra SRT-3-112 são ricas em FeO e Na₂O com valores médios de 12,85% e 2,28% respectivamente, e pobres em CaO e MgO com valores médios de 0,79% e 4,66% respectivamente. A presença de Cr, K₂O, V₂O₅ e F com diferentes valores são mostrados na TABELA 4.

Os valores da razão FeO/(FeO+MgO) em % de óxidos obtidos para as turmalinas analisadas variam no intervalo entre 0,68 e 0,78, sendo comparáveis aos resultados obtidos para turmalinas de metatufos básicos.

As turmalinas analisadas da amostra SRT-3-112 em sua maioria, apresentam insuficiência em Al e excesso de Si, que é compensada com a entrada de Fe^{III} pelo Al na posição Z (TABELA 4).

O diagrama binário Ca/(Ca+Na) vs. Fe/(Fe+Mg) (apfu) permitiu a individualização e a classificação deste grupo, mostrando que as turmalinas estão inseridas no campo

IV da schorlita indicando que suas composições químicas variam no contexto da série schorlita-dravita (FIGURA 19).

Os resultados obtidos indicam pequena variabilidade química nestas turmalinas, que pode ser atestada, pelas variações de pequena amplitude das razões atômicas de $Ca/(Ca+Na)$ e $Fe/(Fe+Mg)$ e cujos valores obtidos variam nos intervalos de 0,11 a 0,24 e de 0,54 a 0,67 respectivamente.

Por outro lado, no diagrama binário $Na/(Na+Ca)$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$ (apfu) nota-se variáveis independentes entre as razões destas amostras, mas, por outro lado, mostra enriquecimento em Fe e Na em relação a Ca e Mg (FIGURA 20a).

Nestas turmalinas os valores de vac X variam no intervalo entre 0,03 e 0,19 apfu e o diagrama vac X vs. Al, mostram tendência de correlação positiva, com insuficiência de Al na posição Y (FIGURA 20b).

Conteúdos de $(Fe+Mg)$ são superiores a 3 apfu teóricos da linha schorlita-dravita, apresentam correlação negativa para os parâmetros considerados dessas turmalinas, mostrando enriquecimento em Fe com o empobrecimento em Mg e refletindo insuficiência de Al na posição Y (FIGURA 20c).

O conteúdo de Ti nestas turmalinas é 0,17 apfu e o diagrama Ti vs. $Fe/(Fe+Mg)$ mostra que há ampla variação do Ti em relação a razão $Fe/(Fe+Mg)$ e mostra uma leve tendência de correlação positiva (FIGURA 20d).

Estas turmalinas mostram zonamento do tipo celular com manchas difusas, que pode ser atribuído a variações composicionais, com a participação por exemplo, do conteúdo de Cr, V, Fe e Ti em diferentes proporções nestas manchas, implicando na variação de coloração.

O diagrama ternário Ca - vac X - Na+K de Hawthorne e Henry (1999), mostra que as turmalinas deste grupo estão inseridas no campo do "grupo alcalino" e evidencia o enriquecimento em Na e K e empobrecimento em Ca neste grupo (FIGURA 21). Estas turmalinas apresentam vacância no site X no intervalo entre 0,03 e 0,19 apfu e são deficientes de Al e têm excesso de Si na posição Y, resultando em $1,4 \leq Fe \leq 2,0$ apfu.

As turmalinas da amostra SRT-3-99-(3-6), se posicionam sobre o eixo das ordenadas com valores da razão $Na/(Na + vac X)$ variando entre 0,82 e 0,87 e as turmalinas SRT-3-99-(4-5) estão inseridas no campo da schorlita (FIGURA 22).

Com base nos dados acima e na TABELA 4, as turmalinas das amostras SRT-3-112 são classificadas como sendo intermediária da série schorlita-dravita rica em Na.

Para essas turmalinas os valores de Na+K (apfu) estão entre 0,70 e 0,85 e os de Ca (apfu) não ultrapassam 0,22. Assim, no diagrama R1+R2 vs. R3 (FIGURA 23), parte destas turmalinas posicionam-se nas proximidades e ao redor do vetor $\{[Al]_{12}[Na(Fe,Mg)]_1\}$.

A FIGURA 25a mostra as composições das turmalinas no diagrama ternário Al-Fe₅₀Al₅₀-Mg₅₀Al₅₀ (proporções moleculares). As análises das turmalinas da amostra SRT-3-112, são limitrofes aos campos: (2) dos granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados e (3) das rochas com quartzo-turmalina ricas em Fe^{III} (granitos alterados hidrotermalmente), calciossilicáticas e metapelitos e (5) metapelitos e metapsamitos coexistindo com a fase não Al-saturante e (6) rochas quartzo-turmalinas ricas em Fe^{III}, calciossilicáticas e metapelitos, indicando uma variação nos conteúdos de Al e Fe com tendência de enriquecimento em Fe.

Por outro lado a FIGURA 25b mostra que as turmalinas da rocha metavulcanoclástica intermediária estão inseridas predominantemente no campo (2) dos granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados e parte subordinada no campo (3) dos metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calciossilicáticas.

As turmalinas das rochas metavulcanoclásticas mostram conteúdos médios elevados de FeO (12,85 %) e NaO (2,28 %) e baixos conteúdos de SiO₂ (30,27 %), Al₂O₃ (28,64 %), MgO (4,66 %), CaO (0,79 %) e TiO₂ (0,69) e F (0,03 %) em relação aos metatufos básicos e metassedimentos. Estes resultados são em parte compatíveis aos registrados para as rochas (TABELA 4) exceto para SiO₂.

As turmalinas das rochas metavulcanoclásticas intermediárias estudadas neste trabalho, de acordo com os parâmetros químicos apresentados, podem ser melhor correlacionadas com de origem metamórfica a partir da rocha hospedeira.

7.5 Espectroscopia Raman

Seções polidas de turmalinitos LJ10, T12 e F1107 da área Tapera Grande e de veios de quartzo com turmalina da área Quartzito (FQ-112-3a), foram analisadas pela espectroscopia Raman. Os espectros de Schorl GRR #794 de Cahuilla Mountain (Riverside, California), Schorl GRR #818 de Blue Lady Mine, Chihuahua Valley (San

Diego, California) e de uma magnesiofoitita de Honshu (Japão), disponíveis no Mineral Spectroscopy Server do California Institute of Technology, são reproduzidos na FIGURA 26 para comparação.

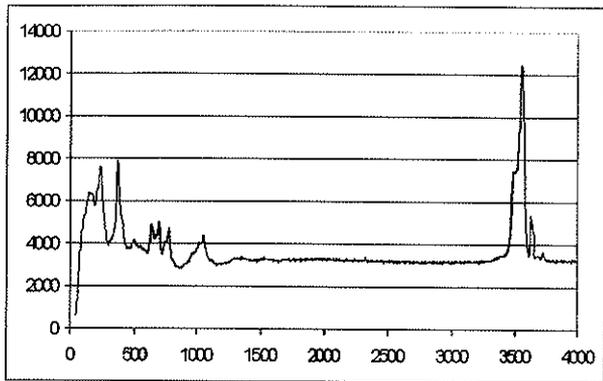
Gasharova *et al.* (1997) individualizam três grupos de turmalinas, aplicando a espectroscopia Raman no intervalo de 150-1550 cm^{-1} : buergerita-schorlita (G1), elbaíta (G2) e dravita-buergerita-uvita (G3). Béziat *et al.* (1999) investigam, ainda, por espectroscopia infra-vermelha por transformada de Fourier (FTIR), o intervalo de 3400-3800 cm^{-1} , correspondente ao domínio das ligações OH.

As turmalinas dos turmalinitos LJ10 e T-12 produzem picos nos intervalos 235-239 cm^{-1} , 360-367 cm^{-1} e em 635, 692 e 700 cm^{-1} . Estes resultados podem ser correlacionados com os picos característicos das turmalinas do grupo (G1) de Gasharova *et al.* (1997), de composição intermediária entre buergerita-schorlita. Para as turmalinas da amostra T12, foram obtidos picos em 3228 e 3475 cm^{-1} , que não correspondem aos picos do espectro de Schorl GRR #794 ou de GRR #818. Estes resultados foram correlacionados com os picos característicos das turmalinas do grupo (G1) de Gasharova *et al.* (1997) de composição intermediária buergerita-schorlita (Figura 27).

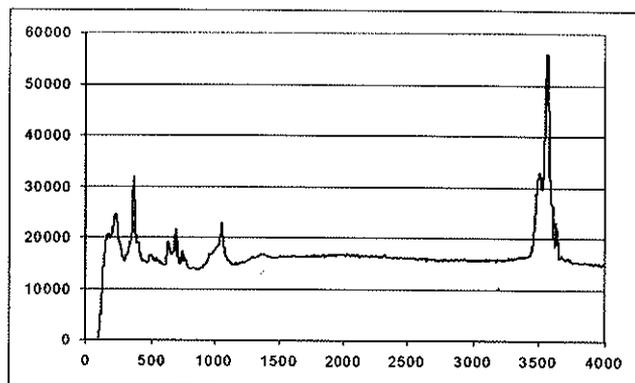
As turmalinas do turmalinito F-1107 produzem picos em 234, 238 e 370 cm^{-1} e, no intervalo 638-692 cm^{-1} , dois picos consecutivos, característicos da schorlita. Adicionalmente, foram obtidos picos em 3510 e 3558 cm^{-1} que correspondem a região das ligações OH no intervalo entre 3400-3800 cm^{-1} . Estes resultados podem ser correlacionados com os picos característicos das turmalinas do grupo (G1) de Gasharova *et al.* (1997) no intervalo entre 150-1550 cm^{-1} (composição intermediária buergerita-schorlita) e com Schorl GRR #794 de Cahuilla Mountain e GRR #818 de Blue Lady Mine no intervalo de 3400-3800 cm^{-1} (FIGURA 27).

Turmalinas deficientes em álcalis dos veios de quartzo FQ112-3a ($\text{vacX} = 0,30$ e $0,28$ Ti apfu) mostram picos bem definidos em 116, 214, 238, 365 e 491 cm^{-1} , no intervalo 698-702 cm^{-1} e em 841 cm^{-1} , correspondendo as turmalinas do grupo (G3) de Gasharova *et al.* (1997), de composição intermediária dravita-buergerita-uvita. O pico encontrado em 3578 cm^{-1} tem uma maior correspondência com os picos de Schorl GRR #794 de Cahuilla Mountain, do que os picos em 3632 e 3622 cm^{-1} na região das ligações OH apresentadas por Béziat *et al.* (1999).

Base de dados da Caltech



Schorl GRR #794, Cahuilla Mountain, Riverside, California



Schorl GRR #818, Blue Lady Mine, Chihuahua Valley, San Diego Co, Ca

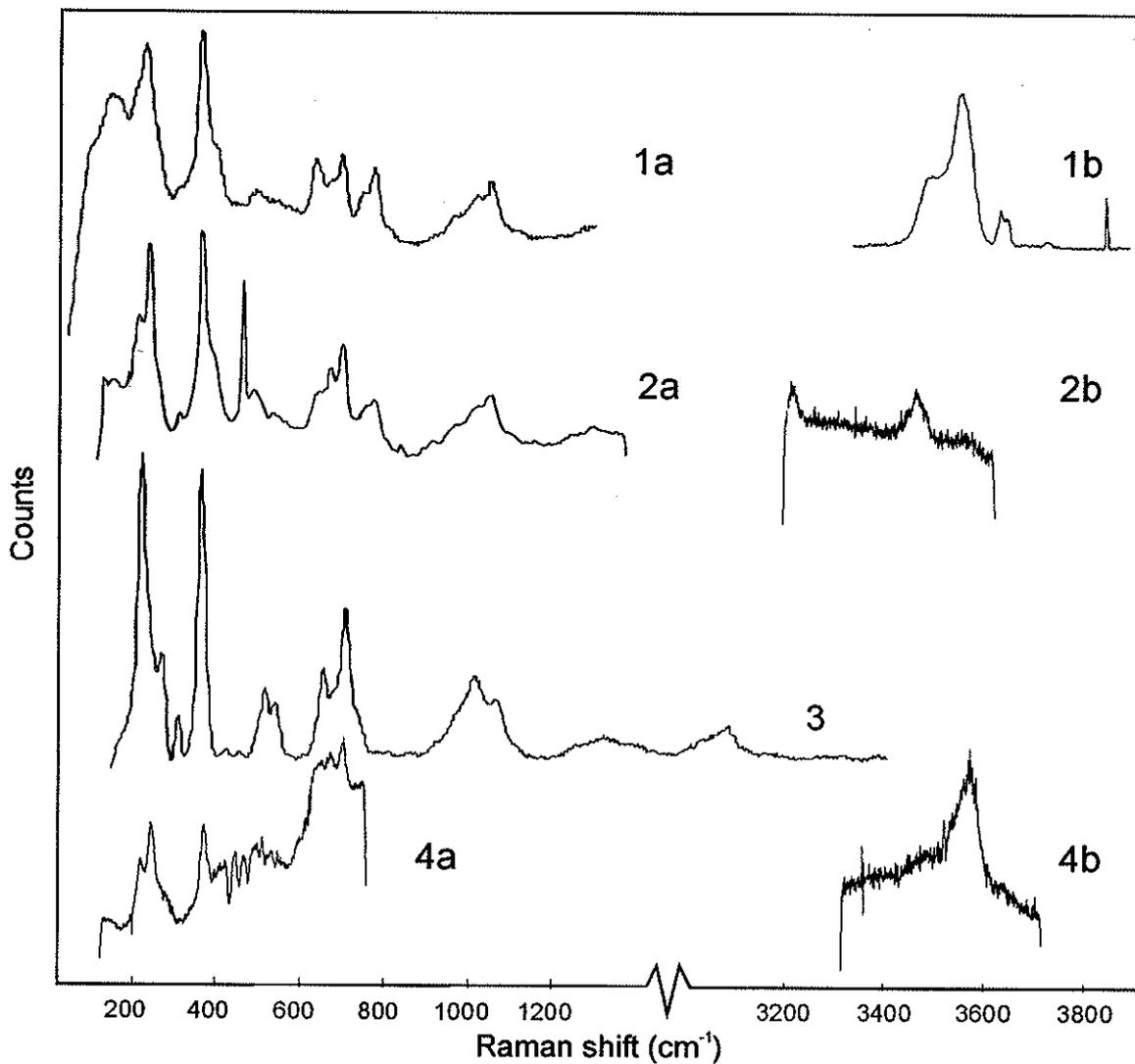


FIGURA 26 Espectros Raman (1) schorl 794 (Cahuilla Mountain); (2) Turmalina LJ-10 (metachert); (3) magnésiofoitita de Honshu (Japão) e (4) Turmalina FQ-112-3a (veio de quartzo)..

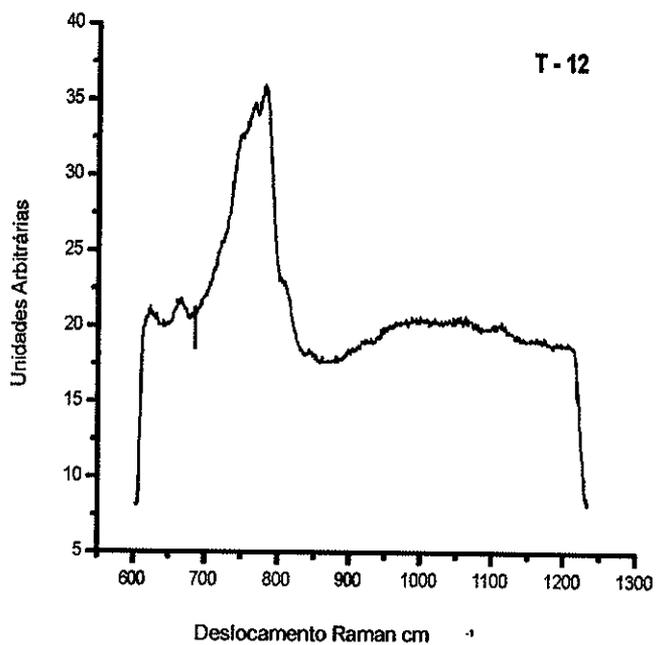
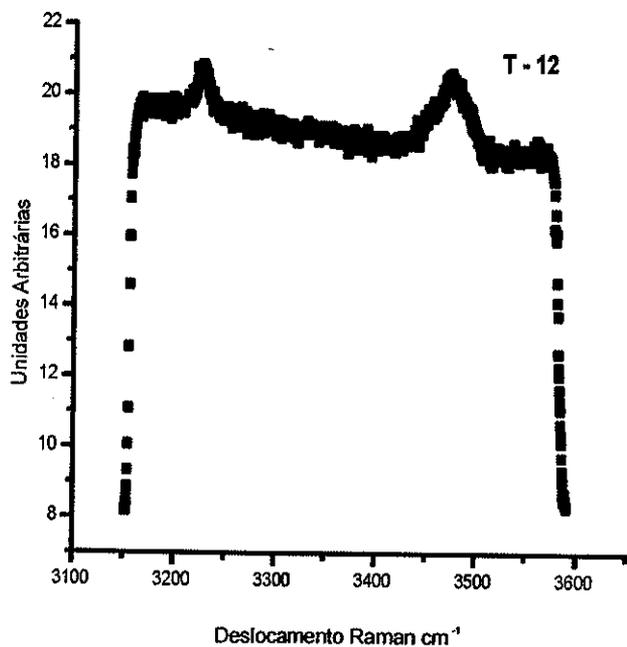
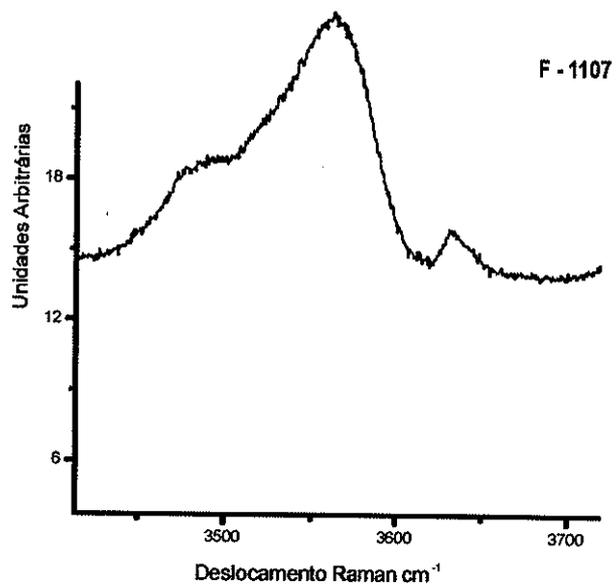
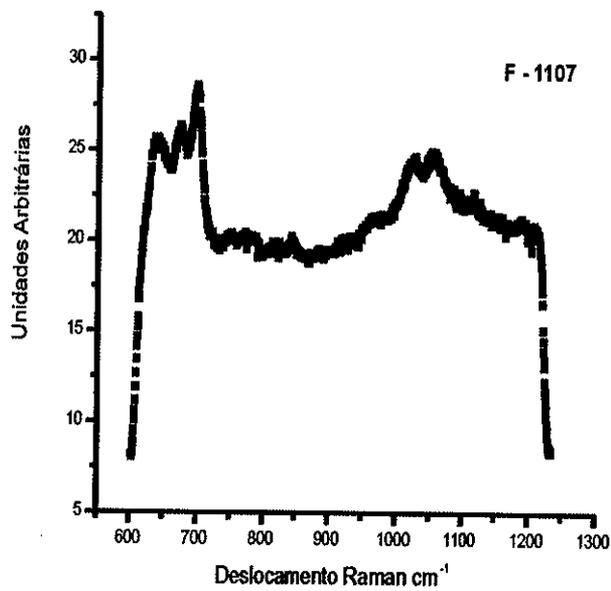


FIGURA 27 Classificação das turmalinas baseada nos espectros Raman. Espectro de energia dispersiva dos diferentes grupos de turmalinas do Prospecto Tapera Grande

7.6 Estudos de Isótopos de Oxigênio e Hidrogênio em Quartzo e Turmalina

Quartzo e turmalina das amostras de turmalinitos associados a *metachert* (LF-10(B) e LJ-09) e associadas a veios de quartzo (SRT-2-96(B) e SRT-3-99) da área Tapera Grande e de veios de quartzo da área Quartzito (F-01, F-04 e FQ-112-3) foram analisados para obtenção dos parâmetros $\delta^{18}\text{O}$ e δD . Os resultados obtidos são mostrados na TABELA 6.

TABELA 6 Análises dos isótopos de oxigênio e hidrogênio para quartzo e turmalinas Para as áreas de Tapera Grande e Quartzito

Amostra	Rocha	Ponto	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{turmalina}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{turmalina}}$ (‰)
LF-01	<i>metachert</i>	centro	14,15		
LF-01	<i>metachert</i>	borda	12,48		
LF-02	<i>metachert</i>	centro	14,68		
LF-02	<i>metachert</i>	borda	14,47		
LF-10B	<i>metachert</i>	centro	13,90	12,9	-104
LJ-09	<i>metachert</i>	centro	13,80	13,5	-103
SRT-1-1	metavulcânica intermediária	borda	8,63		
SRT-1-1	<i>metachert</i>	borda	10,48		
SRT-1-2	<i>metachert</i>	centro	11,37		
SRT-1-2	<i>metachert</i>	borda	13,28		
SRT-2-1 (96)	veio de quartzo	centro	13,71		
SRT-2-1 (96)	veio de quartzo	borda	13,61		
SRT-2 (96-A)	veio de quartzo	centro	14,28		
SRT-2 (96-A)	veio de quartzo	borda	11,04		
SRT-2 (96-A)	metavulcânica intermediária	borda	14,28		
SRT-2 (96-B)	veio de quartzo	centro	13,20	11,6	
SRT-3 (99)	veio de quartzo	centro	12,00	12,0	-86
F-01(1B)-3.80m	<i>metachert</i>	centro	12,80	11,6	
F-04-17.55m	<i>metachert</i>	centro	12,70	11,5	
F-112(3A)-18.40m	veio de quartzo	centro	13,60	11,8	-102

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo das amostras LF-10(B) e LJ-09 mostram uma ínfima variação entre 13,8‰ e 13,9‰, enquanto para as turmalinas contidas nesse *metachert*, os valores variam no intervalo entre 12,9‰ e 13,5‰ respectivamente. Os valores de δD para essas turmalinas variam no intervalo entre -104‰ e -103‰ respectivamente.

Com respeito ao quartzo dos veios SRT-2-96(B) e SRT-3-99, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo variam entre 13,2‰ e 12‰, enquanto para turmalinas associadas os valores

variam no intervalo entre 11,6‰ e 12‰. O valor de δD para as turmalinas da amostra SRT-3-99 é -86‰.

Os valores de $\delta^{18}O$ para o quartzo das amostras F-01 e F-04 da área Quartzito variam entre 12,8‰ e 12,7‰, enquanto para as turmalinas desse *metachert* os valores variam no intervalo entre 11,6‰ e 11,5‰ respectivamente.

Para o quartzo da amostra de veio FQ-112-3(a), o valor de $\delta^{18}O$ é 13,6‰, enquanto para a turmalina o valor é 11,8‰. O valor de δD para as turmalinas deste veio é -102‰.

Os valores para $\delta^{18}O$ e δD das turmalinas das áreas Tapera Grande e Quartzito apresentam assinaturas isotópicas distintas em relação as águas magmáticas primárias e das rochas ígneas, situando-se próximas do campo das águas de sedimentos, na faixa das águas meteóricas-hidrotermais (Taylor 1967, em Garda *et al.* 2003).

As composições de $\delta^{18}O$ para as turmalinas e quartzo de veio e *metachert* são similares, sugerindo ter havido equilíbrio isotópico dos fluidos durante a cristalização desses minerais.

Garda *et al.* (2003), baseando-se nos valores de $\delta^{18}O$ obtidos para quartzo e turmalina, estimaram a temperatura do fluido em 580°C, utilizando a equação empírica do fator de fracionamento do isótopo de oxigênio proposto por Kotzer *et al.* (1993).

7.7 Ambientes de Deposição dos Turmalinitos

Slack (1996) realizou uma ampla revisão dos estudos existentes sobre os processos de formação dos turmalinitos, distinguindo: a) substituição pré-metamórfica, b) coloidal ou relacionado a gel, c) singenético exalativo, d) evaporítico, e) contato metassomático, f) metassomático regional e g) lixiviação hidrotermal submarina. Destaca que os principais entraves em relação aos modelos são a(s) fonte(s) do boro e o comportamento geoquímico do alumínio.

Exemplificando com a Bacia de Guaymas (NE do Oceano Pacífico), Slack menciona que os sistemas hidrotermais de fundo oceânico contêm de 1550 a 2160 $\mu\text{mol/kg}$ de boro e que se acredita que tais concentrações originaram-se pela lixiviação de sedimentos clásticos de origem continental, sendo que a convecção de fluidos

hidrotermais pelo pacote sedimentar é promovida pelo calor oriundo das câmaras de magma basáltico subjacentes. As fumarolas da Depressão de Okinawa contêm 2040-3440 $\mu\text{mol/kg}$ de boro, pois, além do boro oriundo de lixiviação, há a contribuição de rochas vulcânicas félsicas. Entretanto, não se encontram turmalinas nesses e em outros sistemas hidrotermais de fundo oceânico hospedados em sedimentos, pois os fluidos das fumarolas dispersam-se e diluem-se na água do mar.

Para que haja a formação de turmalina nesse ambiente, é necessário que os fluidos hidrotermais ricos em boro (proveniente da lixiviação de argilas, feldspatos e minerais dos evaporitos) tenham caráter ácido e as temperaturas sejam superiores a 100°C (Slack *et al.* 1998). A lixiviação hidrotermal uma fonte de boro em profundidade (sedimentos marinhos ou não-marinhos, rochas vulcânicas félsicas, evaporitos) se dá a temperaturas da ordem de $200\text{-}400^{\circ}\text{C}$ e o boro é transportado pelos fluidos hidrotermais como $\text{B}(\text{OH})_3$. A precipitação da turmalina (ou mineral precursor) não se dá diretamente sobre o assoalho oceânico, mas em subsuperfície, na interface sedimento-água ou próximo a ela.

Em relação aos turmalinitos, Freeze (1966, em Slack 1998), fez um dos primeiros trabalhos específicos sobre a gênese dos turmalinitos por substituição, sugerindo que aqueles associados aos depósitos de Pb-Zn-Ag de Sullivan foram formados por processos epigenéticos atuando sobre sedimentos clásticos.

A origem mais provável para os turmalinitos envolve uma modificação diagenética inicial de um precipitado primário rico em boro. Deste modo, o precipitado também poderia ter sido originado como um gel rico em boro (Ethier e Campbell, 1977), um sedimento precursor (sílica-turmalina, argila com B-sílica) ou borato apropriado tendo composição total semelhante a de várias misturas de quartzo-turmalina (Kistler e Smith, 1975).

Werding e Schereyer (1984) advogaram que o precursor mais provável para a formação destas rochas são sedimentos contendo sílica e turmalina, devido ao amplo intervalo de estabilidade da turmalina, e na incapacidade das argilas comuns de adsorverem grandes quantidades de boro para suprir a composição total da rocha na formação de turmalinito.

De acordo com Reynolds (1965), minerais de argila adsorvem no máximo 1000 ppm de B, não havendo condições para que leitos contendo essas argilas gerem por

metamorfismo turmalinitos com 40% ou 50% em volume de turmalina. Por outro lado, a quantidade máxima de B contida em minerais de argila (incluindo illita) é ao redor de 2000 ppm (Harder 1959, em Slack 1996), o que poderia gerar uma rocha com 9% em volume de turmalina. Outros filossilicatos (Mg-Fe saponita), conteriam quantidades de B muito maiores, mas ainda insuficientes para gerar um turmalinito com 20% em volume de rocha de turmalina de acordo com Stubican e Roy (1962, em Slack 1996).

Plimer (1983) e Taylor e Slack (1984) mostraram em seus respectivos estudos que as turmalinas de turmalinitos de origem exalativa apresentavam variações composicionais desde ricas em Mg à ricas em Fe.

Pode ser traçado um modelo singenético para a formação dos turmalinitos no qual a sílica e a turmalina precipitam dentro da coluna d'água acima da interface sedimento-água marinha (Slack *et al.* 1984). Este processo teoricamente poderia originar as estruturas sedimentares observadas nestas rochas, mas para tal, seria necessário que ocorresse inicialmente a nucleação e o crescimento das turmalinas anterior à deposição.

A hipótese de que a formação dos turmalinitos envolveu condições do sistema hidrotermal com baixa razão água/rocha, na qual a composição total dos turmalinitos foi controlada largamente pela composição total do precursor de rochas vulcânicas ou sedimentos foi levantada por Slack *et al.* (1993). Este modelo aplica-se especialmente aos turmalinitos distais em relação ao centro fumarólico de sistemas hidrotermais submarinos.

Nos depósitos Pb-Zn-Ag de Sullivan, Slack *et al.* (1996) observaram que, durante a formação dos turmalinitos nas zonas proximais do depósito, ocorreram condições de sistema hidrotermal de razão água/rocha elevada; neste caso, o mineral primário rico em B para este tipo de ambiente foi possivelmente núcleos reliquiares de turmalina (Taylor e Slack 1984, Plimer 1988, Slack *et al.* 1993).

De modo geral, o quadro geológico dos turmalinitos é sugestivo de deposição em fundo oceânico, e em alguns casos claramente relacionado a atividades vulcânicas. Entretanto outros turmalinitos não apresentam associações com rochas vulcânicas e parecem ter sido depositados independentemente do vulcanismo (Slack *et al.* 1984).

Turmalinitos são bem desenvolvidos em seqüências evaporíticas metamorfizadas e o enriquecimento em boro nestes evaporitos ocorre onde há uma fonte quente de fluidos (Plimer 1987).

Plimer (1988) propôs que turmalinitos foram precipitados na forma de sedimentos químicos primários formados por sílica e turmalina, a partir de fluidos exalativos, os quais também percolaram uma espessa coluna de sedimentos ricos em argila ou evaporitos.

Nos processos metassomáticos ligados a intrusões graníticas, o boro para a formação dos turmalinitos é oriundo do metassomatismo de sedimentos pelíticos aluminosos mas localmente de granitos e pegmatitos. Em algumas áreas somente o boro é introduzido em quantidades significativas enquanto em outras o metassomatismo introduz Si, Fe, Al, Ca e comumente são removidos P, Na, Ba, Sr, e Rb (Krets *et al.* 1989).

O boro em muitos turmalinitos relacionados a granitóides parece ter sido derivado a partir de fluidos magmáticos ricos em B e hidrotermais (Manning, 1981).

De acordo com Slack (1982) e Plimer e Slack (1988) a formação dos turmalinitos por lixiviação hidrotermal submarina requer a lixiviação de uma fonte com boro em profundidade. Neste modelo o boro é lixiviado a partir de sedimentos marinhos ou não marinhos, rochas vulcânicas félsicas ou evaporitos transportados em fluidos hidrotermais como moléculas de $B(OH)_3$, e precipitado como turmalina ou como um precursor próximo ou na interface sedimento-água.

Slack *et al.* (1998) mostram que podem ser gerados turmalinitos a partir de fluidos gasosos ricos em boro, quentes e relativamente ácidos; porém, para a formação de depósitos de sulfetos maciços de Fe-Zn-Pb, são necessárias temperaturas mais elevadas e fluidos hipersalinos, no âmbito dos *black smokers*, formando-se, adicionalmente, turmalinitos e exalitos.

Baseando-se na classificação proposta por Slack (1996), e de acordo com estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos, relação espacial, geometria estratiforme de vários corpos de turmalinitos e a associação com rochas vulcânicas, pelíticas e exalitos, os turmalinitos da Formação Morro da Pedra Preta foram formados pela precipitação química a partir de fluidos hidrotermais exalativo com contribuição de águas de formação.

Por outro lado, a constatação da presença de turmalinitos em diferentes níveis estratigráficos associados a diferentes litologias e formações distintas no contexto do Grupo Serra do Itaberaba implica que ocorreram na área vários eventos exalativos e que os turmalinitos formaram-se ao longo do tempo da atividade hidrotermal.

7.8 Aplicações na Geologia Econômica

Concomitante aos estudos das associações e relações espaciais dos turmalinitos com depósitos de sulfetos maciços, diversos pesquisadores se voltaram para os estudos do quimismo das turmalinas contidas nestas rochas, visando a sua aplicação na exploração mineral.

Slack (1996) lembra que a maior parte dos processos formadores de turmalinitos não produz de maneira uniforme concentrações economicamente importantes de metais. No entanto, a presença de turmalinitos indica que houve um sistema geotermal operante na área em questão, decorrendo a potencialidade para a formação de depósitos exalativos de Pb-Zn, Cu-Zn, Cu-Co, W, e Au (Plimer 1980 e 1988, Slack 1982, Taylor e Slack 1984). Somam-se a esses depósitos os de sulfetos maciços associados a turmalinitos do Cinturão Móvel Central Namaqua (Wilmer 1992), Rum Jungle (Bone 1988), mineralizações de Sn na região de Guangxi - China (Jingwen, 1995), e mineralizações de scheelita na Formação Kuiseb - Namíbia Central (Steven e Moore 1995) (TABELA 5).

Relações de campo mostraram que os turmalinitos raramente são encontrados no interior das zonas de alteração da parte basal do depósito ou do minério exalativo, ocorrendo em porções laterais ou estratigraficamente acima da mineralização de sulfetos, sugerindo que a precipitação ocorreu, até certo ponto, a temperaturas mais baixas, pH elevado e em condições mais oxidantes (Plimer 1988). Tal fato é confirmado pela ocorrência de turmalinitos e rochas com quartzo-turmalina em extensas áreas, às quais não se relacionam com mineralizações de sulfetos economicamente viáveis. Desta forma, turmalinitos e rochas com quartzo-turmalina seriam formações ferríferas do tipo *chert* ricas em boro (*Chert Iron Formation*), a qual ocorre em resposta a um leve aumento do gradiente geotermal, correspondendo a um exalito da fácies distal.

A associação de turmalinito com rochas calciossilicáticas, anfibolito alterado e turmalinitos hospedeiros de depósitos estratiforme de scheelita sugere de modo convincente que o boro não era somente um componente do fluido mineralizante, mas poderia ter transportado o tungstênio e mesmo o ouro (ex: Passagem de Mariana, Golden Dyke Dome). Entretanto, a abundância de sulfetos que ocorrem nestas áreas indicaria que o mais provável seria que o transporte destes elementos teria ocorrido por meio de thio ou arseno-complexos (Plimer 1988).

Estudos analíticos pioneiros realizados por Ethier e Campbell (1977) registraram a presença de turmalinas ricas em Mg associadas aos depósitos de Pb-Zn-Ag de Sullivan e sugeriram que a composição das turmalinas poderia ser utilizada como guia na prospecção mineral. Neste estudo enfatizaram, ainda, que concentrações anômalas de turmalina poderiam ser indicadoras de áreas favoráveis para prospecção.

Trabalhos posteriores desenvolvidos por Slack (1982) e Taylor e Slack (1984) com turmalinas associadas a turmalinitos, corroboraram com a proposição inicial de Ethier e Campbell (1977), especialmente quando aplicada a depósitos de sulfetos maciços. Plimer (1988) questionou a validade do esquema proposto por Ethier e Campbell (1977), Slack (1982) e Taylor e Slack (1984), tendo como base seus estudos anteriores que registraram a presença de turmalinas ricas em Fe em turmalinitos e em outras rochas do distrito de Broken Hill - Austrália (Plimer 1983), que estariam ou não associadas com mineralizações.

Por outro lado, a presença de turmalinas ricas em Mg pode ocorrer independentemente de sua associação com mineralizações de sulfetos, ouro e scheelita em terrenos carbonáticos e evaporíticos (Henry e Guidotti 1985).

Estudos desenvolvidos por Beaty *et al.* (1988) e por Helligwerf *et al.* (1994) vieram reforçar a utilização das turmalinas ricas em Mg na exploração mineral, baseando-se em rochas estéreis e produtivas das regiões de Rocky Mountains (EUA) e no distrito de Bergslagen (Suécia) respectivamente.

De acordo com Slack (1996), turmalinas magnesianas podem ser úteis como guias de prospecção para depósitos de sulfetos maciços, indiferente da origem do enriquecimento do Mg. Esta conclusão é válida para as turmalinas cuja composição foi influenciada por fluidos hidrotermais controlados pela água do mar ou evaporito ou,

ainda, por reações metamórficas entre sílica e turmalina, tanto em terrenos metassedimentares clásticos quanto em metavulcânicos.

Cleland *et al.* (1996) reavaliam os modelos genéticos para os depósitos de Fe-Mn de Cuyuna North Range, considerando a presença de turmalinas e turmalinitos *stratabound*.

Os autores entendem que a origem das porções ricas em Mn da formação ferrífera não é exclusivamente sedimentar, mas análoga à formação dos turmalinitos, produtos de soluções hidrotermais submarinas percolando ao longo e abaixo da interface sedimento-água do mar.

Mineralizações de ouro associadas a turmalinitos foram registradas por Plimer (1986) no Northern Territory (Austrália) e por MacArdle *et al.* (1989) nos Caledonides do Sudeste da Irlanda. Garba (1996) propôs em seu estudo sobre turmalinização associada a mineralizações auríferas do tipo lode e de turmalinitos de idade proterozóica na área de Bin Yauri (Nigéria) que as turmalinas são indicadores úteis para o entendimento das condições geoquímicas e físico-químicas dos fluidos hidrotermais auríferos.

Para as turmalinas associadas a turmalinitos *stratabound* de Bin Yauri (Nigéria), foram obtidos valores médios das razões Fe/(Fe+Mg) de 0,62 e de Na/(Na+Ca) de 0,88 e para os veios auríferos do Northern Territory (Austrália) e dos Caledonides do Sudeste da Irlanda valores de 0,57 e 0,92 para a razão Fe/(Fe+Mg) respectivamente (TABELA 5).

King e Kerrich (1988) mostram que as turmalinas associadas aos depósitos de ouro do tipo lode da Provincia Superior (Canadá) caracterizam-se pelos teores de Fe > Mg, baixo Li e assinaturas isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ para o quartzo variando entre +12 e +14‰, enquanto que para a turmalina o $\delta^{18}\text{O}$ variou entre +8,8 e +12,1‰. A partição dos óxidos de Fe, Al e Mg no fluido mineralizante e nas rochas das paredes pode indicar um *trend* genético que resultou na formação de turmalinas de composições variadas a partir de um sistema de fluidos. As diferenças mais óbvias entre as turmalinas dos veios com as das paredes são os altos conteúdos de FeO e MgO quando se formam e alto conteúdo de Al_2O_3 na fase mais tardia.

Henry e Guidotti (1985), baseando-se nas razões Fe/(Fe+Mg) e Na/(Na+Ca), propuseram que turmalinas de diferentes ambientes geológicos apresentam

composições químicas características. Assim turmalinitos associados a granitos e a pegmatitos comumente apresentam turmalinas que tendem para o membro final com composição schorlita ou schorlita-elbaíta com elevada razão $Fe/(Fe+Mg)$ e $Na/(Na+Ca)$, enquanto que as composições das turmalinas associadas a sulfetos maciços geralmente se aproximam do membro final de composição dravita com baixa razão $Fe/(Fe+Mg)$ e $Na/(Na+Ca)$. As turmalinas dos turmalinitos de ambientes sedimentares e metamórficos tendem a apresentar composições intermediárias entre schorlita e dravita com razões intermediárias entre os dois membros finais.

Slack e Coad (1989) propuseram que os resultados analíticos somente serão válidos se as análises forem realizadas no núcleo do cristal, pois assim refletem a evolução composicional dos fluidos hidrotermais primários durante a formação dos depósitos dos sulfetos maciços, uma vez que as bordas das turmalinas estão em equilíbrio químico com os minerais da matriz (Henry e Guidotti 1985).

Com relação às mineralizações de ouro, Slack (1996) mostrou diferentes valores para as razões $Fe/(Fe+Mg)$ e $Na/(Na+Ca)$ para turmalinas em diversos depósitos, entre os quais o da Mina Passagem de Mariana (Brasil) na qual as turmalinas estão associadas a veios auríferos e para as turmalinas associadas a anfibólito do oeste da Groenlândia, com valores de 0,62 e 0,78 e de 0,46 e 0,49 respectivamente. King e Kerrich (1989) obtiveram valores para as razões $FeO/(FeO+MgO)$ e $Na_2O/(Na_2O+CaO)$ % em peso variando entre 0,22 e 0,29 e de 0,98 a 1,00 respectivamente, para as Cr-dravita associadas aos veios auríferos da mina de Buffalo Ankerite e do prospecto de Beaumont, ambos situados no distrito de Timmins-Ontario (Canada).

As turmalinas dos depósitos de ouro em veios de quartzo-turmalina de Guibaré e Fété Kolé na região de Burkina Faso (Birmania), estudadas por Béziat *et al.* (1999), apresentaram valores para as razões (% em peso) $FeO/(FeO+MgO)$ e $Na_2O/(Na_2O+CaO)$ variando entre 0,53 e 0,66 e de 0,96 a 0,88 respectivamente.

Trabalhos envolvendo a determinação do conteúdo de elementos traços nas turmalinas vêm sendo utilizados na exploração mineral para depósitos relacionados a granitos e veios de ouro mesotermal. King (1988), Koval *et al.* (1991), Gilbertson (1994) e Taylor e Slack (1984) identificaram concentrações anômalas de Cr, Cu, Pb, Zn, Sr e V em turmalinas associadas a sulfetos maciços.

Estudos mais recentes desenvolvidos por Slack (1996) e Griffin *et al.* (1996) mostraram que ocorre ampla variação composicional das turmalinas, aproximando-se do membro final rico em Fe indo até o membro final rico em Mg. Ratificaram a importância das turmalinas ricas em Mg como sendo característica de ambientes de sulfetos maciços, assim como das diferentes concentrações de Cu, Pb, Zn, Sn, Ba, Sr e Ga.

Slack (1993) propõe um critério para distinguir turmalinitos produtivos (associados a mineralizações) dos não produtivos (estéreis). Para tanto, sugeriu que a presença de mais de 10% de espessartita de granulação no turmalinito indicaria prospectos favoráveis, visto que tais rochas poderiam ser produtos de sedimentos exalativos hidrotermais metamorfizados, os quais foram precipitados na interface água-sedimento, mais propriamente do que em subsuperfície profunda.

A presença de granadas ricas em Mn (espessartita), de granulação fina, em turmalinitos situados imediatamente abaixo do minério de sulfeto maciço, foram registradas por Jiang *et al.* 1998, em Sullivan; entretanto elas não ocorrem nos turmalinitos mais profundos em relação à porção basal neste depósito, de acordo com Slack *et al.* (1998).

Conforme ficou evidenciado, a ocorrência de turmalinitos nos mais diversos terrenos geológicos implica que as áreas que apresentam estas rochas são potenciais para conterem mineralizações de sulfetos maciços, ouro e tungstênio. A composição química das turmalinas é uma ferramenta importante na seleção de alvos para o desenvolvimento de trabalhos de prospecção desses bens minerais.

De acordo com Beljavskis *et al.* (submetido), no caso da Formação Morro da Pedra Preta, a importância da correlação entre as formações ferríferas, *metachert* e turmalinitos são as mineralizações de ouro (encontrado em LF-10, LJ10-A, T-12 e SRT-8-77), mais do que propriamente de sulfetos maciços de metais-base. De fato, as turmalinas de um e outro tipo de depósito apresentam composições diferentes, sendo aquelas associadas a depósitos de sulfetos maciços mais magnesianas e as associadas a formações ferríferas (com mineralizações de ouro) mais ricas em ferro (e talvez sódio).

7.9 Discussão

As principais implicações decorrentes do estudo das turmalinas encontradas nos diferentes litotipos das área Tapera Grande e Quartzito são discutidas a seguir.

- a) Os diferentes estágios de formação de turmalinas são caracterizados por: (1) turmalinas com granulação fina, dispostas em leitos, constituindo turmalinitos pré-metamórficos, com assinatura sedimentar-exalativa; (2) turmalinas com granulação variando entre fina a grossa, disseminadas ou constituindo agregados, associadas predominantemente aos metassedimentos e, subordinadamente, aos metatufos básicos e metavulcanoclásticas intermediárias, sendo sin-metamórficas e guardando feições metamórficas e heranças composicionais dos minerais e rochas encaixantes; (3) turmalinas em vênulas de quartzo com granulação fina a média, hospedadas em metatupo básico, sin-metamórfica; (4) turmalinas com granulação média a grossa, comumente constituindo agregados, associadas a veios de quartzo, comumente encaixadas em diferentes litologias, pós-metamórficas e sin-cizalhamento, refletem a composição das rochas encaixantes ou assinatura magmática;
- b) As turmalinas apresentam ampla variação composicional, sendo definidos três grandes grupos: grupo cálcico para as turmalinas do turmalinito SI-1611; grupo vacância em X para a turmalina FQ-112-3a; e grupo alcalino para as demais turmalinas.
- c) Os diferentes grupos estudados apresentam variações da razão $Fe/(Fe+Mg)$ nos seguintes intervalos: para os turmalinitos entre (0,36-0,80) e na SI-1611 entre (0,35-0,38); nos metassedimentos entre (0,23-0,30); nos metatufos básicos entre (0,37-0,78) na metavulcanoclástica entre (0,54-0,67). Nos veios de quartzo na área quartzito entre (0,28-0,37) e em Tapera Grande entre (0,37-0,48) e para as vênulas entre (0,45-0,48). Os valores e o intervalo de variação, determinados para as turmalinas dos metassedimentos são discriminantes em relação aos demais conjuntos.

Quanto às variações da razão $Na/(Na+Ca)$, estas estão nos intervalos entre (0,73-0,94) para os turmalinitos e de 0,23 a 0,43 na SI-1611; entre (0,70-0,98) nos metassedimentos; entre (0,50-0,95) nos metatufos básicos; e entre (0,76-0,89) na metavulcanoclástica. Nos veios de quartzo, 0,74-0,83 em Tapera Grande e 0,59 na área Quartzito e (0,78-0,83) para as vênulas. Os valores e o intervalo de variação desta razão, obtidos para as turmalinas do turmalinito SI1611, são discriminantes em relação aos demais conjuntos dos grupos afins.

