

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA - PPGeo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE GEOLOGIA E GEOQUÍMICA NA REGIÃO
DE IBARÉ/RS E NO FILÃO COCAL DE FLUORITA/SC.**

PAULO JOSÉ MARTINS FILHO

São Leopoldo, 2004.

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO**Comissão Examinadora:**

Prof^ª. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida
Doutora, Université de Paris XI, França

Prof. Gênova Maria Pulz
Doutora, Universidade de Brasília - UnB

Prof. Sylvia Maria de Araújo
Doutora, Universidade de Toronto, Canadá

A Dissertação de Mestrado
apresentada por
Paulo José Martins Filho

Intitulada

**APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE GEOLOGIA E GEOQUÍMICA NA REGIÃO
DE IBARÉ/RS E NO FILÃO COCAL DE FLUORITA/SC.**

Foi aceita e aprovada como atendimento parcial
aos requisitos para a obtenção do grau de
Mestre em Geologia

Conceito

Presidente da Banca Examinadora

São Leopoldo, ___ de _____ de _____.

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – PPGeo

**APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE GEOLOGIA E GEOQUÍMICA NA REGIÃO
DE IBARÉ/RS E NO FILÃO COCAL DE FLUORITA/SC.**

Paulo José Martins Filho

Orientador: Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Gênova Maria Pulz

Submetido como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção do grau de
Mestre em Geologia

São Leopoldo, Rio Grande do Sul, Brasil
Dezembro de 2004

*"Tempestades elétricas
em células metidas a besta
forjando a ilusão de concreto em
uma consciência que é pura química".
(Crumbo Parsifal)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a meus familiares que sempre me apoiaram. Minhas conquistas alcançadas ao longo destes 21 anos de “profissão estudante” pertencem também à minha mãe e meu pai, que não só me forneceram suporte financeiro, mas também me incentivaram muito durante todo o tempo.

Ao Prof e amigo Luiz Henrique Ronchi meus sinceros agradecimentos, pela dedicação e extrema paciência na orientação não só desta dissertação, mas também nos sete anos de trabalho em conjunto. Deve ser reconhecido também o apoio da professora e co-orientadora Dr^a Gênova Maria Pulz, a quem agradeço pela excepcional contribuição para a realização desta, além das inúmeras elucidações que sem dúvidas foram decisivas para concretizar este trabalho.

À CAPES pela bolsa parcial de estudos que possibilitou a manutenção durante a realização desta dissertação de mestrado e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – PPGeo-UNISINOS.

Aos mestrandos Leonardo C. Renner (UFRGS) e André Fleck (UNISINOS) pelo necessário e providencial auxílio em atividades de campo. Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFRGS por viabilizar esta colaboração.

A professora Dr^a. Sylvia Maria de Araújo, pelo auxílio e aceitação em fazer parte da banca de avaliação deste trabalho.

À minha namorada Lorelai de Lima, pelo apoio, e paciência principalmente nos momentos mais difíceis (aqueles quando não dava nem pra chegar perto).

Aos meus colegas e amigos, Janice Caldas Araújo, Karla Petry, Daniel Bortowski Carvalho, Rogério Caron, Claus Fallgatter, pela grandiosa e animada ajuda, tanto nos trabalhos de campo como em alguns afazeres em gabinete e posteriores momentos de descontração (no Pontinho é claro).

Aos funcionários e amigos Maria Madalena Fleck, Telmo Henrique Valles e Alessandro Ott Reinhardt pela contribuição indispensável.

Com certeza foram inúmeras pessoas que de alguma maneira me auxiliaram ao longo deste período, e como seria impossível citá-las sem me estender por várias páginas, a todas expreso minha sincera gratidão.

APRESENTAÇÃO

Estudos de geologia regional, local e de depósitos minerais são comumente realizados em áreas menos ou mais conhecidas, em diversas escalas de mapeamento, descrições macroscópicas, microscópicas (petrografia, inclusões fluidas) e nanoscópicas (geoquímica), procurando caracterizar rochas e minério, com o objetivo final de obter um modelo, isto é uma “hipótese de trabalho ou simulação precisa, por meio de descrição, dados estatísticos, ou analogia, de um fenômeno ou processo que não pode ser ou que dificilmente é observado de forma direta” (Bates & Jackson, 1987) e que em última instância seja útil em prospecção (Ronchi *et al.*, 2003).