- d) As turmalinas mostram zonamentos distintos entre os diferentes grupos conforme mostrado a seguir: (1) Turmalinitos: finos cristais mostrando zonamento incipiente formando manchas difusas com flutuações composicionais de Al, Fe, Ti, Mg, Ca e Na; (2) Metassedimentos, Metatufos e Metavulcanoclástica: finos cristais e porfiroclastos exibindo zonamento em bandas finas, concêntrico, descontínuo e truncado com textura retalhada (*patch*); (3) Veios: agregados de porfiroclastos exibindo múltiplo zonamento, manchas difusas na porção central gradando para microestruturas de crescimento mais largas e concêntricas nas bordas ou com microestruturas de crescimento largas disruptas; e (4) Vênulas: finos cristais e agregados mostrando zonamento incipiente.
- e) Os turmalinitos LF-10, LJ-10, T-12 e F-1107 associam-se com rochas metavulcanoclásticas, metatufos, formações ferríferas, *metacherts* e metassedimentos. Formaram-se em ambiente marinho profundo, pelos processos de substituição e exalativo, podendo este último ter atuado com maior intensidade na formação de LF-10 e LJ10. Esses turmalinitos formaram-se em zonas mais proximais aos centros fumarólicos onde as razões fluido/rocha são mais altas, ao passo que F-1107 e T-12 em porções mais distais, onde as razões fluido/rocha seriam relativamente mais baixas.
- O turmalinito SI-1611 posiciona-se na interface metassedimento-metavulcanoclástica básica, possivelmente formou-se com a contribuição de fluidos magmáticos uma vez que apresentam características de turmalinitos formados distalmente em relação aos centros fumarólicos, com turmalinas (com F) que

espelham as características químicas das rochas encaixantes e fluidos magmáticos tardios.

- f) O controle da deposição das turmalinas dos *metachert* (LF10 e LJ10) foi exercido por fluidos com componente salino (água do mar), em proporções relativamente mais elevadas que nos demais turmalinitos, fato este corroborado pela presença de raras inclusões sólidas de halita nas inclusões fluidas dos *metacherts*. Como idealizado por Slack (1996), a precipitação das turmalinas dos *metacherts* deu-se em pequenas poças relativamente próximas aos centros fumarólicos, onde as temperaturas mais elevadas, condições mais salinas e fluidos ricos em boro favoreceram a formação dos turmalinitos exalativos e possivelmente o transporte e precipitação de sulfetos (pirrotita, pirita e, em menor escala, calcopirita) e ouro. O componente sedimentar destes fluidos foi identificado por Garda et al. (2003), por meio de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio que caracterizaram a origem sedimentar. Assim as turmalinas dos turmalinitos (LF-10 e LJ-10) guardam características mistas sedimentar-exalativa.

- g) As turmalinas dos turmalinitos e *metacherts* mostram composições intermediárias da série schorlita-dravita e dravita-uvita (SI-1611).

As turmalinas dos veios de quartzo, as de FQ-112-3a da área Quartzito pertencem à série foitita-magnesiofoitita e apresentam os teores mais elevados de MgO e quantidades significativas de Cr e V (TABELA I do ANEXO A). As turmalinas dos veios e vênulas de quartzo de Tapera Grande são de composição intermediária à série schorlita-dravita, sendo que as de SRT2-97a contêm teores de MgO tão elevados quanto os de FQ-112-3a. As turmalinas de SRT2-97a e das vênulas de SRT-2-33 contêm V em quantidades próximas às encontradas nas dos metassedimentos.

As turmalinas disseminadas nos metassedimentos SRT-8-77 e SRT-8-79, são de composição intermediária schorlita-dravita, com os conteúdos mais elevados de Na₂O e V.

As turmalinas dos metatufos básicos são de composição intermediária à série schorlita-dravita.

- h) As turmalinas dos metatufos, por terem sido formadas por processos metamórficos, espelham a composição dos minerais associados, tais como biotita e anfibólio. Os conteúdos em F dessas turmalinas e das turmalinas de turmalinitos e metachert proximais a intermediários e, em parte, das metavulcanoclásticas, situam-se em um mesmo intervalo, indicando que essas turmalinas formaram-se a partir de um fluido metamórfico. Esse fluido foi caracterizado no Capítulo 5 nas inclusões do tipo P, como aquo-carbônicos, algumas vezes contendo cristais de halita e indícios de N₂. O ouro encontrado nessas rochas é, em boa parte, primário, pois como já aventado, esses fluidos não teriam competência para mobilizações de porte.
- i) Relacionando as gerações de turmalinas com os estágios de sulfetização, tem-se o seguinte quadro:
- Os sulfetos associados aos turmalinitos, metassedimentos, metatufos, *metacherts* e metavulcanoclásticas com turmalina preenchem espaços intergranulares e fraturas, conferindo o caráter pervasivo do Estágio II de sulfetização. Assim sendo, as turmalinas são pré-Estágio II.
 - Nos metatufos e metavulcanoclásticas ocorrem, ainda, sulfetos do Estágio III, onde a participação, pelo menos no fornecimento de calor, dos corpos de andesitos e dacitos ficou evidente pelas assinaturas isotópicas de enxofre. Turmalinas foram geradas nessa fase, inclusive “aproveitando-se” de turmalinas pré-existentes. Deste modo, as turmalinas que se formaram pelos processos metamórficos coexistem com as turmalinas que se formaram a partir de fluidos magmáticos.
 - Tanto os veios de quartzo da área Quartzito como de Tapera Grande encerram sulfetos do Estágio IV, relativo às intrusões dos corpos graníticos neoproterozóicos. As turmalinas contidas nesses veios apresentam formas e dimensões distintas daquelas contidas nos metassedimentos, metatufos, metavulcanoclásticas e turmalinitos. A assinatura magmática dessas turmalinas é evidenciada pelos conteúdos de F. Os fluidos dessa fase apresentam maior capacidade de lixiviação (Cr, V, Mg, sulfetos e Au) e mobilização, colocando-se, preferencialmente, em zonas de fratura, onde depositaram sua carga metálica. É

provável que parte das inclusões do tipo PS relacionam-se a esses fluidos. As inclusões que, de fato, estariam intimamente correlacionadas a esse estágio são as que sofreram vazamento, necking-down e crepitação e que, portanto, não puderam ser utilizadas para microtermometria e espectroscopia Raman.

- j) Estudos detalhados com o MEV nos turmalinitos LF-10 e LJ-10 permitiram a identificação de ouro associado tanto ao quartzo quanto na turmalina, sugerindo que a mineralização aurífera pode ser contemporânea ao Estágio I de sulfetização. No turmalinito T-12, o ouro encontra-se em espaços intergranulares e em microfraturas das turmalinas, indicando que sua remobilização ocorreu, em parte, durante o metamorfismo.
- k) No caso da Formação Morro da Pedra Preta, a importância da correlação das turmalinas dos metassedimentos, metatufos, metavulcanoclásticas, *metacherts* e turmalinitos é com as mineralizações de ouro (encontrado em LF-10, LJ10-A, T-12 e SRT-8-77) e não com sulfetos, pois o ouro foi sempre detectado livre, não associado aos sulfetos disseminados e bandados.

As ocorrências de ouro epigenético, encontrado em veios de quartzo da área Quartzito, associado a minerais de cobre, podem estar correlacionadas tanto ao estágio de sulfetização III como IV. As características desse ouro são a granulação grossa (nos colúvios sobrejacentes aos metatufos, *metachert* e metavulcanoclásticas de Tapera Grande foram encontradas partículas de até 3 mm) e ocorre como liga com Ag.

8 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

Os estudos envolvendo isótopos radiogênicos de Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb foram realizados com o objetivo de datar não somente os eventos mineralizantes que ocorreram no contexto da Formação Morro da Pedra Preta, como também definir as fontes dos elementos envolvidos.

8.1 Método Sm-Nd – Rocha total e minerais

Foram realizadas análises isotópicas Sm-Nd em rocha total e em concentrados de minerais separados de metatufos básicos e grafita xisto (TABELA 7).

A partir do grafita xisto (SRT11-102) foram analisados concentrados de titanita, granada, pirrotita e rocha total. Os pontos analíticos relativos a estas amostras, quando lançados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (FIGURA 28), com exceção da pirrotita que não está homogeneizada isotopicamente, definem uma reta com inclinação relativa a uma idade da ordem de 500 Ma.

O elevado erro observado na idade, de aproximadamente 100 Ma, deve-se à variação da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre as diversas fases minerais datadas. A baixa razão Sm-Nd da granada provavelmente está ligada a presença de inclusões de biotita. Outro fator que condicionou o alto erro da idade foi o valor elevado no erro da medida de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra de rocha total.

Estes dados sugerem que a rocha estudada foi afetada por fluidos hidrotermais no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, que mobilizaram parcialmente os elementos terras raras, sendo que, durante a re-distribuição do Sm e Nd entre as fases minerais neoformadas, a pirrotita não se homogeneizou isotopicamente como os demais.

As rochas representadas pela amostra SRT-1-31 sofreram, também, em torno de 500 Ma, uma forte interação com fluidos hidrotermais, que produziram uma mobilização dos elementos terras raras e conseqüentemente de Sm e Nd, produzindo um forte desequilíbrio isotópico, representado pelo desalinhamento dos pontos analíticos no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (FIGURA 28B).

As idades Sm-Nd modelo (T_{DM}) não podem ser calculadas para estas rochas uma vez que a razão Sm/Nd foi modificada por eventos posteriores que produziram interações das mesmas com fluidos hidrotermais.

Os valores de ϵ_{Nd} calculados para 650 Ma, época aproximada do evento formador de tais rochas, foram de -4 para o metatufo básico (SRT1-31) e de -24 para o grafita xisto (SRT11-102). Estes dados indicam que as fontes dos sedimentos do grafita xisto são eminentemente rochas sedimentares com longa vida crustal, ao passo que o metatufo básico teria uma fonte de carácter mais vulcânico e, possivelmente, com vida crustal mais curta.

Foram também analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total as amostras SRT-1-129 e RT-A, representativas de anfibolitos. Tais amostras também indicam ter sofrido um forte fracionamento da razão Sm/Nd. Os valores de ϵ_{Nd} calculados para 650 Ma foram respectivamente de -1,7 e +4,2, mostrando que o anfibolito SRT-1-129 provém de uma fonte vulcânica com pouca contaminação crustal e a amostra RT-A tem uma fonte essencialmente mantélica.

8.2 Isótopos Radiogênicos nas Mineralizações

Para a caracterização isotópica das mineralizações metálicas da região de Tapera Grande e Quartzito, foram realizadas 18 análises isotópicas, sendo 13 pela sistemática Rb-Sr e Sr-Sr em sulfetos, turmalinas e carbonatos e 5 pela sistemática Pb-Pb, 1 em pirita e 5 em turmalina.

8.2.1 Método Rb-Sr – Lixiviados de pirita

Visando obter a idade da mineralização diretamente dos sulfetos, foram realizadas análises isotópicas Rb-Sr em produtos de lixiviados de pirita da amostra FQ-112-34, encaixada em rochas metavulcânicas básicas.

Os resultados isotópicos dos lixiviados e do resíduo foram lançados num diagrama isocrônico, e os pontos analíticos não se mostraram colineares (FIGURA 28C). Entretanto estes pontos situaram-se próximos a uma reta com inclinação relativa a idade de 472 ± 220 Ma, idade calculada pelo programa ISOPLOT e uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7282 \pm 0,004$. Na verdade, a idade obtida, devido seu elevado erro,

não possui um significado geológico, mas indica que os sulfetos sofreram uma importante remobilização, por volta de 500 Ma, muito possivelmente produzida pela movimentação das falhas transcorrentes que afetaram a região (Quartzito). O alto valor da razão inicial corrobora com a hipótese das piritas estudadas terem sido produzidas por remobilizações de rochas metassedimentares e metavulcânicas com vida crustal significativa.

8.2.2 Método Rb-Sr – Turmalinas, carbonatos e piritas

Os valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos nas amostras de carbonatos associados as mineralizações indicaram valores entre 0,7253 (amostra SRT3-34) e 0,7365 (amostra FQ112-34) e de 0,7619 para as turmalinas do turmalinito T12. Os valores são bastante radiogênicos e como estes minerais não possuem Rb em suas estruturas cristalinas, podemos considerar estes valores como a razão inicial de Sr nesses minerais. Portanto os valores obtidos mostram a clara derivação de rochas metavulcanossedimentares da crosta continental superior para os fluidos envolvidos.

Os produtos de lixiviados das piritas (amostra FQ112-34) indicaram valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,730 e 0,747, superpondo-se em parte aos valores obtidos para os carbonatos, sugerindo que os fluidos envolvidos nas formações dos sulfetos e dos carbonatos tiveram origens similares. Já a turmalina possui uma razão isotópica de Sr mais radiogênica, podendo ter derivado de rochas crustais mais diferenciadas.

8.2.3 Método Pb-Pb – Lixiviados de turmalina e pirita

Os resultados isotópicos das amostras analisadas pela sistemática Pb-Pb apresentaram valores mais radiogênicos nas turmalinas do turmalinito T12 do que na pirita da amostra FQ112-34 (TABELA 7).

Os valores isotópicos das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nas turmalinas variaram respectivamente entre: 18,529 e 25,791, entre 15,723 e 16,078 e entre 40,465 e 274,976. Estes dados são bastante radiogênicos, mas o fato das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ serem bastante radiogênicas mostra que os fluidos formadores das turmalinas possuíam razões Th/Pb bastante elevadas, significando que tais fluidos podem ter percolado rochas granulíticas da crosta inferior.

A pirita da amostra FQ-112-34 apresentou valores isotópicos de Pb menos radiogênicos, sendo eles de 16,993; 15,543 e 37,312 respectivamente para as $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Os valores das composições isotópicas de Pb, quando lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (FIGURA 28D), onde encontram-se lançadas como referência, as curvas de evolução do Pb estabelecidas pelo modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981), mostram claramente que o Pb incorporado nos sulfetos foi originado principalmente da crosta superior.

Os pontos das turmalinas situaram-se claramente acima da curva estimada para a crosta superior, mostrando um envolvimento em sua gênese de Pb derivado de ambientes com razão U/Pb elevadas, como rochas metassedimentares. No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (FIGURA 28E), as turmalinas situam-se acima da curva de evolução da crosta inferior, mostrando que o Pb incorporado em sua gênese residia em um ambiente com razão Th/Pb elevada, como rochas granulíticas da crosta inferior.

A análise conjunta dos dados isotópicos de Sr e Pb obtidos para as mineralizações e carbonatos associados e rochas hospedeiras permite concluir que os fluidos envolvidos nos processos mineralizantes tiveram uma origem principalmente em rochas da crosta continental superior, como os grafita xistos e as rochas metavulcânicas associadas, podendo também ter circulado por zonas mais profundas, através de rochas características da crosta inferior.

8.3. Método U-Pb - Monazitas

Monazitas das amostras do metassedimento SRT8-77, do grafita xisto SRT11-145) e do turmalinito T12 foram analisadas para SiO_2 , CaO , P_2O_5 , elementos terras raras leves, UO_2 , ThO_2 , PbO and Y_2O_3 pela microsonda eletrônica. As condições de operação estão especificadas em Vlach e Gualda (2000).

Conforme mostra a TABELA 8, algumas monazitas da amostra T12 contêm baixos conteúdos de Y, Th+U, Pb, Si e Ca, comparadas com as demais. Além disso, o comportamento dos elementos terras raras leves nessas monazitas é distinto, principalmente em relação a enriquecimento de Sm e Nd e empobrecimento de La. As demais monazitas apresentam um forte fracionamento do La para o Gd.

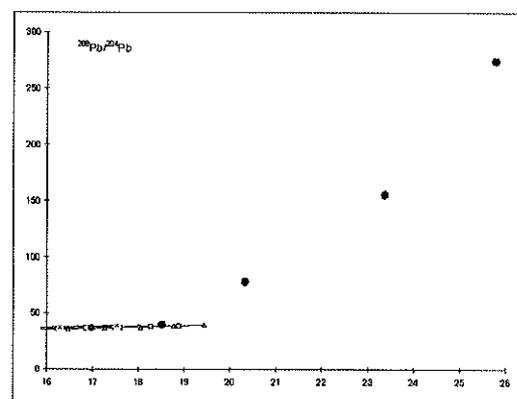
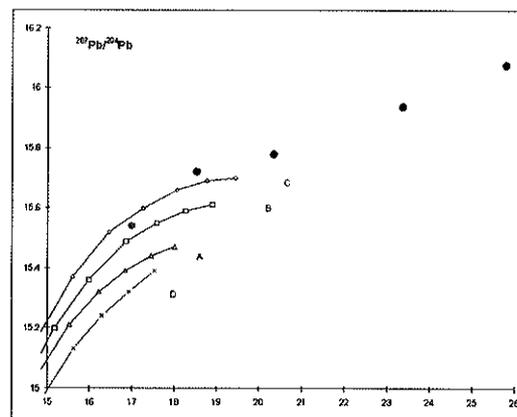
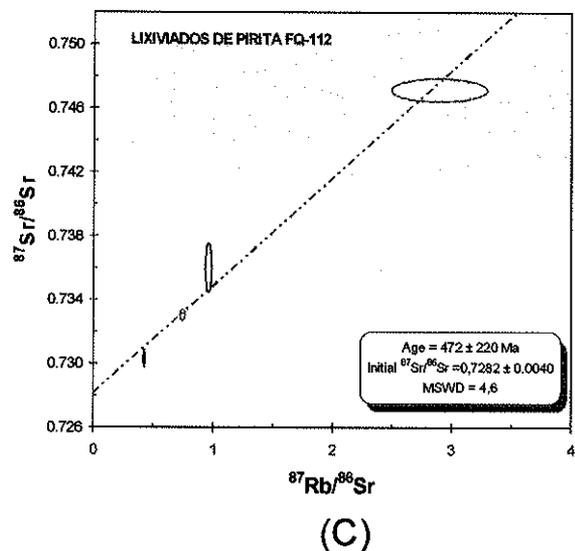
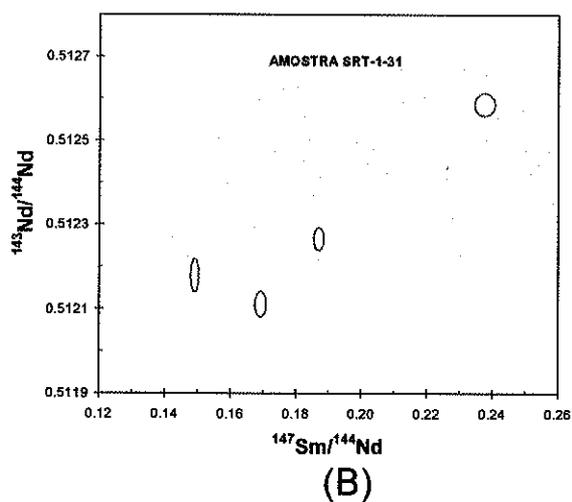
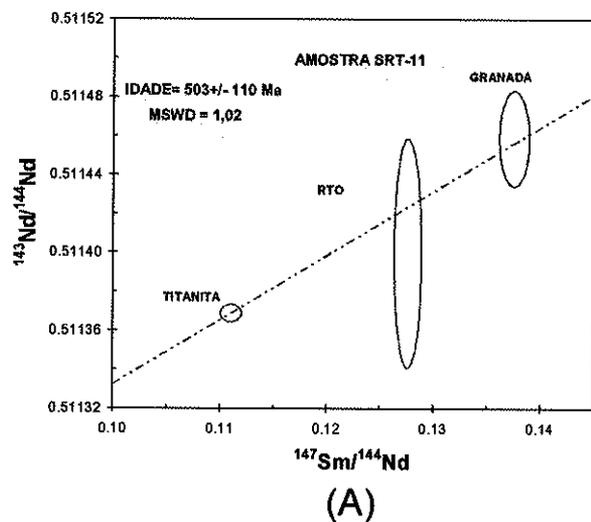
Dois intervalos de idades, 700-800 Ma e 400-600 Ma, destacam-se na TABELA 8. A amostra SRT8-77 também apresenta idades mais jovens que 400 Ma, enquanto T12 registra todos os valores superiores a 600 Ma, alguns dos quais correspondem a cristais zonados bem formados.

As idades mais antigas da amostra T12 são interpretadas como aquela do segundo evento metamórfico que afetou a Formação Morro da Pedra, ao passo que as idades mais jovens praticamente coincidem com as dos granitos brasileiros (Vlach & Gualda 2000), na região representados pelo stock de Pau Pedra Stock.

Quanto às idades mais jovens, elas também representam o Estágio IV de sulfetização.

A TABELA 8 também mostra que os erros obtidos pelo método U-Pb aplicado às monazitas é elevado erro, novamente indicando que houve importante remobilização, promovida por circulação hidrotermal, que foi possível tanto durante os Estágios II e III de sulfetização, quando da influência da intrusão de corpos andesíticos e dacíticos (a 700 Ma?), como no Estágio IV (cizalhamento, intrusão de corpos graníticos), do Neoproterozóico.

Apesar dos erros, as idades indicadas pelos métodos utilizados são compatíveis com aquelas discutidas no Capítulo 2 para a evolução do Cinturão Ribeira.



- turmalina de T12
- pirita de FQ112-34

FIGURA 28 - Dados isotópicos de Sm e Nd para a amostra de grafita xisto SRT11-102 (A) e metatufo básico SRT1-31 (B). C: Dados isotópicos de Rb e Sr para a metavulcnoclástica básica FQ112-34. D e E: Dados isotópicos de Pb plotados em curvas de evolução isotópica de Pb, segundo o modelo da Plubotectônica de Zartman e Doe (1981). A = manto; B = orógeno; C = crosta superior, D = crosta inferior.

9 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS ROCHAS ASSOCIADAS ÀS MINERALIZAÇÕES DE OURO

A fim de correlacionar a alteração hidrotermal com os níveis com indícios de mineralização de ouro ao longo dos perfis de sondagem da área Tapera Grande, detectados nas análises de rocha total (TABELA 2), procede-se ao estudo comparativo das composições químicas de metassedimentos, metatufos, metabásicas e metavulcanoclásticas da área Tapera Grande (TABELA 9) com as metabásicas da área Quartzito e metabásicas e metavulcanoclásticas da área C (FIGURA 4).

TABELA 9 – Alterações hidrotermais na área Tapera Grande

Amostra	Classificação Petrográfica	Alteração Hidrotermal	Teores de Au (ppm e ppb)
Metassedimentos (MS)			
SRT-08-78	Biotita xisto	Cl + Ser	0,34 (AA); 155 (AL)
SRT-08-81	Sillimanita cianita cordierita biotita xisto	Cl	0,30 (AA)
SRT-08-88	Granada biotita sericita xisto	Ser	0,12 (AA)
Metatufos (MT)			
SRT-01-03	Hornblenda xisto	Cl + Sil + C + K	0,22 (AA); 707 (AL)
SRT-01-23	Hornblenda biotita xisto	Cl + C + K	n.d. (AA); 5 (AL)
SRT-01-26	Hornblenda biotita xisto	Cl + K	0,12 (AA); 5 (AL)
SRT-01-27	Hornblenda biotita xisto	Cl + Sil + K + C	n.d. (AA); 11 (AL)
SRT-01-28	Tufito	Cl + K + Sil + C	0,10 (AA); 46 (AL)
SRT-01-29	Hornblenda biotita xisto	Cl + K + C + Sil	1,75 (AA); 27 (AL)
SRT-01-30	Hornblenda biotita xisto	Cl + K + Sil + C	0,11 (AA); 53 (AL)
SRT-01-34	Hornblenda biotita xisto	Cl + K + C	n.d. (AA)
SRT-01-35	Hornblenda biotita xisto	Cl + K	0,07 (AA); 2 (AL)
SRT-01-36	Hornblenda biotita xisto	Cl + K + Sil	0,09 (AA); 1 (AL)
SRT-01-37	Hornblenda biotita xisto	Cl + K + C + Sil	n.d. (AA); 0,1 (AL)
Metavulcanoclásticas (Vc)			
SRT-01-01	Gnaiss tonalítico	Sil + K + C	0,55 (AA); 8 (AL)
SRT-01-04	Gnaiss tonalítico	Sil + C	0,4 (FA); 0,54 (AA); 338 (AL)
SRT-01-07	Hornblenda gnaiss tonalítico	Sil	11,8 (FA); 7,1 (AA); 1030 (AL)
SRT-01-14	Hornblenda gnaiss tonalítico	Sil	0,14 (AA); 5 (AL)
SRT-02-93	Hornblenda biotita xisto	K + C	
SRT-02-97	Hornblenda-biotita xisto	C + K	
SRT-03-87	Hornblenda biotita xisto	C + K	
SRT-03-45	Intermediária	K + C + Sil	
SRT-03-112	Intermediária	Sil	n.d.
Metabásicas (MB)			
SRT-01-15	Anfibolito	K	n.d. (AA); 13 (AL)
SRT-01-17	Anfibolito	K	n.d. (AA); 7 (AL)
SRT-02-33	Anfibolito	K	8 (AL)

C = carbonatização; K = potassificação; Cl = clorização; Ser = sericitização; Sil = silicificação
FA = Fire Assay (ppm) e AA = absorção atômica (ppm), em Beljavskis (1988); AL = ActLabs - INAA (ppb);
n.d. = não detectado.

TABELA 7 - Resultados das análises de isótopos radiogênicos de Sm e Nd.

Amostra	Rocha	Material analisado	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$\epsilon\text{Nd}_{(650\text{ Ma})}$
SRT-1-31	metatufo básico	rocha total	1.893	4.817	0.2377	0.0013	0.512588	0.000011	-4.37
SRT-1-31	metatufo básico	plagioclásio	2.300	8.218	0.1692	0.0007	0.512113	0.000012	
SRT-1-31	metatufo básico	anfíbólio	2.357	7.619	0.1871	0.0006	0.512268	0.000011	
SRT-1-31	metatufo básico	biotita	1.434	5.817	0.1491	0.0005	0.512181	0.000016	
RT-A	anfíbólito	rocha total	2.823	7.605	0.2244	0.0007	0.512970	0.000022	4.18
SRT-1-129	anfíbólito	rocha total	2.610	8.803	0.1793	0.0007	0.512474	0.000008	-1.75
SRT-11-102	grafita xisto	rocha total	5.740	27.199	0.1276	0.0005	0.511400	0.000024	-24.15
SRT-11-102	grafita xisto	pirrotita	0.509	2.763	0.1115	0.0004	0.511359	0.000051	-17.89
SRT-11-102	grafita xisto	granada	4.339	19.071	0.1376	0.0006	0.511459	0.000010	
SRT-11-102	grafita xisto	titanita	2.507	13.651	0.1110	0.0004	0.511369	0.000002	-17.65

TABELA 7 - Resultados das análises de isótopos radiogênicos de Rb e Sr.

Amostra	Rocha	Material analisado	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (X)	Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (Y)	Erro
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	0.78	2.35	0.9620	0.0107	0.73605	0.00063
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	317.05	728.33	1.2638	0.0429	0.73950	0.00023
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	347.00	348.27	2.8948	0.1640	0.74718	0.00029
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	80.71	---	---	---	---	---
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	58.02	225.59	0.7462	0.0087	0.73307	0.00013
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	0.07	0.49	0.4310	0.0034	0.73036	0.00022
SRT-1-31	metatufo básico	carbonato					0.734260	0.000018
SRT-1-31	metatufo básico	carbonato	3.1	466.9			0.733459	0.000037
SRT-1-131	metatufo básico	carbonato					0.736457	0.000020
SRT-1-131	metatufo básico	carbonato	5.4	162.1			0.736448	0.000066
SRT-3-34	metavulcano-clástica básica	carbonato					0.725404	0.000018
SRT-3-34	metavulcano-clástica básica	carbonato	3.8	93.1			0.725272	0.000022
T-12	turmalinito	turmalina					0.761977	0.000018

TABELA 7 - Resultados das análises de isótopos radiogênicos de Pb.

No.Campo	Rocha	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 1σ	T (Ma)	μ
T12	turmalinito	Turmalina	18.529	0.011	15.723	0.011	40.465	0.011	323.3	10.191
T12	turmalinito	Turmalina	20.349	0.132	15.782	0.016	78.085	0.016	-906.3	10.146
T12	turmalinito	Turmalina	23.377	0.040	15.940	0.039	156.099	0.041	-3037.3	10.621
T12	turmalinito	Turmalina	25.791	0.037	16.078	0.034	274.976	0.037	-5044.3	11.107
FQ-112-34	metavulcano-clástica básica	Pirita	16.993	0.014	15.543	0.014	37.312	0.015	1113.6	9.955

TABELA 8 - Resultados das análises de monazita (% em peso) por microsonda eletrônica.
Idades calculadas segundo Vlach e Gualda (2000).

Sample	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	UO ₂	ThO ₂	PbO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Total	Idade (Ma)	2σ
11-145-1	0.236	0.792	30.152	0.365	4.336	0.120	14.377	28.649	2.896	11.542	1.721	1.314	1.398	97.898	515	109
11-145-10	0.215	0.657	30.396	0.390	3.548	0.096	14.498	29.363	2.961	11.478	1.757	1.377	1.399	98.135	474	125
11-145-11	0.192	0.702	30.222	0.354	3.772	0.107	14.585	29.132	2.955	11.651	1.794	1.394	1.398	98.258	515	122
11-145-12	0.442	1.071	30.095	0.432	6.568	0.189	13.737	27.848	2.832	10.960	1.603	1.241	1.358	98.376	565	75
11-145-13	0.275	0.873	30.173	0.506	4.522	0.125	14.070	28.555	2.951	11.266	1.799	1.345	1.504	97.964	482	97
11-145-14	0.234	0.705	30.311	0.416	3.853	0.117	14.341	29.470	2.912	11.477	1.670	1.357	1.422	98.285	535	115
11-145-15	0.508	1.136	29.538	0.514	6.981	0.206	13.131	27.148	2.882	11.386	1.878	1.515	1.452	98.275	565	72
11-145-2	0.246	0.708	30.211	0.418	3.893	0.116	14.087	29.397	3.033	11.701	1.795	1.483	1.467	98.555	521	114
11-145-4	0.364	0.970	30.173	0.498	5.351	0.154	13.696	27.932	2.812	10.990	1.777	1.438	1.530	97.685	525	86
11-145-5-2	0.339	0.941	30.409	0.410	5.365	0.163	14.125	28.964	2.894	11.568	1.739	1.348	1.409	99.674	580	89
11-145-6	0.262	0.743	30.245	0.470	4.060	0.117	14.214	28.903	2.969	11.609	1.788	1.372	1.393	98.145	500	107
11-145-7-1	0.478	1.279	30.279	0.507	7.656	0.225	13.574	27.374	2.685	10.705	1.545	1.191	1.448	98.946	575	64
11-145-7-2	0.363	1.026	30.277	0.408	6.044	0.157	13.827	28.183	2.902	11.293	1.658	1.224	1.419	98.781	508	82
11-145-8	0.345	0.832	29.989	0.395	4.838	0.138	13.974	28.763	2.851	11.181	1.635	1.211	1.454	97.606	535	98
11-145-9	0.381	1.114	30.150	0.617	6.409	0.177	13.466	27.434	2.729	10.813	1.718	1.390	1.537	97.935	502	71
8-77-1-1-1b	0.408	1.048	29.700	0.394	6.097	0.166	13.185	29.271	2.746	10.892	1.638	1.544	1.515	98.604	535	85
8-77-1-3-1	0.488	1.405	29.976	0.501	8.038	0.221	12.618	27.500	2.540	10.461	1.701	1.687	1.682	98.818	543	65
8-77-10-1	0.117	0.702	30.840	0.132	1.717	0.040	13.999	31.890	2.967	11.848	1.887	1.552	1.246	98.937	443	282
8-77-11-1	0.264	0.791	30.535	0.310	4.126	0.120	13.903	30.182	2.892	11.046	1.680	1.488	1.423	98.760	558	116
8-77-12-1a	0.127	0.507	30.288	0.274	2.450	0.070	14.494	32.251	2.996	11.405	1.771	1.456	1.437	99.526	499	180
8-77-12-2a	0.520	1.138	29.566	0.317	7.345	0.194	13.011	29.435	2.709	10.806	1.630	1.416	1.329	99.416	551	75
8-77-12-3	0.070	0.415	30.638	0.358	1.534	0.034	14.526	31.916	2.931	11.421	1.730	1.428	1.552	98.553	306	226
8-77-12-4	0.394	1.225	29.906	0.467	7.091	0.193	12.844	28.392	2.764	10.760	1.729	1.587	1.823	99.175	536	73
8-77-2-1	0.434	1.211	29.845	0.403	6.985	0.188	12.719	28.194	2.747	10.707	1.708	1.461	1.631	98.233	541	75
8-77-2-2	0.344	0.530	29.499	0.406	2.190	0.072	14.114	31.212	2.907	11.443	1.618	1.311	1.389	97.035	488	170
8-77-3-1	0.166	0.722	30.549	0.187	3.515	0.073	14.178	31.141	2.833	11.328	1.611	1.341	1.175	98.819	425	147
8-77-4	0.106	0.466	30.618	0.190	2.194	0.037	14.687	32.626	2.920	11.556	1.583	1.319	1.237	99.539	313	218
8-77-5	0.296	1.056	30.091	0.336	5.525	0.163	13.324	29.422	2.693	10.891	1.713	1.476	1.659	98.645	584	90
8-77-6	0.260	0.748	30.080	0.253	3.751	0.100	13.790	30.667	2.754	11.206	1.751	1.417	1.379	98.156	516	132
8-77-7-1	0.322	7.692	29.905	0.169	4.084	0.073	12.154	26.392	2.471	10.063	1.490	1.185	0.973	96.973	379	126

TABELA 8 - Resultados das análises de monazita (% em peso) por microsonda eletrônica.
Idades calculadas segundo Vlach e Gualda (2000).

Sample	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	UO ₂	ThO ₂	PbO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Total	Idade (Ma)	2σ
8-77-8-1	0.192	0.665	30.521	0.337	3.311	0.084	13.681	30.095	2.762	11.545	1.689	1.543	1.598	98.023	454	137
8-77-8-2	0.255	0.757	30.189	0.381	4.032	0.081	14.017	30.199	2.716	10.940	1.661	1.474	1.474	98.176	367	115
8-77-9-1	0.236	0.802	29.880	0.446	4.057	0.101	13.594	30.580	2.785	11.032	1.808	1.575	1.591	98.487	438	114
8-77-9-2	0.546	1.303	29.657	0.421	7.938	0.196	12.906	28.663	2.591	10.471	1.618	1.614	1.505	99.429	500	67
T12m10-1	0.123	0.741	29.618	0.036	2.726	0.071	6.291	27.916	3.824	19.830	4.448	1.443	0.276	97.343	596	212
T12m12-1	0.189	0.685	30.570	0.032	3.430	0.089	15.103	31.870	2.658	10.660	1.656	1.025	0.289	98.256	603	164
T12m13-1	0.171	0.711	30.094	0.031	2.838	0.092	8.752	31.176	3.558	15.194	2.704	2.003	0.640	97.964	740	204
T12m14-1	0.219	0.655	30.149	0.056	3.189	0.063	10.858	34.680	3.434	12.923	1.310	1.063	0.341	98.940	451	181
T12m15-1	0.200	0.555	30.329	0.034	2.963	0.063	14.024	36.494	2.998	11.137	0.700	0.587	0.334	100.418	486	190
T12m16-1	0.303	0.792	30.049	0.058	4.337	0.119	16.965	32.234	2.426	9.659	1.415	0.969	0.397	99.723	629	133
T12m17-1	0.149	0.564	30.351	0.029	2.513	0.082	9.254	33.290	3.854	14.571	2.135	1.472	0.468	98.732	747	230
T12m18-1	0.148	0.756	28.890	0.038	3.058	0.100	7.883	29.656	3.634	16.079	3.161	2.220	0.680	96.303	747	188
T12m19-1	0.073	0.510	29.818	0.016	1.880	0.048	10.814	34.897	3.597	13.389	1.437	1.126	0.400	98.005	599	313
T12m20-1	0.202	0.574	30.263	0.057	3.170	0.109	12.466	35.848	3.158	11.878	0.919	0.717	0.354	99.715	769	178
T12m21-1	0.140	0.399	30.410	0.031	2.038	0.047	16.491	35.735	2.729	9.838	0.646	0.382	0.383	99.269	530	272
T12m22-1	0.239	0.738	30.050	0.052	4.323	0.111	7.894	30.038	3.621	15.451	3.195	1.643	0.389	97.744	589	134
T12m25-2	0.143	0.722	30.288	0.064	3.387	0.094	8.434	28.594	3.624	16.849	4.057	2.186	0.559	99.001	620	167
T12m25-3	0.217	0.518	30.782	0.041	2.539	0.091	16.453	33.615	2.828	11.262	1.403	0.680	0.369	100.798	812	213
T12m25-4	0.399	0.908	30.406	0.130	6.107	0.126	14.683	31.076	2.648	10.467	1.766	1.220	0.504	100.440	462	93
T12m25-5	0.103	0.741	30.327	0.037	2.698	0.087	6.098	27.392	3.946	20.378	4.670	1.498	0.251	98.226	727	213
T12m26-1	0.090	0.656	29.669	0.024	2.426	0.071	3.396	19.908	3.832	25.938	7.342	2.112	0.473	95.937	675	240
T12m26-2	0.089	0.571	29.462	0.030	2.177	0.044	4.880	24.219	4.033	23.362	5.690	1.684	0.415	96.656	465	268
T12m27-1	0.074	0.646	30.621	0.034	2.259	0.043	10.613	34.672	3.585	13.701	1.888	1.304	0.397	99.837	435	247
T12m27-2	0.257	0.540	30.023	0.060	3.572	0.094	12.467	34.886	3.117	11.668	0.902	0.683	0.350	98.619	593	160
T12m28-1	0.099	0.453	30.278	0.009	1.901	0.049	17.821	34.432	2.539	9.839	0.772	0.488	0.397	99.077	612	300
T12m28-2	0.138	0.539	30.459	0.029	2.426	0.062	14.826	34.986	3.013	11.304	0.816	0.732	0.416	99.746	591	230
T12m5-1	0.201	0.869	30.595	0.042	3.449	0.088	11.853	34.713	3.208	12.443	1.018	0.885	0.457	99.621	588	169
T12m6-1	0.190	0.572	32.285	0.040	2.943	0.075	11.792	35.155	3.456	12.543	1.122	0.843	0.331	101.347	585	189
T12m8-1	0.148	0.799	30.097	0.030	2.715	0.093	9.265	30.424	3.678	15.675	2.784	1.328	0.378	97.414	781	212
T12m9-1	0.092	0.772	29.941	0.016	2.560	0.077	9.328	31.767	3.559	14.739	2.636	1.210	0.307	97.004	707	230

Da área C, foram selecionados as amostras (ANEXO 1 de Pérez-Aguilar 2001):

- metatufos básicos (MTC): 194b2, 296, 176e, 291b, 170a, 121a;
- metavulcanoclásticas básicas da zona de transição (Vc-C): PB300b, 35c, 100, 307, 101a, 417 b, 425c, 159f, 635i3, 635b8, 635b7, 635b6 e 635c4;
- metabásicas (MBC): 513a, 194c, 244a, 260a, 112a, 476a, 352a, 580a, 208, 127b, 489a, 194b, 484a, 123a, 2783b, 169a, 241 e 179.

As rochas metabásicas cizalhadas e alteradas da área de Quartzito (MBQ) referem-se as amostras do furo FQ-112 (TABELA 2).

Os dados foram tratados pelo programa MINPET, utilizando-se o parâmetro n_{FeO} , dado pela razão $FeO/(FeO+MgO)$.

9.1 Metatufos Básicos

Nos metatufos básicos, os minerais indicativos de alteração potássica são biotita, que se distribui em lâminas ou transformando a hornblenda, e feldspato potássico, muito escasso. Clorita aparece alterando tanto a biotita como a hornblenda. A silicificação é marcada por vênulas de quartzo. Carbonatos, na forma de vênulas, preenchendo microfraturas e disperso na matriz, caracterizam a carbonatização.

9.2 Rochas Metavulcanoclásticas

O início da ação dos processos de alteração hidrotermal é marcado pela substituição da hornblenda por biotita que, por vezes, está parcialmente cloritizada.

A presença da granada nestas rochas e nas rochas metabásicas indica alteração um pouco mais intensa, pela proximidade a zonas de alteração hidrotermal-metassomática (Pérez-Aguilar 1996 e 2001).

Apatita, em finos cristais aciculares, aparece geralmente dispersa, o mesmo acontecendo ao epidoto.

9.3 Anfibolitos e Metabasitos

A alteração hidrotermal nos anfibolitos e metabasitos é de incipiente a fraca, pois

apresentam, ainda, a mineralogia dos termos não alterados. Apatita, epidoto e clorita são acessórios que marcam a alteração, assim como pequenas venulações de quartzo.

Nos metabasitos, a biotita pode perfazer até 15% do volume da rocha. Clorita pode estar associada e epidoto pode ocorrer em maior abundância.

9.4 Comportamento Químico da Alteração Hidrotermal nos Metatufos, Metabásicas e Rochas Metavulcanoclásticas

Ação hidrotermal-metassomática que gerou os diversos tipos de alteração, com diferentes intensidades, nas rochas da área C (Pérez-Aguilar 1996 e 2001) deveria ter agido tanto em Tapera Grande como em Quartzito, por serem áreas que representam uma mesma paleosuperfície no ambiente de bacia de retroarco.

Os litotipos que poderiam estar espelhando a alteração hidrotermal são os metatufos, as metabásicas e as metavulcanoclásticas.

9.4.1. Metatufos e Metabásicas

O diagrama Na_2O vs. $n\text{FeO}$ (FIGURA 29A) mostra que os metatufos básicos e as metabásicas de Tapera Grande (MT e MB) estão enriquecidos em Na_2O em relação à área C (MTC e MBC) e Quartzito (MBQ).

O diagrama K_2O vs. $n\text{FeO}$ (FIGURA 29B) mostra uma equivalência das MB em relação às MBC e às MBQ. Os metatufos (MT) estão enriquecidos em K em relação às MTC.

O diagrama P_2O_5 vs. $n\text{FeO}$ (FIGURA 29C), mostra que as MBC e MTC estão enriquecidas em relação às MB e MTB. Há uma equivalência das MBQ em relação às MBC e MB.

O diagrama SiO_2 vs. $n\text{FeO}$ (FIGURA 29D) fica evidente uma silicificação das MTC. As MT, apesar de mostrarem uma silicificação menos intensa, parte delas mostra valores de SiO_2 elevados em relação à MBQ. Essa silicificação é visível em amostra de mão e em lâmina (TABELA 9).

O diagrama TiO_2 vs. $n\text{FeO}$ (FIGURA 29E) mostra para os metatufos MT e metabásicas MBQ e MBCa correlação positiva do TiO_2 em relação ao $n\text{FeO}$, esperada na diferenciação magmática das rochas de composição tholeiítica.

O diagrama Al_2O_3 vs. $nFeO$ (FIGURA 30A) mostra uma equivalência entre MBQ e MBC, estando enriquecidas em Al_2O_3 em relação às MB. Para os MT, não existe uma correlação entre Al_2O_3 e $nFeO$, estando empobrecidos em relação aos MTC, podendo indicar uma possível lixiviação de Al durante os processos hidrotermais.

No diagrama FeO vs. $nFeO$ (FIGURA 30B), as MBQ empobrecidas em Fe em relação aos demais conjuntos. Existe uma equivalência de teores entre MB e MT e MTC e MBC.

No diagrama MnO vs. $nFeO$ (FIGURA 30C), as MT, MB e MBQ estão empobrecidas em Mn em relação aos metatufos e metabásica da área C.

O diagrama MgO vs. $nFeO$ (FIGURA 30D) que os MBC e MTC estão enriquecidos em Mg em relação às MT e MB e são equivalentes às MBQ.

O diagrama CaO vs. $nFeO$ (Figura 30E), mostra que as MT e MB estão empobrecidas em Ca em relação aos demais conjuntos, enquanto as rochas da área C são equivalentes às MBQ.

O diagrama Zr vs. $nFeO$ (FIGURA 31A) mostra o enriquecimento de Zr das MBC e MTC em relação às rochas de Tapera Grande e Quartzito. O mesmo ocorre em relação ao Y (FIGURA 31B).

O diagrama $Th+U$ vs. $nFeO$ (FIGURA 31C) mostra o enriquecimento das MBQ e MTC em relação às MT e MB, enquanto que as MBC e MB são equivalentes.

O diagrama V vs. $nFeO$ (FIGURA 31D) mostra que as MB e MT são enriquecidas em V em relação aos demais conjuntos.

9.4.2 Rochas Metavulcanoclásticas

Não se dispõe de dados analíticos de rochas metavulcanoclásticas para a área Quartzito.

A FIGURA 32 mostra que as metavulcanoclásticas de Tapera Grande (TG) são enriquecidas em Na (A), P (C) e Ti (E) e apresentam equivalência em K (B) e Si (D) com o conjunto Vc-C.

A FIGURA 33 mostra o enriquecimento em Al (A), empobrecimento em Mg (D) e Mn (C), e equivalência em Fe (B) e Ca (E) relação ao conjunto Vc-C.

A FIGURA 34 ressalta o enriquecimento em Zr (A) e Y (B) e empobrecimento em $Th+U$ (C) e equivalência em V (D) em relação às Vc-C.

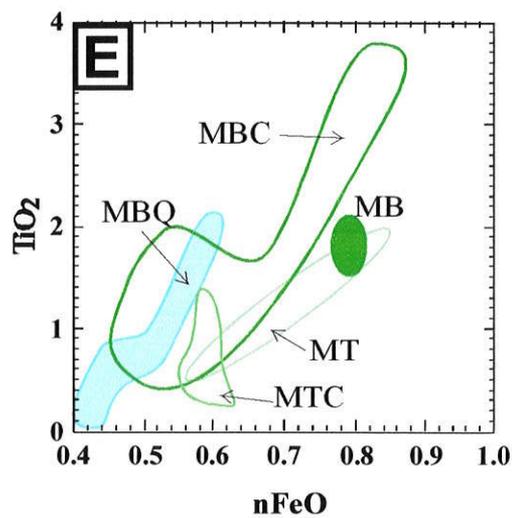
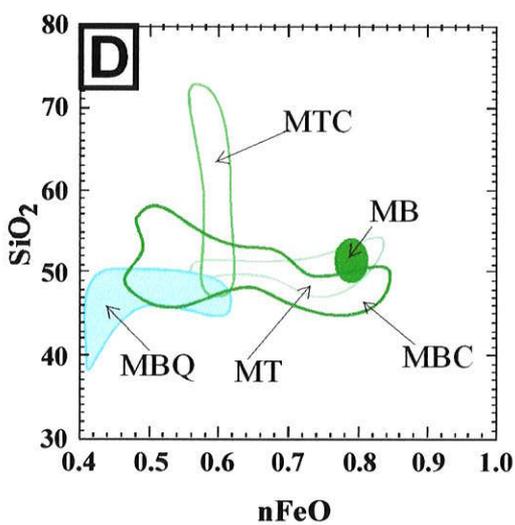
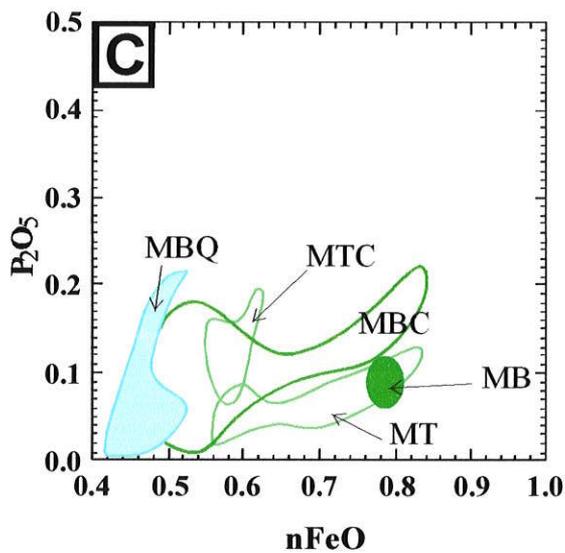
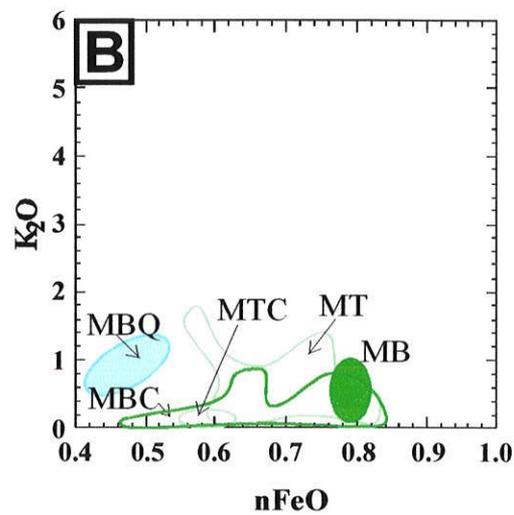
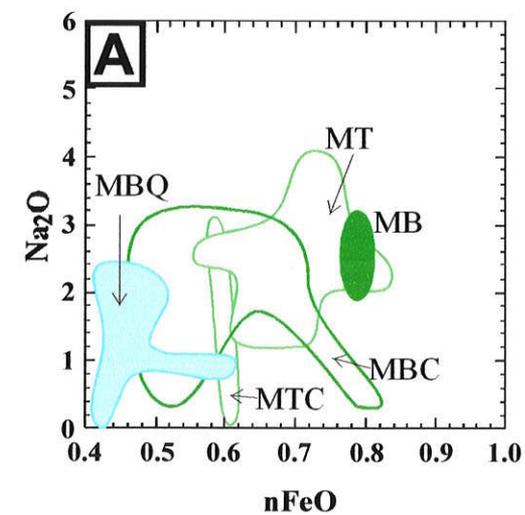


FIGURA29 - Variação dos elementos maiores vs. nFeO para os metatufos básicos (MT) e metabásicas (MB) das áreas Tapera Grande; Quartzito metabásica (MBQ) e área C.

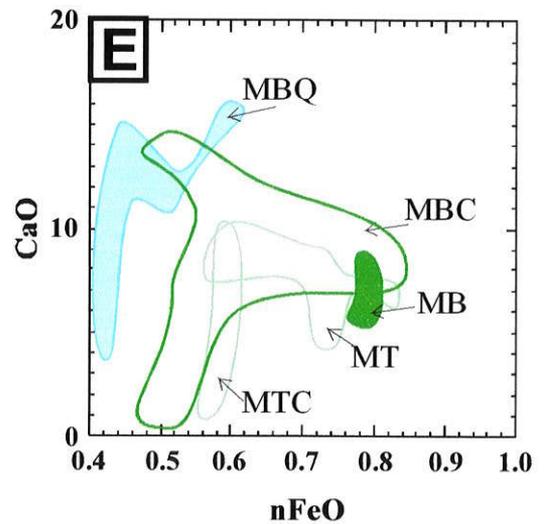
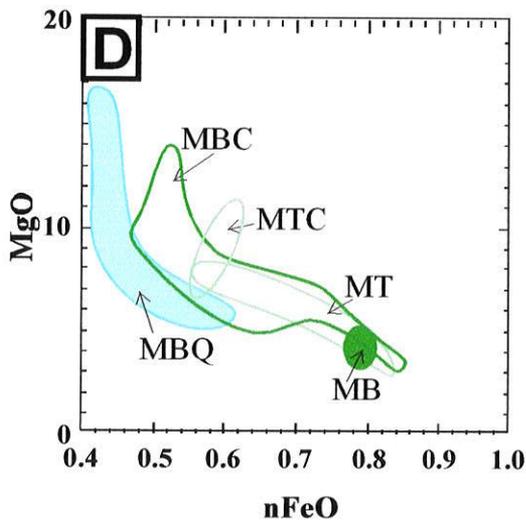
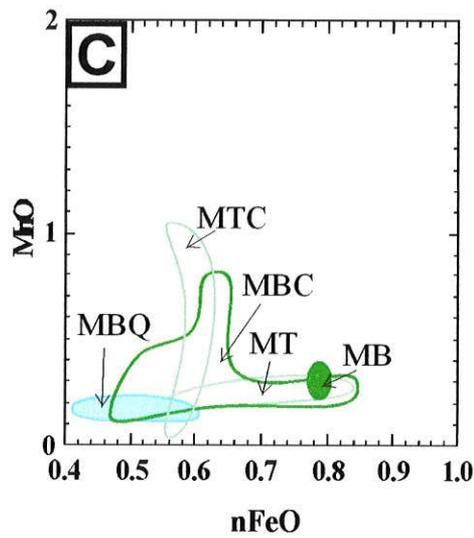
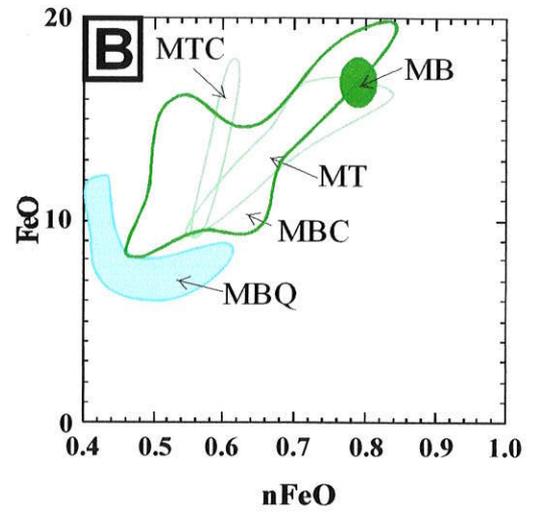
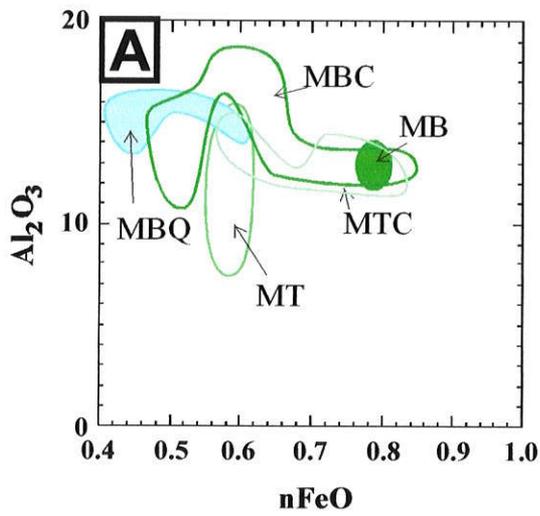


FIGURA 30 Variação dos elementos maiores vs. nFeO para os metatufos básicos (MT) e metabásicas (MB) das áreas Tapera Grande; Quartzito metabásica (MBQ) e área C.

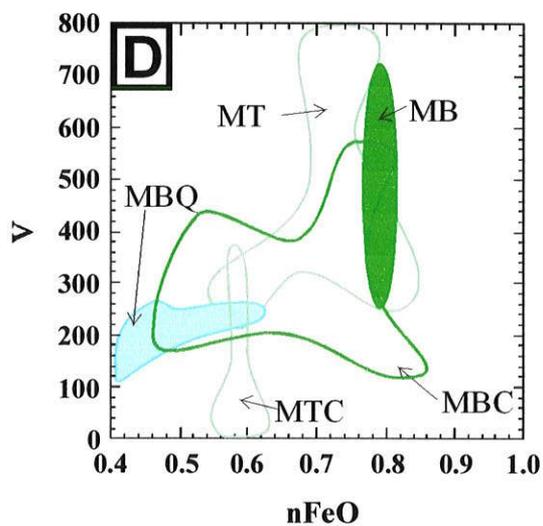
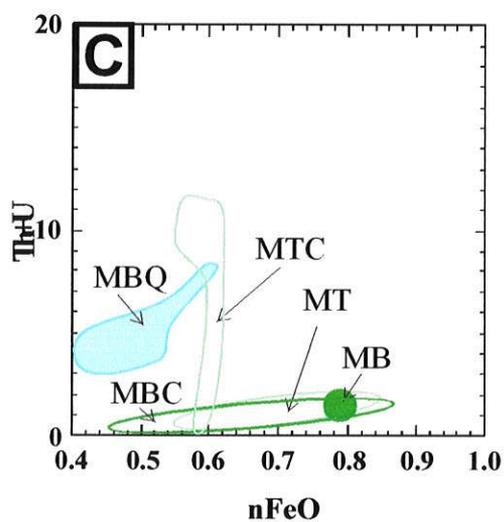
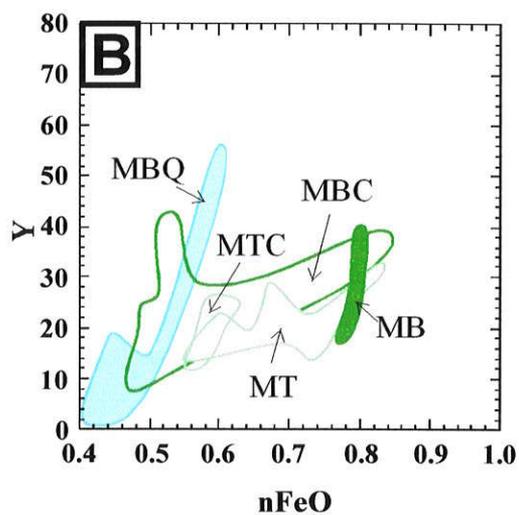
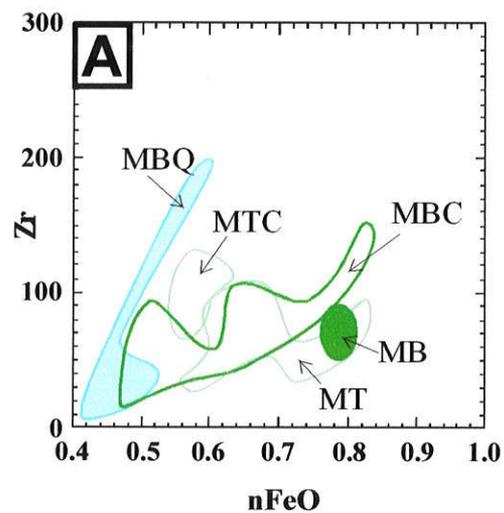


FIGURA 31 Variação dos elementos traços vs. nFeO para os metatufos básicos (MT) e metabásicas (MB) das áreas Tapera Grande; Quartzito metabásica (MBQ) e área C.

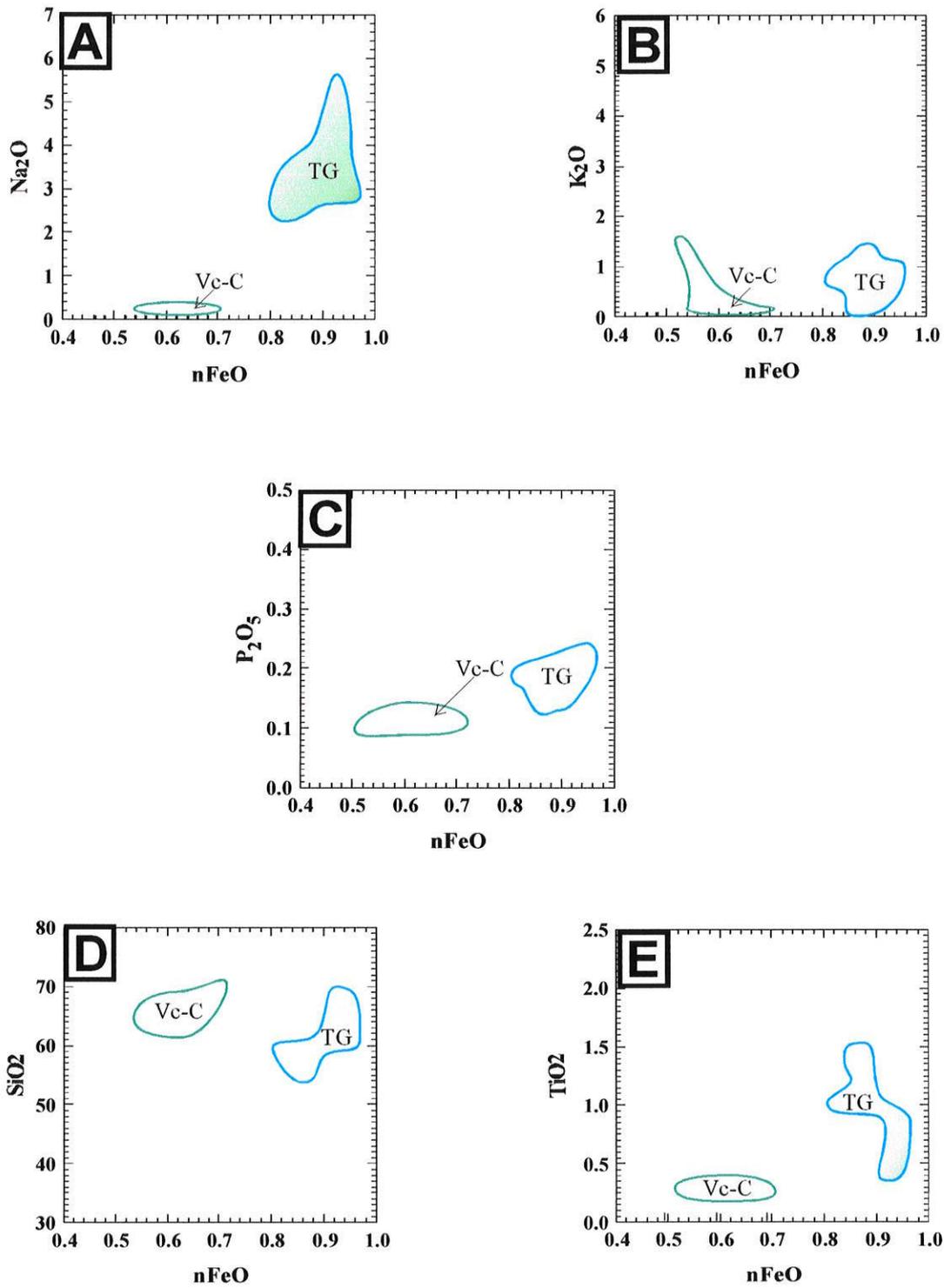


FIGURA 32 Variação dos elementos maiores vs. $n\text{FeO}$ para as metavulcanoclásticas intermediárias (TG) da área Tapera Grande e na área C, metavulcanoclástica básica Vc-C.

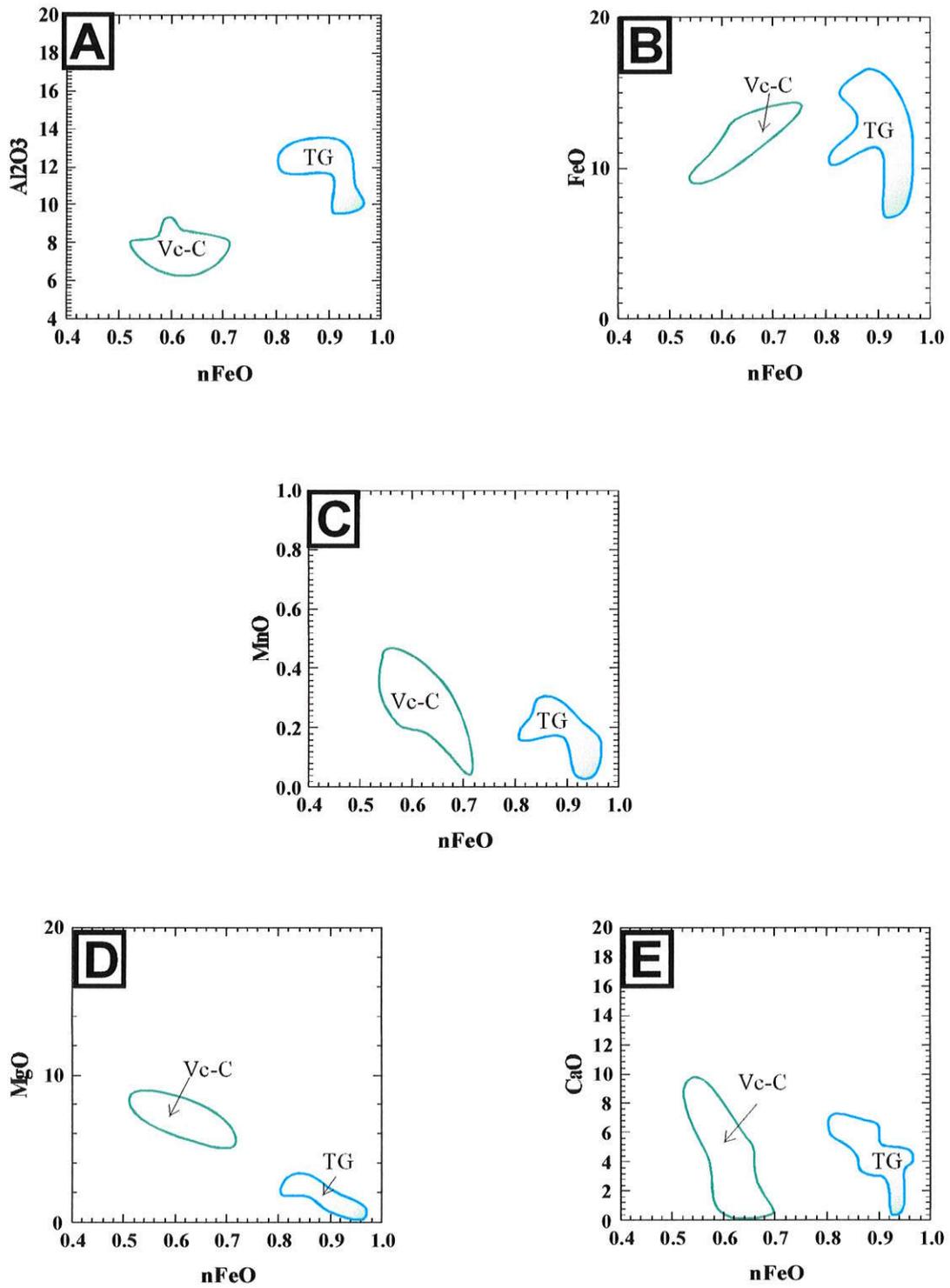


FIGURA 33 Variação dos elementos maiores vs. $n\text{FeO}$ para as metavulcanoclásticas intermediárias (TG) da área Tapera Grande e na área C, metavulcanoclástica básica Vc-C.

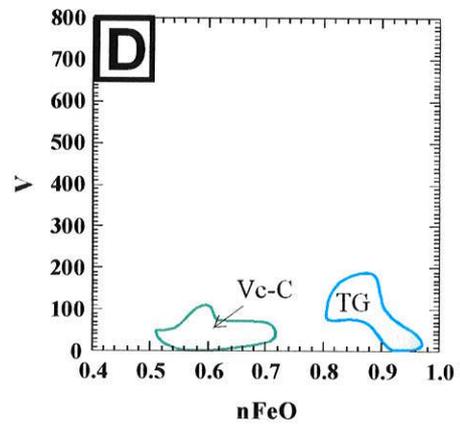
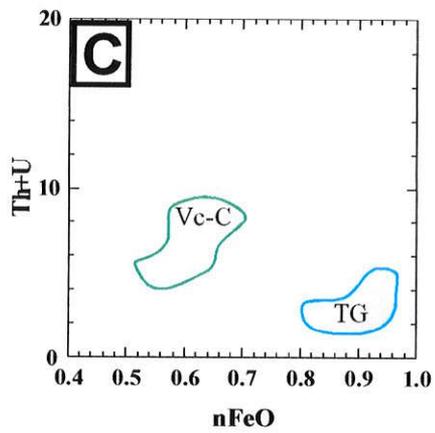
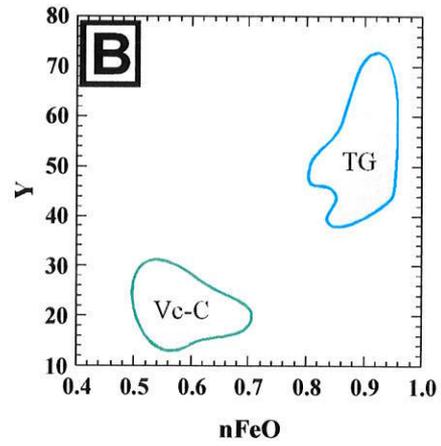
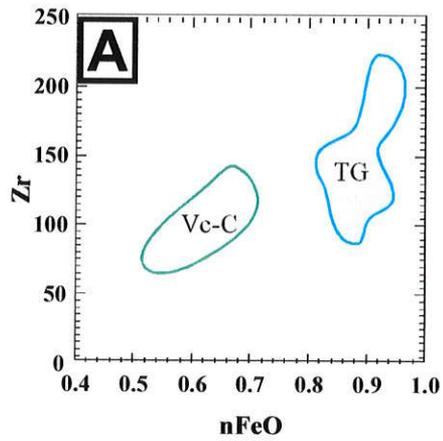


Figura 34 Variação dos elementos traços vs. nFeO para as metavulcanoclásticas intermediárias (TG) da área Tapera Grande e na área C, metavulcanoclástica básica Vc-C.

9.5 Discussão e Conclusões

Como observado anteriormente, as metabásicas e metatufos da área C estão enriquecidas em Si, Mg, Al, Ca, Zr, Y, Th e U, enquanto as metavulcanoclásticas estão empobrecidas em Al, P, Ti e Na em relação à Tapera Grande.

O enriquecimento em Mg, Si e Ca expressa-se na área C pela presença de cummingtonita, cordierita, antofilita/gedrita, actinolita, clorita e epídoto, que marcam a alteração hidrotermal de fundo oceânico segundo Juliani (1993) e Pérez-Aguilar (1996 e 2001). A silicificação parece ter sido um evento marcante nessa área, conforme registrado nos metatufos básicos. A presença de turmalinito caracterizado por conter turmalinas da série dravita-uvita também marca a anomalia de Mg e Ca nesse ambiente hidrotermal.

Apesar dos turmalinitos ricos em Mg apontarem para a potencialidade desse ambiente para depósitos de sulfetos maciços, trabalhos de prospecção geoquímica em solo e sedimento desenvolvidos na área não registraram anomalias significativas de Cu, Pb e Zn. Isto implica em que outros parâmetros deveriam ter influenciado para a formação de tais depósitos, como alta salinidade e a composição dos fluidos (dentre eles, H₂S) e a composição das rochas percoladas pelos mesmos.

Contrariamente à área C, as rochas de Tapera Grande são enriquecidas em Na, K, V, Zr, Y, P e Al₂O₃, dados isotópicos, tanto estáveis como radiogênicos, enfatizam o longo período de residência de fluidos associados a atividade hidrotermal. Essa atividade é marcada pelas gerações sucessivas de sulfetos e turmalinas e remobilização de ouro primário nos diferentes litotipos da Formação Morro da Pedra Preta.

Os turmalinitos de Tapera Grande, com indícios de mineralização de ouro, foram caracterizados como intermediários a distais aos centros fumarólicos e os dados isotópicos de turmalinas mostram forte interação dos fluidos com as rochas da pilha de seqüência vulcanossedimentar, em especial com os metassedimentos. Isto é patente no caso do turmalinito T12, que apresenta duas gerações de monazitas, com idades distintas.

Apesar dos fluidos serem aquo-carbônicos de baixa salinidade, foram eficientes na remobilização de sulfetos e de ouro, pois sua circulação foi promovida pelos corpos intrusivos durante o fechamento da bacia de retroarco.

No caso de Quartzito, o cisalhamento foi o evento responsável pelas principais remobilizações. Além disso, o magmatismo granítico do Neoproterozóico pode ter contribuído para a variada carga metálica identificada especialmente no Estágio IV de sulfetização, que indica temperaturas mais baixas em relação aos estágios anteriores. O cobre parece ser o elemento característico desse evento de mineralização, que teve início no Estágio III. Ambos os estágios são responsáveis pelo ouro de origem epigenética.

BIBLIOGRAFIA

- ALT, J.C. 1994. A sulfur isotopic profile through the Troodos ophiolite, Cyprus: primary composition and the effects of seawater hydrothermal alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58:1825-1840.
- ANDERSEN, T. et al. 1993. N₂ and CO₂ in deep-crustal fluids – evidence from the caledonides of Norway. *Chemical Geology* 108:113-132.
- APPEL, P.W.U. 1995. Tourmalinites in the 3800 Ma old Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*. 72:227-234.
- BAKKER, R.J. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion and modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology* 194:3-23.
- BATOLLA Jr., 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, SBG, Atas. 94-108.
- BEATY, D.W., HAHN, G.A., THRELKED, W.E. 1987. Field isotopic, and studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroup: genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. *Canadian Journal Earth Science*. 25:392-402.
- BELJAVSKIS, P. 1988. Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro Tapera Grande-Guarulhos-SP. São Paulo, 161p. (Dissertação de Mestrado apresentada a Escola Politécnica da Universidade de São Paulo).
- BELJAVSKIS, P. e BORN, H. 1989. Estudos litogeoquímicos na ocorrência de ouro Tapera Grande-Guarulhos-SP. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 1, Rio de Janeiro, SBG, Boletim de Resumos. 87-88.
- BELJAVSKIS, P. e BORN, H. 1992. Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro Tapera Grande-Guarulhos-SP. *Boletim Técnico da Escola Politécnica da USP*. 2: 18p.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; MANSUETO, M. e DAILTO, S. Turmalinitos da Formação Morro da Pedra preta, Mezoproterozóico do Grupo Serra do Itaberaba (SP) : Implicações genéticas e econômicas. (submetido)
- BELJAVSKIS, P., JULIANI, C. e Uchoa, M.L. 1983. Avaliação preliminar das potencialidades ocorrência minerais no Estado de São Paulo. São Paulo, IPT-PRÓ-MINÉRIO, 2 v., 99p. (IPT, Relatório 15.849).
- BELJAVSKIS, P., JULIANI, C. e Uchoa, M.L. 1983. Novas ocorrência minerais no Estado de São paulo. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 4, São Paulo. 1983. Atas..., São Paulo, SBG. P.293-300.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; JULIANI, C. (1993) Características das mineralizações auríferas no Grupo Serra do Itaberaba, Guarulhos, SP. *Rev. Instituto Geológico* 14(1):21-29.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; SAYEG, I.J. 1999a. Application of SEM in the study of gold mineralizations in the Morro da Pedra Preta Formation, Grupo

- Serra do Itaberaba – São Paulo, Brazil. *Acta Microscopica* 8(Supplement A):125-126.
- BELJAVSKIS, P., JULIANI, C., GARDA, G.M., XAVIER, R.P., BETTENCOURT, J.S. 1999b. Overview of the gold mineralization in the metavolcanic-sedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group – São Paulo – Brazil. In: Stanley, C.J. et al. (1999) *Mineral Deposits: Processes to Processing*. v.1. Balkema, p. 151-153.
- BERGMANN, M. 1988. Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo. São Paulo, 155p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- BERGMANN, M. 1990 Litoestratigrafia e paleoambiente do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo. In: JORNADAS CIENTÍFICAS, São Paulo, 1990. São Paulo, USP, Boletim IG-USP, Publicação Especial. 9, p. 107-109.
- BETTENCOURT, J. S. e WERNICK, E. 1976. Contribuição a geoquímica de Sr das rochas calcárias dos grupos São Roque e Açungui (SP, PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais..., Ouro Preto, SBG, v.1, p. 171-187.
- BÉZIAT, D., BOURGES, F., DEBAT, P., FUCHS, Y., LOMPO, M., MARTIN, F., NIKIÉMA, S. e TOLLON, F. 1999. The Guibaré and Fété Kolé gold-bearing tourmaline-quartz veins in the Birimian greenstone belts of Burkina Faso. *Canadian Mineralogist*, 37:575-591.
- BLUTH, G.J. e OHMOTO, H. 1988. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13°N latitudes. Part II: sulfur isotopes. *Can. Mineral.* 26:505-515.
- BONE, Y. 1988. The geological setting of tourmalinite at Rum Jungle, N.T., Australia - genetic and economic implications. *Mineralium Deposita*, 23:34-41.
- BORTHWICK, J. e HARMON, R.S. 1982. A regarding ClF_3 as a alternative to BrF_5 for oxygen isotope analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46:1665-1668.
- CAMPANHA, G.A.C. 1991. Tectônica proterozóica do Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296p.
- CAMPANHA, G.A.C., GIMENES FILHO, A.; SADOWSKI, G.R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camburiú. Boletim de Resumos Expandidos. SBG, v.1, p. 271-272.
- CAMPANHA, G.A.C. e SADOWSKI, G.R. 1999. Tectonic of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. 98:31-51.
- CAMPOS NETO, M. e BASEI, M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Atas..., São Paulo, SBG-NSP, p. 79-90.
- CARLISLE, D. 1963. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *Journal of Geology*, 71(1):48-71

- CAVALCANTE, J. C. e KAEFER, L.K. 1974. Geologia da Folha de Santos (parcial). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais..., Porto Alegre, SBG, v.4, p. 227-245.
- CLELAND, J.M., MOREY, G.B. e MACSWIGGEN, P.L. 1996. Significance of tourmaline-rich rocks in the North Range Group of the Cuyna Iron Range, east-central Minnesota. *Economic Geology*, 91:1282-1291.
- CRAIG, J.R. e SCOTT, S.D. (1982) Sulfide phase equilibria. In: Ribbe, P.H. (Ed.) *Sulfide Mineralogy. Reviews in Mineralogy* 1: CS-1-1 a 10.
- CRAIG, J.R. e VOKES, F.M. (1993) The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineral. Mag.* 57:3-18.
- CRAW, D. e NORRIS, R.J. 1993. Grain boundary migration of water and carbon dioxide during uplift of garnet-zone Alpine Schist, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, 11:371-378.
- COUTINHO, J.M.V., JULIANI, C., FRASCÁ, M.H.B. DE O. e BELJAVSKIS, P. 1984. Geologia e petrografia de anfibolitos vulcanoclásticos no Grupo São Roque em Tomé Gonçalves - Região da Serra do Itaberaba - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.9, p. 4291-4298.
- DAITX, E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Rio Claro, 435p.
- DANTAS, A.S.L., ALMEIDA, M.A. de, TEIXEIRA, A.L., NAGATA, N. e BISTRICHI, C.A. 1986. Integração geológica das folhas de Guarulhos e Santana do Parnaíba na escala 1: 50.000. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1: 50.000, 2, São Paulo, 1986. Atas..., São Paulo.
- DANTAS, A.S.L. 1990. Geologia da faixa São Roque e intrusivas associadas na região entre São Paulo e Mairiporã, Norte de São Paulo-SP. São Paulo, 199p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- DAITX, E.C. 1996 Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag) com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, 2v., 453p.
- DG-US 1989. A Short course in structural geology, fluids and mineralization. Department of Geology, University of Southampton.
- DIMROTH, E., 1975. Paleo-environment of iron rich sedimentary rocks. *Geologische Rundschau*, 64 (3):751-767.
- DIMROTH, E. e LICHTBLAU, A.P. 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Quebec, Canada. Part I: Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(7):1315-1340.
- DUAN, Z., MØLLER, N., WEARE, J.H. 1992a. An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: I. Pure systems from 0 to 1000°C and 0 to 8000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56:2605-2617.

- DUAN, Z., MØLLER, N., WEARE, J.H. 1992b. An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: II. Mixtures from 50 to 1000°C and 0 to 1000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56:2619-2631.
- ETHIER, V.G. e CAMPBELL, F.A. 1977. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Canadian Journal Earth Science*, 14:2348-2363.
- FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açunguí: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Faure, G. (1986) Principles of isotope geology. 2nd Ed. John Wiley & Sons, 589p.
- FLEISCHER, R. e ROUTHIER, P. 1973. The "Consanguineous" origin of the tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Economic Geology*. 68:11-22.
- FOIT, F.F. e ROSENBERG, P.E. 1977. Couple substitutions in the tourmaline group. *Contributions Mineralogy Petrology*, 62:109-127.
- FALLICK, A.E., MCCONVILLE, P., BOYCE, A.J., BURGESS, R., KELLEY, S.P. 1992. Laser microprobe stable isotope measurements on geological materials: some experimental considerations (with special reference to $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides). *Chem. Geol.* 101:53-61.
- FALLICK, A.E.; ASHTON, J.H.; BOYCE, A.J.; ELLAM, R.M.; RUSSELL, M.J. 2001. Bacteria were responsible for the magnitude of the world-class hydrothermal base metal sulfide orebody at Navan, Ireland. *Econ. Geol.* 96:885-890
- FAURE, G. 1986. Principles of isotope geology. 2nd Ed. John Wiley & Sons, 589p.
- GALLAGHER, V. 1988. Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline: New evidence from SE Ireland. *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 637-650.
- GARBA, I. 1996. Tourmalization related to late Proterozoic-early Paleozoic lode gold mineralization in Bin Yauri area, Nigeria. *Mineralium Deposita*, 31:201-209.
- GARDA, G.M., BELJAVSKIS, P., JULIANI, C.; BOYCE, A.J. 2002. Sulfur stable signature of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, Sao Paulo State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis* 16(3).
- GARDA, G.M. BELJAVSKIS, P., JULIANI, C. e SILVA, S. 2003. Geochemistry of tourmalines associated with iron formation and quartz veins of Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group (São Paulo, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75(2): 209-234.
- GASHAROVA, B., MIHAILOVA, B. e KONSTANTINOV, L. 1987. Raman spectra of various types of tourmaline. *European Journal Mineral*, 9935-940.
- GRIFFIN, W.L., SLACK, J.F., RAMSDEN, A.R., WIN, T.T. e RYAN, C.G. 1996. Trace elements from massive sulfide deposits and tourmalinites: geochemical controls and exploration applications. *Economic Geology*. 91:657-675.
- GROSS, G.A. 1965. Geology of iron deposits in Canada. 1. General geology and evolution of iron deposits. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 22, 181p.

- GROSS, G.A. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian mineralogist*, 18(2):215-222.
- HACKSPACHER, P.C. (coord.) 1988 Projeto Cabreúva - Geologia das quadrículas Cabreúva e Moreiros (scala 1:25.000) - Relatório Final. UNESP-IGCE/PRÓ-MINÉRIO, 2v.
- HACKSPACHER, P., DANTAS, E.I., GODOY, A.M., OLIVEIRA, M.A.F. e FETTER, A. 1999 Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira Belt through isotope of Nd in the State of São Paulo, SE of Brazil. In: South America Symposium on Isotope Geology, 2, Villa Carlos Paz, Argentina, Anais, p. 310-313.
- HASUI, Y. 1986. Novo Modelo do Vale do Ribeira. SICCT/Pró-MINÉRIO/IPT, São Paulo, Relatório nº23.742, 68p.
- HASUI, Y, PENALVA, F. e HENNIES, W.T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1978. Anais..., Salvador, SBG, v.1, p. 101-134.
- HAWTHORNE, F.C. 1996. Structural mechanism for light-element variations in tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 34:123-132.
- HAWTHORNE, F.C. e HENRY, D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal Mineral.* 11:201-215.
- HENNIES, W.T., HASUI, Y, e PENALVA, F. 1967. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais..., Curitiba, SBG, p. 159-168.
- HENRY, D.J. e GUIDOTTI, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70:1-15
- HENRY, D.J e DUTROW, B.L. 1990. Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 28:111-124.
- HO, S.E. 1988. Fluid Inclusions: Their potential as an exploration tool for Archaean gold deposits. In: HO, S.E. e GROVES, D.I. (Ed.) *Recent Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits*. UWA, Key Centre e University Extension, Publication 11: 239-263.
- HO, S.E., GROVES, D.I. & PHILLIPS, G.N., 1990. Fluid inclusions in quartz veins associated with Archaean gold mineralization: clues to ore fluids and ore depositional conditions and significance to exploration. In: Herbert H.K. & Ho, S.E., (Eds.) *Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralization*. Geology Department and University Extension, The University of Western Australia, Publication 23: 35-50.
- HOLLISTER, L.S. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal H₂O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology*, 12:895-901.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO, 1985. Projeto prospecção para metais base na sequência vulcano-sedimentar de Itaberaba, SP. São Paulo. II. (IPT, Relatório 22.434)

- JANASI, V. e ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res.* 51:351-374.
- JIANG, S.-Y. e PALMER, M.R., 1998 Paragenesis and chemistry of multistage tourmaline formation in the Sullivan Pb-Zn-Ag deposits, British Columbia. *Economic Geology*, 93:47-67
- JIANG, S.-Y., PALMER, M.R., LI, H.-Y. e XUE, C.-J. 1995. Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmougou Pb-Zn deposits, Qiling, China: implications for hydrothermal ore-forming processes. *Mineralium Deposita*, 30:225-234.
- JIANG, S.-Y., SLACK, J.F. e , PALMER, M.R. 1997. Alkali-deficient tourmaline from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. *Mineralogical Magazine*, 61:853-860.
- JIANG, S.-Y., PALMER, M.R., SLACK, J.F. e SHAW, D.R. 1998. Paragenesis and chemistry of multistage Tourmaline Formation in the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 93:47-67.
- JICA/MMAJ, 1982. Report on Geological Survey of Anta Gorda, Brazil: Phase II. Acordo Coop. Tecn. Brasil – Japão, DNPM/ MMAJ, Tokyo. 119p.
- JICA/MMAJ, 1983. Report on Geological Survey of Anta Gorda, Brazil: Phase III. Acordo Coop. Tecn. Brasil – Japão, DNPM/ MMAJ, Tokyo. 111p.
- JINGWEN. M. 1995. Tourmalinite from northern Guangxi, China. *Mineralium Deposita*, 30:235-245.
- JULIANI, C. 1993. Geologia e evolução geológica-estrutural preliminar do Grupo Serra do Itaberaba e Grupo São Roque na região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca NE da cidade de São Paulo, SP. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2v., 803p.
- JULIANI, C. e BELJAVSKIS. P. 1995. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto de Geociências, USP*. 16(1/2), 33-58.
- JULIANI, C. BELJAVSKIS. P. e SCHORSCHER, J.H.D. 1986. Petrogenese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do Grupo São Roque – SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, SBG, Anais..., Goiania, SBG, v.2, p.730-745.
- JULIANI, C., PÉREZ-AGUILAR, A., MARTIN, M.A.B. 1997. Geotermo-barometria e evolução metamórfica P-T-t do Grupo Serra do Itaberaba (SP). In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 69:441-442.
- JULIANI, C., HACKSPACHER, P., DANTAS, E.L., FEITER, A.H. 2000. The Mesoproterozoic volcanic-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implication for the age of overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):82-86.
- KASSOLI-FURNARAKI, A. e MICHAILEDIS, K. 1994. Chemical composition of tourmaline in quartz veins from Nea Roda and Thasos areas in Macedonia, Northern Greece. *Canadian Mineralogist*, 32:607-615.

- KELLEY, S.P. e FALLICK, A.E. 1990. High precision spatially resolved analysis of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides using a laser extraction technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54:883-888.
- KIMBERLEY, M.M. 1978. Paleoenvironmental classification of iron formations. *Econ. Geol.* 73: 215-229
- KIMBERLEY, M.M., 1989. Nomenclature for iron formations. *Ore Geology Reviews*, 5(1/2): 1-12.
- KING, R.W. e KERRICH, R. 1989. Chromian dravite associated with ultramafic-rock-hosted Archean lode gold deposits, Timmis-Pourcupine District, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 27:419-426.
- KING, R.W. 1988. Geochemical characteristics of tourmaline from Superior Province Archean lode gold deposits: implications for source regions and processes. In: *Bicentennial Gold 88*. Geol. Soc. of Austr. Abstract Series 23. 2: 445-447.
- KING, R.W. 2000. Minerals explained 28: The tourmaline group (Part 1). *Geology Today*. Jan-Febr.:35-37.
- KISTLER, R.B. e SMITH, W.C. 1975. Boron and borates. In: Lefond, S.J. eds. *Industrial Rocks and Minerals* (4th edition): New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers. 473-496.
- LAJOIE, J., 1979. Facies Model 17: Volcanoclastic. In: WALTER, R.J. (Ed.) - *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 191-200 (1980).
- LOWRY, D.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E.; STEPHENS, W.E. 1997. Sources of sulphur, metals and fluids in granitoid-related mineralization in the Southern Uplands, Scotland. *Trans. Instr. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)* 106:B157-B168.
- LYONS, T.W.; GELLATLY, A.M.; FRANK, T.D.; KAH, L.C. 2002. Chemistry of the Mesoproterozoic ocean and links to biospheric oxygen levels. In: *Astrobiology Science Conference, 2*, Ames (California, USA), NASA, Abstracts: <http://www.astrobiology.com/asc2002/abstract.html?ascid=135>.
- MaCARDLE, P., FTZELL, M., OOSTEROM, M.G., O'CONNOR e KENNAM, P.S. 1989. Tourmalinite as a potential host rock for gold Caledonides of southeast Ireland. *Mineralium Deposita*, 24:154-159.
- MAYNARD, J.; PRICHARD, H.M.; IXER, R.A.; LORD, R.A.; WRIGHT, I.P.; PILLINGER, C.T.; MCCONVILLE, P.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E. 1997. Sulphur isotope study of Ni-Fe-Cu mineralization in the Shetland ophiolite. *Trans. Instr. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)* 106:B215-B226.
- McKIBBEN, M.A. e ELDRIDGE, C.S. 1990. Radical sulfur isotope zonation in pyrite accompanying boiling and epithermal gold deposition: a SHRIMP study of the Valles Caldera, New Mexico. *Econ. Geol.* 85:1917-1925.
- MARINI, O.J., TREIN, E.; FUCH, R.A. 1967. O Grupo Açunguá no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J., SALLUMUNI, R., PINTO, V.M. "Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná". *Boletim Paranaense de Geologia*. 23-25:43-104.
- MELLITO, K.M. 1998. Aplicação dos sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd no depósito polimetálico do Salobo 3A, Província Mineral de Carajás, Pará. São Paulo,

- Universidade de São Paulo, 113p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP).
- MICHAILIDIS, K., KASSOLI-FURNARAKI, A. e DIETRICH, R.V. 1996. Origin of zoned tourmalines in graphite-rich metasedimentary rocks from Macedonia, northern Greece. *European Journal Mineral*, 8:393-404.
- MÖLLER, G.A. e GROVES, D. I., 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews* 6: 291-331.
- NEIVA, A.M.R. (1974) Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 38:1307-1317.
- NOVÁK, M., SELWAY, J. B., CERNÝ, P., HAWTHORNE, F.C. e OTTOLINI, L. (1999) Tourmaline of the elbaite-dravite series from an elbaite-subtype pegmatite at Blizná, southern Bohemia, Czech Republic. *European Journal Mineral*, 11:557-568.
- OHMOTO, H. E RYE, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, p. 509-567.
- OLSEN, S.N. e FERRY, J.M. 1995. A comparative fluid inclusion study of the Waterville and Sagerville (Vassalboro) formations, south-central Maine. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 118:1046-1048.
- PÉREZ-AGUILAR, A. 1996. Geologia , petrografia e gênese dos granada-cordierita-commingtonita/antofilita anfibolitos e rochas associadas do Grupo Serra do Itaberaba, SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 168p.
- PÉREZ-AGUILAR, A. 2001. Petrologia e litoquímica de rochas de paleosistemas hidrotermais oceânicos mesoproterozóicos da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Serra do Itaberaba, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 223p.
- PIEKARZ, G.F. (1981) Reconhecimento das unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: *Simpósio Regional de Geologia*. 3, Curitiba, SBG, Atas. 148-154.
- PIRAJNO, F. e SMITHIES, R.H. (1992) The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal Geochemical Exploration*, 42:371-381.
- PIRES, F.A., FERNANDES, A.J., TEIXEIRA, A.L., BOGGIANI, P.C., MASSOLI, M. e PETRI, S. (1990) Mapa geológico da folha Salto de Pirapora – SP (SF - 23-Y-C-IV-2), na escala 1: 50.000. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. Boletim de resumos. Natal, SBG, p. 352.
- PLIMER, I.R. 1980 Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits with granites. *Mineralium Deposita*, 15:275-289.
- PLIMER, I.R. 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineralium Deposita*, 21:263-270.

- PLIMER, I.R. 1987. The association of tourmaline with stratiform scheelite deposits. *Mineralium Deposita*, 22: 282-291.
- PLIMER, I.R. 1988. Tourmalinites associated with Proterozoic submarine exhalative ores. in Friederich, G.H. e Herzig, P.M. eds., *Base Metal Sulfide Deposits in sedimentary and volcanic environments*: Berlin, Springer-Verlag, 1988. p.255-283.
- PLIMER, I.R. e SLACK, J. 1989. Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, p. 434-451.
- REYNOLDS, R. S. Jr. 1965. The concentration of boron in Precambrian seas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 291-16.
- ROBINSON, B.W. e KURASABE, M. 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide, for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem.* 47(7):1179-1181.
- ROEDDER, E. 1984. Fluids inclusions. *MSA Reviews in Mineralogy* 12, 646p.
- Shanks, W.C. 2001. Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes. *Stable Isotope Geochemistry* 43: 469-525.
- SHAW, D.M. 1996. Similarities and contrasts in lunar and terrestrial boron geochemistry. In: Grew, E.S.;
- SLACK, J.F. 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*. 91:sec.B. B81-B89.
- SLACK, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grew, E.S. and Anovitz, L.M.(eds.): *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry*. *MSA Reviews in Mineralogy*. 33:559-643.
- SLACK, J.F. e COAD, R. P. 1989. Multiple hydrothermal and metamorphic events in Kidd Creek volcanogenic massive sulphide deposit, Timmis, Ontario: evidence from tourmalines and chlorites. *Canadian Journal Earth Science*. 26:694-715.
- SLACK, J.F., HERRIMAN, N., BARNES, R.G. e PLIMER, I.R. 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*, 12:713-716.
- SLACK, J.F., PALMER, M.R., STEVENS, B.P.J. e BARNES, B.P. 1993. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Economic Geology*. 88:505-541.
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro oeste do Escudo Paranaense. In: *Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*. 3, Curitiba, SBG, Atas. 1:245-258.
- STEVEN, N.M. e MOORE, J.M. 1995. Tourmalinite mineralization in the late Proterozoic Kuiseb Formation of the Damara orogen, central Namibia: evidence for replacement origin. *Economic Geology*. 90:1098-1117.
- TASSINARI, C.C.G., BARBOUR, A.P., DAITX, E.C., SATO, K. 1990. Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na natureza das fontes das mineralizações de chumbo do

- Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais..., Natal, SBG, v.3, p. 1254-1266.
- TASSINARI, C.C.G., MUNHÁ, J.M.U., RIBEIRO, A., CORREIA, C.T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes*, 24(4):245-251.
- TAYLOR, R.P. SLACK, J.F. 1984. Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: texture, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology*. 79:1703-1726.
- TAYLOR, R.P., IKINGURA, J.R., FALLICK, A.E., HUANG, Y. e WATKINSON, D.H. 1992. Stable isotope compositions of tourmalines from granites and related hydrothermal rocks of the Karagwe-Ankolean belt, northwest Tanzania. *Chemical Geology*, 94:215-227.
- TORRES-RUIZ, J.; PESQUERA, A.; GIL-CRESPO, P.P. e VELILLA, N. 2003. Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology* v.197, p. 55-86.
- VAUGHAN, D.J. e CRAIG, J.R. 1978. Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge University Press, 477 p.
- VELASCO, F.; SÁNCHEZ-ESPAÑA, J.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E.; SÁEZ, R.; ALMODÓVAR, G.R. 1998. A new sulfur isotopic study of some Iberian Pyrite Belt deposits: evidence of a textural control on sulfur isotope composition. *Miner. Deposita* 34:4-18.
- VLACH, S.R.F. e GUALDA, G.A.R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30:214-218.
- VON GEHLEN, K.; NIELSEN, H.; CHUNNETT, I.; ROZENDAAL, A. 1983. Sulphur isotopes in metamorphosed Precambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and baryte at Aggeneys and Gamsberg, South Africa. *Mineral. Mag.* 47(4):481-486.
- ZARTMAN, R.E. e DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. In: R.E. Zartman e S.R. Taylor (Eds.) *Evolution of the upper mantle. Tectonophysics* 75:135-162.
- WAGNER, T. e BOYCE, A.J. 2001. Sulphur isotope characteristics of recrystallisation, remobilisation and reaction processes: a case study from the Ramsbeck Pb-Zn deposit, Germany. *Miner. Deposita* 36:670-679.
- WERDING, G. e SCHEREYER, W. 1984. Alkali-free tourmaline in the system MgO-Al₂O₃-B₂O₃-SiO₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48:1331-1344.
- WERNICK, E. e TÖPFNER, C. 1997. Idades do magmatismo granitóide Brasileiro nos Estados de São Paulo e Minas Gerais: implicações na caracterização temporal da evolução do Cinturão Ribeira. *Atas V Simp. Geol. Sudeste*, 1: 159-161, SBG (núcleos SP/RJ-ES)/ABGE, Penedo, Itatiaia, RJ, Brasil.
- WILMER, A.P. 1992. Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaqua Mobile Belt (South Africa). *Mineralium Deposita* 27:304-313.
- XAVIER, R.P. 1987. Estudos de inclusões fluidas na mina de ouro Fazenda Brasileiro, greenstone belt do Rio Itapicuru. Bahia. São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 142p.

- XAVIER , R.P. 1994. Potential reservoirs for mesothermal gold deposits in Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Comunicaciones*, 45:13-22.
- YEATS, C.J. e GROVES, D.I. 1998. The Archaean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: products of combined synvolcanic and syntectonic alteration and mineralization. *Ore Geology*, 13:103-129.
- YAVUZ, F. TOURMAL 1997. Software package for tourmaline, tourmaline-rich rock and related ore deposits. *Computers & Geosciences* v. 23, p. 947-959.
- YAVUZ, F., ISKENDEROGLU, A. e JIANG, S-Y. 1999. Tourmaline composition from the Salikavan Porphyry Cu-Mo deposit and vicinity, northeastern Turkey. *Canadian Mineralogist*, 37: 1007-1023.
- YAVUZ, F., GÜLTKIN, A.H. e KARAKAYA, M.C. 2002. CLASTOUR: a computer program for classification of the minerals of tourmaline group. *Computers e Geociencias*. 28:1007-1036.

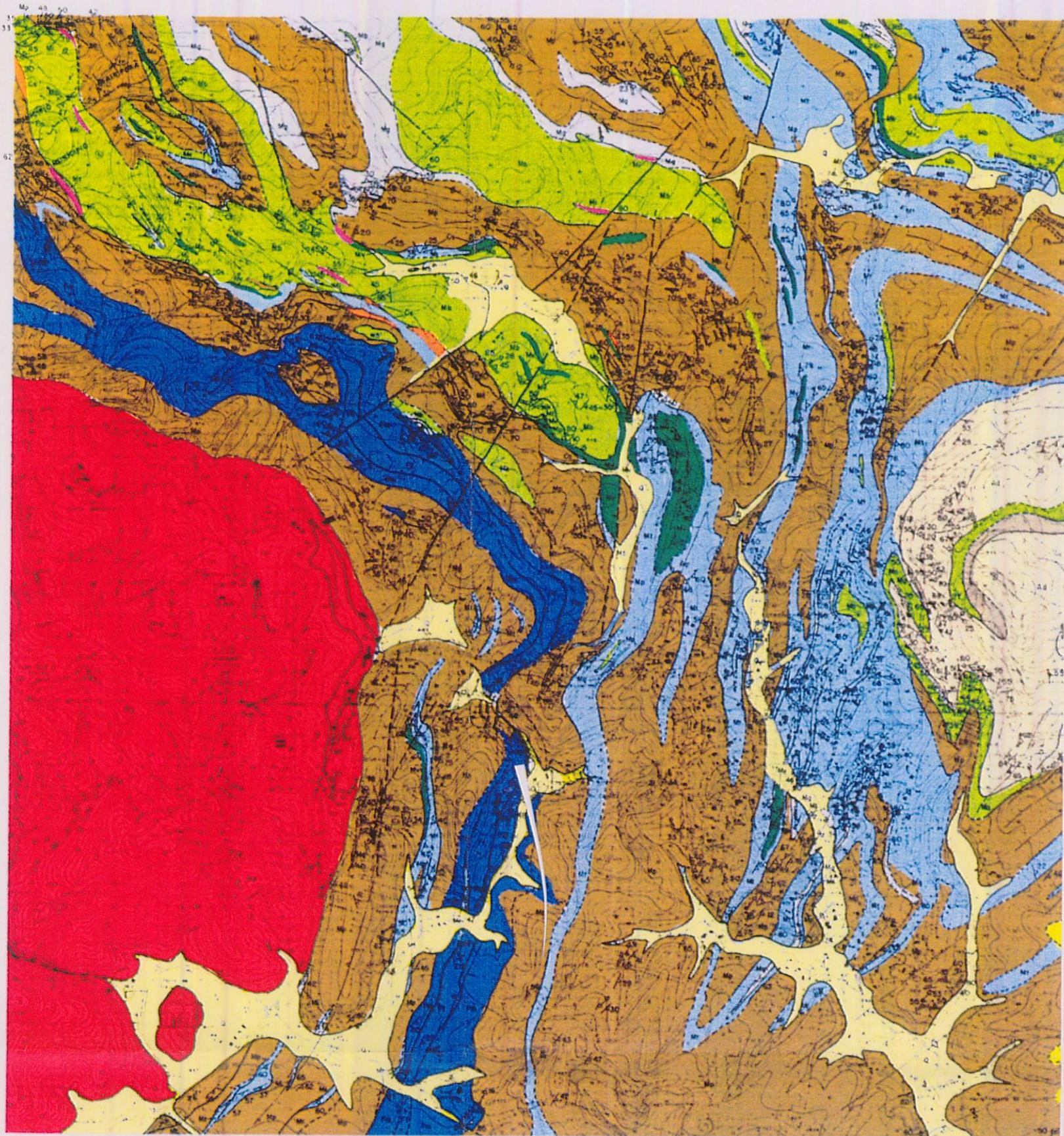


FIGURA 3
MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA TAPERAS GRANDE
LEGENDA

PLEISTOCENO AO RECENTE

Q Aluviões

TERCIÁRIO

FORMAÇÃO RESENDE E SÃO PAULO

T Sedimentos diversos com argilitos, siltitos, arenitos e conglomerados.

NEOPROTEROZÓICO

SUÍTE PORFIRÍTICA-GRANITÓIDES PAU-PEDRA

DE Granodioritos e granitos.

MEZOPROTEROZÓICO

GRUPO SERRA DO ITABERABA

Ad

FORMAÇÃO NHANGUÇU
Xistos finos com intercalações de exalitos.

Mn

Metapelitos e subordinadamente ocorrem metapelitos calciossilicático.

FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA

Mp

Metapelitos com intercalações de metassedimentos grafitosos ou manganíferos, calciossilicáticas e metatufos.

Mg

Xistos grafitosos com intercalações de metatufos.

Ft/Fm

Formações ferríferas bandadas.

Cs

Rochas calciossilicáticas com leitos de *metachert*.

Mt

Metatufos básicos com intercalações de exalitos, rocha Calciossilicáticas e metavulvanoclástica.

Mv

Rochas metavulcanoclásticas, incluindo metabrechas e meta-aglomerados vulcânicos.

MI

Rochas meta-intermediárias andesitos e dacitos.

Mb

Metabasitos, anfibolitos e anfibólio xistos.

Convenções Cartográficas

- Caminho
- Lagoa e Represa
- Ribeirão ou Córrego

Convenções Geológicas-Estruturais

- Falhas definidas/inferidas
- Contato litológico definido/indeferido
- Atitude do acamamento (S₀), inclinada/vertical
- Atitude da foliação (S₁), inclinada/vertical

Fonte :
BELJAVSKIS, P. 1988
JULIANI, C. 1993

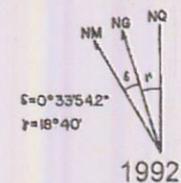
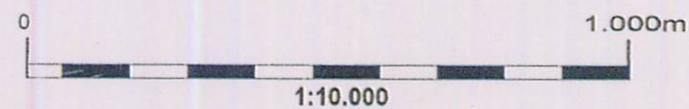


FIGURA 3
MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA TAPERA GRANDE
LEGENDA

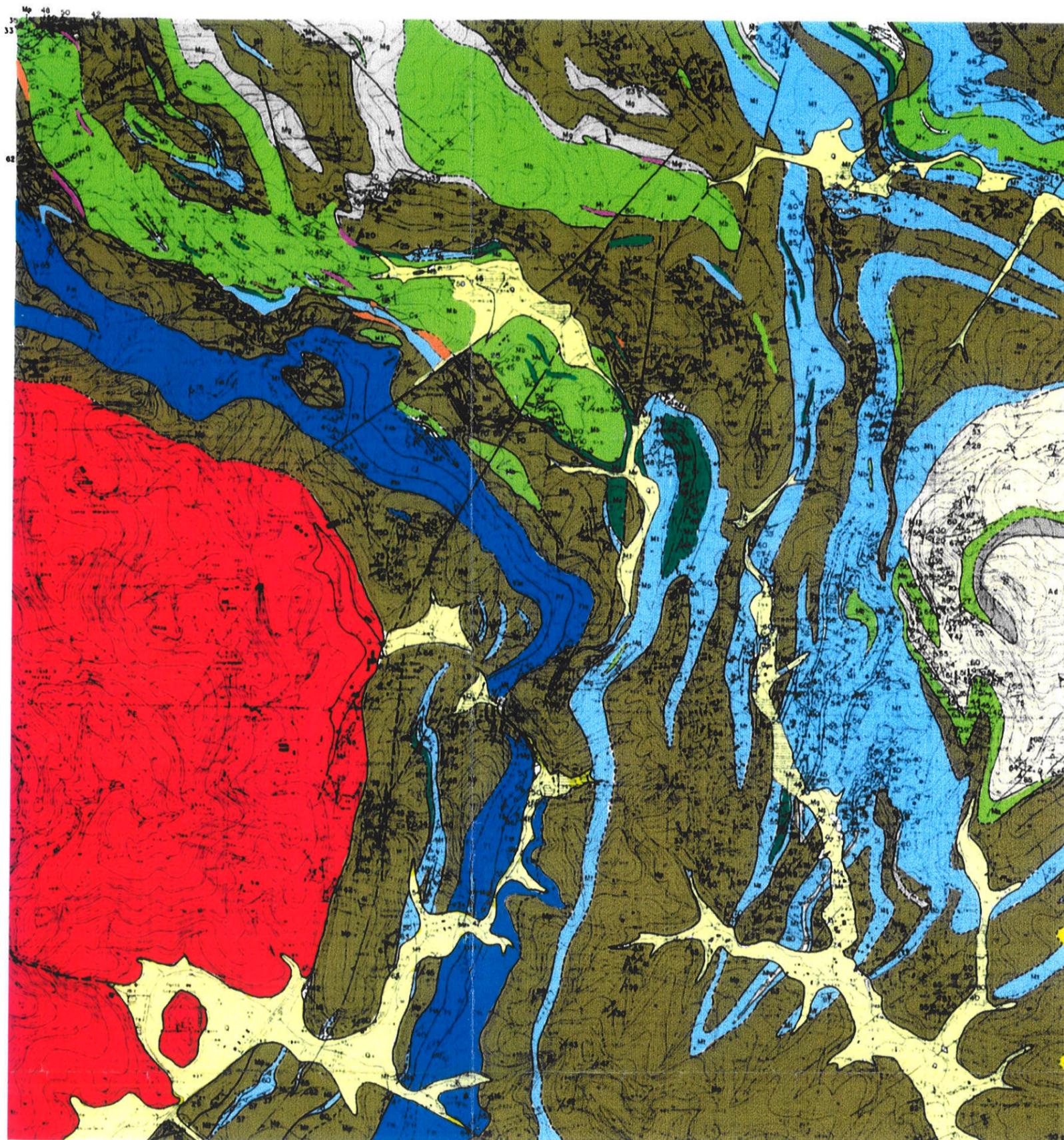
- PLEISTOCENO AO RECENTE**
- Q** Aluviões
- TERCIÁRIO**
FORMAÇÃO RESENDE E SÃO PAULO
Sedimentos diversos com argilitos, siltitos, arenitos e conglomerados.
- NEOPROTEROZÓICO**
SUÍTE PORFIRÍTICA-GRANITÓIDES PAU-PEDRA
Granodioritos e granitos.
- MESOPROTEROZÓICO**
GRUPO SERRA DO ITABERABA
- FORMAÇÃO NHANGUÇU**
Xistos finos com intercalações de exalitos.
- Mn** Metapelitos e subordinadamente ocorrem metapelitos
- FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA**
- Mp** Metapelitos com intercalações de metassedimentos grafitosos ou manganíferos, calciosilicáticas e metatufos.
Mg Xistos grafitosos com intercalações de metatufos.
- Ff/Fm** Formações ferríferas bandadas.
- Cs** Rochas calciosilicáticas com leitos de *metachert*.
- Mt** Metatufos básicos com intercalações de exalitos, rocha Calciosilicáticas e metavulvanoclástica.
Mv Rochas metavulcanoclásticas, incluindo metabrechas e meta-aglomerados vulcânicos.
Mi Rochas meta-intermediárias andesitos e dacitos.
Mb Metabasitos, anfibolitos e anfibólio xistos.

Convenções Cartográficas

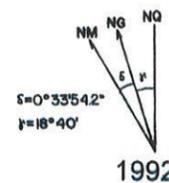
- Caminho
-  Lagoa e Represa
-  Ribeirão ou Córrego

Convenções Geológicas-Estruturais

-  Falhas definidas/inferidas
-  Contato litológico definido/indeferido
-  Atitude do acamamento (S_0), inclinada/vertical
-  Atitude da foliação (S_1), inclinada/vertical



Fonte :
BELJAVSKIS, P. 1988
JULIANI, C. 1993



ERRATA



Geochemistry of tourmalines associated with iron formation and quartz veins of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group (São Paulo, Brazil)

GIANNA M. GARDA¹, PAULO BELJAVSKIS², CAETANO JULIANI³ and DAILTO SILVA⁴

¹Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, IGc-USP, 05508-080 São Paulo, SP, Brasil

²Programa de Recursos Minerais da Pós-Graduação, IGc-USP, 05508-080 São Paulo, SP, Brasil

³Departamento de Mineralogia e Geotectônica, IGc-USP, 05508-080 São Paulo, SP, Brasil

⁴Departamento de Metalogênese e Geoquímica, IGc-UNICAMP

Cx. Postal 6152, 13083-970 Campinas, SP, Brasil

Manuscript received on January 23, 2002; accepted for publication on March 7, 2003;

presented by JOSÉ MOACYR V. COUTINHO

ABSTRACT

Tourmalines of intermediate schorl-dravite composition occur in iron formation (including metachert and tourmalinites), metasediments, calc-silicate and metabasic/intermediate rocks of the Morro da Pedra Preta Formation, a volcanic-sedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group (northeast of São Paulo City, southeastern Brazil).

The Morro da Pedra Preta Formation is crosscut by quartz veins that contain both intermediate schorl-dravite and an alkali-deficient, Cr-(V)-bearing tourmaline, in which the occupancy of the X-site is $\square_{0.51}\text{Ca}_{0.33}\text{Na}_{0.15}$, characterizing it as intermediate to foitite and magnesiofoitite end-members. Mg# values for this tourmaline are higher than those for intermediate schorl-dravite.

Raman spectroscopy also confirms the presence of two groups of tourmalines. Stable isotope data indicate sediment waters as fluid sources, rather than fluids from magmatic/post-magmatic sources. Delta ¹⁸O compositions for tourmalines, host metachert, and quartz veins are similar, showing that fluid equilibration occurred during crystallization of both quartz and tourmaline.

Syngenetic, intermediate schorl-dravite tourmalines were formed under submarine, sedimentary-exhalative conditions; amphibolite-grade metamorphism did not strongly affect their compositions. Younger tourmalines of compositions intermediate to foitite and magnesiofoitite reflect the composition of the host rocks of quartz veins, due to fluid percolation along faults and fractures that caused leaching of Cr (and V) and the crystallization of these alkali-deficient, Cr-(V)-bearing tourmalines.

Key words: schorl-dravite series, foitite-magnesiofoitite, Serra do Itaberaba Group, Morro da Pedra Preta Formation.

INTRODUCTION

“The tourmaline minerals in all their aspects” was the topic of the meeting called “Tourmaline

Correspondence to: Gianna M. Garda
E-mail: giagarda@usp.br

1997", held in the Czech Republic in June 1997. Frank C. Hawthorne and Darrell J. Henry presented a proposal for classification of minerals of the tourmaline group, including the alkali-deficient tourmaline foitite (McDonald et al. 1993) among the thirteen valid end-members. The classification is based on chemical composition and ordering at the different crystallographic sites of the tourmaline structure (Hawthorne and Henry 1999).

The importance of tourmaline as a petrogenetic indicator has been pointed out by several authors (e.g. Henry and Guidotti 1985, Plimer 1986, 1988, Yavuz 1997) for its ample occurrence as an authigenic mineral in sedimentary and metamorphic rocks. In exploration, dravitic tourmalines have been associated with massive sulfide deposits and exhalites (Plimer 1986, 1987, 1988, Slack 1982, 1996, Slack et al. 1984, Taylor and Slack 1984, Willner 1992); schorlitic compositions have been associated with plutonic rocks (Taylor and Slack 1984), and exhalites (Plimer 1983), and alkali-deficient tourmalines with several environments (Hawthorne et al. 1999).

Tourmaline is a common mineral in the Serra do Itaberaba Group (State of São Paulo, southeastern Brazil), particularly in the basal volcanic-sedimentary sequence named Morro da Pedra Preta Formation (Juliani 1993), which was explored for gold in the 16th and 17th centuries.

Scanning electron microscopy revealed gold disseminated in tourmalinites and associated rocks in the Tapera Grande prospect, and alkali-deficient tourmalines associated with mineralized and barren quartz veins in the Quartzito prospect, both areas found in the Morro da Pedra Preta Formation. Distinct mineralization assemblages charac-

terize each area, with gold - pyrite - pyrrhotite-chalcopyrite in Tapera Grande (Beljavskis et al. 1999b) and electrum - pyrite - chalcopyrite-sphalerite - galena - scheelite - molybdenite in Quartzito (Garda et al. 1999).

The association of distinct tourmaline compositions with distinct types of mineralization in the Morro da Pedra Preta Formation led the authors to further investigate the subject, once rock-forming minerals such as amphibole, garnet, staurolite, and sillimanite (among others) proved to be useful for petrogenetic studies of the Serra do Itaberaba Group, but not specifically for mineralization.

THE SERRA DO ITABERABA GROUP

Three units compose the Serra do Itaberaba Group (Juliani 1993, Juliani and Beljavskis 1995): the Morro da Pedra Preta, Nhanguçu and Pirucaia Formations.

Lithostratigraphic and chemical characteristics indicate that the deposition of the basal Morro da Pedra Preta Formation began in an ensialic rift that evolved into a deep oceanic basin during the Mesoproterozoic (Juliani et al. 2000). A pile of basic rocks was generated at mid-ocean ridge segments, whereas sediments were deposited in a pelagic environment, with contribution of distal turbidites. Among the rock types, volcanic and volcanoclastic rocks, Algoma-type iron formation, and calc-silicate rocks are recognized. Sulfidation and gold deposition resulted from hydrothermal alteration related to the intrusion of andesitic and dacitic bodies in the volcano-sedimentary sequence under backarc regime (Garda et al. 2002, in press).

The deposition of the Nhanguçu Formation (manganiferous pelites and calc-pelites; carbonatic /calc-silicate rocks, rare (meta)basites

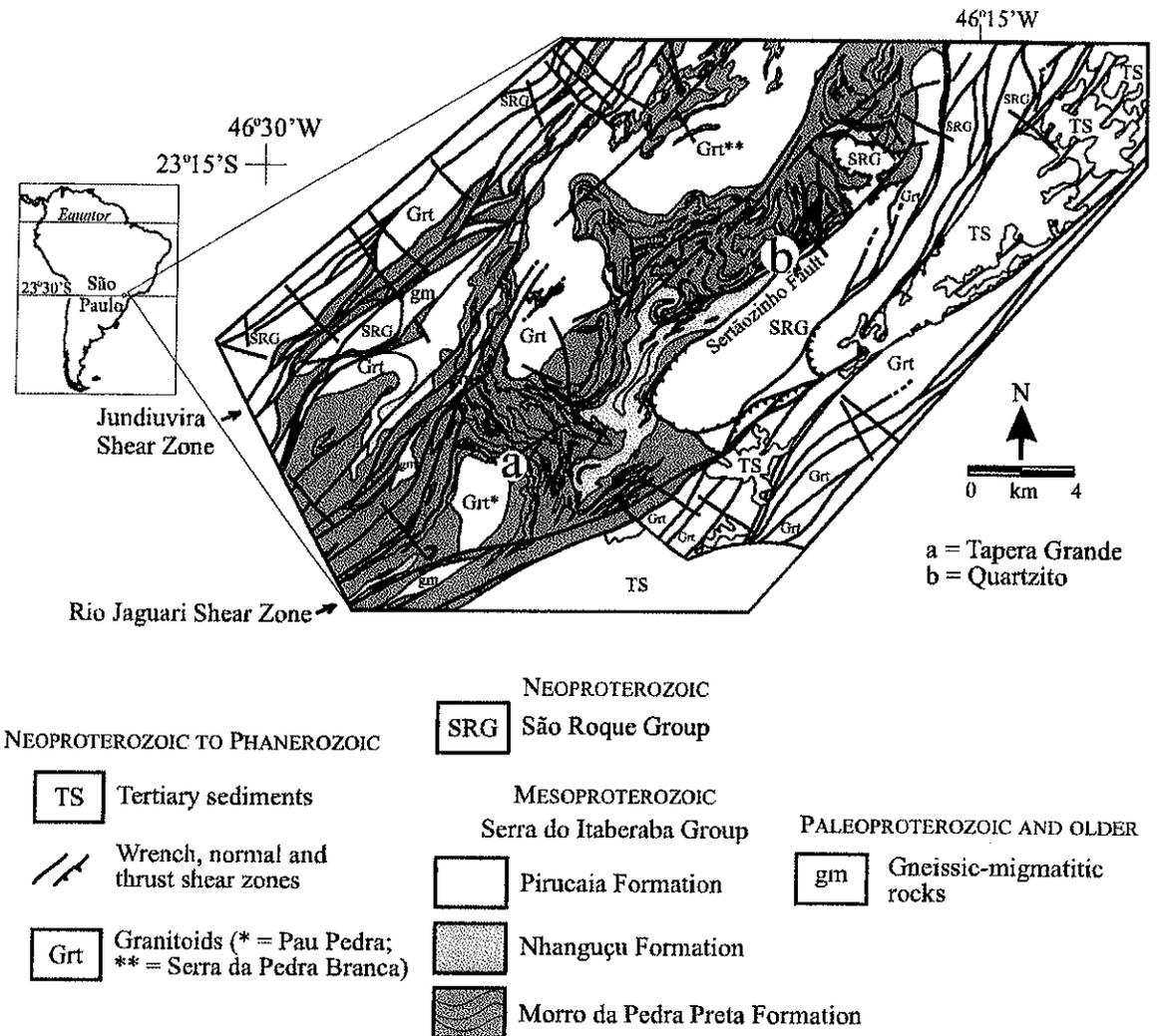


Fig. 1 – Simplified map of Serra do Itaberaba and São Roque Groups (modified from Juliani 1993).

and (meta)volcaniclastic rocks and tourmalin-ites) followed the closing of the Morro da Pedra Preta basin. On top of the Nhanguçu sequence fine-grained sediments were deposited in progressively shallower waters, and were affected by less intense exhalative volcanic activity.

The Pirucaia Formation (quartzites and quartz schists), possibly coeval with the Nhanguçu Formation, represents continental platform clastic sedimentation that took place in marginal parts of the Serra do Itaberaba basin.

The Serra do Itaberaba Group was metamorphosed to medium amphibolite facies, with the crystallization of kyanite, with later transformation to sillimanite. A second metamorphic event, most likely related to the Brasiliano Cycle, took place in the area, this time reaching the greenschist facies.

Deformed tonalitic and granodioritic granitoids in the region represent in part reworked portions of basement rocks, whereas porphyritic granite and granodiorite bodies, such

as the Pau Pedra pluton, intruded the Serra do Itaberaba Group in the Neoproterozoic (Brasiliano orogeny). These may be an extension of the nearby syn- to late-orogenic, calc-alkaline, 625 Ma-old Cantareira granitoid occurrence described by Janasi and Ulbrich (1991).

Shear zones such as Rio Jaguari and Jundiuvira and associated faults (e.g. Sertãozinho fault) were developed during transcurrent events that also affected the granitoid rocks.

TOURMALINES OF THE MORRO DA PEDRA PRETA FORMATION

A series of 25 drill cores were obtained from two areas informally named Tapera Grande (NE of the Pau Pedra granitoid body) and Quartzito (W of the Sertãozinho Fault), which sampled large part of the volcano-sedimentary sequence of the Morro da Pedra Preta Formation.

In both study areas (Fig. 1), tourmalines are found in the iron formation (including metachert and tourmalinites), psammites, calc-silicate rocks, basic metatuffs, metavolcaniclastic rocks, amphibolites, and quartz veins.

The iron formation is composed of quartz (50 to 75%), magnetite, hematite, iron oxides-hydroxides, and variable amounts of tourmaline. In this work, metachert and tourmalinites are considered sub-facies of the iron formation, according to the relative amounts of quartz (which may reach 100% in metachert) and tourmaline. In the metachert, very dark-colored, zoned, strongly pleochroic (from dark bluish green to light brown) tourmalines occur in an outcrop (sample LJ10A, Fig. 2A) close to SRT-1 drill hole. They form clusters or are aligned according to the general banding of the rock. Subordinately, chlorite also occurs in the metachert, as well as limonite and iron hydroxides.

Tourmaline-rich layers gradually turn into tourmalinites, as described by Slack (1982) and Plimer (1987, 1988). They appear as discontinuous, centimeter- to meter-thick lenses composed of alternating tourmaline-rich and quartz-rich bands. Such rocks are fine-grained and contain variable amounts of garnet, hornblende and sericite (after plagioclase). Features like rip-up clasts such as those described by Slack et al. (1984) in the Black Prince mine in Broken Hill (Australia), and Bone (1988) in the Rum Jungle area (Australia) also appear in the Morro da Pedra Preta Formation. The syn-sedimentary nature of the tourmalinites is attested by the S_1 foliation, which is marked by the tourmalines and is parallel to bedding. Tourmalinite lenses are sometimes folded, and tourmaline partially recrystallizes in S_2 , indicating a pre-metamorphic lamination affected by subsequent deformation (Juliani 1993).

Bluish green, strongly pleochroic tourmalines are found in 15 m thick, folded sequences of biotite to phlogopite quartz schists containing variable amounts of staurolite and garnet. Psammites grade into tourmaline-bearing calc-silicate rocks.

In the basic metatuffs (quartz hornblende schists) brownish green tourmalines appear together with garnet, biotite, chlorite, zoisite, apatite, and carbonate, either as lenses or disseminated in the matrix. They have a more well-developed schistosity that can be marked by opaque minerals. A tourmaline-bearing epidote, considered as resulting from the hydrothermal alteration (carbonatization) of basic metatuffs, occurs at depths of 84 m in the SRT-1 borehole.

The metavolcaniclastic rocks, which are very similar in composition to the basic metatuffs, contain titanomagnetites altering into ti-

tanite, abundant plagioclase, quartz, hornblende altering into biotite and chlorite, zoisite, and minor carbonate, apatite, and zircon. Garnet appears in variable amounts, mingled with hornblende. Tourmalines can be as abundant as hornblende. Tourmaline grains present dark, bluish cores and brown rims, and are slightly deformed.

The amphibolites are coarser-grained rocks formed by a felty mass of hornblende, containing biotite, interstitial quartz, and tourmaline that intergrows with amphibole, has dark, bluish cores and brown rims; occasionally it is associated with opaque minerals.

In general associated with shearing, quartz veins crosscut the whole Morro da Pedra Preta sequence. Tourmalines tend to occur concentrated in the contact between veins and country rock (Fig. 2B), associated with sulfides (pyrite and chalcopyrite) of sulfidation stages II, III and IV described by Beljavskis et al. (1999a).

In all rock types, tourmaline is usually fine-grained and presents basal sections from 1 to 5 mm in diameter, except when found arranged in comb texture in tourmaline-rich levels in the metachert, and in this case crystals are larger than 5 mm.

MATERIALS AND METHODS

The samples chosen for analyses (scanning electron microscopy, Raman spectrometry, X-ray diffraction fluorescence, and oxygen and hydrogen isotopic analysis) were collected from tourmalinite (outcrop T12 – Tapera Grande), tourmaline-rich metachert (outcrops LF10, LJ09, and LJ10 – Tapera Grande; drill hole F01-1B at 3.80m depth – Quartzito), and quartz veins (drill holes SRT3-99 at 54.10m depth – Tapera Grande; FQ-112-3a and FQ-112-3b at 18.40m depth, and FQ-112-46-3 at

46.23 m depth – Quartzito).

For scanning electron microscopy and Raman spectrometry, polished thin sections of the rock samples were prepared at the Petrology and Rock Technology Laboratory of the Technological Research Institute of São Paulo State (IPT).

Energy dispersive X-ray microanalyses (EDS-SEM) of carbon-coated polished thin sections were carried out at the Scanning Electron Microscope Laboratory of the Geosciences Institute of the Campinas State University (IGe-UNICAMP), equipped with a LEO scanning electron microscope model 430 I. The conditions adopted during analyses were: interaction time = 100 seconds; accelerating voltage = 20 kV.

Raman analyses were also carried out at IGe - UNICAMP. The equipment is a laser-Raman multi-channel microprobe (CCD T64000 JOBIN-YVON) coupled with a high-resolution optical microscope (OLYMPUS-BHS) that focuses the laser radiation (Ar laser, line 514.5 nm, 80 mW) on the sample (1 μ m-diameter aperture). A Sony video system helps monitor the laser operation. Beam-sample interaction time adopted was 300 s. The Raman frequencies were calibrated to 1cm⁻¹ using standard Ne emission lines.

For X-ray diffraction fluorescence, and oxygen and hydrogen stable isotope studies, quartz and tourmaline separates were obtained at the Sample Preparation Laboratory of the Geosciences Institute of São Paulo University – IGe-USP. Crushing of rock chips and screening were followed by heavy liquid separation of quartz and tourmaline, Franz electromagnetic separation of impurities, and hand picking under a binocular microscope.

X-ray diffraction fluorescence analyses

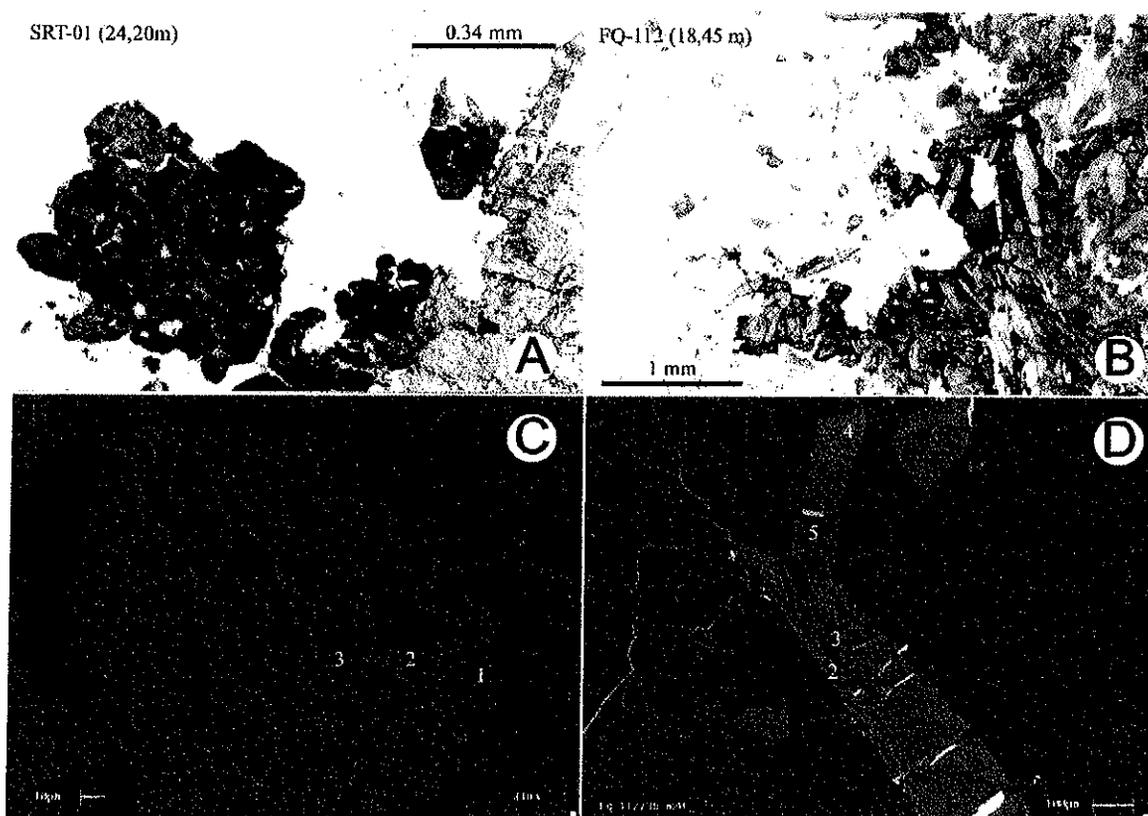


Fig. 2 -- B&W photomicrographs of A: very dark, zoned, strongly pleochroic tourmalines from Tapera Grande metachert (plane-polarized light), and B: zoned tourmaline needles of Quartzito quartz vein (plane-polarized light). SEM images of C: zoned tourmaline crystal from Tapera Grande metachert (to points 1, 2 and 3 correspond analyses 19, 20 and 21 in Table 1), and D: zoned tourmaline needles of Quartzito quartz vein, also shown in B (to point 2 correspond analyses 63 and 64; to point 3, analyses 67, 68 and 71; to point 4, analyses 72, 75 and 76, and point 5, analyses 79 and 80 in Table 1).

took place at the XRF Laboratory of IGc-USP. Oxygen and hydrogen stable isotope analyses were carried out at the Scottish Universities Environmental Research Center (East Kilbride, UK), the former with the laser fluorination method (Fallick et al. 1992) and the latter by the conventional method of gas extraction.

RESULTS

EDS-SEM MINERAL ANALYSES

Table I presents tourmaline compositions obtained by EDS-SEM, with total weight % of oxides normalized to 100%. Analyses 1 to 21

(Tapera Grande), and 40 and 41 (Quartzito) correspond to tourmalines from metachert; analyses 22 to 30 correspond to tourmalines from a tourmalinite from Tapera Grande (T12); analyses 36 to 39 to tourmalines from a quartz vein from Tapera Grande (SRT3-99), and 44 to 85 to tourmalines from quartz veins of Quartzito (112/3a, 112/3b and 112/46-3).

The structural formulae were calculated according to Henry and Guidotti (1985), assuming 3 boron and 31 oxygen atoms per formula unit (apfu).

Calculations were made using Microsoft

TABLE I

EDS-SEM analyses of tourmalines from Tapera Grande and Quartzito.
Structural formulae calculated on 31 oxygen basis.

T a p e r a G r a n d e								
Sample	LF10 1	LF10 2	LF10 3	LF10 4	LF-10b 5	LF-10b 6	LF10 11	LJ09 15
SiO ₂	42.97	42.90	41.10	41.61	40.41	39.55	37.58	38.48
TiO ₂	0.58	0.62	0.00	0.00	0.22	0.68	0.19	0.68
Al ₂ O ₃	34.01	35.10	36.71	36.59	37.62	37.87	36.94	35.81
FeO	13.26	13.56	12.15	12.14	12.92	11.47	16.07	14.44
MgO	5.74	4.80	5.39	5.26	5.45	6.09	4.73	6.17
CaO	1.11	0.60	0.45	0.59	0.49	0.92	0.47	1.01
Na ₂ O	2.34	2.42	4.19	3.81	2.89	3.43	4.02	3.41
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	5.777	5.954	6.243	6.209	6.394	6.432	6.440	6.195
Si _{total}	6.191	6.172	5.927	5.989	5.826	5.698	5.558	5.646
Si _T	6.000	6.000	5.927	5.989	5.826	5.698	5.558	5.646
Al _T	0.000	0.000	0.073	0.011	0.174	0.302	0.442	0.354
Al _Z	5.777	5.954	6.000	6.000	6.000	6.000	5.998	5.841
Fe ³⁺	0.223	0.046	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.159
Al _Y	0.000	0.000	0.170	0.197	0.219	0.130	0.000	0.000
Si _Y	0.191	0.172	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.063	0.067	0.000	0.000	0.024	0.073	0.021	0.075
Fe _{total}	1.598	1.631	1.465	1.461	1.558	1.382	1.988	1.772
Fe ²⁺	1.376	1.586	1.465	1.461	1.558	1.382	1.986	1.614
Mg	1.231	1.029	1.160	1.127	1.172	1.308	1.044	1.349
Y _{total}	2.861	2.854	2.795	2.786	2.973	2.893	3.050	3.037
Ca	0.171	0.092	0.070	0.091	0.076	0.142	0.075	0.159
Na	0.653	0.676	1.172	1.062	0.807	0.957	1.152	0.971
X _{total}	0.824	0.768	1.242	1.152	0.883	1.099	1.228	1.130
[]	0.176	0.232	-0.242	-0.152	0.117	-0.099	-0.228	-0.130
Total	15.684	15.622	16.037	15.938	15.857	15.991	16.278	16.167
R1	0.824	0.768	1.242	1.152	0.883	1.099	1.228	1.130
R2	2.607	2.615	2.625	2.589	2.730	2.690	3.029	2.962
R1+R2	3.431	3.383	3.867	3.741	3.613	3.788	4.257	4.093
R3	5.861	6.044	6.243	6.209	6.426	6.529	6.468	6.295
Mg#	0.435	0.387	0.442	0.436	0.429	0.486	0.344	0.432

TABLE I (continuation)

Sample	T a p e r a G r a n d e							
	LJ09	LJ09	LJ09	LJ10A	LJ10A	LJ10A	T12	T12
	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	39.72	41.58	43.31	39.50	39.89	39.19	40.28	45.07
TiO ₂	0.83	1.12	0.25	1.00	0.32	0.51	0.93	0.19
Al ₂ O ₃	36.60	32.09	35.46	36.13	37.26	34.51	38.21	36.58
FeO	13.23	17.49	13.04	14.41	12.84	17.07	15.19	8.13
MgO	5.93	4.46	5.15	5.29	6.16	4.81	2.81	7.36
CaO	0.89	1.41	0.52	0.96	0.85	1.02	0.78	0.41
Na ₂ O	2.80	1.85	2.27	2.71	2.67	2.89	1.81	2.26
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	6.256	5.578	5.989	6.212	6.347	6.022	6.530	6.020
Si _{total}	5.759	6.130	6.204	5.761	5.763	5.801	5.839	6.291
Si _T	5.759	6.000	6.000	5.761	5.763	5.801	5.839	6.000
Al _T	0.241	0.000	0.000	0.239	0.237	0.199	0.161	0.000
Al _Z	6.000	5.578	5.989	5.973	6.000	5.823	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.000	0.422	0.011	0.027	0.000	0.177	0.000	0.000
Al _Y	0.015	0.000	0.000	0.000	0.110	0.000	0.369	0.020
Si _Y	0.000	0.130	0.204	0.000	0.000	0.000	0.000	0.291
Ti	0.090	0.125	0.027	0.110	0.035	0.057	0.102	0.020
Fe _{total}	1.604	2.157	1.563	1.757	1.551	2.114	1.842	0.949
Fe ²⁺	1.604	1.735	1.551	1.731	1.551	1.937	1.842	0.949
Mg	1.281	0.979	1.099	1.149	1.326	1.061	0.606	1.531
Y _{total}	2.991	2.969	2.881	2.990	3.022	3.054	2.919	2.812
Ca	0.138	0.222	0.080	0.150	0.132	0.162	0.121	0.061
Na	0.787	0.529	0.630	0.766	0.749	0.829	0.509	0.613
X _{total}	0.925	0.751	0.710	0.916	0.881	0.991	0.629	0.673
[]	0.075	0.249	0.290	0.084	0.119	0.009	0.371	0.327
Total	15.916	15.721	15.590	15.906	15.903	16.045	15.549	15.485
R1	0.925	0.751	0.710	0.916	0.881	0.991	0.629	0.673
R2	2.886	2.714	2.650	2.880	2.877	2.997	2.448	2.480
R1+R2	3.811	3.466	3.360	3.796	3.758	3.988	3.078	3.154
R3	6.376	5.744	6.024	6.359	6.393	6.098	6.666	6.047
Mg#	0.444	0.312	0.413	0.395	0.461	0.334	0.248	0.617

TABLE I (continuation)

Sample	T a p e r a G r a n d e						SRT3-99 36	SRT3-99 37
	T12 24	T12 25	T12a 27	T12a 28	T12a 29	T12a 30		
SiO ₂	44.48	44.38	42.07	40.74	40.73	43.26	41.35	42.48
TiO ₂	0.82	0.37	0.68	1.02	1.13	0.73	1.05	0.86
Al ₂ O ₃	35.44	36.47	36.39	36.06	36.17	36.81	31.54	34.89
FeO	10.28	10.70	13.27	15.11	15.89	10.48	18.11	11.93
MgO	6.36	5.69	5.68	4.29	3.46	5.49	4.64	5.89
CaO	0.47	0.39	0.00	0.66	0.50	0.38	1.27	1.08
Na ₂ O	2.16	1.99	1.91	2.13	2.12	2.86	2.04	2.86
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	5.899	6.068	6.150	6.178	6.212	6.151	5.507	5.906
Si _{total}	6.280	6.264	6.029	5.921	5.935	6.133	6.123	6.099
Si _T	6.000	6.000	6.000	5.921	5.935	6.000	6.000	6.000
Al _T	0.000	0.000	0.000	0.079	0.065	0.000	0.000	0.000
Al _Z	5.899	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.507	5.906
Fe ³⁺	0.101	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.493	0.094
Al _Y	0.000	0.068	0.150	0.100	0.147	0.151	0.000	0.000
Si _Y	0.280	0.264	0.029	0.000	0.000	0.133	0.123	0.099
Ti	0.087	0.040	0.074	0.111	0.123	0.077	0.117	0.093
Fe _{total}	1.214	1.263	1.590	1.837	1.936	1.242	2.242	1.432
Fe ²⁺	1.113	1.263	1.590	1.837	1.936	1.242	1.749	1.338
Mg	1.337	1.197	1.214	0.928	0.752	1.160	1.024	1.260
Y _{total}	2.818	2.831	3.056	2.976	2.958	2.764	3.013	2.790
Ca	0.070	0.059	0.000	0.103	0.078	0.057	0.201	0.167
Na	0.590	0.544	0.531	0.600	0.600	0.786	0.585	0.797
X _{total}	0.661	0.604	0.531	0.703	0.678	0.843	0.786	0.964
[]	0.339	0.396	0.469	0.297	0.322	0.157	0.214	0.036
Total	15.478	15.435	15.588	15.679	15.636	15.607	15.799	15.754
R1	0.661	0.604	0.531	0.703	0.678	0.843	0.786	0.964
R2	2.451	2.460	2.804	2.765	2.688	2.402	2.773	2.598
R1+R2	3.111	3.064	3.335	3.468	3.366	3.245	3.559	3.562
R3	6.015	6.120	6.248	6.326	6.376	6.254	5.662	6.029
Mg#	0.524	0.487	0.433	0.336	0.280	0.483	0.313	0.468

TABLE 1 (continuation)

T a p e r a G r a n d e			Q u a r t z i t o			
Sample	SRT-3-99 38	SRT-3-99 39	F01-1B 40	F01-1B 41	112/3a-m10 44	112/3a-m10 47
SiO ₂	38.38	39.40	40.05	39.63	41.29	41.36
TiO ₂	1.11	0.72	0.76	0.00	0.69	0.69
Al ₂ O ₃	34.84	35.45	37.52	39.48	37.48	37.51
FeO	16.98	15.37	11.86	13.25	9.08	8.94
MgO	5.34	5.32	5.55	3.75	9.66	9.60
CaO	1.17	1.08	0.90	0.51	1.80	1.90
Na ₂ O	2.17	2.67	3.37	3.38	< d.l.	< d.l.
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< d.l.	< d.l.
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	6.078	6.128	6.375	6.724	6.228	6.230
Si _{total}	5.679	5.777	5.772	5.726	5.820	5.827
Si _T	5.679	5.777	5.772	5.726	5.820	5.827
Al _T	0.321	0.223	0.228	0.274	0.180	0.173
Al _Z	5.757	5.905	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.243	0.095	0.000	0.000	0.000	0.000
Al _Y	0.000	0.000	0.147	0.450	0.048	0.056
Si _Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.124	0.079	0.082	0.000	0.073	0.073
Fe _{total}	2.101	1.884	1.429	1.601	1.070	1.053
Fe ²⁺	1.858	1.789	1.429	1.601	1.070	1.053
Mg	1.178	1.162	1.192	0.808	2.030	2.016
Cr	—	—	—	—	—	—
Y _{total}	3.160	3.030	2.850	2.859	3.221	3.198
Ca	0.186	0.170	0.139	0.079	0.272	0.288
Na	0.624	0.760	0.941	0.947	0.000	0.000
X _{total}	0.810	0.930	1.079	1.026	0.272	0.288
[]	0.190	0.070	-0.079	-0.026	0.728	0.712
Total	15.970	15.960	15.929	15.885	15.493	15.486
R1	0.810	0.930	1.079	1.026	0.272	0.288
R2	3.036	2.951	2.621	2.409	3.100	3.069
R1+R2	3.846	3.881	3.700	3.435	3.372	3.356
R3	6.243	6.233	6.484	6.724	6.325	6.326
Mg#	0.359	0.381	0.455	0.335	0.655	0.657

n.d. = not determined; < d.l. = below detection limit.

TABLE I (continuation)

Sample	Q u a r t z i t o					
	112/3a-m10 48	112/3a-m10 51	112/3a-m10 52	112/3a-m10 53	112/3a-m10 56	112/3b-m20 63
SiO ₂	41.25	42.33	42.21	41.50	42.02	41.34
TiO ₂	0.95	0.00	0.23	0.57	0.31	0.57
Al ₂ O ₃	36.26	38.88	38.82	37.90	38.88	38.52
FeO	10.29	8.98	8.94	8.48	8.74	8.84
MgO	9.11	8.83	8.83	9.78	9.08	8.92
CaO	2.13	0.97	0.97	1.78	0.97	1.45
Na ₂ O	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.
Cr ₂ O ₃	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.36
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	6.071	6.413	6.405	6.275	6.413	6.382
Si _{total}	5.858	5.922	5.906	5.828	5.878	5.810
Si _T	5.858	5.922	5.906	5.828	5.878	5.810
Al _T	0.142	0.078	0.094	0.172	0.122	0.190
Al _Z	5.929	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.071	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al _Y	0.000	0.335	0.310	0.103	0.290	0.192
Si _Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.101	0.000	0.024	0.061	0.032	0.061
Fe _{total}	1.222	1.050	1.046	0.996	1.022	1.039
Fe ²⁺	1.151	1.050	1.046	0.996	1.022	1.039
Mg	1.928	1.841	1.841	2.047	1.894	1.867
Cr	—	—	—	—	—	0.040
Y _{total}	3.180	3.226	3.222	3.207	3.238	3.200
Ca	0.325	0.145	0.145	0.267	0.145	0.218
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X _{total}	0.325	0.145	0.145	0.267	0.145	0.218
[]	0.675	0.855	0.855	0.733	0.855	0.782
Total	15.505	15.372	15.368	15.474	15.384	15.418
R1	0.325	0.145	0.145	0.267	0.145	0.218
R2	3.079	2.892	2.888	3.043	2.916	2.907
R1+R2	3.403	3.037	3.033	3.310	3.061	3.125
R3	6.206	6.413	6.437	6.356	6.456	6.463
Mg#	0.612	0.637	0.638	0.673	0.650	0.642

n.d. = not determined; < d.l. = below detection limit.

TABLE I (continuation)

Q u a r t z i t o						
Sample	112/3b-m20 64	112/3b-m20 67	112/3b-m20 68	112/3b-m20 71	112/3b-m20 72	112/3b-m20 75
SiO ₂	41.35	42.07	41.93	41.73	41.84	41.82
TiO ₂	0.38	0.27	0.35	0.27	0.27	0.38
Al ₂ O ₃	38.92	39.37	38.39	39.18	39.55	38.89
FeO	8.81	8.12	8.38	8.22	8.37	8.48
MgO	8.81	8.82	9.45	9.09	8.81	8.98
CaO	1.40	1.11	1.32	1.19	1.16	1.18
Na ₂ O	< d.l.					
Cr ₂ O ₃	0.33	0.26	0.18	0.33	0.00	0.26
V ₂ O ₅	< d.l.					
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	6.443	6.477	6.337	6.458	6.513	6.417
Si _{total}	5.806	5.870	5.870	5.835	5.845	5.854
Si _T	5.806	5.870	5.870	5.835	5.845	5.854
Al _T	0.194	0.130	0.130	0.165	0.155	0.146
Al _Z	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al _Y	0.249	0.346	0.207	0.293	0.358	0.271
Si _Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.040	0.028	0.036	0.028	0.028	0.040
Fe _{total}	1.035	0.947	0.982	0.961	0.978	0.993
Fe ²⁺	1.035	0.947	0.982	0.961	0.978	0.993
Mg	1.843	1.834	1.971	1.893	1.833	1.873
Cr	0.036	0.028	0.020	0.036	0.000	0.028
V	—	—	—	—	—	—
Y _{total}	3.204	3.184	3.217	3.212	3.197	3.205
Ca	0.210	0.165	0.198	0.178	0.174	0.178
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X _{total}	0.210	0.165	0.198	0.178	0.174	0.178
[]	0.790	0.835	0.802	0.822	0.826	0.822
Total	15.414	15.349	15.415	15.390	15.370	15.383
R1	0.210	0.165	0.198	0.178	0.174	0.178
R2	2.878	2.781	2.953	2.854	2.811	2.866
R1+R2	3.088	2.947	3.151	3.032	2.984	3.044
R3	6.496	6.514	6.385	6.496	6.551	6.471
Mg#	0.640	0.659	0.668	0.663	0.652	0.653

n.d. = not determined; < d.l. = below detection limit.

TABLE 1 (continuation)

Q u a r t z i t o					
Sample	112/3b-m20 76	112/3b-m20 79	112/3b-m20 80	112/46-3 84	112/46-3 85
SiO ₂	41.89	42.60	42.43	41.78	41.27
TiO ₂	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	39.21	39.02	38.87	39.18	39.53
FeO	8.42	8.04	8.10	7.10	7.09
MgO	8.69	9.60	9.58	10.13	10.33
CaO	1.27	0.73	0.76	1.81	1.77
Na ₂ O	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.
Cr ₂ O ₃	0.18	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.
V ₂ O ₅	< d.l.	< d.l.	0.26	< d.l.	< d.l.
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al _{total}	6.465	6.403	6.383	6.437	6.499
Si _{total}	5.858	5.929	5.910	5.822	5.756
Si _T	5.858	5.929	5.910	5.822	5.756
Al _T	0.142	0.071	0.090	0.178	0.244
Al _Z	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al _Y	0.322	0.332	0.293	0.259	0.255
Si _Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe _{total}	0.984	0.936	0.944	0.828	0.827
Fe ²⁺	0.984	0.936	0.944	0.828	0.827
Mg	1.811	1.992	1.988	2.103	2.147
Cr	0.020	—	—	—	—
V	—	—	0.024	—	—
Y _{total}	3.174	3.260	3.249	3.189	3.229
Ca	0.190	0.109	0.113	0.271	0.265
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X _{total}	0.190	0.109	0.113	0.271	0.265
[]	0.810	0.891	0.887	0.729	0.735
Total	15.364	15.369	15.362	15.460	15.494
R1	0.190	0.109	0.113	0.271	0.265
R2	2.795	2.928	2.932	2.930	2.974
R1+R2	2.985	3.037	3.045	3.201	3.239
R3	6.513	6.403	6.383	6.437	6.499
Mg#	0.648	0.680	0.678	0.718	0.722

n.d. = not determined; < d.l. = below detection limit.

Excel worksheets and checked with Yavuz's (1997) TOURMAL program, that assumes for Fe^{3+} calculation full occupancy of T and Z sites:

$$T = \text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}} = 6.000$$

$$Z = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+} = 6.000$$

Yavuz (1997) calculates the R1, R2 and R3 parameters as follows:

$$R1 = \text{Na} + \text{Ca}$$

$$R2 = \text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}$$

$$R3 = \text{Al} + 1.33 \text{ Ti}$$

Tourmaline compositions are represented in Figure 3, which is a Henry and Guidotti's (1985) Al- Fe_{tot} -Mg diagram (molecular proportions). Tourmalines from metachert of Tapera Grande and Quartzito, and quartz veins of Tapera Grande fall on the line limiting field 2 (*Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites*), field 4 (*metapelites and metapsammites coexisting with an Al-saturating phase*) and field 5 (*metapelites and metapsammites not coexisting with an Al-saturating phase*), corresponding to intermediate schorl-dravite. Tourmalines of quartz veins from Quartzito fall in field 5.

In the Ca- Fe_{tot} -Mg diagram (Fig. 4), tourmalines from metachert of Tapera Grande and Quartzito, tourmalinite and quartz veins of Tapera Grande fall in field 2 (*Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites*) and 4 (*Ca-poor metapelites, metapsammites, and quartz-tourmaline rocks*), whereas tourmalines from quartz veins of Quartzito fall in field 4.

Differently from the other tourmalines, those from tourmalinite T12 show large $\text{Al}_{50}\text{Fe}(\text{total})_{50}$ and $\text{Al}_{50}\text{Mg}_{50}$ variation. These compositions are similar to those presented by Plimer (1988), which describes tourmalines from tourmalinites of eight different localities

in Australia. The triangular diagrams also show that T12 tourmaline compositions are intermediate between those obtained for metachert and Quartzito quartz veins. Tourmaline compositions corresponding to Quartzito quartz veins match those found in Plimer (1986), Bone (1988), and King and Kerrich (1989).

Triangular diagrams of Figs. 3 and 4 show that Mg is a good discriminant factor that distinguishes Tapera Grande tourmalines from those of Quartzito quartz veins, i.e. the latter are Mg-richer than the former.

It is worth mentioning that even when K_2O (in all analyses) and Na_2O (in tourmalines of Quartzito quartz veins) contents are below detection limits of EDS-SEM, yielding incomplete structural formulae, positive correlation between Mg# [= $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}})$] and X-site vacancy ($\square_{\text{X}} = 1 - \text{Ca} - \text{Na} - \text{K}$) is obtained, as depicted from Table 1:

Metachert:

$$\text{Mg\#} = 0.31-0.49; \quad \square_{\text{X}} = 0-0.24$$

Tapera Grande quartz veins:

$$\text{Mg\#} = 0.31-0.47; \quad \square_{\text{X}} = 0.04-0.21$$

Tourmalinite:

$$\text{Mg\#} = 0.25-0.62; \quad \square_{\text{X}} = 0.16-0.47$$

Quartzito quartz veins:

$$\text{Mg\#} = 0.61-0.68; \quad \square_{\text{X}} = 0.68-0.89$$

Tourmalines of Quartzito quartz veins stand out not only for their higher MgO contents, and NaO contents below EDS-SEM detection, but also for the presence of Cr and sometimes V. Once Na results null in the structural formula and Ca is very low (0.11-0.21), X-site vacancy reaches very high values (0.68-0.89). On the other hand, Mg can be as high as 1.81-1.99, causing $\text{Y}_{\text{total}} > 3$; exceeding Al results in Al_{T} from 0.07 to 0.19 (once $\text{Si} < 6$) and Al_{Y} from 0.19 to 0.36, accompanied by either

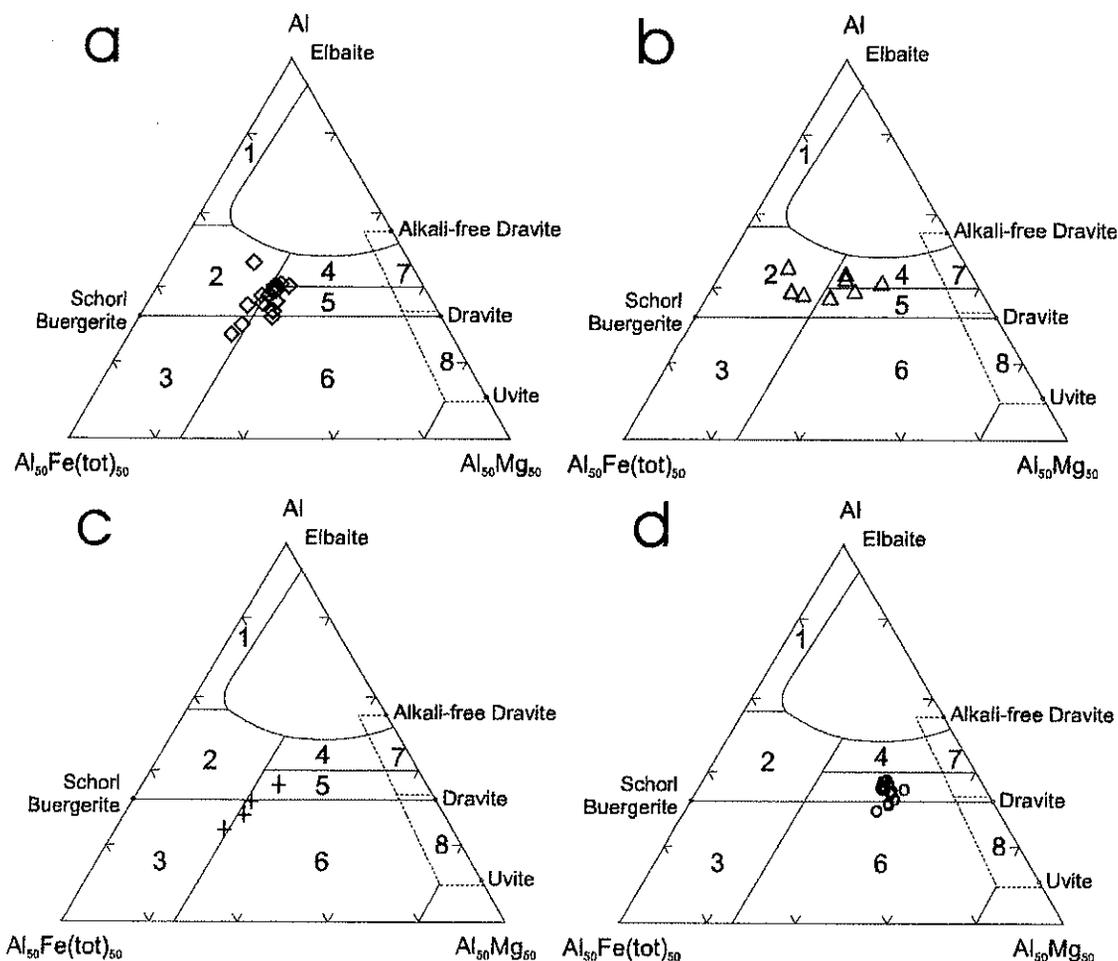


Fig. 3 -- Representation of tourmaline compositions in Henry and Guidotti's (1985) Al-Fe_{tot}-Mg diagram (molecular proportions). Tourmalines from: (a) metachert -- Tapera Grande and Quartzito; (b) tourmalinite -- Tapera Grande; (c) quartz vein -- Tapera Grande, and (d) quartz vein -- Quartzito. Fields: (1) Li-rich granitoid pegmatites and aplites; (2) Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; (3) Fe³⁺ rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermally altered granites); (4) metapelites and metapsammites coexisting with an Al-saturating phase; (5) metapelites and metapsammites not coexisting with an Al-saturating phase; (6) Fe³⁺ rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites; (7) low-Ca metaultramafics and Cr, V-rich metasediments, and (8) metacarbonates and metapyroxenites.

Cr (0-0.04) or V (0-0.02).

R1+R2 vs. R3 diagrams (Fig. 5) show that tourmaline compositions from Quartzito quartz veins fall on the $\{\square\text{Al}\} \{\text{Na} [\text{Fe}, \text{Mg}]\}_{-1}$ vector, which represents the exchange schorl-dravite \rightarrow foitite.

Slightly zoned crystals also illustrate the general behavior of Tapera Grande and Quartz-

ito tourmaline compositions. Analyses 19, 20 and 21 in Table I correspond to points at rim, intermediate position and core of a LJ10A (metachert of Tapera Grande) tourmaline crystal (Fig. 2C). Numbers of Al and Mg apfu increase from point 1 to 2 and decrease to inner point 3, whereas Fe_{total} and Na apfu decrease from 1 to 2 followed by increase from 2 to 3

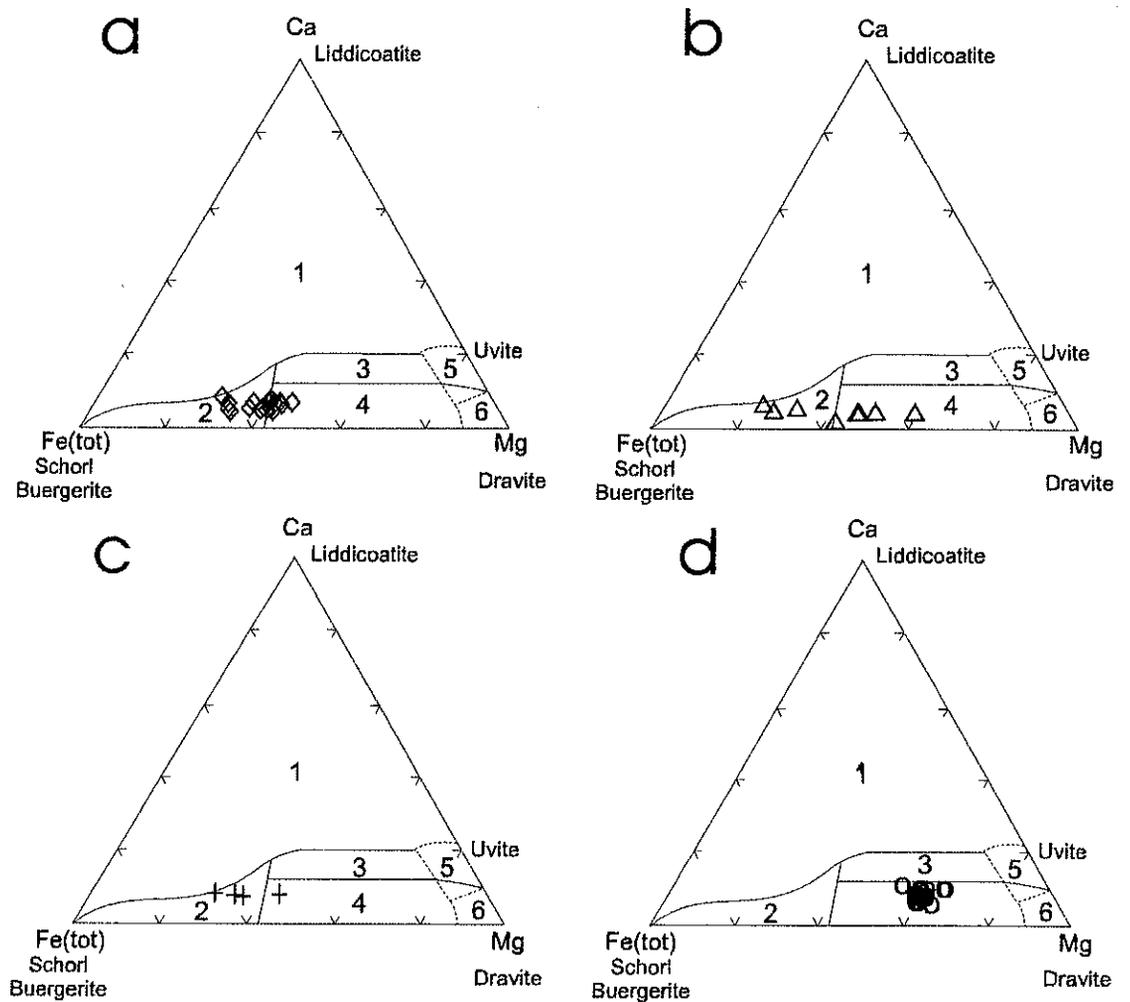


Fig. 4 - Representation of tourmaline compositions in Henry and Guidotti's (1985) Ca-Fe_{tot}-Mg diagram (molecular proportions). Tourmalines from: (a) metachert - Tapera Grande and Quartzito; (b) tourmalinite - Tapera Grande; (c) quartz vein - Tapera Grande, and (d) quartz vein - Quartzito. Fields: (1) Li-rich granitoid pegmatites and aplites; (2) Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; (3) Ca-rich metapelites, metapsammites, and calc-silicate rocks; (4) Ca-poor metapelites, metapsammites, and quartz-tourmaline rocks; (5) metacarbonates, and (6) metaultramafics.

(Fig. 6). The number of Fe_{total} apfu is higher than Mg.

Zoned crystals of T12 tourmaline (analyses 23, 24 and 25 in Table I) show discrete decreasing Mg and Na apfu, and increasing Fe_{total} apfu from rim to core (Fig. 6), and slight Al apfu decrease and Ti and Ca apfu increase in

an intermediate position between rim and core (analysis 24).

Figure 2D shows two zoned tourmaline needles of Quartzito quartz vein (FQ112-3b), which are also illustrated in Figure 2B, and the location of the points analyzed by EDS-SEM. Average values of analyses 63 and 64 (point 2,

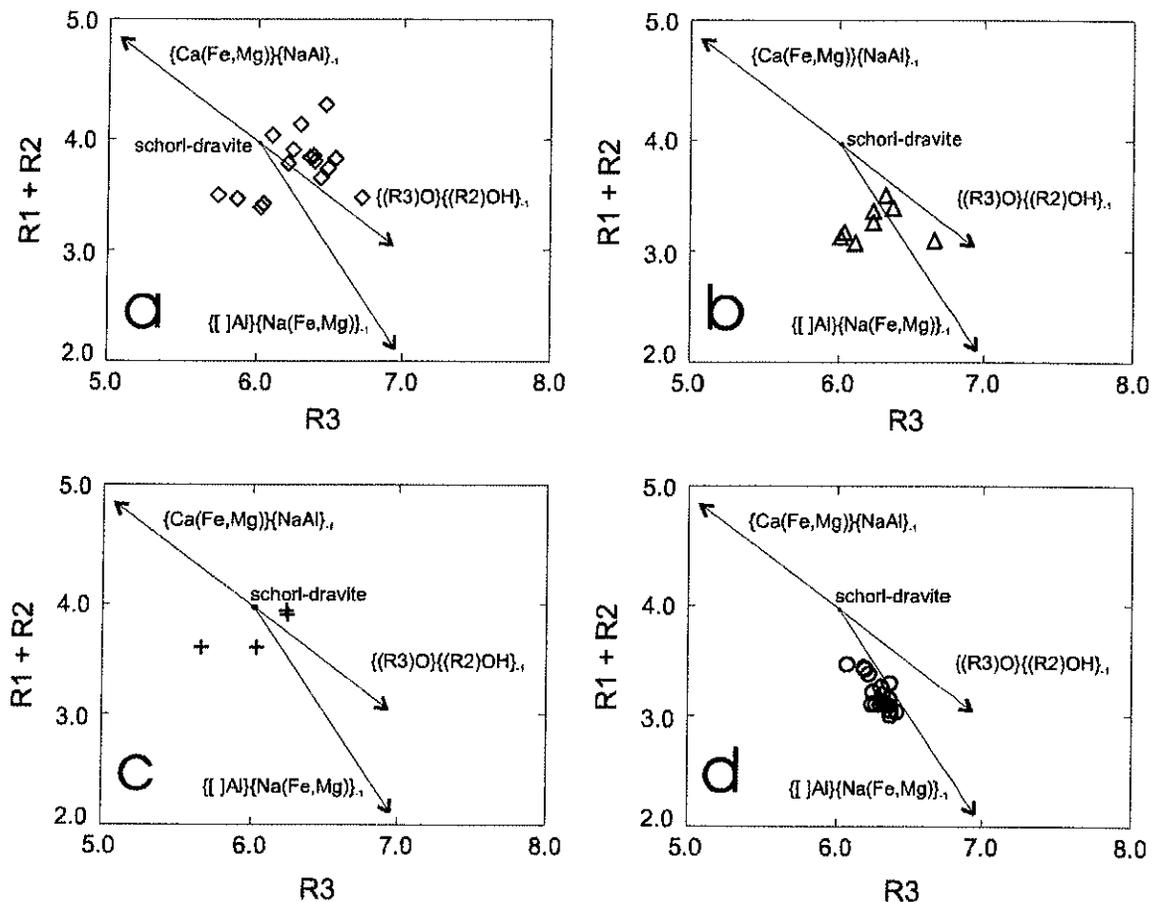


Fig. 5 – Representation of tourmaline compositions in the R1 + R2 vs. R3 diagram (R1, R2 and R3 calculated after Yavuz 1997). Tourmalines from: (a) metachert – Tapera Grande and Quartzito; (b) tourmalinite – Tapera Grande; (c) quartz vein – Tapera Grande, and (d) quartz vein – Quartzito.

at rim) and 67, 68 and 71 (point 3, at core) and analyses 72, 75 and 76 (point 4, at rim) and 79 and 80 (point 5, at core) are represented in Figure 6. The main compositional distinctions from rim to core are increase of Si and Mg apfu and decrease of Al and Fe_{total} apfu, and at the rims higher Ti, Fe and Ca apfu. Cr seems to be higher at rims than at cores (Table 1).

X-RAY FLUORESCENCE ANALYSES OF MINERAL SEPARATES

As stated by Yavuz (1997), normalization based on 31 atoms of oxygen causes the exaggera-

tion of the relative importance of alkali-defect substitution. However, as previously stated, high X-site vacancies in tourmalines of Quartzito quartz veins resulted from NaO (and K_2O) contents below EDS-SEM detection limits, and relatively low CaO contents.

In order to check the actual X-site deficiency, tourmaline separates from tourmaline-bearing quartz veins of Tapera Grande (SRT2-97 and SRT3-99) and Quartzito (FQ112-3a) were analyzed by X-ray fluorescence. The analyses confirmed that the Quartzito samples are indeed alkali-deficient, Cr- and V-bearing

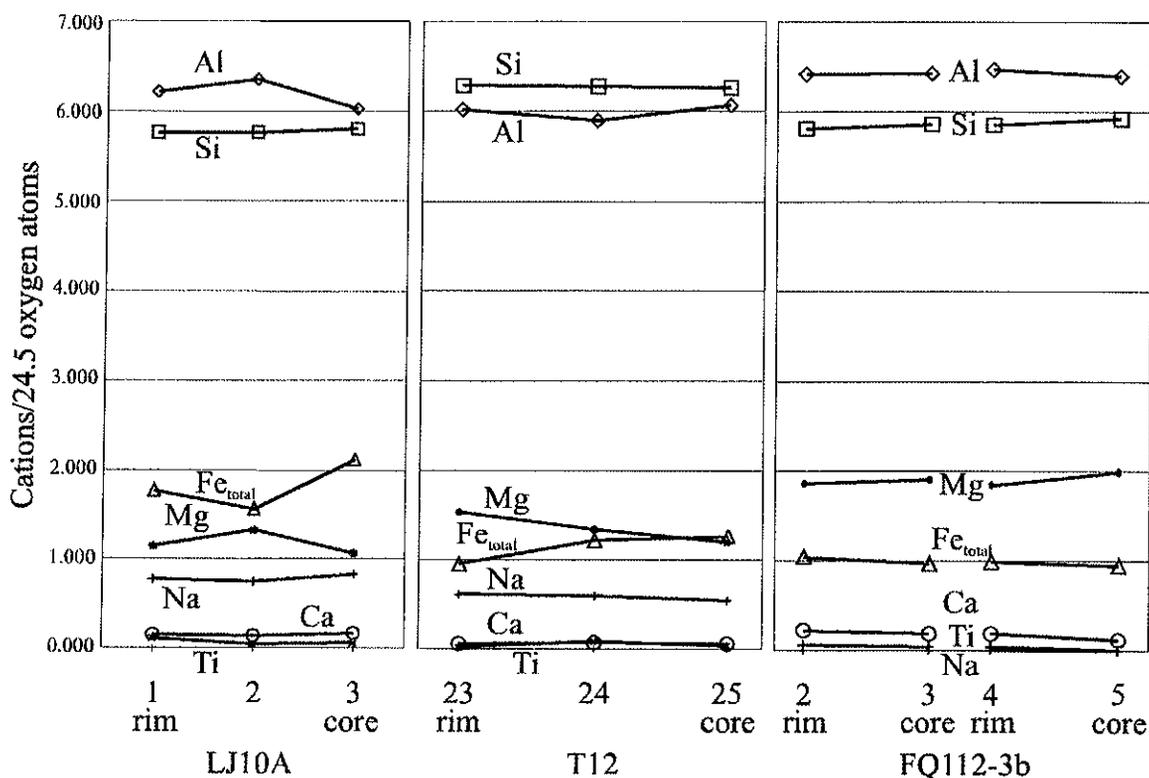
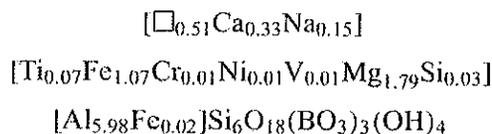


Fig. 6 - Variations of number of atoms per formula unit (apfu) from rim to core of tourmaline crystals in metachert (LJ10A - Tapera Grande), tourmalinite (T12 - Tapera Grande) and quartz vein (FQ112-3b - Quartzito).

tourmalines (Table II). The structural formula proposed for the FQ112-3a tourmaline is:



which corresponds to an intermediate composition between foitite (McDonald et al. 1993) and magnesiofoitite (Hawthorne et al. 1999).

RAMAN SPECTROSCOPY

Polished thin sections of tourmaline-rich metachert (LJ10) and tourmalinite (T12) from Tapera Grande, and a tourmaline-rich quartz vein (FQ-112-3a) from Quartzito were analyzed by Raman spectrometry. Raman spectra of schorl GRR#794 from Cahuilla Mountain (Riverside,

California) and a magnesiofoitite from Honshu (Japan) - available at the Mineral Spectroscopy Server of the California Institute of Technology (<http://minerals.gps.caltech.edu>) - are presented for comparison.

Peaks corresponding to tourmalines from LJ10 and T12 appear at 235-239 cm^{-1} , 360-367 cm^{-1} , and 635-700 cm^{-1} intervals (three consecutive peaks - Fig. 7.2a). According to Gasharova et al. (1997), these peaks are characteristic of G1 - intermediate between buergerite and schorl of the buergerite-schorl group. For tourmaline T12, peaks at 3228 and 3475 cm^{-1} were obtained (Fig. 7.2b), the former having no correspondence with schorl GRR#794 spectrum close to the OH region (3400-3800 cm^{-1} interval - Fig. 7.1b).

TABLE II

XRF analyses of tourmalines from Tapera Grande and Quartzito.
Structural formulae calculated on 31 oxygen basis.

Sample	SRT-2-97	SRT-3-99	FQ112-3A	Sample	SRT-2-97	SRT-3-99	FQ112-3A
SiO ₂	35.97	35.42	36.71	B	3.000	3.000	3.000
TiO ₂	0.90	0.69	0.56	Al _{total}	5.738	5.813	5.977
Al ₂ O ₃	28.84	29.10	30.84	Si _{total}	6.070	6.002	6.035
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.08	Si _T	6.000	6.000	6.000
FeO	13.35	13.81	7.95	Al _T	0.000	0.000	0.000
MnO	0.03	0.03	0.00	Al _Z	5.738	5.813	5.977
MgO	4.22	4.18	7.31	Fe ³⁺	0.262	0.187	0.023
CaO	1.79	1.48	1.89	Al _Y	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	1.44	1.78	0.47	Si _Y	0.070	0.002	0.035
K ₂ O	0.14	0.20	0.01	Ti	0.114	0.087	0.070
V ₂ O ₅	0.02	0.04	0.09	Fe _{total}	1.885	1.957	1.092
NiO	< d.l.	< d.l.	0.09	Fe ²⁺	1.622	1.770	1.070
	ppm	ppm	ppm	Cr	0.000	0.000	0.010
Ba	< 37	< 37	62	Ni	0.000	0.000	0.012
Ce	215	280	95	V	0.001	0.003	0.006
Co	29	28	44	Mn	0.004	0.004	0.000
Cr	< 13	< 13	534	Mg	1.061	1.056	1.791
Cu	71	344	2323	Y _{total}	2.873	2.922	2.993
Ga	59	65	45	Ca	0.324	0.269	0.333
La	< 28	< 28	64	Na	0.471	0.585	0.150
Nb	38	27	85	K	0.030	0.043	0.001
Nd	160	38	33	X _{total}	0.825	0.897	0.484
Ni	< 3	< 3	705	[]	0.175	0.103	0.516
Pb	< 3	< 3	< 3	Total Cations	15.698	15.819	15.477
Rb	18	8	29	R1	0.795	0.854	0.483
S	61	705	3207	R2	2.946	3.013	2.883
Sc	< 14	77	44	R3	5.889	5.929	6.070
Sr	497	444	489	Mg#	0.360	0.350	0.621
Th	< 6	< 6	< 6				
U	37	33	62				
V	138	211	488				
Y	127	57	55				
Zn	154	111	< 2				
Zr	459	130	232				

TABLE III

Stable oxygen and hydrogen isotope analyses for quartz and tourmalines from Tapera Grande and Quartzito.

Sample		$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ quartz (per mil)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ tourmaline (per mil)	δD tourmaline (per mil)
LF-10B	metachert	13.9	12.9	-104
LJ-09	metachert	13.8	13.5	-103
SRT-2-96B	quartz vein	13.2	11.6	
SRT-3-99	quartz vein	12	12	-86
F-01(1B)-3,80m	metachert	12.8	11.6	
F-04-17,55m	metachert	12.7	11.5	
FQ-112-(3A)-18,40m	quartz vein	13.6	11.8	-102

Alkali-deficient tourmalines from Quartzito show peaks at 116, 214, 238, 365, 491, 698-702, 841 cm^{-1} in the 100-800 cm^{-1} interval (Fig. 7.4a), corresponding to G3V of the dravite-buergerite-uvite series of Gasharova et al. (1997), characterized by 0.30 \square_{X} and 0.28 Ti apfu. The peak found at 3578 cm^{-1} (Fig. 7.4b) is more likely coincident with schorl GRR#794 peaks in the OH region than with the peaks at 3632 and 3622 cm^{-1} presented by Béziat et al. (1999) as indication of vacancy at the X-site, but more refined work has to be carried out.

Peaks characteristic of the elbaite group (at 224 cm^{-1} , and at positions further than 707 cm^{-1}) were not observed in the spectrograms.

ISOTOPIC DATA

Table III presents $\delta^{18}\text{O}$ values obtained for quartz and tourmaline crystals from tourmaline-rich metachert and quartz veins, and corresponding δD values for tourmalines.

The values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD for tourmalines are plotted in Figure 8, which shows that tourmalines from Tapera Grande and Quartzito have

isotopic signatures different from those for primary magmatic waters and igneous rocks, being closer to the compositions that correspond to sediment waters.

The values of $\delta^{18}\text{O}$ for quartz and tourmalines from tourmaline-rich quartz veins and metachert are similar, the isotope fractionation between the two minerals varying from 0 to 1.8 per mil. Entering these values in Kotzer's et al. (1993) empirical oxygen-isotope fractionation factor equation, an oxygen-isotope equilibrium temperature of 580°C is obtained.

DISCUSSION

A wide range of tourmaline compositions is identified in the Morro da Pedra Preta Formation, from intermediate schorl-dravite with varying Al contents (tourmalines from metachert and quartz veins), intermediate schorl-dravite with varying Mg and Fe contents (tourmalines from tourmalinite), and Cr(-V)-bearing foitite-magnesiofoitite, which is characterized by high Mg contents and X-site deficiency (Quartzito quartz veins). Discrete variations of Mg, Fe_{total} , Al and Ca apfu are observed

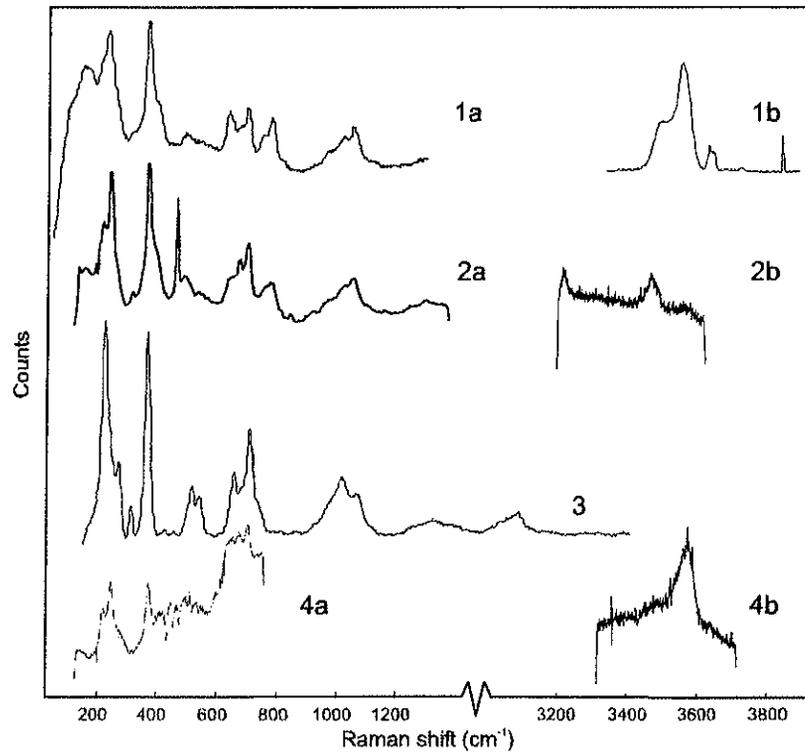


Fig. 7 – Raman spectra of (1) schorl GRR#794 from Cahuilla Mountain, Riverside (California); (2) tourmalines from metachert LJ10 and tourmalinite T12 (Tapera Grande); (3) magnesiofoitite from Honshu (Japan), and (4) tourmaline from quartz vein FQ112-3a (Quartzito).

TABLE IV

XRF analyses (Cr and V) of host rocks of Quartzito quartz veins.

Sample	Depth	Cr (ppm)	V (ppm)
FQ112-2	17.90 to 18.80 m	205	233
FQ112-43-1	43.45 to 43.40 m	76	235
FQ-112	44.00 to 44.80 m	557	191
F112-45-4	45.43 to 45.58 m	714	234
FQ112-47 (MgO = 15.96%)	47 m	74	136
FQ-112-48-1	48.15 to 48.30 m	711	224

in zoned crystals of intermediate schorl-dravite and foitite-magnesiofoitite, as well as variations of Na and Ti in the former and Cr (and V)

in the latter.

Compositional variations in growing tourmalines can be related to variations in environ-

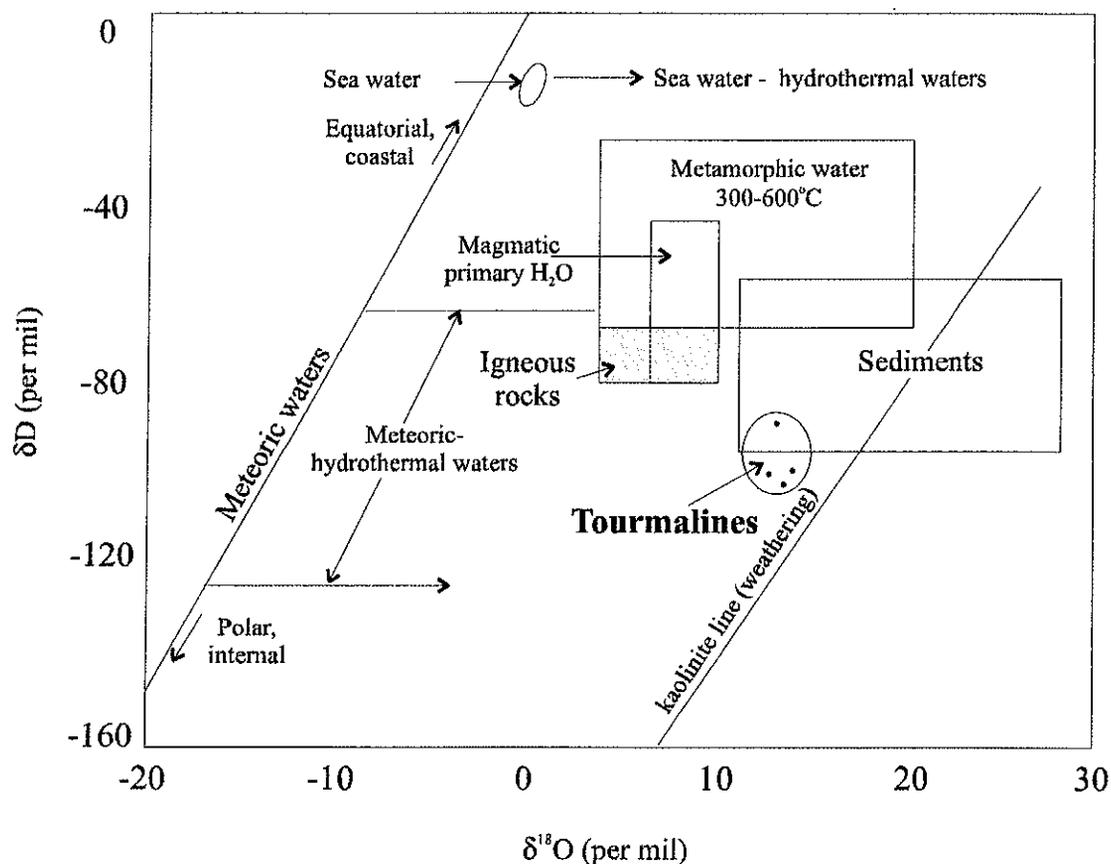


Fig. 8 – Representation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values obtained for tourmalines from Tapera Grande and Quartzito in Taylor's (1967) diagram for isotopic compositions of waters from several origins.

ment and metamorphic conditions and composition of circulating fluids, but once tourmaline is formed, it is stable under a wide range of physical-chemical conditions. Henry and Dutrow (1996) report the occurrence of tourmalines according to increasing metamorphic grades, showing that there is a correlation between Al, Ca and X-site-vacancy contents that apparently does not depend on metamorphism, but rather on the phases present. For example, in metapelites, aluminous, high-X-site-vacancy tourmalines coexist with aluminous minerals such as staurolite and sillimanite; there is an inverse correlation between Ca and X-site vacancy. On the other hand, tourmalines that grow

in low-Al metapelites contain lower values of X-site vacancy. In medium-grade metapelites and quartzites, tourmalines are intermediate schorl-dravite with variable Al and X-site-vacancy amounts. Although in this study tourmalines closely related to metamorphic minerals (such as those found in basic metatuffs and volcanic rocks) have not been analyzed, a certain correlation between Al and X-site vacancy contents is observed for the studied tourmalines from Tapera Grande and Quartzito.

Henry and Dutrow (1996) also stated that metamorphosed stratiform tourmalinites, typically associated with metapelites, metapsammites or meta-ironstones, are interpreted as be-

ing formed by early diagenesis of B-rich chemical precipitates, or by metasomatic modifications due to volcanic exhalations during sedimentation. Tourmalines from stratiform tourmalinites have several common chemical characteristics with tourmalines developed in metapsammites and metapelites, e.g., they can be peraluminous, coexisting with Al-saturated minerals such as sillimanite, or can be less aluminous if they coexist with less aluminous minerals. These findings agree with compositional variations obtained for Tapera Grande T12 tourmalinite.

Tourmaline, developed as a consequence of infiltration of B-bearing hydrothermal fluids, can have a wide range of compositions that depend on the compositions of the altering host rock and the invading fluid. This type of B metasomatism is commonly associated with a wide variety of precious metal deposits such as Au, Ag, Zn, U, and Mo. In the Quartzito area, scheelite, molybdenite, and sphalerite were identified in drillhole samples, associated with pyrite and chalcopyrite.

The tourmaline chemistry is dominated by the nature of the host rock, but in other cases tourmaline has a "mixed" chemical signature influenced by the chemistry of the fluids. When hydrothermal fluid becomes dominant, the B-rich fluids can lead to extensive tourmalinization. It is relatively selective in that B-rich fluids will preferentially tourmalinize rocks with the requisite Mg-Fe-Al constituents. In general these tourmalines tend to have compositions of schorl to intermediate schorl-dravite, but can exhibit considerable amount of X-site vacancy and substitution of Fe^{3+} (e.g. Cavarretta and Puxeddu 1990). This is the case of Quartzito tourmaline-bearing quartz veins, whose compositions were also affected by the host rock chem-

istry. In Table IV Cr and V contents obtained from XRF analyses of host rocks of Quartzito quartz veins are listed. Regarding Cr, the values obtained for Quartzito are, at present, the highest ones found in whole rock analyses of drill-hole samples of Tapera Grande and Quartzito. High V contents are found in a variety of rocks, especially those of sedimentary origin.

CONCLUSIONS

From the data here presented, it is concluded that:

- Tourmalines from Tapera Grande and Quartzito metachert and from Tapera Grande tourmalinite are intermediate schorl-dravite, of syngenetic origin, formed under submarine, sedimentary-exhalative conditions. Amphibolite-grade metamorphism did not strongly affect their compositions.
- Quartz veins that crosscut the Morro da Pedra Preta Formation not only contain intermediate schorl-dravite (Tapera Grande), but also alkali-deficient, Cr-(V)-bearing foitite-magnesiofoitite (Quartzito), which are characterized by higher Mg# values than those for intermediate schorl-dravite.
- Foitite-magnesiofoitite reflects the composition of the host rocks of Quartzito quartz veins, where fluid percolation along faults and fractures associated with the Sertãozinho Fault led to leaching of Cr (and V), and the crystallization of alkali-deficient, Cr-(V)-bearing tourmalines together with quartz.
- Raman spectroscopy also confirms the existence two distinct groups of tourmalines in Tapera Grande and Quartzito areas, and rules out the presence of elbaite. Should

magmatic/metasomatic origin be the case, schorlitic-elbaitic (Li and Al rich) compositions would be expected, according to e.g. Plimer (1986).

- Stable isotope data indicate sediments as fluid sources for the intermediate schorl-dravite and foitite-magnesiofoitite, ruling out a direct (post-)magmatic origin. $\delta^{18}\text{O}$ compositions for tourmalines and host metachert or quartz veins are very similar, suggesting that fluid equilibration occurred during crystallization of both minerals.
- In spite of the occurrence of granitic bodies intruding the Serra do Itaberaba Group, the studied tourmalines are not directly related to them. The same conclusion was drawn by Kassoli-Fournaraki and Michailidis (1994), when studying tourmaline-bearing quartz veins crosscutting metamorphic rocks in Macedonia (northern Greece). There is still the possibility, though, that granitic bodies could have been the heat source for circulating, reactive fluids.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank Prof. Anthony E. Fallick for making stable oxygen and hydrogen isotope analyses at the Scottish Universities Environmental Research Center (East Kilbride, UK) possible, and to São Paulo State Research Foundation FAPESP (Process numbers 98/05526-09 and 99/05792-03) for financial support. The authors are indebted to the anonymous referees for their helpful suggestions.

RESUMO

Na Formação Morro da Pedra Preta, seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba

(São Paulo, Brasil), turmalinas de composição intermediária schorl-dravita ocorrem em formação ferífera (incluindo turmalinito e metachert), metasedimentos, rochas cálcio-silicáticas e metabásicas a intermediárias.

A Formação Morro da Pedra Preta é cortada por veios de quartzo que contêm tanto schorl-dravita intermediária, como turmalinas com Cr e V deficientes em álcalis. A ocupação do sítio X é $\square_{0,51}\text{Ca}_{0,33}\text{Na}_{0,15}$, caracterizando-as como intermediárias aos membros extremos foitita e magnesiofoitita. Seus valores de Mg# são mais elevados do que aqueles da schorl-dravita intermediária.

A espectroscopia Raman também confirma a presença de dois grupos de turmalinas. Dados de isótopos estáveis indicam como fontes de fluidos águas de origem sedimentar, em detrimento a fluidos oriundos de fonte (pós-)magmática. As composições de $\delta^{18}\text{O}$ das turmalinas e quartzo dos veios são muito semelhantes, mostrando ter havido equilíbrio isotópico de fluidos durante sua cristalização.

Schorl-dravita intermediária formou-se em condições sedimentares-exalativas submarinas; sua composição não foi fortemente afetada pelo metamorfismo. Turmalinas mais jovens, de composição entre foitita-magnesiofoitita, refletem a composição das rochas hospedeiras dos veios de quartzo, sendo que os fluidos que percolaram falhas e fraturas lixiviaram Cr (e V), ocorrendo cristalização de turmalinas deficientes em álcalis com Cr (e V) em veios.

Palavras-chave: série schorlita-dravita, foitita-magnesiofoitita, Grupo Serra do Itaberaba, Formação Morro da Pedra Preta.

REFERENCES

- BELJAVSKIS P, JULIANI C, GARDA GM, XAVIER RP AND BETTENCOURT JS. 1999a. Overview

- of the gold mineralization in the metavolcanic-sedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group – São Paulo – Brazil. In: STANLEY CJ ET AL. (Ed.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*, v.1, Rotterdam/Brookfield: Balkema, p. 151-153.
- BELJAVSKIS P, GARDA GM AND SAYEG IJ. 1999b. Application of SEM in the study of gold mineralizations in the Morro da Pedra Preta Formation, Grupo Serra do Itaberaba – São Paulo, Brazil. *Acta Microscopica* 8 (Supplement A): 125-126.
- BÉZIAT D, BOURGES F, DEBAT P, FUCHS Y, LOMPO M, MARTIN F, NIKIÉMA S AND TOLLON F. 1999. The Guibaré and Fété Kolé gold-bearing tourmaline-quartz veins in the Birimian Greenstone belts of Burkina Faso. *Canadian Mineralogist* 37: 575-591.
- BONE Y. 1988. The geological setting of tourmalinite at Rum Jungle, N.T., Australia – genetic and economic implications. *Mineral Deposita* 23: 34-41.
- CAVARRETTA G AND PUXEDDU M. 1990. Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderello geothermal field, Italy. *Econ Geol* 85: 1236-1251.
- FALLICK AE, MCCONVILLE P, BOYCE AJ, BURGESS R AND KELLEY SP. 1992. Laser microprobe stable isotope measurements on geological materials: some experimental considerations (with special reference to $\delta^{34}\text{S}$ in sulphides). *Chem Geol* 101: 53-61.
- GARDA GM, BELJAVSKIS P AND SAYEG IJ. 1999. Gold mineralization in the Quartzito area, the Serra do Itaberaba Group – São Paulo, Brazil. *Acta Microscopica* 8 (Supplement A): 127-128.
- GARDA GM, BELJAVSKIS P, JULIANI C AND BOYCE AJ. 2002. Sulfur stable isotope signatures of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, São Paulo State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis* (in press).
- GASHAROVA B, MIHAILOVA B AND KONSTANTINOV L. 1997. Raman spectra of various types of tourmaline. *Eur J Mineral* 9: 935-940.
- HAWTHORNE FC AND HENRY DJ. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur J Mineral* 11: 201-215.
- HAWTHORNE FC, SELWAY JB, KATO A, MATSUBARA S, SHIMIZU M, GRICE, JD AND VAJDAK J. 1999. Magnesiofoitite, $[(\text{Mg}_2\text{Al})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4]$, a new alkali-deficient tourmaline. *Can Mineral* 37: 1439-1443.
- HENRY DJ AND DUTROW BL. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: GREW ES AND ANOVITZ LM (Ed.), *Boron – Mineralogy, petrology and geochemistry*. *Rev Mineral* 33: 503-557.
- HENRY DJ AND GUIDOTTI CV. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am Mineral* 70: 1-15.
- JANASI V AND ULBRICH HHGJ. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res* 51: 351-374.
- JULIANI C. 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP. São Paulo, 684p. (Doctorate Thesis. Instituto de Geociências da USP).
- JULIANI C AND BELJAVSKIS P. 1995. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do IG* 16(1/2): 33-58.
- JULIANI C, HACKSPACKER P, DANTAS EL AND FETTER AH. 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Rev Bras Geoc* 30: 82-86.
- KASSOLI-FOURNARAKI A AND MICHAELIDIS K. 1994. Chemical composition of tourmaline in quartz veins from Nea Roda and Thasos areas in Macedonia, Northern Greece. *Can Mineral* 32: 607-615.

- KING RW AND KERRICH R. 1989. Chromian dravite associated with ultramafic-rock-hosted Archean lode gold deposits, Timmins-Porcupine District, Ontario. *Can Mineral* 27: 419-426.
- KOTZER TG, KYSER TK, KING RW AND KERRICH R. 1993. An empirical oxygen- and hydrogen-isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 3421-3426.
- MCDONALD DJ, HAWTHORNE FC AND GRICE JD. 1993. Foitite, $\square[(\text{Fe}_2^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}))\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4]$, a new alkali-deficient tourmaline: Description and crystal structure. *Am Mineral* 78: 1299-1303.
- PLIMER IR. 1983. The association of tourmaline-bearing rocks with mineralization at Broken Hill, N.S.W. *Proc Ann Aus Inst Min Met Conf*, p. 157-176.
- PLIMER IR. 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineral Deposita* 21: 263-270.
- PLIMER IR. 1987. The association of tourmaline with stratiform scheelite deposits. *Mineral Deposita* 22: 282-291.
- PLIMER IR. 1988. Tourmalines associated with Australian Proterozoic submarine exhalative ores. In: FRIEDRICH GH AND HERZIG PM. (Eds.) *Base metal sulfide deposits in sedimentary and volcanic environments*. Berlin: Springer-Verlag, p. 255-283.
- SLACK JF. 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Trans Instn Min Metall* 91: B81-B89.
- SLACK JF. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: GREW ES AND ANOVITZ LM (Ed.), *Boron – Mineralogy, petrology and geochemistry*. *Rev Mineral* 33: 559-643.
- SLACK JF, HERRIMAN N, BARNES RG AND PLIMER IR. 1984. Stratiform tourmalines in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology* 12: 713-716.
- TAYLOR BE AND SLACK JF. 1984. Tourmalines from the Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: textural, chemical, an isotopic relationships. *Econ Geol* 79: 1703-1726.
- TAYLOR JR HP. 1967. Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits. In: BARNES HL (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, 670p.
- WILLNER AP. 1992. Tourmalines from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaqua Mobile Belt (South Africa). *Mineral Deposita* 27: 304-313.
- YAVUZ F. 1997. TOURMAL: Software package for tourmaline, tourmaline-rich rocks and related ore deposits. *Computers and Geosciences* 23: 947-959.

TURMALINITOS DA FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA, MESOPROTEROZÓICO DO
GRUPO SERRA DO ITABERABA (SP): IMPLICAÇÕES GENÉTICAS E ECONÔMICAS

Paulo Beljavskis¹, Gianna M. Garda¹, Marcos Mansueto¹, Dailto Silva²

¹Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-080 - São Paulo -
SP, Brasil

²Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, CP 6152, CEP 13083-970 - Campinas -
SP, Brasil

Contato:

Gianna Maria Garda

e-mail: giagarda@usp.br

tel: (11) 3091-4667

ABSTRACT

Tourmalinites associated with amphibolites, metavolcanoclastic and calc-silicate rocks, quartz-sericite schists, metacherts, iron formation and basic metatuffs were recognized in several stratigraphic levels of the basal sequence Morro da Pedra Preta Formation of the Serra do Itaberaba Group (São Paulo State, Brazil). Their sedimentary origin is attested by folding of the alternating tourmaline-rich and quartz-rich layers that compose the tourmalinites and the presence of rip-up clasts. The tourmaline chemistry shows that the compositions are predominantly intermediate to the schorl-dravite series (tourmalinites associated with basic metatuffs, metacherts and metasediments) and subordinately to the dravite-uvite series (tourmalinites associated with amphibolites). The former present low Ca and Ti and high Na contents, whereas the trends are inverse for the latter. Fe/(Fe+Mg) (atomic proportions) discriminate two groups of tourmalines: Fe/(Fe+Mg) values for those of the schorl-dravite series fall in the 0.34-0.54, 0.67-0.70, 0.69-0.76 and 0.66-0.75 intervals, whereas the 0.49-0.72 interval characterizes the tourmalines of the dravite-uvite series. These intervals are much higher than those corresponding to tourmalines associated with massive sulphide deposits and much lower than those for granite-related Sn-W deposits. Au-bearing tourmalinites of the Morro da Pedra Preta Formation occur above and laterally to the mineralized bodies (graphite schists, metasediments, metacherts, metatuffs and metavolcaniclastic rocks), and correspond to a facies of the iron formation that is distal in relation to seafloor vent centres. They correlate with sulphidation stages that correspond to 1) sediment deposition; 2) exhalative processes during seafloor spreading, and 3) hydrothermal activity powered by andesite and dacite intrusions under back-arc regime.

RESUMO

Turmalinitos associados a anfibólitos, as rochas metavulcanoclásticas e calciossilicáticas, quartzo-sericita xistos, metacherts, formações ferríferas e metatufos básicos foram reconhecidos em vários níveis estratigráficos da seqüência basal Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba (SP - Brasil). Dobramento e presença de clastos do tipo rip-up comprovam a origem sedimentar dos turmalinitos, formados pela alternância de leitos ricos em turmalinas e leitos ricos em quartzo. O quimismo das turmalinas mostra que as mesmas pertencem predominantemente à série schorlita-dravita e subordinadamente à série dravita-uvita. As da série schorlita-dravita compõem os turmalinitos associadas a metatufos básicos, a metacherts e a metassedimentos e apresentam baixos conteúdos de Ca e Ti e elevado de Na. Estas tendências são inversas para aquelas da série dravita-uvita, contidas nos turmalinitos associadas a anfibólitos. Turmalinas da série schorlita-dravita apresentam razões Fe/(Fe+Mg)

compreendidas nos intervalos 0.34-0.54, 0.67-0.70, 0.69-0.76 e 0.66-0.75, enquanto as da série dravita-uvita restringem-se ao intervalo 0.49-0.72. Estes intervalos são muito superiores aos correspondentes às turmalinas de turmalinitos associados a depósitos de sulfeto maciço e muito inferiores aos correspondentes aos depósitos de Sn-W relacionados a granitos. Os turmalinitos da Formação Morro da Pedra Preta que apresentam indícios de mineralização de ouro ocorrem acima e lateralmente aos corpos mineralizados (grafita xistos, metassedimentos, metacherts, metatufos e metavulcanoclásticas) e correspondem à facies da formação ferrífera que é distal em relação aos centros exalativos de fundo oceânico. Correlacionam-se com estágios de sulfetização que correspondem: 1) à deposição de sedimentos e 2) aos processos exalativos ocorridos durante a expansão do assoalho oceânico, e 3) à atividade hidrotermal impulsionada pelas intrusões de corpos andesíticos e dacíticos sob regime de bacia de retroarco.

Palavras-chave: Grupo Serra do Itaberaba, Formação Morro da Pedra Preta, formação ferrífera, turmalinitos

Keywords: Serra do Itaberaba Group, Morro da Pedra Preta Formation, iron formation, tourmalinites

INTRODUÇÃO

Slack (1982) definiu turmalinito como sendo uma rocha estratiforme-*stratabound*, cujo conteúdo de turmalina pode exceder 15 a 20% em volume da rocha. Sua ocorrência é predominantemente nos terrenos metamórficos, constituindo seqüências de rochas metassedimentares clásticas e vulcânicas do Neoproterozóico ao Mesoproterozóico (Slack *et al.* 1984; Plimer 1988; King 2000). Apesar de vários autores associarem a formação de rochas ricas em turmalina com processos tardi-magmáticos ou com metassomatismo, isto nem sempre se aplica aos turmalinitos estratiformes-*stratabound*, especialmente aos não comprovadamente relacionados a corpos graníticos/pegmatíticos. Por seu posicionamento em diferentes níveis estratigráficos de terrenos polideformados e por preservarem estruturas sedimentares primárias, esses turmalinitos relacionam-se com processos singenéticos ou diagenéticos envolvendo fluidos com alto boro (Slack *et al.* 1984).

Até a década de 90, eram pouco comuns citações da ocorrência de turmalinitos com estruturas sedimentares bem preservadas, restringindo-se a Golden Dyke Dome e Broken Hill (Austrália). Mais recentemente, inúmeras ocorrências de turmalinitos tem sido registradas, como em Rum Jungle (Northern Territory - Austrália; Bone 1988), Passagem de Mariana (Quadrilátero Ferrífero; Fleischer & Routier 1973), no cinturão móvel de Namaqua Central (África do Sul; Willner 1992), no cinturão de Isua (Groenlândia; Appel 1995), na área de Bin Yauri (Nigéria; Garba 1996), e no depósito de Sullivan (British Columbia; Jiang *et al.* 1998).

Plimer (1988) enfatizou a importância dos turmalinitos na exploração mineral, cuja presença pode indicar a ocorrência de processos exalativos relacionados com mineralizações de sulfetos maciços de metais básicos, tungstênio, ouro e urânio. Inúmeros pesquisadores têm-se dedicado ao estudo das turmalinas associadas a turmalinitos, a rochas portadoras de turmalinas e a veios de quartzo, relacionando-o com a exploração mineral (Tab. 1).

Na Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba (Guarulhos, SP), foram registradas ocorrências de turmalinitos associados a metassedimentos, metachert, rochas quartzo-manganesíferas e metatufos, como também intercalados com rochas cálcio-silicáticas e anfibolito.

O objetivo deste trabalho é estudar o quimismo das turmalinas constituintes dos turmalinitos, de forma a obter parâmetros geoquímicos que possam servir como ferramenta para a exploração mineral na seleção de alvos em seqüências vulcano-sedimentares similares as do Grupo Serra do Itaberaba.

GEOLOGIA

O Grupo Serra do Itaberaba é constituído por uma seqüência de rochas supracrustais situada a norte das zonas de cisalhamento de Taxaquara e do Rio Jaguari (Fig. 1). Este Grupo é representado por uma unidade basal, constituída essencialmente por uma seqüência vulcanossedimentar Formação Morro da Pedra Preta, onde estão inseridos metabasitos, metavulcanoclásticas e metatufos com composições básica e intermediária, marunditos, metacherts, formações ferríferas, calciossilicáticas e metapelitos com diferentes composições mineralógicas (biotita-muscovita-sericita-grafita-granada-andaluzita-cianita-cordierita-sillimanita) à qual se sobrepõem as Formações Nhanguçu formada predominantemente por metassedimentos aluminosos e xistos ferro-manganesíferos e Pirucaia com quartzitos e quartzos xistos (Juliani, 1993; Juliani & Beljavskis, 1995). Esta unidade basal encerra corpos de turmalinitos e as principais ocorrências de ouro e sulfetos maciços (pirita e pirrotita) do Grupo Serra do Itaberaba. Os turmalinitos são encontrados associados a diversas litologias em diferentes horizontes das formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçu.

O Grupo Serra do Itaberaba foi polimetamorfizado atingindo o primeiro evento a facies anfibolito superior (~ 640°C) a noroeste, gradando para a transição com fácies xisto verde a sudoeste (Juliani et al. 2000). O segundo evento foi também de grau médio nas regiões de mais alto grau, mas em grau pouco menor ao evento anterior e em condições de baixa pressão.

TURMALINITOS DA FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA

Na Figura 1 estão localizados os pontos de amostragem de turmalinitos inseridos em diferentes litotipos da Formação Morro da Pedra Preta, descritos a seguir.

TURMALINITOS ASSOCIADOS A ANFIBOLITO E METAVULCANOCLÁSTICA BÁSICA (SI-1611)

No local indicado pela sigla SI-1611 (Fig. 1), ocorrem seqüências de quartzo-sericita xisto, rochas calciossilicáticas, anfibolitos e metavulcanoclásticas com turmalinitos associados. Os anfibolitos são formados essencialmente por hornblenda e plagioclásio, às vezes com quartzo. As metavulcanoclásticas básicas são constituídas por 70-80% em volume de fragmentos, quase sempre angulosos com granulometria variável de 2 mm a 2 cm. Esses fragmentos vulcanoclásticos são formados essencialmente por rochas básicas e subordinadamente de rochas intermediárias (Juliani, 1993).

Os turmalinitos são formados por turmalina de granulação fina em matriz de quartzo e hornblenda, textura nematoblástica e estrutura microlaminada, caracterizada pela alternância de leitos ricos em quartzo e hornblenda com outros essencialmente de turmalinas (Fig. 2a). As turmalinas que constituem mais 40% do volume da rocha apresentam coloração verde escura, mas com variações de tonalidades

marrom clara a verde escura. Estão distribuídas em leitos ligeiramente discordantes da S_1 e podem formar agregados filamentosos e ainda formam coroas ao redor quartzo. O quartzo está bem estirado, exibindo extinção fortemente ondulante e contatos interlobados. O anfibólio é a hornblenda, cristalizada em cristais anhédricos a euédricos alongados dispostos em leitos.

Sillimanita pode ocorrer como mineral acessório, juntamente com os pirita e calcopirita e raros cristais de biotita com epidoto muito fino nas bordas.

TURMALINITO ASSOCIADO A METASSEDIMENTOS (F-1107)

Os metassedimentos apresentam composição muito variada, predominando localmente biotita-muscovita xisto e ou muscovita-sericita xisto; intercala-se com metabasitos, metavulcanoclásticas básicas, metatufos, xistos grafitosos ou manganíferos e metachert.

A amostra F-1107 é um metachert constituído essencialmente por turmalina (40-65%) e quartzo (50-30%) em volume da rocha, e leitos turmalínicos alternando-se com os quartzosos e, por vezes, mostram-se dobrados ou ainda, seccionados por microveios. A presença de clastos do tipo rip-up (Fig. 2b), tal qual descritos por Slack *et al.* (1984) na mina Black Prince em Broken Hill (Austrália) e por Bone (1988) na área de Rum Jungle (Austrália), é uma feição marcante, que se estende aos turmalinitos associados aos metachert.

As turmalinas são comumente zonadas orientam-se segundo o plano da foliação S_1 que as vezes está dobrado intrafolialmente. Podem estar parcialmente recristalizadas, na S_2 (Juliani, 1993). Estas turmalinas mostraram finas lamelas pleocróicas paralelas ao eixo-c, com bordas bem definidas.

O quartzo, microcristalino, tem contatos irregulares, extinção ondulante e mostra-se reequilibrado em grãos menores. Microfraturas com remobilização de quartzo, turmalinas e opacos são comuns.

As concentrações dos opacos atingem a 3% em volume da rocha e são constituídos principalmente por pirrotita, sendo subordinada a presença de pirita e calcopirita. Os sulfetos preenchem espaços intergranulares, conferindo o caráter pervasivo da mineralização e correspondendo ao estágio II de sulfetização (Garda *et al.* 2003). Tal fato implica que estes turmalinitos se formaram em uma etapa anterior a este estágio, podendo ser contemporâneos ou posteriores ao estágio I, uma vez que se associam a metassedimentos pertencentes à unidade dos xistos grafitosos que encerram sulfetos bandados (pirita e pirrotita) de origem sin-sedimentar.



SULFUR STABLE ISOTOPE SIGNATURES OF THE MORRO DA PEDRA PRETA FORMATION, SERRA DO ITABERABA GROUP, SÃO PAULO STATE, BRAZIL

G.M. Garda¹, P. Beljavskis¹, C. Juliani¹, A.J. Boyce²

1. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil
2. Scottish Universities Environmental Research Centre, Rankine Avenue, East Kilbride, Glasgow G75 0QF, Scotland

Recebido em 03/02; aprovado para publicação em 09/02

ABSTRACT

The Serra do Itaberaba Group (São Paulo - Brazil) was explored in the XVIII century for gold. Sulfur stable isotope data helped constrain four sulfidation stages that affected the basal, Morro da Pedra Preta Formation metavolcanic-sedimentary sequence. Syn-sedimentary pyrrhotite from Stage I (-5.47 per mil $< \delta^{34}\text{S} < -8.7$ per mil) and Stage II ($+4.48$ per mil $< \delta^{34}\text{S} < +7.36$ per mil) sulfides resulted respectively from bacterial and thermochemical reduction of seawater sulfate. The $\delta^{34}\text{S}$ values obtained for both stages also reveal an igneous sulfur component, derived either from the volcanic pile being leached by hydrothermal fluids, or intruding andesite and dacite bodies that powered seawater circulation through the sequence.

Free gold is associated with chalcocite and covellite after Stage III chalcopyrite ($+3.6$ per mil $< \delta^{34}\text{S} < +2.6$ per mil). Pyrite predominates in Stage IV ($+2.4$ per mil $< \delta^{34}\text{S} < +2.9$ per mil). Lower-temperature, submicroscopic galena ($\delta^{34}\text{S}^a +1$ per mil), Ag-bearing Bi tellurides and REE minerals fill cavities and fractures in sulfides of previous stages. Molybdenite ($\delta^{34}\text{S}^a +3$ per mil) and scheelite are associated with stages III and IV and related to late fluids derived from nearby Neoproterozoic granite bodies. The influence of meteoric water is not ruled out at stages III and IV, once post-magmatic fluids circulated along fault and fracture systems that crosscut the Morro da Pedra Preta Formation.

RESUMO

No século XVIII foi explorado ouro do Grupo Serra do Itaberaba (São Paulo - Brasil). Quatro estágios de sulfetização que afetaram a seqüência basal metavulcano-sedimentar Formação Morro da Pedra Preta são caracterizados por isótopos estáveis de enxofre. Pirrotita sin-sedimentar do Estágio I (-5.47 per mil $< \delta^{34}\text{S} < -8.7$ per mil) e sulfetos do Estágio II ($+4.48$ per mil $< \delta^{34}\text{S} < +7.36$ per mil) resultaram respectivamente da redução bacteriana e da redução termoquímica de sulfato da água do mar. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos para ambos os estágios também revelam um componente ígneo, derivado ou da pilha vulcânica lixiviada por fluidos hidrotermais, ou de corpos de andesito e dacito, cujo calor promoveu a circulação da água do mar pela seqüência.

Ouro livre associa-se com calcosina e covelita, formadas a partir de calcopirita do Estágio III ($+3.6$ per mil $< \delta^{34}\text{S} < +2.6$ per mil). Pirita predomina no Estágio IV ($+2.4$ per mil $< \delta^{34}\text{S} < +2.9$ per mil). Galena ($\delta^{34}\text{S}^a +1$ per mil), teluretos de Bi contendo Ag e minerais de ETR preenchem cavidades e fraturas em sulfetos dos estágios anteriores. Molibdenita ($\delta^{34}\text{S}^a +3$ per mil) e scheelita associam-se aos estágios III e IV e a fluidos tardios derivados de corpos graníticos neoproterozóicos vizinhos. Água meteórica pode ter interferido nos estágios III e IV, uma vez que os fluidos pós-magmáticos circularam por sistemas de falhas e fraturas que cortam a Formação Morro da Pedra Preta.

INTRODUCTION

In São Paulo State (Brazil), gold occurs in Precambrian metamorphosed sequences, namely the Açungui, Serra do Itaberaba and São Roque groups and Embu and Varginha complexes. The Serra do Itaberaba Group (Guarulhos, São Paulo) was the scenario of gold exploration and mining in the XVI and XVII centuries. Alluvial deposits along the Ribeirão das Lavras (Noronha, 1960) were exploited, employing natives as slaves (Juliani *et al.*, 1995). São Paulo was no longer the pole of gold exploration after the exhaustion of the mines and the finding of richer gold deposits in Minas Gerais, Bahia, Goiás and Mato Grosso by the *bandeirantes*. At present, Guarulhos and its neighbouring industrial areas are highly populated.

In the early 80's, the Technological Research Institute of São Paulo State (IPT) developed several projects aiming at the evaluation of gold-bearing terrains (IPT, 1981; IPT, 1982; IPT, 1984; IPT, 1985; IPT, 1986; IPT, 1987; IPT, 1988; IPT, 1993). In the surroundings of Guarulhos, Au concentrations between 0.1-1.5 g/m³ were detected in the 0.5-2.5 m-thick colluvium of the Ribeirão das Lavras (Juliani *et al.*, 1995), as well as in the 1.0 to 1.4 m-thick alluvium, containing 0.2 to 0.36 g Au/m³. A sample from a gravel level within this alluvial deposit contained nuggets with up to 0.42 g. Panning concentrates revealed fine-grained gold (<0.15 mm) and rare nuggets with more than 1 mm in diameter.

Since the 90's, detailed laboratory studies have been carried out in order to better characterize types of gold mineralization in The Serra do Itaberaba Group, in particular in the areas informally named Tapera Grande and Quartzito.

Based on available data, reflected light microscopy and preliminary scanning electron microscopy imagery and mineral analyses (SEM-EDS), Beljavskis *et al.* (1993) proposed a syngenetic and an epigenetic origin for gold for the Tapera Grande area. This proposal has been improved lately with the acquisition of more detailed SEM-EDS and stable isotope data. This paper will focus on S stable isotope analyses, which helped reevaluate the model suggested for the mineralizations in the Morro da Pedra Preta Formation.

THE SERRA DO ITABERABA GROUP

The Serra do Itaberaba and São Roque groups are two distinct supracrustal rock

sequences located north of the Taxaquara and Rio Jaguari shear zones (Fig. 1a).

The São Roque Group is essentially a metasedimentary unit composed of metarkoses with metabasite lenses at the base, overlain by metaconglomerates, feldspathic quartzites and metarhytmities with subordinate lenses of carbonatic rocks. These sediments, deposited in alluvial fan and coastal environments, were covered by a transgressive marine sequence. Volcanic and volcanoclastic activity is rare. The São Roque Group was deposited in the Neoproterozoic (Hackspacker *et al.*, 1999) and lies unconformably on the Serra do Itaberaba Group, the contacts being in part erosional but more conspicuously along thrust zones.

The Morro da Pedra Preta Formation metavolcanic-sedimentary sequence is the basal unit of the Serra do Itaberaba Group, overlain by andaluzite-rich metapelites and iron-manganiferous schists of the Nhanguçu Formation, and by quartz schists of the Pirucaia Formation (Juliani, 1993; Juliani & Beljavskis, 1995). The volcanic rocks are predominantly of basic composition and were deposited in a MOR environment. Southwestwards, coarser-grained clastic sediments predominate (Fig. 1a), the volcanic and volcanoclastic contribution being much more reduced, indicating depositional environments proximal to the continental margin (Juliani, 2000).

The deposition age is still uncertain, but metaspilites from pillow lavas of the Morro da Pedra Preta Formation yielded K-Ar ages of 1692 ± 157 Ma (Juliani *et al.*, 1986), and a zircon U-Pb dating for metandesites intrusive in metabasalts and associated tuffs resulted in 1395 ± 10 Ma (Juliani *et al.*, 2000). This age is interpreted as the maximum age for the clastic sedimentation in the Morro da Pedra Preta Formation and marks the beginning of the oceanic basin subsidence, once the metandesites were generated by the subduction of a distal ensimatic plate (Juliani, 1993). Metarhyolite bodies hosted by the Nhanguçu Formation present two zircon populations, an older one of 1449 ± 3 Ma and a younger one of 619 ± 3 Ma, being the former interpreted as zircons inherited from the Morro da Pedra Preta Formation volcanic sequence and the latter, as zircons from the acid magmatism coeval with the São Roque Group (Juliani *et al.*, 2000).

The São Roque Group underwent low-pressure metamorphic regime that barely reached the medium grade, suggesting an

intracrustal or back-arc evolution. The Serra do Itaberaba Group was polymetamorphosed, being affected by an older medium-pressure event with a baric peak around 7.5 kbar, reaching the upper amphibolite facies (~ 640°C) northwestwards, grading to the transitional greenschist facies southwestwards (Juliani *et al.*, 2000). The second event was at most a medium-grade metamorphism, less strong than the previous event, and it took place under low-pressure conditions, which indicates a correlation with the metamorphic event that affected the São Roque Group.

The Morro da Pedra Preta Formation was deposited in an oceanic basin environment. The metabasites form complexly deformed, elongated bodies, generally made of several pillowed flows. They are essentially represented by amphibolites and hornblende schists, with subordinate metadiabases, metagabbros and small bodies of metandesites and metadacites. **Volcanic and volcanoclastic** rocks are represented by basic and intermediate tuffs, hyaloclastite and autoclastic tuffs or breccias, with fragments of basalt and andesite. Garnet and magnetite are common metamorphic accessory minerals and can locally reach higher concentrations, varying between 5% and 10%. They are predominantly fine to medium-grained hornblende schist and biotite-hornblende schist. Such rocks occur in close association with metavolcanoclastic rocks. Grading and interbedding with metavolcanoclastic and calc-silicate rocks and tuffaceous metasediments are common (Juliani & Beljavskis, 1983).

Metapelites are represented by banded schists, classified by their quartz, biotite, muscovite, cordierite, garnet, staurolite, kyanite, andalusite and sillimanite contents. **Graphitic metapelites**, in general with high sulfide contents, deposited on the volcanic/volcanoclastic sequence, contain variable percentages of graphite and constitute small bodies with maximum thickness of a few dozen meters and sometimes extending for more than a hundred meters. Reducing conditions are marked by the deposition of sulfides, predominantly pyrrhotite.

Extensive oceanic hydrothermal alteration is recognized in the volcanic rocks of the Serra do Itaberaba Group (Pérez-Aguilar *et al.*, 2000), being the diagnostic metamorphic minerals anthophyllite, gedrite, cummingtonite and cordierite. The altered rocks lie in the vicinity

of the iron formation and gold mineralization and are associated with margarite-cordierite schists (marundites), resultant from advanced argillic alteration (Juliani, 1993).

Calc-silicate rocks, distributed around syn-volcanism intermediate rock intrusions, constitute less than 50 m-thick lenticular bodies composed of epidote-actinolite, phlogopite-actinolite-diopside and calcite-epidote-actinolite schists alternating with epidote-rich and tremolite-actinolite- and diopside-rich bands. Subordinately phlogopite, tourmaline, carbonates and opaque minerals occur. The lenses that lie, for example, at the base of the iron formation and grade laterally to metapelites, suggest the origin of calc-silicate rocks from exhalative volcanic activities.

Banded iron formation occurs as intercalations in the terrigenous and volcanic metasediments deposited on the metavolcanic rocks. They were deposited in zones farther from the coast and more internal to the basin. The compositional variations, essentially chemical and pelagic, characterize this unit as of the Algoma type, according to Gross (1965, 1980).

The subduction of the oceanic crust to the east forced the development of a back-arc basin. The basin was filled with sediments coming from both the island arcs and the foreland. The waters became shallower with the closing of the back-arc basin and the intense exhalative volcanic activity led to the deposition of the Nhanguçu Formation. It is essentially represented by iron-manganeseiferous schists with small lenses of carbonate rocks and calc-pelites, covered by andalusite-rich schists.

The Pirucaia Formation is composed of quartzites and rhythmic quartz schists, deposited by turbidity currents in a coastal environment.

Partly deformed porphyritic granite and granodiorite bodies, such as Pau Pedra and Serra da Pedra Branca (Juliani, 1993), intruded the Serra do Itaberaba Group in the Neoproterozoic. These may be an extension of the syn- to late-orogenic, calc-alkaline, 625 Ma-old Cantareira granitoid magmatism described in Janasi & Ulbrich (1991).

The Rio Jaguarí and Jundiuvira shear zones and associated faults affected the whole area, where the Neoproterozoic São Roque Group also crops out.

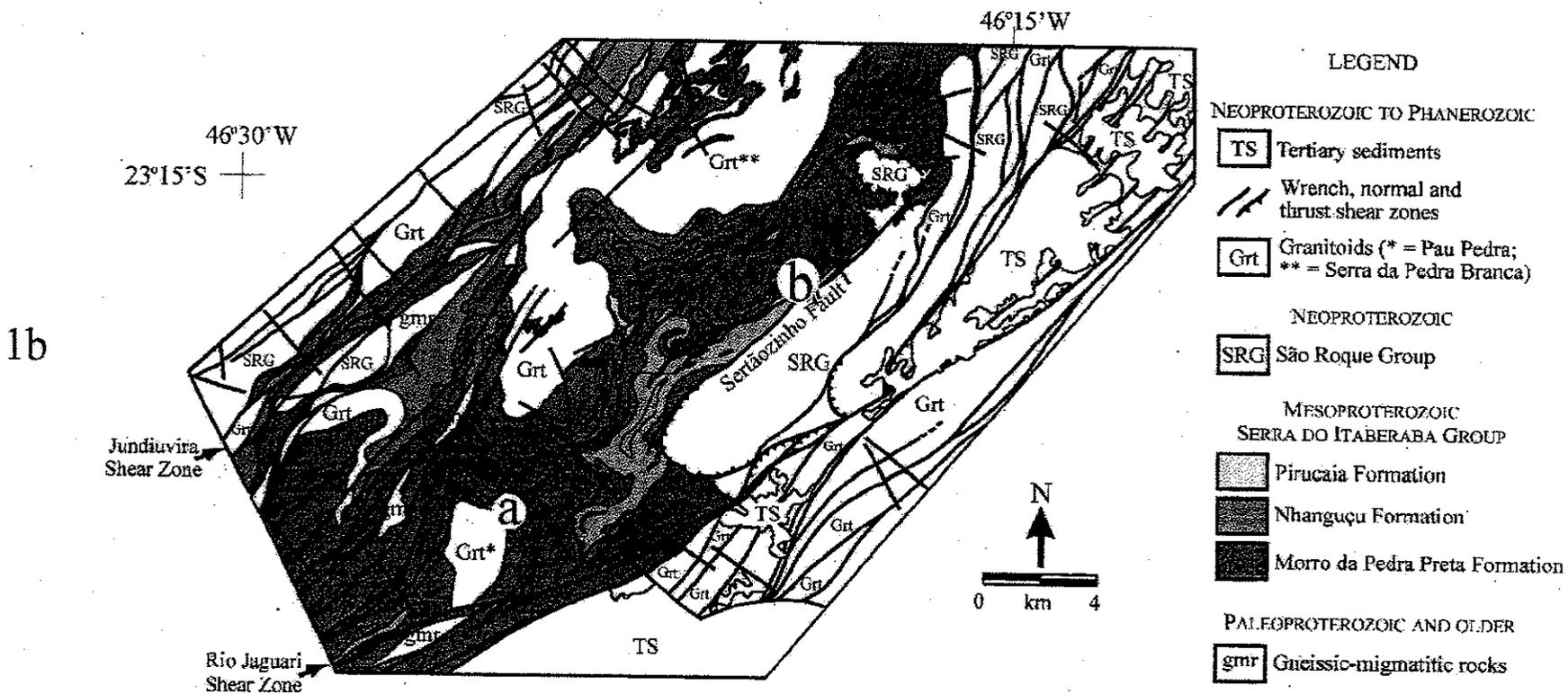
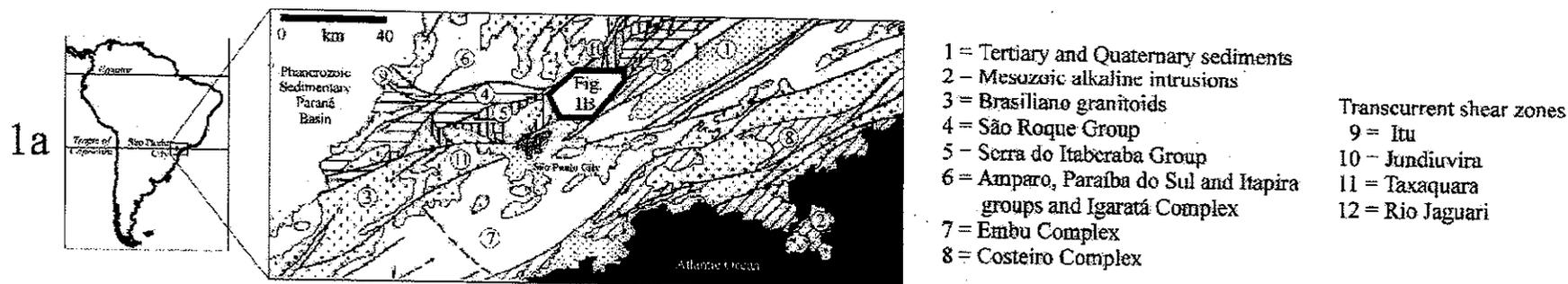


Figure 1a – Geological map of southeastern São Paulo State (modified after Almeida *et al.*, 1981)

Figure 1b – Simplified map of Serra do Itaberaba and São Roque groups (modified after Juliani, 1993). a = Tapera Grande (Fig. 2); b = Quartzito (Fig. 3)

MINERALIZATIONS IN THE MORRO DA PEDRA PRETA FORMATION

Two areas were selected for the present study: Tapera Grande (NE of Pau Pedra granitoid - [a] in Fig. 1b) and Quartzito (W of Sertãozinho Fault - [b] in Fig. 1b).

Mapping, semi-detail and detail prospecting in the Serra do Itaberaba Group allowed to individualize several bodies of volcanoclastic rocks with traces of gold and the preliminary outline of auriferous colluvia (IPT, 1985; Beljavskis, 1988; Juliani, 1993), in particular in Tapera Grande, including the Ribeirão das Lavras old mining activities (Fig. 2). An exploration program was set forth to better understand the geometry, position of the mineralized bodies and the preliminary quantification of the auriferous mineralizations. Soil geochemistry detected W and low Cu, Pb and Zn contents associated with gold.

In Tapera Grande, samples from B and C soil profiles, taken from the walls and the floor of old mining activities, yielded 0.5-13.0 g/t Au and 0.64-7.8 g/t Ag (IPT, 1985; Beljavskis, 1988; Beljavskis & Born, 1989; Beljavskis & Born, 1992). Eleven drill holes sampled varied banded schists, iron formations, metatuffs, graphite schists, volcanoclastic rocks, calc-silicate rocks and metabasites of the Morro da Pedra Preta Formation. The mineralized zone is located in the interface between basic volcanic/volcanoclastic flows and metapelites and calc-silicate rocks (Fig. 2). It extends for more than 5 km and is mainly associated with basic and intermediate metatuffs, which are in general silicified, carbonatized and potassified, and metandesite/metadacite intrusions. It is also recognized in sulfidized graphitic metapelites. The sulfides associated with gold are essentially pyrrhotite and subordinate pyrite and chalcopyrite, and occur either disseminated or remobilized forming blebs and/or films in microfractures, aggregates among the volcanic fragments, and thin laminae in metapelites. Scheelite occurs as trace mineral, only in the intermediate rocks.

In Quartzito (Fig. 3), fourteen rotary drill holes were carried out by IPT, ten of which in the Q-10 target (IPT, 1993). The mineralized body Q-10, striking E-W to N50E and dipping 27°SE, corresponds to a strongly sheared iron formation, showing remobilization and recrystallization of quartz and hematite. It is predominantly constituted by a ferruginous

metachert, positioned between metatuffs (chlorite-quartz schists) and calc-silicate rocks. The ferruginous metachert stretches out for 1500 m, with thicknesses varying from 1.5 to 35 m northwards. Marundites, metapelites, calc-silicate rocks, basic metatuffs and metabasites of the Morro da Pedra Preta Formation are also recognized in the area. The whole sequence is crosscut by the Sertãozinho Fault and associated fracturing. Structures with direction between N30-60E predominate (IPT, 1993).

Drill holes FQ-112 and FQ-114 are of special interest once they sampled the whole Morro da Pedra Preta Formation lithologic sequence. FQ-112 crosscuts rocks of intermediate composition that present an ample textural variety, including portions with volcanoclastic rocks and metatuffs. Sulfides are found both disseminated and filling microfractures. Quartz veins, notably those associated with breccia zones, bear sulfides and variable quantities of tourmaline. Scheelite and molybdenite, besides gold, were also detected in FQ-112 core samples.

SULFIDATION STAGES

In this work, the term sulfidation refers to the formation of sulfide minerals. Beljavskis *et al.* (1999a, 1999b) defined four sulfidation stages that affected the Tapera Grande and Quartzito areas, based on conventional ore petrography and mineral analyses and imagery by SEM-EDS:

Stage I—The predominant sulfide is pyrrhotite, with very subordinate pyrite in graphitic schists, forming very foliated films and thin lenses parallel with graphitic laminae that alternate with sericite- and/or biotite-rich thin laminae, with or without subordinate quartz. The closer to the basic flows the higher is the sulfide content, where up to 2 cm-thick sulfide-rich laminae and bands occur. The sulfide laminae are intrafolial folded by the first deformational event and the disseminated sulfides were engulfed by the first porphyroblasts along bedding tracks, indicating a pre-metamorphic origin. The original sulfide, due to reducing depositional conditions, must have been hexagonal pyrrhotite, precipitated under low temperatures (Vaughan & Craig, 1978; Craig & Scott, 1982); it further recrystallized as monoclinic pyrrhotite during the medium-grade metamorphism. The texture shown in Figure 4a is explained by R.A. Ixer (pers. comm.) as pyrrhotite deposited together with the host

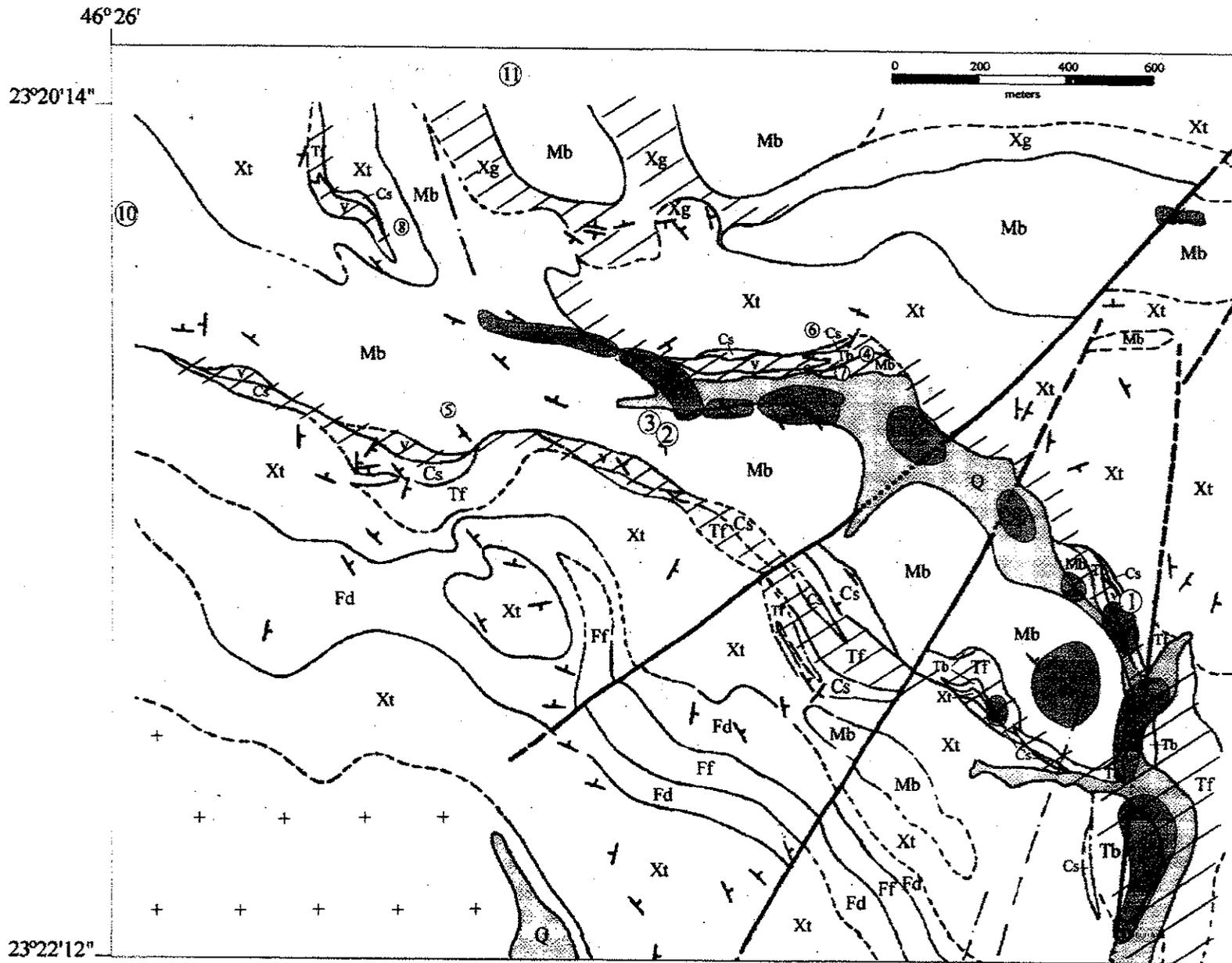


Figure 2 – Simplified geological map of Tapera Grande (area a in Fig. 1). Mineralized zones (hatched), old mining activities (dark gray) and Quaternary alluvial deposits (light gray) lie along Ribeirão das Lavras (not represented). Numbered circles are drill holes labelled SRT in the text.

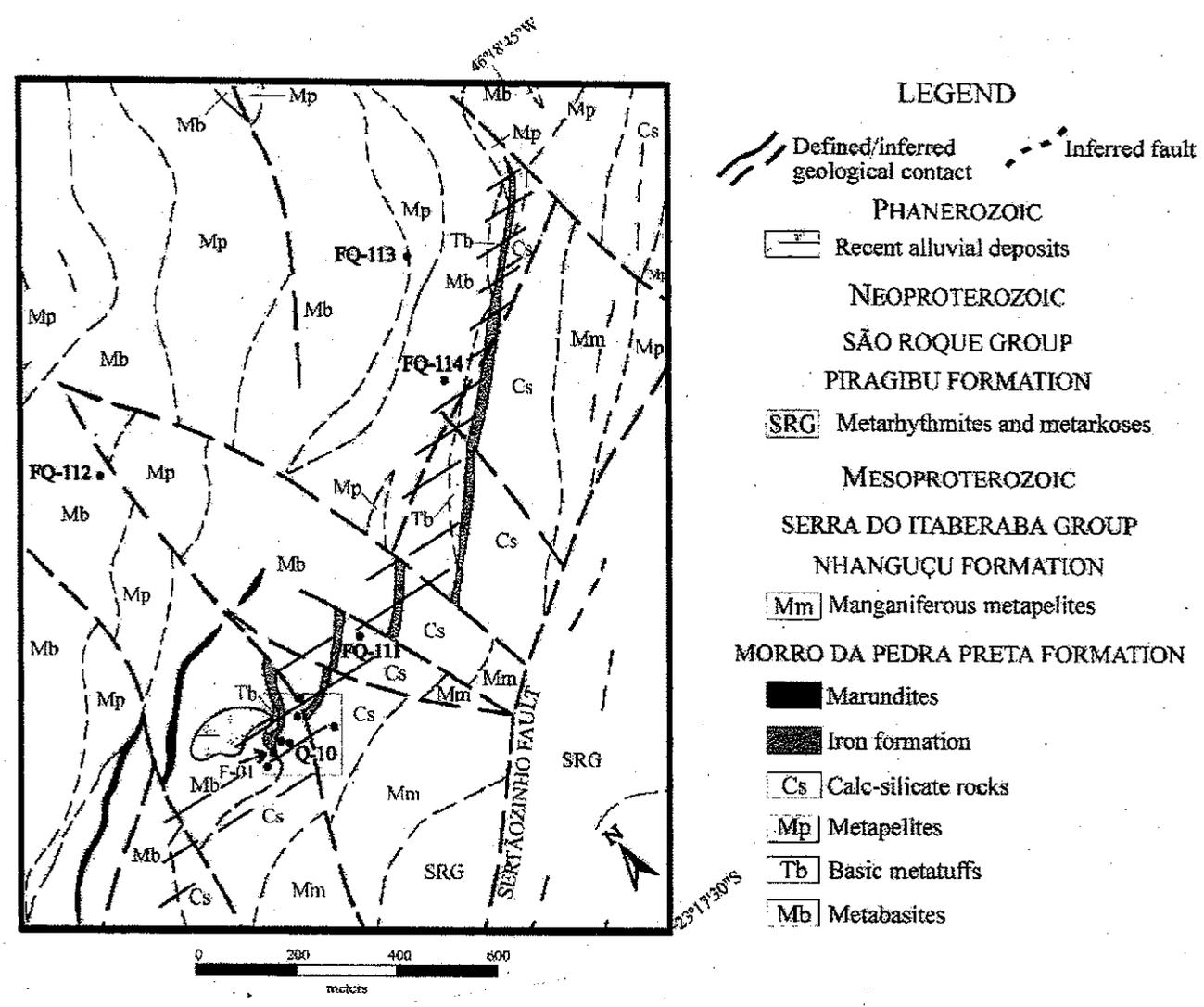


Figure 3 – Simplified geological map of Quartzito (area b in Fig. 1), modified after IPT (1993). Dark circles represent drill holes. Hatching represents mineralized zones.

graphitic sediment, which was later altered to tabular intergrowths/overgrowths of euhedral pyrite and marcasite. Pyrite occurs associated with pyrrhotite in small amounts, indicating that pyrrhotite did not undergo significant alteration and recrystallization after the metamorphic peak, probably because the graphite content of the rock prevented the oxidation state to change, once pyrite is the main phase that incorporates S freed from pyrrhotite under lower temperatures (Craig & Vokes, 1993). The sulfide chemical recrystallization control in the graphitic schists is evidenced by pyrite enrichment. Pyrite becomes the predominant sulfide close and at the contact of metasediments and overlying basic rocks, where graphite content was lower and circulation of metamorphic fluids was more effective along the discontinuities between the layers.

SEM-EDS analyses in pyrrhotite revealed Fe contents averaging 61.08 wt%, which corresponds to temperatures of the order of 300-400°C at solvus conditions (Craig & Vokes, 1993), indicating that pyrrhotite still registers temperatures of the prograde metamorphism that reached the amphibolite facies. It is difficult to establish whether Stage I pyrrhotite was a primary phase or originated by desulfidation of syn-sedimentary pyrite during prograde metamorphism (Ferry, 1981); yet, it is remarkable that it registers metamorphic episodes. For this reason, it is referred in the text as "syn-sedimentary pyrrhotite".

Disseminated submicron-sized gold grains (*ca.* 1 µm), as well as zircon and monazite, were detected by SEM-EDS in graphite schists and correlated tourmalinite (Fig. 4b).

Stage II - Beljavskis *et al.* (1999b) explain that this stage differs from Stage I by higher base metal (Cu) contents. Stage II sulfides are disseminated, but sometimes constitute stringers in the basic volcanoclastic rocks deposited on the basalt flows and metandesites/metadacites. In the graphitic schists deformed and metamorphosed thin veinlets occur locally, truncating Stage I laminae.

In the hydrothermalized and gold-mineralized intermediate volcanoclastic rocks, pyrite predominates, associated with pyrrhotite and subordinate chalcopyrite. The sulfidation is related to quartz veinlets and associated carbonates and biotite, or to tourmaline-bearing metachert intercalated in the volcanoclastic rocks. Here, sulfide transformation was more effective, such as pyrrhotite substitution for pyrite, stretching, metamorphic agglutination

and even sulfide recrystallization along later metamorphic foliations.

Stage II sulfides in Quartzito are associated with deformed quartz veins crosscutting metatuffs of the Morro da Pedra Preta Formation. These are pyrites of "porous" aspect, as shown in Figures 4f and 4g.

Stage III - This stage was responsible for the generation of veinlets that are partially discordant in relation to the S_2 foliation. They are tourmaline-rich and sometimes appear as conspicuous quartz veins, indicating that hydrothermalism took place at late stages of the second metamorphic event. The veins mainly crosscut metatuffs, metabasites and metasediments situated close to granitic intrusions in Tapera Grande (Fig. 1b) and are associated with shear, thrust and transcurrent fault zones in Quartzito.

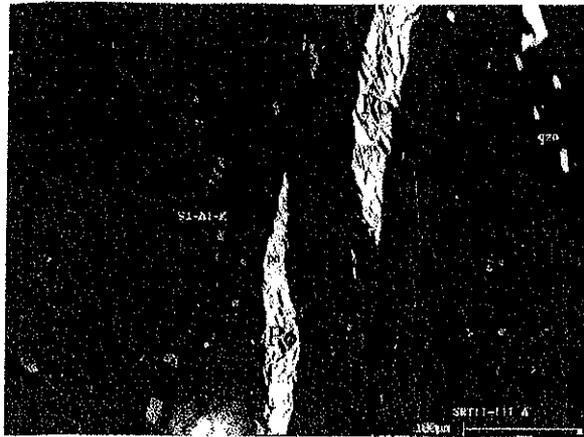
In Quartzito, chalcopyrite appears either bordering (Fig. 4f) or filling cavities (Fig. 4g) of Stage II "porous" pyrite grains, or isolated or filling fractures of the host rock.

Millimeter-sized gold grains are disseminated in vein quartz and are associated with low-temperature Cu minerals (Fig. 4h), such as chalcocite (Fig. 4j) and covellite, supergene alteration minerals after chalcopyrite. Analyses by SEM-EDS indicate compositions of 95% Au and 5% Ag for the gold grains.

Stage IV - The last sulfidation stage is mainly associated with hydrothermal veins found in shear zones, bearing pyrite, chalcopyrite, galena and molybdenite. The veins show sericitic alteration, are fluorite- and tourmaline-rich, and are identical to late veins that crosscut granite bodies intrusive in the Serra do Itaberaba Group (Juliani, 1993), thus being interpreted as late hydrothermal fluids of magma crystallization. Less deformed or undeformed late quartz veins also occur.

In Tapera Grande, Stage IV sulfides are found in metavolcanoclastic rocks, not only filling microfractures in Stage II pyrite crystals (Figs. 4d and 4e), but also along the edges of the predominant minerals.

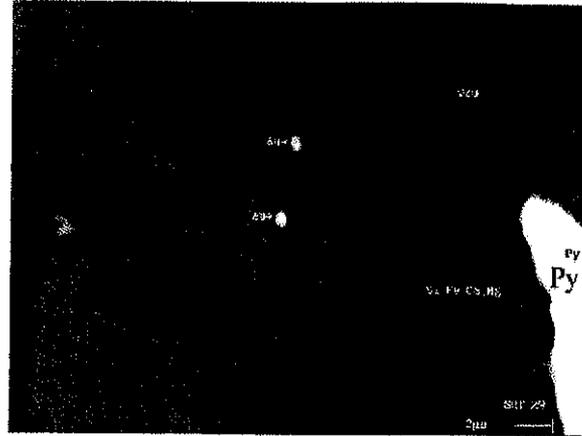
In Quartzito, the veins are closely related to shear zones and Stage IV sulfides are associated with late fractures in Stage III sulfide-bearing quartz veins crosscutting metavolcanoclastic rocks. Chalcopyrite and pyrite are partially replaced by Zn-Cd sulfides (Fig. 4i; Garda *et al.*, 1999). Molybdenite, native silver, electrum and galena were also identified, as well as Bi tellurides, REE phosphates and scheelite.



SRF11-111A

4a

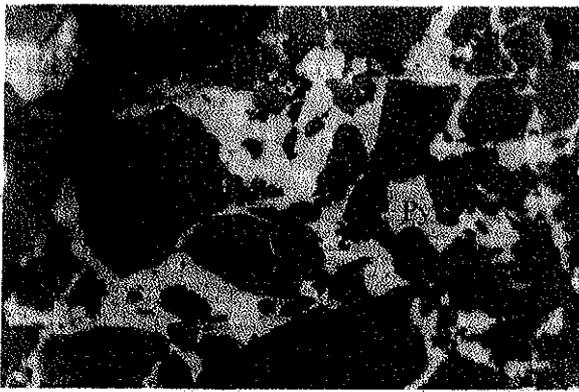
100µm



SRT 29

4b

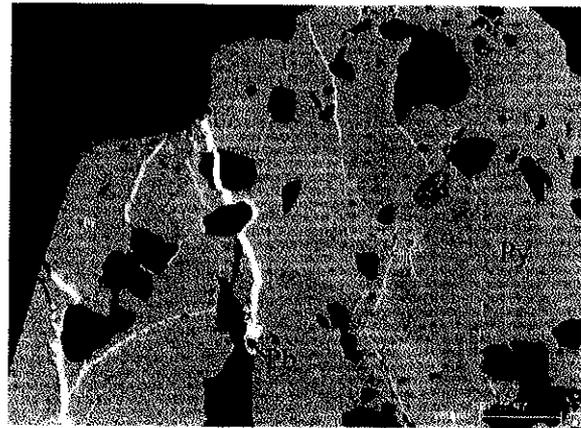
2µm



SRT3 (54.70-54.80m)

4c

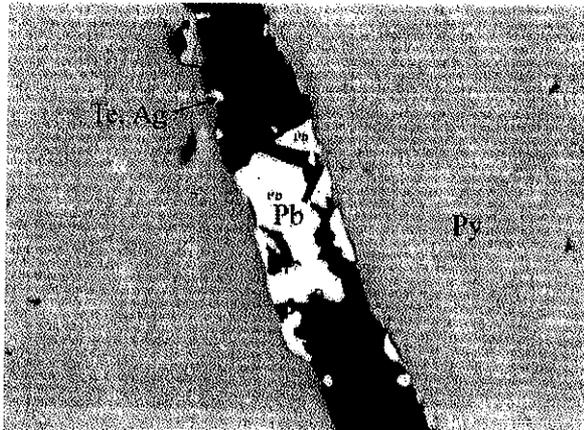
0.34 mm



SRT2-97

4d

100µm



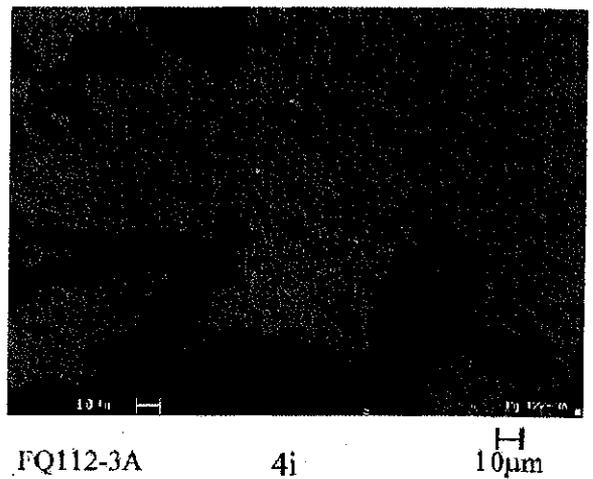
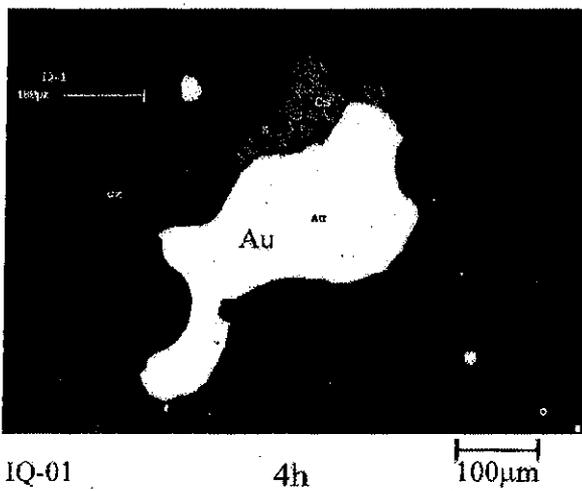
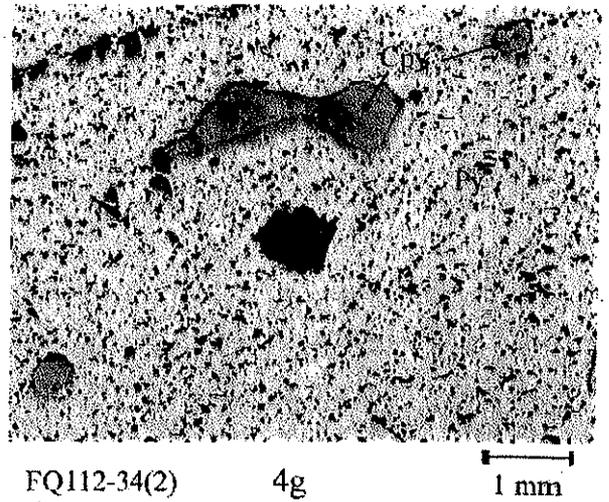
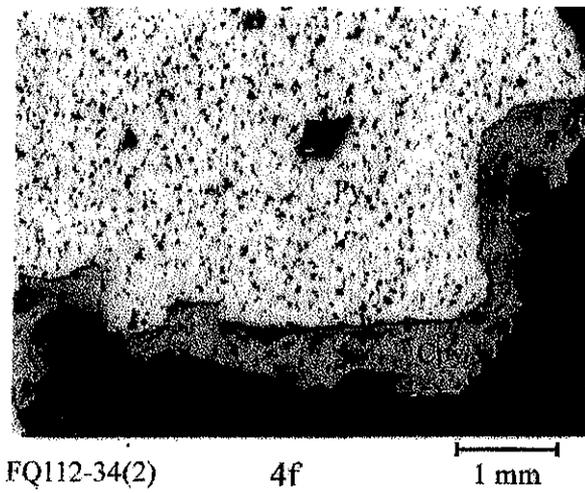
SRT2-97

4e

10µm

- Po = pyrrhotite
- Py, FeS = pyrite
- Cpy = chalcopyrite
- Cs = chalcosite PY
- Cv = covellite
- Pb = galena
- Zn, Cd S = Zn-Cd sulfide
- Ag = native silver
- Te = telluride

Figure 4 – Scanning electron microscope images (a, b, d, e, h and i) and reflected light photomicrographs (c, f, g and j) of samples analysed for S stable isotopes. See text for description.



- Po = pyrrhotite
- Py, FeS = pyrite
- Cpy = chalcopyrite
- Cs = chalcosite PY
- Cv = covellite
- Pb = galena
- Zn, Cd S = Zn-Cd sulfide
- Ag = native silver
- Te = telluride

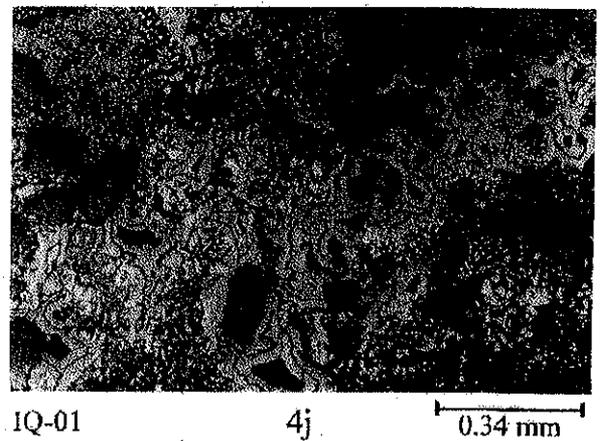


Figure 4 – (continuation)

STABLE ISOTOPES

Sulfur stable isotope studies were carried out at the Scottish Universities Environmental Research Centre (Glasgow, Scotland) by the conventional and laser methods of SO₂ extraction.

The **conventional method** of SO₂ extraction is based on the reaction between the sulfide and Cu₂O (Robinson & Kusakabe, 1975). Five to ten milligrams of sulfide are weighed together with 200-250 mg of reagent and manually mixed, using an agate mortar and pestle, and placed in a 3.2 cm-long glass tube in between some glass wool.

The reaction takes place at temperatures around 1075 °C for about 25 minutes in a furnace coupled on one of the ends of the extraction line. SO₂, H₂O, CO₂ and non-condensable gases are liberated from the reaction and SO₂ is isolated after the other gases are eliminated by means of traps and points along the line linked with the high vacuum system. SO₂ is collected in a sample bottle, which is then attached to the mass spectrometer (VG SIRA II®), yielding δ⁶⁶SO₂ values.

The **laser method** enables *in situ* analyses with spatial resolution of ~ 100mm (Fallick *et al.*, 1992). The sample used is a polished block of approximately 4.0 cm x 2.4 cm x 0.7 cm. SO₂ and other gases are produced by the reaction between the sulfide and O₂ under high temperatures generated by the laser in a sample chamber kept under high vacuum. The SO₂ extraction is similar to what happens in the conventional method, once H₂O, CO₂, non-condensable gases, including O₂ in excess, are eliminated along the extraction line coupled on the sample chamber. SO₂ is sent directly to the mass spectrometer coupled on the end of the line.

All sulfur isotope results are expressed in conventional delta (δ³⁴S) notation as per mil deviations relative to Cañon Diablo troilite.

Table 1 presents the results of sulfur isotope analyses corresponding to SO₂ extraction by the conventional method. Yield and δ³⁴S values are obtained by means of a computer program, given SO₂ values measured at the end of the extraction process and δ⁶⁶SO₂ values obtained from the mass spectrometer.

Table 2 presents the results of sulfur isotope analyses corresponding to SO₂ extraction by the laser method. Kelley & Fallick (1990) point out that the isotopic composition measured is

Table 1 – Sulfur stable isotope analyses of sulfides of the Serra do Itaberaba Group (conventional method).

Sample	Sulfide	δ ³⁴ S (per mil)
STAGE I		
SRT-11-145	pyrrhotite	-7.30
STAGE II		
F-01 (1-A)	pyrite	7.58
FQ-112-46	pyrite	5.43
SRT-10-95	pyrite	6.20
FQ-112-43	pyrite	4.66

fractionated in relation to the real value; this fractionation depends on the laser-solid interaction. Fractionation factors, specific for certain sulfides, correct δ³⁴S values obtained from the computer program that gives δ³⁴S values for the gas.

Figure 5 presents a summary of the ranges of δ³⁴S values for each sulfidation stage and corresponding minerals. To Stage I pyrrhotites correspond negative δ³⁴S values, whereas decreasing, positive δ³⁴S values are related to Stages II to IV. It is worth mentioning that, for the supergene chalcocite (Fig. 4j), a value close to zero per mil was obtained.

DISCUSSION

One of the key roles of sulfur stable isotope geology is that it helps distinguish ore deposits related to igneous-hydrothermal activity from those of sedimentary origin. One of the facts that corroborates to the latter is that bacteria living in freshly deposited sediment reduce seawater sulfate and enrich the resulting H₂S in ³²S. Consequently, sulfur that has been subjected to bacterial reduction becomes enriched in ³²S compared to marine sulfate (Faure, 1986). Negative δ³⁴S values will result and good examples are given by Velasco *et al.* (1998), who obtained negative δ³⁴S values for diagenetic sulfide deposits of the Pyritic Iberic Belt, and Fallick *et al.* (2001), who suggest that more than 90% of the sulfides of the Zn-Pb deposits of Navan (Ireland) were derived through bacteriogenic reduction of Mississippian seawater sulfate, based on consistent negative δ³⁴S values averaging -13.6 ± 2 per mil.

Although isotopic composition of sulfur may be modified after deposition by thermal metamorphism (*e.g.* Faure, 1986; Wagner &

Table 2 – Sulfur stable isotope analyses of sulfides of the Serra do Itaberaba Group (laser method).

Sample	Point	Sulfide	$\delta^{34}\text{S}$ (per mil)
STAGE I			
SRT11-111	1	pyrrhotite	-8.70
SRT11-145	2	pyrrhotite	-7.88
SRT11-111	3	pyrrhotite	-7.49
SRT11-145	1	pyrrhotite	-7.36
SRT11-111	2	pyrrhotite	-6.71
SRT11-145	4	pyrrhotite	-6.60
SRT11-111	5	pyrrhotite	-6.15
SRT11-111	4	pyrrhotite	-5.47
STAGE II			
SRT1-2	3	pyrite	4.48
FQ112-34(2)	4	pyrite	4.70
SRT1-2	4	pyrite (+pyrrhotite)	4.71
SRT1-2	1	pyrite	4.87
SRT1-2	2	pyrrhotite	4.95
FQ112-34(2)	5	pyrite	5.19
FQ112-46(2)	4	pyrite	5.30
SRT3-99	1	pyrite	5.38
SRT3-99	2	pyrite	5.72
SRT2-97	4	pyrite	6.30
SRT2-97	2	pyrite	6.47
FQ112-34(2)	2	pyrite	6.62
SRT2-97	1	pyrite	7.05
SRT2-97	3	pyrite	7.36
STAGE III			
FQ112-34(2)	6	chalcocopyrite	2.56
FQ112-34(2)	1	chalcocopyrite	2.74
FQ112-34(2)	7	chalcocopyrite	2.85
FQ112-3A	1	pyrite	2.90
FQ112-46(2)	2	molybdenite	3.01
FQ112-3A	2	chalcocopyrite	3.63
STAGE IV			
FQ112-3A	4	galena	1.03
FQ112-34(2)	3	chalcocopyrite	2.25
FQ112-46(2)	1	molybdenite	2.34
IQ-01	1	pyrite	2.38
SUPERGENE SULFIDES			
IQ-01	2	pyrite+ chalcocopyrite+ chalcosite	-0.04

Boyce, 2001), negative $\delta^{34}\text{S}$ values can still indicate original isotopic signatures, even after metamorphism and recrystallization (McKibben & Eldridge, 1989). For the Morro da Pedra Preta Formation, $\delta^{34}\text{S}$ values between -5.47 to -8.70 per mil correspond to Stage I "syn-sedimentary pyrrhotite" found in Tapera Grande graphite schists. The negative values alone would immediately suggest bacterial reduction of seawater sulfate; however, other geological factors must be taken into account, such as deposition environment and geotectonic regime. The graphitic sediments were deposited in the pelagic zone of the Morro da Pedra Preta back-arc basin, under the influence of oceanic hydrothermal systems powered by heat coming from andesite and dacite intrusions in the underlying basic flows (Juliani, 1993; Juliani & Beljavskis, 1995; Pérez-Aguilar, 2001). In such an environment, sulfide resulting from thermochemical reduction of seawater sulfate should yield positive $\delta^{34}\text{S}$ values similar to those obtained for Mesoproterozoic seawater sulfate (> 20 per mil; Lyons *et al.*, 2002). Fallick *et al.* (2001) and Blakeman *et al.* (2002) obtained positive $\delta^{34}\text{S}$ values reaching $+15$ per mil, considered representative of reduced sulfur transported to the site of deposition by hydrothermal fluids, and Maynard *et al.* (1997) obtained $\delta^{34}\text{S}$ values up to $+6$ per mil, corresponding to local reduction of seawater sulfate in the near subsurface around sea-floor vents and within the sulfide deposits themselves.

On the other hand, negative sulfur isotopic signatures can result from changes in the oxidation state or from seawater sulfate bacterial reduction. Higher oxidation state can be produced by liberation of H_2S and H_2 to the vapor phase by boiling (McKibben & Eldridge, 1989), but features linked to this process have not been recognized in the Serra do Itaberaba Group. Therefore, bacterial reduction of seawater sulfate must have been the main process responsible for the isotopic signature obtained for Stage I pyrrhotite. However, more significant negative values should be expected, implying that contributions from other sulfur sources - volcanogenic and from hydrothermal fluids exhaled from fumaroles nearby - occurred so that mixing of lighter and heavier sulfur isotopes yield intermediate $\delta^{34}\text{S}$ values, but the negative signature still prevailing (Fig. 6a).

Ample variations correspond to positive $\delta^{34}\text{S}$ values related to Stages II to IV (Fig. 5). Von

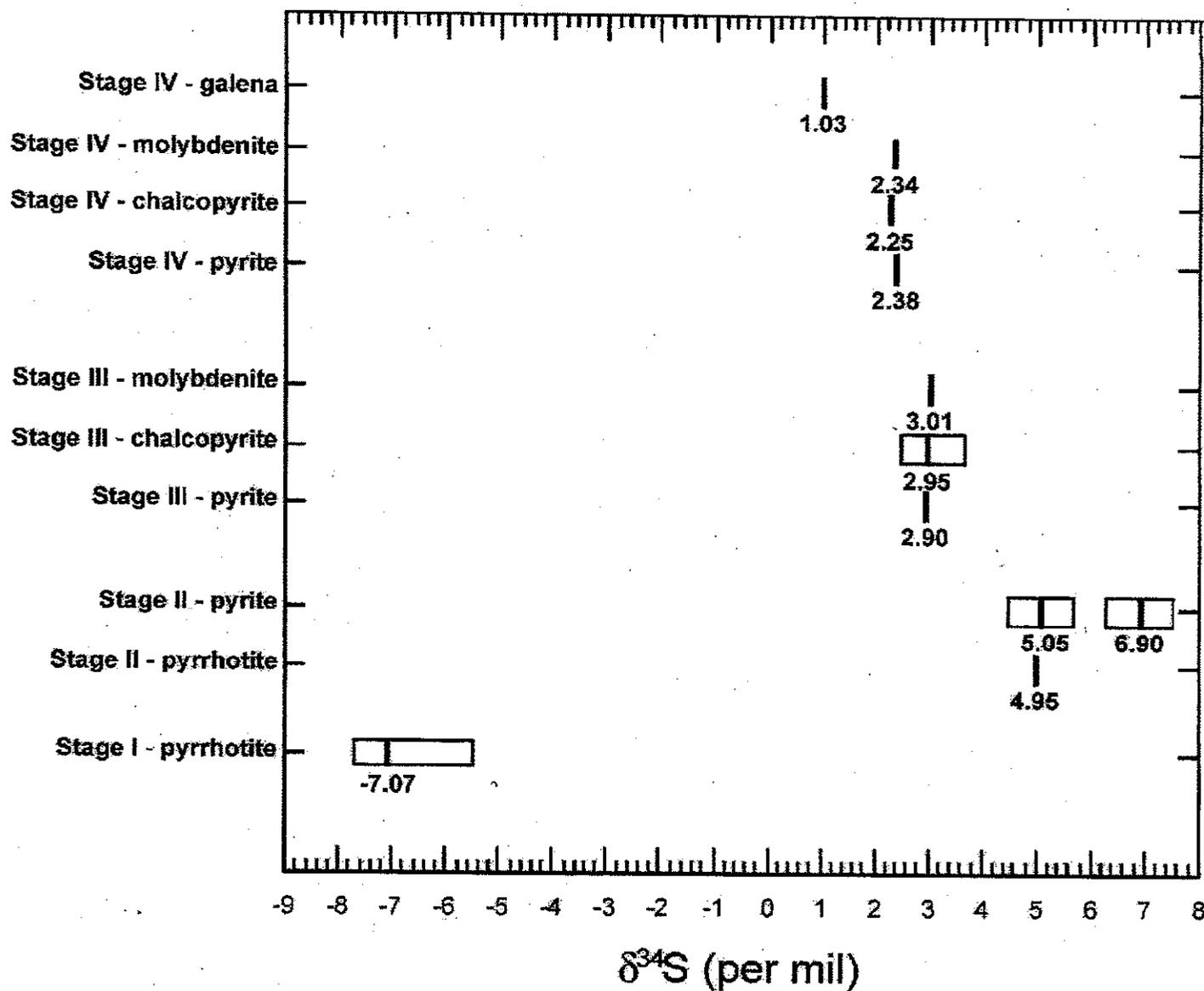


Figure 5 – Ranges of $\delta^{34}\text{S}$ values for each sulfidation stage and corresponding minerals. Mean $\delta^{34}\text{S}$ values for each range and single mineral values are indicated by bars.

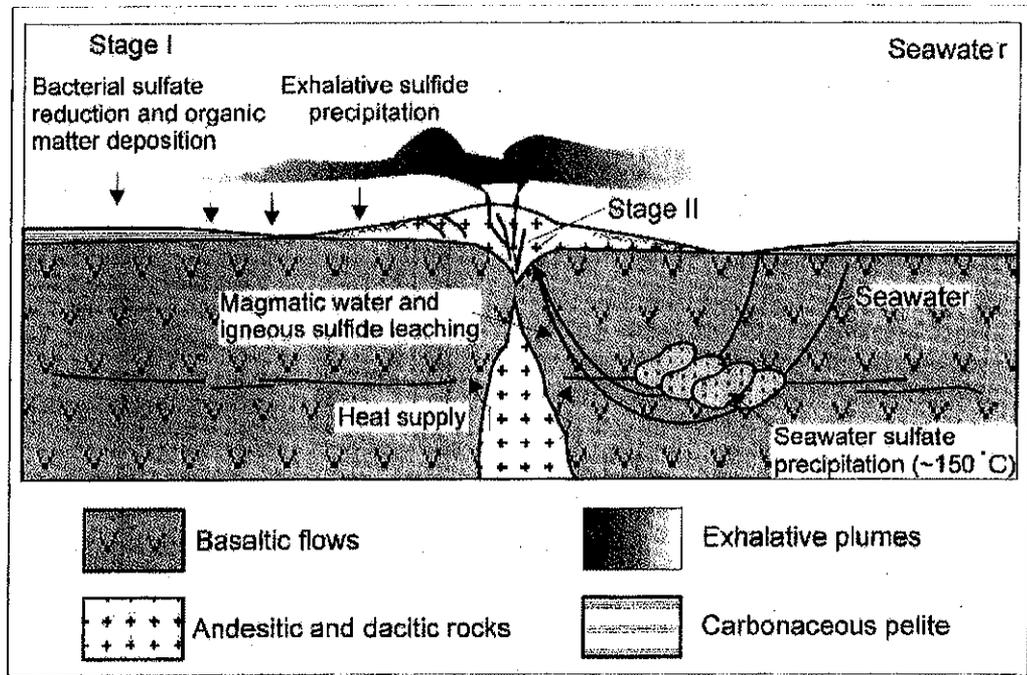


Figure 6a – Schematic diagram showing the formation of syn-depositional sulfides (Stages I e II). Together with organic matter deposition, there is mixing between hydrothermal sulfides and resulting from bacterial reduction of seawater sulfates.

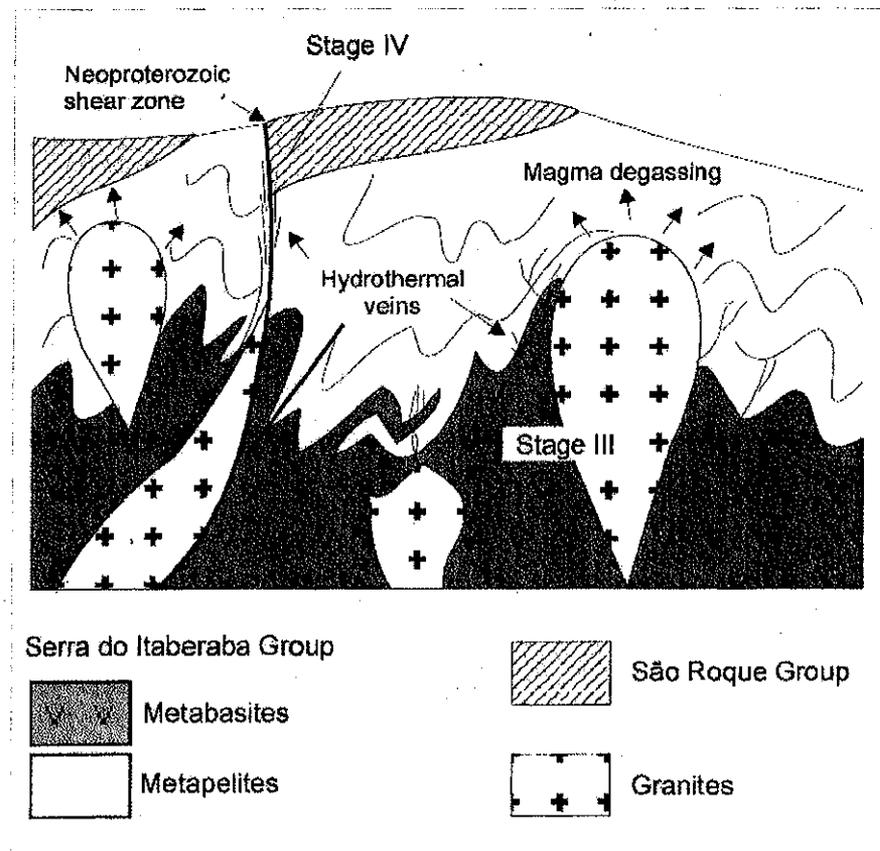


Figure 6b – Sketch indicating the geological environments of Stages III e IV sulfide formation during the Neoproterozoic.

Gehlen *et al.* (1983) verified that primary isotopic composition intervals can still be preserved by sulfides, even after metamorphic recrystallization in the amphibolite facies that partially re-equilibrates the isotopic composition of sulfur. This seems to be applicable to Tapera Grande Stage II sulfides. The range of +6.3 to +7.58 per mil (mean at +6.90 per mil) represents the highest $\delta^{34}\text{S}$ values obtained in this study, corresponding to gold-mineralized basic metatuffs of Tapera Grande. A second highest $\delta^{34}\text{S}$ interval of +4.48 to +5.72 per mil (mean at +5.05 per mil) corresponds to sulfides from volcanoclastic rocks and associated metatuffs overlain by metachert. These values fall in the intervals obtained for sulfides precipitated in MOR exhalative systems (Shanks, 2001), showing little participation of either fluids or sulfur originated from magma degassing.

In a back-arc environment, however, the contribution of a magmatic fluid with an igneous sulfur component is significant, resulting in $\delta^{34}\text{S}$ values close to zero per mil. This hypothesis should be applicable to Tapera Grande, as there is a close relationship between the andesite and dacite intrusions in the basic rock pile and the hydrothermal systems responsible for gold mineralization and sulfide deposition (Juliani, 1993; Giuliani & Beljavskis, 1995).

The isotopic signature of Stage II sulfides can be explained by the circulation through the volcanic pile of seawater convection cells that, with increasing depth, are gradually heated; at temperatures around 150°C, sulfates (mainly anhydrite) precipitate in fissures of the volcanic rocks, causing the fluid to "partially lose" its heavy sulfur content. Closer to igneous intrusions, higher temperatures favor leaching and transport of metals and sulfur, derived from igneous sulfides present in the volcanic pile, which are then deposited below feeder zones and discharge vents (Alt, 1994; Shanks, 2001). Sulfides deposited by very hot hydrothermal fluids (350 to 400°C), either in ocean floor sulfur-mud or disseminated in the country rocks, especially below feeder zones, result in $\delta^{34}\text{S}$ signatures similar to those found in Tapera Grande. In these systems, the final isotopic signatures result from a complex mixture of sulfur from hydrothermal fluids (that may bear a quite strong igneous sulfur signature) and from sulfide originated from thermochemical reduction of small amounts of sulfates precipitated in fissures (Fig. 6a).

Stage III sulfides are predominantly represented by chalcopyrite (Table 2); a Stage III pyrite from one of the samples was also analysed and the values for both sulfides do not show significant $\delta^{34}\text{S}$ fractionation. Stage III $\delta^{34}\text{S}$ values are even lower than those for Stage II and vary between +2.56 and +3.63 per mil.

The emplacement of granite bodies in the Serra do Itaberaba Group (Fig. 1b) took place at the end of the São Roque metamorphic event that re-metamorphosed the Serra do Itaberaba Group. Quartz veins originated from late hydrothermal alteration are typically enriched in tourmaline in the salbands, and crosscut both the granites and the metavolcanic-sedimentary sequence. The crystallization of tourmaline along S_3 and S_4 foliations is also common, suggesting that magmatic fluids contributed to the final Neoproterozoic metamorphic fluids.

Thus, the $\delta^{34}\text{S}$ values obtained for Stage III can be attributed to mixture of sulfur from the volcanic-sedimentary sequence, leached by pervasive to fissure percolation of fluids derived from I-type granites, with the igneous sulfur itself ($\delta^{34}\text{S}$ values varying from -3.0 per mil to +3.0 per mil; *e.g.* Lowry *et al.*, 1997). Sulfides then precipitated in physical discontinuities, as late metamorphic foliations, shear zones, faults and fractures (Fig. 6b).

When Ohmoto's & Rye's (1979) geothermometers are applied to sulfide pairs of Stages II (pyrite-pyrrhotite) and III (pyrite-chalcopyrite), the resulting temperatures do not correspond to those obtained by other methods (*e.g.* microthermometry - Garda *et al.*, 2002), showing that the mineral phases are in disequilibrium, markedly in Quartzito. Isotopic disequilibrium is not an uncommon feature, as illustrated by Bluth & Ohmoto (1988) for hydrothermal vents along the East Pacific Rise.

In Quartzito, the disequilibrium may have been caused by remobilization processes assisted by fluids percolating the Sertãozinho shear zone and associated faults (Fig. 2). The Stage IV assemblage, composed of Zn-Cd sulfides replacing chalcopyrite and pyrite (Fig. 4I), molybdenite, native silver, electrum, galena, Bi telurides and REE phosphates, must be related to these fluids. $\delta^{34}\text{S}$ values for Stage IV sulfides fall in the interval of +1.03 to +2.38 per mil, being a little lower than those obtained for Stage III sulfides. This indicates that the channeling of granite-derived fluids in shear zones results in a less efficient mixture with sulfur derived from the volcanic-sedimentary

sequence and therefore these values are closer to those expected for sulfur derived from igneous sources, possibly with the increase of the oxidation state caused by mixture with meteoric water.

CONCLUDING REMARKS

Sulfur isotopic data helped constrain both syngenetic and epigenetic types of gold mineralization for Tapera Grande and Quartzito. Negative $\delta^{34}\text{S}$ values correspond to Stage I, "syn-sedimentary pyrrhotites" from Tapera Grande graphite schists. Neither metamorphism nor low-temperature alteration affected dramatically the primary sulfur isotopic composition. The detection of submicron-sized gold by SEM corroborates to the sulfur stable isotope data, that is, sulfides and associated gold of syngenetic origin.

Positive $\delta^{34}\text{S}$ values for Tapera Grande and Quartzito correspond to the epigenetic mineralization in the Serra do Itaberaba Group. Higher $\delta^{34}\text{S}$ values found for Stage II signal the role of hydrothermal fluids that result from seawater circulation in convection cells, powered by heat coming from the intrusion of andesitic and dacitic magmas, under a back-arc regime. Lower $\delta^{34}\text{S}$ values, relatively to the Mesoproterozoic seawater sulfate, result from "partial loss" of heavy sulfur due to precipitation at depth of sulfate present in the hydrothermal fluid; close to the hot andesite and dacite bodies, the circulating fluid is able to leach both sulfur from igneous sulfides in the volcanic pile and sulfur from the magma of intermediate composition. The sulfides deposited in the feeder zones, in the overlying volcanic and volcaniclastic rocks and sulfur-muds yield $\delta^{34}\text{S}$ signatures that are representative of mixing of

heavy sulfur contents in the hydrothermal fluid, sulfur from the volcanic pile and magmatic sulfur (Fig. 6a). These data are consonant with Juliani's (1993) evolution model for the Serra do Itaberaba Group.

Stage III fluids result from mixing of hydrothermal fluids with fluids derived from degassing of I-type magmas in the Neoproterozoic (Fig. 6b). Pyrite and chalcopyrite are conspicuous opaque minerals associated with the epigenetic mineralization.

The Stage IV assemblage composed of Zn-Cd sulfides replacing chalcopyrite and pyrite, molybdenite, native silver, electrum, galena, Bi telurides and REE phosphates are related to late fluids derived from granite genesis that percolated shear zones and associated faults, possibly affected by meteoric water (Fig. 6b).

The absence of gold as inclusions in chalcopyrites and pyrites associated with quartz veins is remarkable. Millimeter-sized gold grains (Fig. 4h) were found associated with chalcocite and covellite formed after chalcopyrite, which corroborates with the suggestion of meteoric water influencing late sulfidation stages.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank Prof. Anthony E. Fallick for the facilities at the Scottish Universities Environmental Research Centre (Glasgow, Scotland) and FAPESP - São Paulo State sponsoring agency, for financial support for both stable isotope analyses (Proc. FAPESP 99/05792-3) and scanning electron microscope studies at Escola Politécnica - USP (Proc. FAPESP 95/3665-3) and Instituto de Geociências - UNICAMP (Proc. FAPESP 98/05526-9).

REFERENCES

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. (1981) Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000 - Nota explicativa. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 126p.
- ALT, J.C. (1994) A sulfur isotopic profile through the Troodos ophiolite, Cyprus: primary composition and the effects of seawater hydrothermal alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58:1825-1840.
- BELJAVSKIS, P. (1988) Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro Tapera Grande - Guarulhos - SP. M.Sc. Dissertation. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, 161p.

- BELJAVSKIS, P. & BORN, H. (1989) Estudos litogeoquímicos na ocorrência de ouro Tapera Grande - Guarulhos - SP. *In: Simp. Geol. Sudeste*, 1, Rio de Janeiro. SBG, Boletim de Resumos, p.87-88.
- BELJAVSKIS, P. & BORN, H. (1992) Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro de Tapera Grande. *Boletim Técnico da Escola Politécnica da USP*, 2:18p.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; JULIANI, C. (1993) Características das mineralizações auríferas no Grupo Serra do Itaberaba, Guarulhos, SP. *Rev. Instituto Geológico*, 14(1):21-29.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; SAYEG, I.J. (1999a) Application of SEM in the study of gold mineralizations in the Morro da Pedra Preta Formation, Grupo Serra do Itaberaba - São Paulo, Brazil. *Acta Microscópica*, 8(Supplement A):125-126.
- BELJAVSKIS, P.; JULIANI, C.; GARDA, G.M.; XAVIER, R.P.; BETTENCOURT, J.S. (1999b) Overview of the gold mineralization in the metavolcanic-sedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group - São Paulo - Brazil. *In: C.J. STANLEY (Coord. 1999) Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, 1:151-153.
- BELJAVSKIS, P.; XAVIER, R.P.; GARDA, G.M. (2000) Fluid inclusion studies of Au-bearing quartz veins - Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil. *In: International Geol. Congr.*, 31, Rio de Janeiro. Abstracts Volume (CD-ROM).
- BLAKEMAN, R.J.; ASHTON, J.H.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E.; RUSSELL, M.J. (2002) Timing of interplay between hydrothermal and surface fluids in the Navan Zn + Pb orebody, Ireland: evidence from metal distribution trends, mineral textures, and $\delta^{34}\text{S}$ analyses. *Econ. Geol.*, 97:73-91.
- BLUTH, G.J. & OHMOTO, H. (1988) Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13°N latitudes. Part II: sulfur isotopes. *Can. Mineral.*, 26:505-515.
- CRAIG, J.R. & SCOTT, S.D. (1982) Sulfide phase equilibria. *In: P.H. RIBBE (Ed.) Sulfide Mineralogy. Reviews in Mineralogy*, 1: **CS1-CS110**.
- CRAIG, J.R. & VOKES, F.M. (1993) The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineral. Mag.*, 57:3-18.
- FALLICK, A.E.; MCCONVILLE, P.; BOYCE, A.J.; BURGESS, R.; KELLEY, S.P. (1992) Laser microprobe stable isotope measurements on geological materials: some experimental considerations (with special reference to $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides). *Chem. Geol.*, 101:53-61.
- FALLICK, A.E.; ASHTON, J.H.; BOYCE, A.J.; ELLAM, R.M.; RUSSELL, M.J. (2001) Bacteria were responsible for the magnitude of the world-class hydrothermal base metal sulfide orebody at Navan, Ireland. *Econ. Geol.*, 96:885-890.
- FAURE, G. (1986) Principles of isotope geology. 2nd Ed. John Wiley & Sons, 589p.
- FERRY, J.M. (1981) Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism. *Am. Mineral.*, 66:908-930.
- GARDA, G.M.; BELJAVSKIS, P.; SAYEG, I.J. (1999) Gold mineralization in the Quartzito area, the Serra do Itaberaba Group - São Paulo, Brazil. *Acta Microscópica*, 8(Supplement A):127-128.
- GARDA, G.M.; BELJAVSKIS, P.; SILVA, D. (2002) Fluid inclusions in quartz from veins and metachert of the Au-bearing Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil. *In: General Meeting of the International Mineralogical Association*, 18th, Edinburgh (Scotland). I.
- GROSS, G.A. (1965) Geology of iron deposits in Canada. 1. General geology and evaluation of iron deposits. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 22, 181p.
- GROSS, G.A. (1980) A classification of iron formations based on depositional environments. *Can. Mineral.* 18(2):215-222.
- HACKSPACHER, P.; DANTAL, E.L.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. DE; FETTER, A.; VAN SCHUMUS, W.R. (1999) Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State - Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. *In: South American Symp. Isot. Geol.*, 2, Vila Carlos Paz, Argentina. Anais, p.192-195.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1981) Avaliação preliminar das potencialidades das ocorrências minerais do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT, 2v. (Report 15.849).

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1982) Ouro no Estado de São Paulo - Avaliação das ocorrências selecionadas. São Paulo, IPT, 2v. (Report 16.680)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1984) Projeto Ouro Tapera Grande - Pesquisa de detalhe. São Paulo, IPT, 3v. (Report 20.719)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1985) Projeto prospecção para metais base na seqüência vulcano-sedimentar de Itaberaba, SP. São Paulo, IPT. (Report 22.434)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1986) Estudos petrológicos da seqüência vulcano-sedimentar de Itaberaba - SP. São Paulo, IPT, 2v. (Report 24.510)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1987) Prospecção mineral na região da Serra de Itaberaba - SP. Detalhe em alvos selecionados. São Paulo, IPT, 2v. (Report 25.298)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1988) Prospecção geoquímica experimental na área de Tapera Grande. São Paulo, IPT/PRÓ-MINÉRIO, 282 p. (Report 26.005)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1993) Bauxita e ouro. Relatório final de pesquisa. 32p. Anexos. (DNPM 820.183/82).
- JANASI, V. & ULBRICH, H.H.G.J. (1991) Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res.*, **51**:351-374.
- JULIANI, C. (1993) Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 684p.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. (1983) Geologia e evolução geológico-estrutural preliminar do grupo São Roque na região da Serra do Itaberaba (SP). *In: Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo. SBG, Atas, p.113-126.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. (1995) Revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Rev. Instituto Geológico*, **16**(1/2):33-58.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, J.H.D. (1986) Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. *In: Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia. SBG, Anais 2:730-745.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; OLIVEIRA-JULIANI, L.J.C.; GARDA, G.M. (1995) As mineralizações de ouro de Guarulhos e os métodos de sua lavra no período colonial. *Geol. Ciência-Técnica*, **13**:8-25.
- JULIANI, C.; HACKSPACHER, P.; DANTAS, E.L.; FEITER, A.H. (2000) The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):82-86.
- KELLEY, S.P. & FALLICK, A.E. (1990) High precision spatially resolved analysis of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides using a laser extraction technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**:883-888.
- LOWRY, D.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E.; STEPHENS, W.E. (1997) Sources of sulphur, metals and fluids in granitoid-related mineralization in the Southern Uplands, Scotland. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, **106**:B157-B168.
- LYONS, T.W.; GELLATLY, A.M.; FRANK, T.D.; KAH, L.C. (2002) Chemistry of the Mesoproterozoic ocean and links to biospheric oxygen levels. *In: Astrobiology Science Conference*, 2, Ames (California, USA). NASA Abstracts: <http://www.astrobiology.com/asc2002/abstract.html?ascid=135>.
- MAYNARD, J.; PRICHARD, H.M.; IXER, R.A.; LORD, R.A.; WRIGHT, I.P.; PILLINGER, C.T.; MCCONVILLE, P.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E. (1997) Sulphur isotope study of Ni-Fe-Cu mineralization in the Shetland ophiolite. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, **106**:B215-B226.
- McKIBBEN, M.A. & ELDRIDGE, C.S. (1990) Radical sulfur isotope zonation in pyrite accompanying boiling and epithermal gold deposition: a SHRIMP study of the Valles Caldera, New Mexico. *Econ. Geol.*, **85**:1917-1925.

- NORONHA, A.V. (1960) Guarulhos, cidade símbolo. História de Guarulhos. Schmidt, 113p.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. *In*: H.L. BARNES (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, p.509-567.
- PÉREZ-AGUILAR, A. (2001) Petrologia e litogeoquímica de rochas de paleossistemas hidrotermais oceânicos mesoproterozóicos da seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Serra do Itaberaba, SP. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 223p.
- PÉREZ-AGUILAR, A.; JULIANI, C.; MARTIN, M.A.B. (2000) Mesoproterozoic paleo-hydrothermal system in the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, São Paulo State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):409-412.
- PIRES, F.A.; FERNANDES, A.J.; TEIXEIRA, A.L.; BOGGIANI, P.C.; MASSOLI, M.; PETRI, S. (1990) Mapa geológico da Folha Salto de Pirapora - SP (SF-23-Y-C-IV-2), na escala 1:50.000. *In*: Congr. Bras. Geol., 36, Natal. SBG, Boletim de Resumos, 352p.
- ROBINSON, B.W. & KUSAKABE, M. (1975) Quantitative preparation of sulfur dioxide, for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem.*, **47**(7):1179-1181.
- SHANKS, W.C. (2001) Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes. *Stable Isotope Geochemistry*, **43**: 469-525.
- VAUGHAN, D.J. & CRAIG, J.R. (1978) Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge University Press, 477 p.
- VELASCO, F.; SÁNCHEZ-ESPAÑA, J.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E.; SÁEZ, R.; ALMODÓVAR, G.R. (1998) A new sulfur isotopic study of some Iberian Pyrite Belt deposits: evidence of a textural control on sulfur isotope composition. *Miner. Deposita*, **34**:4-18.
- VON GEHLEN, K.; NIELSEN, H.; CHUNNETT, I.; ROZENDAAL, A. (1983) Sulphur isotopes in metamorphosed Precambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and baryte at Aggeneys and Gamsberg, South Africa. *Mineral. Mag.*, **47**(4):481-486.
- WAGNER, T. & BOYCE, A.J. (2001) Sulphur isotope characteristics of recrystallization, remobilisation and reaction processes: a case study from the Ramsbeck Pb-Zn deposit, Germany. *Miner. Deposita*, **36**:670-679.

TURMALINITOS ASSOCIADOS A METACHERTS (LF-10 E LJ10-A)

Os metacherts formam camadas de 15 a 60 cm de espessura, sobrepondo-se às unidades das metavulcanoclásticas de composição intermediária. Podem estar sotopostos tanto a rochas calciossilicáticas como a metatufos básicos. São constituídos essencialmente por quartzo, às vezes perfazendo 100% do volume da rocha, com minerais opacos, turmalina e clorita como acessórios. Estas amostras provêm níveis de chert aurífero, sendo oriundas de lavras antigas de ouro contíguas, que foram exploradas no final do século XVI, até meados do século XVII.

Os turmalinitos são constituídos essencialmente por turmalina (40-65%) e quartzo (35-60%). Ocorrem comumente na forma de leitos turmaliníticos alternados com outros quartzosos e por vezes dobrados em meio ao metachert.

As turmalinas têm coloração verde azulada e às vezes marrom clara, dispõem-se na forma de agregados ou acículas, comumente exibem coloração verde azulada, às vezes com tonalidade marrom clara, zonadas, acham-se bastante dobradas e fraturadas com relações texturais com as foliações tectônicas que permitem relacioná-las como pré-S₁.

O quartzo, microcristalino, mostra-se inequigranular com níveis de granulometria mais fina, onde comumente se concentram turmalinas e minerais opacos. Está bastante deformado, com forte extinção ondulante, por vezes orientado segundo uma ou mais foliações. Os contatos intergrãos são irregulares ou lobados, e está freqüentemente recristalizado.

Veios remobilizados e deformados apresentam inclusões de finos minerais opacos, quartzo e apatita.

Estudos detalhados com o MEV (Garda et al. 2003) permitiram a identificação de ouro associado tanto ao quartzo quanto na turmalina, sugerindo que a mineralização aurífera é posterior ao estágio I de sulfetização; entretanto, como não foi encontrado ouro diretamente associado aos (ou incluso nos) sulfetos, admite-se que sua presença nesses turmalinitos foi controlada por mecanismos diferentes daqueles que causaram a precipitação dos sulfetos.

TURMALINITO ASSOCIADO A METATUFOS BÁSICOS (T-12)

Metatufos básicos constituem corpos com limitadas extensões laterais, correspondendo a hornblenda xisto, hornblenda-biotita xisto e biotita-hornblenda xisto, bandados, formados por leitos de diferentes composições mineralógicas (hornblenda, plagioclásio e biotita), às vezes com leitos de metacherts e turmalinitos associados.

Estes turmalinitos são constituídos essencialmente por turmalina (55-70%) e quartzo (30-45%) em volume da rocha, dispostos na forma de leitos laminares turmalínicos alternados com outros quartzosos, microdobrados e seccionados por microfraturas preenchidas por quartzo, turmalinas e óxidos e ou hidróxidos de ferro, tendo epidoto e opacos como minerais acessórios.

As turmalinas formando agregados ou cristais aciculares em meio ao quartzo, com granulometria muito fina $\leq 0,105$ mm, são comumente zonadas com coloração variando de marrom na borda a verde azulada no centro, orientadas segundo o plano da foliação pré- S_1 com dobras intrafoliais, indicando claramente que sua deposição foi pré-deformacional.

Pirita, pirrotita e calcopirita acham-se dispostas em espaços intergranulares, associadas ao quartzo e às turmalinas sugerindo que os mesmos foram formados pela percolação de fluidos pervasivos relacionados ao estágio II de sulfetização (Garda *et al.* 2003).

A utilização do MEV permitiu identificar a assembléia mineral formada por galena, scheelita, monazita, fosfatos de terras raras indicando a presença dos estágios III e IV (Garda *et al.* 2003) que constituem fluidos tardios de baixa temperatura. A presença de ouro associado aos leitos de turmalinas e ao quartzo de forma dispersa novamente vem confirmar a não relação sulfetização-precipitação de ouro.

QUÍMICA MINERAL

Turmalinas dos diferentes turmalinitos do Prospecto Tapera Grande foram analisadas utilizando-se a microssonda eletrônica Superprobe (JEOL) modelo JXA-8600 do Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). O diâmetro do feixe foi de 1-2 μ m, com corrente de sondagem 15 nA e com tensão de aceleração de 15 kV. Foram utilizados cristais analisadores TAP, LIF e PET. A calibração foi realizada utilizando padrões minerais internacionais, segundo os elementos analisados.

Foram analisados 52 pontos de cristais de turmalinas e os resultados são apresentados na Tabela 2. As turmalinas dos turmalinitos F-1107, LF-10, LJ10-A e T-12 são mais ricas em Al_2O_3 e Na_2O que as do SI-1611 que, por sua vez, são mais ricas em MgO (em média 8,76%), CaO (em média 3,37%), TiO_2 (em média 0,83%) e F (0,3-0,4%). As turmalinas do turmalinito T-12 dividem-se em dois grupos, um com $FeO > 8,4\%$ e outro com $FeO < 8,3\%$. Para o grupo com $FeO > 8,4\%$, observam-se teores relativamente mais baixos de SiO_2 e MgO, e mais altos de TiO_2 (0,38-0,59%) e CaO (0,36-0,60%), ao passo que o grupo $FeO < 8,3\%$ é mais rico em MgO (6,3-7,0%). Apenas para T-12 observa-se aumento nos teores de

TiO₂ com o aumento daqueles de FeO. Não há correlação entre esses óxidos nas turmalinas de F-1107, LF-10 e LJ10-A.

As fórmulas estruturais das turmalinas [XY₃Z₆(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH,F,Cl,O)] foram calculadas segundo Henry & Guidotti (1985), assumindo 3 átomos de boro e 31 átomos de oxigênio por fórmula unitária (apfu). Utilizou-se o programa Microsoft Excel para os cálculos, assumindo-se para Fe³⁺, conforme Yavuz (1997), a ocupação plena das posições T e Z:

$$T = \text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}} = 6,000$$

$$Z = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+} = 6,000$$

$$X = \text{Na} + \text{Ca} + \text{K}, \text{ sendo a vacância em X ou, simplifcadamente, } \text{vacX} = 1 - (\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$$

$$Y = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Al}_Y + \text{Si}_Y + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{V}$$

Yavuz (1997) calcula os parâmetros R1, R2 e R3 como se segue:

$$R1 = \text{Na} + \text{Ca}$$

$$R2 = \text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}$$

$$R3 = \text{Al}_{\text{total}} + 1.33 \text{ Ti}$$

$$\text{XAl} = R3 + \text{Si}_{\text{total}} - 12$$

Cabe lembrar que a fórmula estrutural assim calculada não leva em consideração Fe³⁺ na posição Y e Fe²⁺ na posição Z, o que faz com que Fe³⁺ seja subestimado (Slack 1996). Outro problema causado pelo procedimento adotado é que a vacância em X (vacX) é superestimada (Yavuz 1997).

O diagrama binário Ca/(Ca+Na) *versus* Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg) (Fig. 3a) separa as turmalinas de SI-1611 (que são as mais ricas em CaO e MgO e as mais pobres em Na₂O) das demais, no campo correspondente à uvita [CaMg₃(MgAl₅)(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH)₄]. O grupo de turmalinas de T-12 com FeO > 8,4% [ou Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg) > 0,44] situa-se entre os campos da dravita [NaMg₃Al₆(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH)₄] e schorlita [NaFe₃Al₆(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH)₄] e o outro, com FeO < 8,3%, no campo da dravita. As turmalinas das amostras F-1107, LF-10 e LJ10-A, acompanhando as tendências daquelas de T-12 com FeO > 8,4%, agrupam-se na posição intermediária da série dravita-schorlita [0,50 < Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg) < 0,64].

O diagrama ternário Ca - vacX - Na+K (apfu) de Hawthorne & Henry (1999) também destaca as turmalinas de SI-1611 (“grupo cálcico”) das demais (“grupo alcalino”, Fig. 3b). É interessante notar que, apesar das turmalinas de SI-1611 serem as mais pobres em Na₂O (0,6-1,3%), os teores mais elevados de CaO mantêm os valores de vacX ao redor de 0,1, que são os mais baixos dentre as amostras analisadas. Esses valores de vacX distinguem as turmalinas de SI-1611 daquelas de veios, de composição

intermediária entre foidita-magnesiofoidita, analisadas por Garda et al. (2003), igualmente ricas em Mg (e Cr), porém deficientes em álcalis. Devido aos baixos valores de vacX e por sua deficiência em Al (resultando em valores de XAl negativos e de $Fe^{3+} > 0,6$ apfu), na Figura 4a, as turmalinas de SI-1611 posicionam-se sobre o eixo das ordenadas, com $Na/(Na+vacX)$ entre 0,72-0,83. As demais ocupam o campo da schorlita, observando-se ampla variação em relação ao excesso de Al ($0 < AlY < 0,5$). Para essas turmalinas (ou seja, as de T12, LF-10, LJ10-A e F-1107), os valores de Na+K (apfu) estão entre 0,5 e 0,8 e os de Ca (apfu) não ultrapassam 0,2, fazendo com que os valores de vacX situem-se entre 0,1 e 0,5. Tais valores são, entretanto, inferiores aos obtidos por Garda et al. (2003) para turmalinas de composição intermediária entre foidita-magnesiofoidita, para as quais os valores de vacX superam 0,6. Assim, no diagrama R1+R2 versus R3 (Fig. 4b), essas amostras plotam desde o ponto correspondente à schorlita-dravita e sobre o vetor $\{[Al]\}\{Na(Fe,Mg)\}_{-1}$, sendo que as turmalinas de composição intermediária entre foidita-magnesiofoidita de Garda et al. (2003) ocupam a porção mais inferior dessa tendência ($2,9 < R1+R2 < 3,5$).

Quanto às turmalinas de SI-1611, estas plotam sobre o vetor correspondente à $\{Ca(Fe,Mg)\}\{NaAl\}_{-1}$, que indica a compensação da insuficiência de Al (tipicamente inferior a 6 apfu) na posição Z pelo Mg. substituição que caracteriza a uvita. Uma vez que as turmalinas de SI-1611 apresentam Na na composição, trata-se, então da série dravita-uvita, em que Ca substitui Na na posição X, Mg (ao invés de Fe^{3+} , como pressupõe o cálculo da fórmula estrutural adotado) no lugar de Al na posição Z, e também F, no lugar de OH.

Os diagramas triangulares de Henry & Guidotti (1985), apesar de não discriminarem campos específicos para os turmalinitos, fornecem uma indicação das possíveis rochas portadoras de turmalinas correspondentes. Assim, no diagrama $Al-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ (apfu, Fig. 5a), as turmalinas de F-1107, LF-10 e LJ10-A localizam-se no limite entre os campos 2 (granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados) e 4 e 5 (metapelitos e metapsamitos coexistindo ou não com fase Al-saturante). As turmalinas de LF-10 e LJ10-A apresentam teores mais elevados de FeO, ao passo que as de F-1107 são mais aluminosas. As turmalinas da T-12 situam-se sobre o limite dos campos 4 e 5 (metapelitos e metapsamitos coexistindo com fase Al-saturante ou não Al-saturante), refletindo variações nos conteúdos de Fe e Mg. As turmalinas da amostra SI-1611 estão totalmente inseridas no campo 6 (rochas ricas em Fe^{3+} com quartzo e turmalina, calciossilicáticas e metapelitos).

No diagrama Ca-Fe_{total}-Mg (apfu, Fig. 5b), as turmalinas de F-1107, LF-10 e LJ10-A localizam-se próximas do limite entre os campos 2 (granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados) e 4 (metapelitos, metapsamitos pobres em Ca e rochas com quartzo e turmalina). As turmalinas da amostra T-12 inserem-se predominantemente no campo 4, novamente mostrando variações nos conteúdos de Fe e Mg. As turmalinas da amostra SI-1611 se restringem ao campo 3 (metapelitos, metapsamitos e rochas calciossilicáticas ricas em Ca).

AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO

Slack (1996) realizou uma ampla revisão dos estudos existentes sobre os processos de formação de turmalinitos, distinguindo como os principais: hidrotermal de fundo oceânico, metassomático granítico e metassomático regional. Destaca que os principais entraves em relação aos modelos são a(s) fonte(s) do boro e o comportamento geoquímico do alumínio. Exemplificando com a Bacia de Guaymas (NE do Oceano Pacífico), menciona que os sistemas hidrotermais de fundo oceânico contêm de 1550 a 2160 $\mu\text{mol/kg}$ de boro e que se acredita que tais concentrações originaram-se pela lixiviação de sedimentos clásticos de origem continental, sendo que a convecção de fluidos hidrotermais pelo pacote sedimentar é promovida pelo calor oriundo das câmaras de magma basáltico subjacentes. Por sua vez, os fluidos das fumarolas da Depressão de Okinawa contêm 2040-3440 $\mu\text{mol/kg}$ de boro, já que, além do boro oriundo de lixiviação, há a contribuição de rochas vulcânicas félsicas. Entretanto, não se encontram turmalinas nesses e em outros sistemas hidrotermais de fundo oceânico hospedados em sedimentos, pois os fluidos das fumarolas dispersam-se e diluem-se na água do mar. Para que haja a formação de turmalina nesse ambiente, é necessário que os fluidos hidrotermais ricos em boro (proveniente da lixiviação de argilas, feldspatos e minerais dos evaporitos) tenham caráter ácido e as temperaturas sejam superiores a 100°C (Slack et al. 1998). A lixiviação hidrotermal uma fonte de boro em profundidade (sedimentos marinhos ou não-marinhos, rochas vulcânicas félsicas, evaporitos) se dá a temperaturas da ordem de 200°-400°C e o boro é transportado pelos fluidos hidrotermais como B(OH)_3 . A precipitação da turmalina (ou mineral precursor) não se dá diretamente sobre o assoalho oceânico, mas em subsuperfície, na interface sedimento-água ou próximo a ela.

Segundo Werding & Schreyer (1984), as argilas comuns não são capazes de adsorver boro em quantidades suficientes para a formação de turmalinitos. Reynolds (1965) afirma os argilominerais adsorvem no máximo 1000 ppm de B, não havendo condições para a geração, por metamorfismo, de turmalinitos com 40% ou 50% em volume da rocha de turmalina, a partir de seqüências ricas em

argilominerais. De fato, mesmo se o teor de boro contido nesse minerais (incluindo illita) atingisse 2000 ppm, somente seria gerada uma rocha com até 9% em volume de turmalina (Harder 1959, em Plimer 1986). Outros filossilicatos poderiam conter quantidades mais elevadas de boro, mas ainda insuficientes para gerar um turmalinito com 20% em volume de rocha de turmalina (Plimer 1986). Para explicar a ocorrência de turmalinitos em Sierra Nevada (Espanha), Torres-Ruiz et al. (2003) consideram uma fonte adicional de boro, no caso, fluidos hidrotermais exsolvidos de fonte magmática (componente félsico ígneo). Shaw (1996) afirma, entretanto, que a alteração causada pela circulação de água do mar quente, em profundidade na crosta oceânica, retira boro e lítio dos sedimentos e basaltos e que esses fluidos, ao esfriar, redepositam ambos os elementos em níveis mais superiores como minerais de smectita e serpentina, fazendo com que o conteúdo em boro atinja 100 ppm na crosta oceânica. A alteração subsequente destrói os minerais primários do basalto, podendo levar à geração de assembléias espilíticas, também enriquecidas em lítio e boro.

Os processos hidrotermais de fundo oceânico podem envolver substituição, em que os fluidos ricos em boro atuam seletivamente sobre sedimentos aluminosos ou tufos vulcânicos de composição intermediária a ácida, justificando (exceto K) os teores de Si, Al, Fe, Mg, Na e, até certo ponto, Ca encontrados nas turmalinas. No caso de Broken Hill (Slack et al. 1993, Slack 1996), a reação muscovita + clorita + albita + B(OH)₃ + HCl teria gerado turmalina + quartzo + água + KCl.

Outra possibilidade é a formação exalativa de turmalinitos, que explica a geometria estratiforme de muitos turmalinitos, sua associação com sedimentos químicos (*e.g.* formações ferríferas, chert) e as estruturas sedimentares primárias localmente preservadas (Plimer 1988, Taylor & Slack 1984). Nesse modelo, admite-se que o boro (e manganês) deriva dos processos hidrotermais exalativos. No assoalho oceânico, o boro se concentra em salmouras salinas aquecidas, onde reage com sedimentos (ou tufos) aluminosos, formando turmalinas ou minerais precursores. Slack et al. (1993) questionam, porém, a validade de um modelo exclusivamente exalativo, principalmente devido à dificuldade em conciliar o alto teor de alumínio nos turmalinitos com a baixa solubilidade do elemento e sua baixa concentração nos fluidos hidrotermais, salmouras e plumas de fundo oceânico, e a remoção relativamente rápida de alumínio das plumas próximas a fumarolas hidrotermais modernas. As razões Fe/Al são altas nos fluidos hidrotermais submarinos, ao passo que são, em geral, baixas nas turmalinas. Assim, as turmalinas que precipitam a partir de fluidos exalativos consumirão uma quantidade maior de Al mais próximo às fumarolas, tornando os fluidos insaturados no elemento nas porções mais distais, não favorecendo a

formação direta de turmalinas a partir de uma pluma hidrotermal ou salmoura por áreas muito extensas. Nas porções mais distais às fumarolas, a rocha precursora do turmalinito deverá estar enriquecida em Al, como se admite para o depósito de cobre de Elizabeth (Vermont), em que o basalto toleítico teria sofrido enriquecimento em Al significativo por meio de lixiviação hidrotermal precoce ou metamórfica antes da formação das turmalinas. Uma alternativa para a aumentar a mobilidade do Al, segundo Ethier & Campbell (1977), é o transporte desse elemento (e de Si) na forma de colóides e gels, o que pode ocorrer em condições de pH moderado e a temperaturas relativamente baixas.

No caso da Formação Morro da Pedra Preta, tem-se que tanto os processos de substituição como os exalativos contribuíram para a formação dos turmalinitos estudados. Assim, as turmalinas de LF-10 e LJ10-A caracterizam esses turmalinitos como exalativos, pois, além de estarem associados a metachert, apresentam os teores mais elevados de FeO (em média 11,78%) e os mais baixos de MnO (em média 0,02%). Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ para quartzo e turmalina são respectivamente 13,8-13,9 per mil e 13,5-12,9 per mil, correspondendo a fluidos de origem sedimentar (Garda et al. 2003). Em algumas inclusões fluidas do metachert foram encontrados cristais de sal (Beljavskis, em preparação). Infere-se que os turmalinitos LF-10 e LJ10-A, assim como o metachert associado, correspondam a porções mais proximais em relação aos centros fumarólicos, onde a razão água/rocha (como definida por Slack 1996) é alta. Destaca-se que essas turmalinas apresentam os teores médios de Na_2O mais elevados (2,07%).

Os turmalinitos F-1107 e T-12 apresentam características sedimentares marcantes, como os clastos rip-up de F-1107 e a composição de rocha total de T-12 muito próxima às dos metassedimentos recuperados por sondagem rotativa no prospecto Tapera Grande (Beljavskis, em preparação). Em relação às turmalinas, ocorrem semelhanças em sua composição, em relação aos teores médios de Al_2O_3 (32,12% para F-1107 e 31,71% para T-12), SiO_2 (35,26% para F-1107 e 35,72% para T-12) e MnO (0,05% para F-1107 e 0,06% para T-12). As turmalinas de F-1107 apresentam valores médios de FeO (10,84%) mais elevados que os obtidos para os dois grupos de turmalinas de T-12 (6,73% e 9,29%), correspondendo a valores médios relativamente mais baixos de MgO (4,40%, ao passo que para T-12 tem-se 6,67% e 5,21%). É possível que as variações nos teores de FeO e MgO nas turmalinas de T-12 reflitam posições mais intermediárias a distais em relação aos centros fumarólicos, correspondendo a razões água/rocha mais baixas que as inferidas para LF-10 e LJ10-A, ou seja, as características da rocha subjacente ao turmalinito T-12 (metatufos básicos) passam a preponderar sobre as características do fluido hidrotermal. A composição

entre dravita e schorlita, tanto das turmalinas de T-12 como de F-1107, é a obtida por Ethier e Campbell (1977) para as turmalinas dos metassedimentos da Formação Aldridge (depósito de Sullivan, Canadá).

As turmalinas de SI-1611 caracterizam este turmalinito como distal em relação aos centros fumarólicos, em que predominariam as razões água/rocha mais baixas. Porém, principalmente em função dos teores elevados de F encontrados nas turmalinas de SI-1611 (em média 0,35%), supõe-se uma contribuição adicional de fluidos de origem magmática para a formação desses turmalinitos. Garda et al. (no prelo) também consideram a influência da colocação de corpos andesíticos e dacíticos na precipitação de sulfetos do estágio II de sulfetização no prospecto Tapera Grande, em particular como fonte de calor para a circulação dos fluidos pela seqüência vulcano-sedimentar.

APLICAÇÕES NA GEOLOGIA ECONÔMICA

Slack (1996) lembra que a maior parte dos processos formadores de turmalinitos não produz de maneira uniforme concentrações importantes economicamente de metais. No entanto, a presença de turmalinitos indica que houve um sistema geotermal operante na área em questão, decorrendo a potencialidade para a formação de depósitos exalativos de Pb-Zn, Cu-Zn, Cu-Co, W, e Au (Plimer 1980 e 1988; Slack 1982; Taylor & Slack 1984). Somam-se a esses depósitos, os de sulfetos maciços associados a turmalinitos do Cinturão Móvel Central Namaqua (Wilmer 1992), Rum Jungle (Bone 1988); mineralizações de Sn na região de Guangxi - China (Jingwen, 1995), e mineralizações de scheelita na Formação Kuiseb - Namíbia Central (Steven & Moore 1995 – ver Tab. 1).

Relações de campo mostram que os turmalinitos raramente são encontrados no interior das zonas de alteração da parte basal do depósito ou do minério exalativo, sugerindo que a precipitação ocorreu, até certo ponto, a temperaturas mais baixas, pH mais elevado e em condições mais oxidantes (Plimer 1988). Tal fato é confirmado pela ocorrência extensiva de turmalinitos e rochas com quartzo-turmalina, sem corresponder com mineralizações de sulfetos economicamente viáveis. Slack et al. (1998) mostram que podem ser gerados turmalinitos a partir de fluidos gasosos ricos em boro, quentes e relativamente ácidos; porém, para a formação de depósitos de sulfetos maciços de Fe-Zn-Pb, são necessárias temperaturas mais elevadas e fluidos hipersalinos, no âmbito dos *black smokers*, formando-se, adicionalmente, turmalinitos e exalitos.

Ethier & Campbell (1977) registraram a presença de turmalinas ricas em Mg associadas aos depósitos de Pb-Zn-Ag de Sullivan e sugeriram que a composição das turmalinas poderia ser utilizada como guia na prospecção mineral. Além disso, concentrações anômalas de turmalina poderiam indicar áreas favoráveis

à prospecção. Slack (1982) e Taylor & Slack (1984) concordam com a proposição de Ethier & Campbell (1977), especialmente quando aplicada a depósitos de sulfetos maciços. Por outro lado, Henry & Guidotti (1985) observam que, em terrenos carbonáticos e evaporíticos, podem ocorrer turmalinas ricas em Mg, sem haver a implicação de associação com mineralizações de sulfetos, ouro ou scheelita.

Beaty et al. (1987), Helligwerf et al. (1994), Slack (1996) e Griffin et al. (1996) reforçam a utilização das turmalinas ricas em Mg na exploração mineral. Griffin et al. (1996) colocam que a presença de certos elementos traços em turmalinas (Cu, Pb, Zn, Sn, Ba, Sr e Ga) também é diagnóstica do tipo de depósito de sulfeto maciço.

De acordo com Slack (1996), turmalinas magnesianas podem ser úteis como guias de prospecção para depósitos de sulfetos maciços, não importando a origem do Mg. Esta conclusão é válida para as turmalinas cuja composição foi influenciada por fluidos hidrotermais controlados pela água do mar ou evaporitos ou, ainda, por reações metamórficas entre sílica e turmalina, tanto em terrenos metassedimentares clásticos quanto em metavulcânicos.

Mineralizações de ouro associadas a turmalinitos foram registradas por Plimer (1986) em Northern Territory (Austrália) e por MacArdle et al. (1989) nos Caledonides do Sudeste da Irlanda. Garba (1996) propôs, em seu estudo sobre turmalinização associada a mineralizações auríferas do tipo *lode* em Bin Yauri (Nigéria), que as turmalinas são indicadores úteis para o entendimento das condições geoquímicas e físico-químicas dos fluidos hidrotermais auríferos. King (1988) mostrou que as turmalinas associadas aos depósitos de ouro do tipo *lode* da Província Superior (Canadá) caracterizam-se pelos teores de Fe mais elevados que os de Mg, baixos teores de Li, valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +12 e +14 per mil para quartzo e entre +8.8 e +12.1 per mil para turmalina. A partição dos óxidos de Fe, Al e Mg no fluido mineralizante e nas rochas das paredes pode indicar um *trend* genético que influenciou a composição das turmalinas. As principais diferenças na composição das turmalinas dos veios e as das paredes são os conteúdos de FeO e MgO mais altos nas turmalinas precoces e de Al_2O_3 nas turmalinas tardias.

A Figura 6 reúne parte da informação da Tabela 1 e os dados obtidos neste trabalho, expressos pelas razões $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ e $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (% em peso), como apresentado por Ethier e Campbell (1977). Em relação aos campos definidos por esses autores para as turmalinas de Sullivan, tem-se que as turmalinas de F-1107, LF-10, LJ10-A e T-12 posicionam-se entre os campos II (turmalinas de composição intermediária entre schorlita-dravita, disseminadas em metassedimentos da Formação Aldridge) e III (schorlitas do stock de Hellroaring). As turmalinas do campo I são recristalizadas, de

granulação grossa, ricas em MgO (10,11%) e estão associadas ao minério estratiforme de Pb-Zn-Ag de Sullivan. Para essas turmalinas, os valores de $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ variam entre 0,33 e 0,90. Apesar de possuírem quantidades de MgO comparáveis às turmalinas magnesianas de Sullivan, as turmalinas de SI-1611 distinguem-se delas e das demais turmalinas deste trabalho pelos baixos teores de Na_2O (média de 2,07%), altos teores de CaO (média de 3,37%), resultando nos valores mais baixos da razão $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ (0,22).

As turmalinas de T-12 com $\text{FeO} < 8,3\%$ situam-se próximas do campo VI (turmalinas de Guibaré e Fété Kolé e Bin Yauri), enquanto as demais (turmalinas de T-12 com $\text{FeO} > 8,4\%$, F-1107, LF-10 e LJ10-A) localizam-se próximas ao campo V (Bin Yauri). Bin Yauri, Guibaré e Fété Kolé são mineralizações de ouro e, tanto as composições das turmalinas desses depósitos, como as das turmalinas de F-1107, LF-10, LJ10-A e T-12, coincidem ou estão próximas ao campo IV, representativo das turmalinas associadas aos depósitos de Fe-Mn de Cuyuna North Range. Cleland et al. (1996) reavaliam os modelos genéticos para esse depósito, considerando a presença de turmalinas e turmalinitos *strata-bound*. Os autores entendem que a origem das porções ricas em Mn da formação ferrífera não é exclusivamente sedimentar, mas análoga à formação dos turmalinitos, produtos de soluções hidrotermais submarinas percolando ao longo e abaixo da interface sedimento-água do mar.

No caso da Formação Morro da Pedra Preta, a importância da correlação entre as formações ferríferas, metachert e turmalinitos são mineralizações de ouro (encontrado em LF-10, LJ10-A e T-12), mais do que propriamente de sulfetos maciços. De fato, as turmalinas de um e outro tipo de depósito apresentam composições diferentes, sendo aquelas associadas a depósitos de sulfetos maciços mais magnesianas e as associadas a formações ferríferas (com mineralizações de ouro) mais ricas em ferro (e talvez sódio).

CONCLUSÕES

- As composições das turmalinas dos turmalinitos LF-10, LJ10-A, T-12 e F-1107 são intermediárias à série schorlita-dravita, enquanto as de SI-1611 tendem para uvita, sendo, entre as turmalinas analisadas, as mais ricas em flúor.
- Os turmalinitos LF-10, LJ10-A, T-12 e F-1107 associam-se com rochas vulcânicas, formações ferríferas, metacherts e metassedimentos. Formaram-se em ambiente marinho profundo, pelos processos de substituição e exalativo, podendo este último ter atuado com maior intensidade na formação de LF-10 e LJ10-A. Esses turmalinitos formaram-se em zonas mais proximais aos centros

fumarólicos, ao passo que F-1107 e T-12 em porções mais distais, onde as razões fluido/rocha seriam mais baixas, comparadas com as zonas mais proximais.

- A formação dos turmalinitos LF-10, LJ10-A, T-12 e F-1107 aos estágios I e II de sulfetização de Garda *et al.* (2003), podendo ser contemporâneos ao estágio I (sedimentar) e anteriores ao estágio II.
- A circulação de fluidos (água do mar) pelo pacote vulcano-sedimentar, impulsionada pelo calor oriundo dos corpos dacíticos e andesíticos que se colocaram em regime de retroarco, promoveu a recristalização dos cherts, mobilização do ouro e deposição dos sulfetos do estágio II. Fluidos magmáticos podem ter colaborado para a formação dos turmalinitos de SI-1611, uma vez que apresentam características de turmalinitos formados distalmente em relação aos centros fumarólicos, com turmalinas (com F) que espelham as características químicas das rochas encaixantes.
- Por metamorfismo, também foram geradas turmalinas que se distribuíram de forma disseminada na seqüência vulcano-sedimentar ou em veios de quartzo-turmalina. Nova mobilização de ouro e de sulfetos ocorreu posteriormente, com o cisalhamento, com a colocação de veios mineralizados e estéreis de quartzo-turmalina-carbonato.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP pelo apoio financeiro concedido via processo 98/05526-09.

REFERÊNCIAS

- APPEL, P.W.U. Tourmalinites in the 3800 Ma old Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research* v.72, p. 227-234, 1995.
- BEATY, D.W.; HAHN, G.A.; THRELKED, W.E. Field isotopic and studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroup: genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences* v.25, p. 392-402, 1987.
- BELJAVSKIS, P. *Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro Tapera Grande-Guarulhos - SP.* 1988. 161p. Dissertação (Mestrado) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BELJAVSKIS, P. *Estudos das mineralizações auríferas no contexto da Formação Morro da Pedra Preta - Grupo Serra do Itaberaba - Ribeirão das Lavras - SP.* Tese em preparação (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BELJAVSKIS, P.; GARDA, G. M.; JULIANI, C. Características das mineralizações de ouro nos arredores de Guarulhos - SP. *Revista do Instituto Geológico*, v.14, p. 15-23, 1993.

- BÉZIAT, D. et al. The Guibaré and Fété Kolé gold-bearing tourmaline-quartz veins in the Birimian greenstone belts of Burkina Faso. *Canadian Mineralogist* v.37, p. 575-591, 1999.
- BONE, Y. The geological setting of tourmaline at Rum Jungle, N.T.; Australia-genetic and economic implications. *Mineralium Deposita* v.23, p. 34-41, 1988.
- CLELAND, J.M.; MOREY, G.B.; MACSWIGGEN, P.L. Significance of tourmaline-rich rocks in the North Range Group of the Cuyna Iron Range, east-central Minnesota. *Economic Geology* v.91, p. 1282-1291, 1996..
- ETHIER, V.G.; CAMPBELL, F.A. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 14, p. 2348-2363, 1977.
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P. The "Consanguineous" origin of the tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana Brazil. *Economic Geology* v. 68, p. 11-22, 1973.
- GARBA, I. Tourmalinization related to Late Proterozoic-Early Paleozoic lode gold mineralization in the Bin Yauri area, Nigeria. *Mineralium Deposita* v. 31, p. 201-209, 1996.
- GARDA, G.M. et al. Fluid inclusions in quartz from veins and metachert of the Au-bearing Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil. In: GENERAL MEETING OF THE INTERNATIONAL MINERALOGICAL ASSOCIATION, 18, 2002. Edimburgo (Escócia). Programme with Abstracts, Edimburgo: IMA, 2002, p. 213-214.
- GARDA, G.M. et al. Geochemistry of tourmalines associated with iron formation and quartz veins of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group (São Paulo, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v.75, p. 209-234, 2003.
- GARDA, G.M. et al. Sulfur stable signature of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, Sao Paulo State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis* (no prelo).
- GASHAROVA, B.; MIHAILOVA. B; KONSTANTINOV, L. Raman spectra of various types of tourmaline. *European Journal of Mineralogy* v.9, p. 935-940, 1997.
- GRIFFIN, W.L. et al. Trace elements from massive sulfide deposits and tourmalinites: geochemical controls and exploration applications. *Economic Geology* v.91, p. 657-675, 1996.
- HAWTHORNE, F.C.; HENRY, D.J. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* v.11, p.201-215, 1999.

- HELLINGWERF, R.H. et al. Tourmaline in central Swedish ore district. *Mineralium Deposita* v.29, p. 189-205, 1994.
- HENRY, D.J.; GUIDOTTI, C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* v.70, p. 1-15, 1985.
- JIANG, S.-Y. et al. Paragenesis and chemistry of multistage Tourmaline Formation in the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. *Economic Geology* v.93, p. 47-67, 1998.
- JULIANI, C. *Geologia e evolução geológico-estrutural preliminar do Grupo Serra do Itaberaba e Grupo São Roque na região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca NE da cidade de São Paulo, SP*. 1993. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Juliani, C. & Beljavskis, P. 1983.
- Juliani, C. & Beljavskis, P. 1985.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto Geológico* v. 16, p. 33-58, 1995.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, J.H.D. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do Grupo São Roque – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986. Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 1986. v.2, p. 730-745.
- JULIANI, C. et al. 2000. The Mesoproterozoic volcanic-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implication for the age of overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:82-86.
- KING, R.W. & KERRICH, R. Chromian dravite associated with ultramafic-rock-hosted Archean lode gold deposits, Timmins-Pourcupine District, Ontario. *Canadian Mineralogist* v.27, p. 419-426, 1989.
- KING, R.W. Geochemical characteristics of tourmaline from Superior Province Archean lode gold deposits: implications for source regions and processes. In: Bicentennial Gold 88. Geological Society of Australia Abstract Series 22, p. 445-447, 1988.
- KING, R.W. Minerals explained 28: The tourmaline group - Part 1. *Geology Today*, p. 35-37, 2000.
- KISTLER, R.B. & SMITH, W.C. Boron and borates. In: Lefond, S.J. eds. *Industrial Rocks and Minerals* 4th edition: New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers: 473-496, 1975.

- LONDON, D.; MANNING, D.A.C. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology* v.90, p. 495-519, 1981.
- MacARDLE, P. et al. Tourmalinite as a potential host rock for gold Caledonides of southeast Ireland. *Mineralium Deposita* v.24, p. 154-159, 1989.
- PÉREZ-AGUILAR, A. *Geologia, petrografia e gênese dos granada-cordierita-commingtonita-antofilita anfibolitos e rochas associadas do Grupo Serra do Itaberaba, SP.* 1996. 168p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo.
- PLIMER, I.R. Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits with granites. *Mineralium Deposita* v.15, p. 275-289, 1980.
- PLIMER, I.R. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineralium Deposita* v.21, p. 263-270, 1986.
- PLIMER, I.R. The association of tourmaline with stratiform scheelite deposits. *Mineralium Deposita* v.22, p. 282-291, 1987.
- PLIMER, I.R. Tourmalinites associated with Proterozoic submarine exhalative ores. In: FRIEDERICH, G.H.; HERZIG, P.M. (eds.) *Base metal sulfide deposits in sedimentary and volcanic environments.* Berlin, Springer-Verlag, 1988. p.255-283.
- REYNOLDS JR., R.S. The concentration of boron in Precambrian seas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29, p. 1-16, 1965.
- SHAW, D.M. Similarities and contrasts in lunar and terrestrial boron geochemistry. In: GREW, E.S.; ANOVITZ, L.M. (eds.) *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. MSA Reviews in Mineralogy* v.33, p. 745-769, 1996.
- SLACK, J.F. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions* v.91, p. B81-B89, 1982.
- SLACK, J.F. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: GREW, E.S.; ANOVITZ, L.M. (eds.) *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. MSA Reviews in Mineralogy* v.33, p. 559-643, 1996.
- SLACK, J.F.; COAD, R.P. Multiple hydrothermal and metamorphic events in Kidd Creek volcanogenic massive sulphide deposit, Timmins, Ontario: evidence from tourmalines and chlorites. *Canadian Journal of Earth Sciences* v.26, p. 694-715, 1989.

- SLACK, J.F. et al. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology* v.12, p. 713-716, 1984.
- SLACK, J.F. et al. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Economic Geology* v.88, p. 505-541, 1993.
- SLACK, J.F. et al. Boron-rich mud volcanoes of the Black Sea region: modern analogues to ancient sea-floor tourmalinites associated with Sullivan-type Pb-Zn deposits? *Geology* v.26, p. 439-442, 1998.
- STEVEN, N.M.; MOORE, J.M. Tourmalinite mineralization in the late Proterozoic Kuiseb Formation of the Damara orogen, central Namibia: evidence for replacement origin. *Economic Geology* v.90, p. 1098-1117, 1995.
- TAYLOR, R.P.; SLACK, J.F. Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: textural, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology* v.79, p. 1703-1726, 1984.
- TORRES-RUIZ, J. et al. Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology* v.197, p. 55-86. 2003.
- WILMER, A.P. Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaqua Mobile Belt South Africa. *Mineralium Deposita* v.27, p. 304-313, 1992.
- YAVUZ, F. TOURMAL: Software package for tourmaline, tourmaline-rich rocks and related ore deposits. *Computers & Geosciences* v. 23, p. 947-959, 1997.