O objetivo de uma dissertação de mestrado é qualificar profissionais e docentes, por exemplo na área de Geociências, por meio da promoção de trabalhos de pesquisa e, conforme salientado nas normas do Programa de Pós-Graduação em Geologia da UNISINOS, por um “estudo científico recapitulativo, de tema único e bem delimitado em sua extensão, objetivando reunir, analisar e interpretar informações”. Nesse sentido a aplicação de técnicas dentro do possível similares tanto em áreas onde existem minas em funcionamento, e portanto bem conhecidas geologicamente, como em outros locais menos conhecidos, onde não existem mineralizações com valor econômico reconhecido, constitui um programa relativamente original de formação e qualificação em nível de mestrado, buscando ao mesmo tempo contribuir para o aperfeiçoamento do conhecimento dessas áreas.

Com essa perspectiva de aplicação de técnicas geológicas e geoquímicas, em áreas e escalas diversas, a dissertação foi organizada de maneira não-convencional, e dividida em três partes principais, a primeira é uma apresentação bibliográfica resumida das principais técnicas geoquímicas empregadas nas partes subseqüentes (elementos maiores, menores e terras raras, além de estudo de inclusões fluidas). Na segunda parte foi realizado um mapeamento geológico na escala de 1:10.000 de uma área em Ibaré (RS) onde ocorrem rochas graníticas e ultramáficas, com objetivo de contribuir para o conhecimento da geologia da região com base em técnicas ainda não utilizadas no local, porém limitadas por questões orçamentárias. A terceira parte consiste no estudo de uma área tradicional de mineração de fluorita (SC), com o objetivo principal de investigar o minério e a rocha encaixante nos níveis mais profundos do filão Cocal e, a partir da comparação dos resultados com aqueles de níveis mais superiores, discutir suas implicações no aperfeiçoamento dos modelos genético e prospectivo do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. Os resultados são apresentados na forma de capítulo do livro “Caracterização e modelamento de depósitos minerais”:

Martins Filho, P. J.; Ronchi, L. H., Bastos Neto, A.; Althoff, F. J. 2003. Contribuição do estudo da raiz do filão Cocal (inclusões fluidas e ETR) ao modelo dos depósitos minerais de fluorita do Sudeste Catarinense. *In:* Ronchi, L. H.; Althoff, F. J. (Org.). *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, p. 243-265.

Convém ressaltar que a divisão do trabalho, acima descrita, em três partes individualizadas, com enfoque inicial no resumo de algumas técnicas empregadas e em seguida sua aplicação em duas áreas geográficas e geológicas distintas constitui uma estratégia pedagógica de formação de um mestre, buscando paralelamente contribuir para o conhecimento científico específico. Assim sendo em Ibaré (RS) buscou-se por meio de mapeamento geológico, petrografia, geoquímica de elementos maiores e menores realizar um reconhecimento da geologia local, obtendo dados originais, que não constituiria uma contribuição original no caso de ser realizado na região do filão de fluorita, sobejamente conhecida. Por outro lado um estudo de detalhe de minério em Ibaré não seria obviamente possível face à sua inexistência.

Finalmente, dentro da lógica de formação diversificada de um mestre, convém citar a participação do autor em quatro outras publicações, incluídas uma no livro “Caracterização e modelamento de depósitos minerais” e três no livro “Tecnologia, diagnóstico e planejamento ambiental”, todas redigidas no período de realização dessa dissertação.

Ronchi, L. H., Parente, C. V.; Fuzikawa, K.; Araujo, J. C.; **Martins Filho, P. J.**; Bastos Neto, A. 2003. Fluidos metamórficos e hidrocarbonetos do Mesoproterozóico inclusos em magnésitas em contexto carbonático evaporítico, CE. *In*: Ronchi, L. H.; Althoff, F. J. (Org.). *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, p. 223-234.

Carvalho, D. B., Ronchi, L.H., Erba, D. A., **Martins Filho, P. J.**; Caron R. 2003. Aplicação de métodos geofísicos para avaliação de contaminação em área com atividade industrial. *In*: Ronchi, L. H.; Coelho, O. G. W. (Org.). *Tecnologia, diagnóstico e planejamento ambiental*. Editora Unisinos, São Leopoldo, p. 87-114.

Christ, M. L. **Martins Filho, P. J.**, Carvalho, D. B., Kern H. P., Paim, P. S. G. Ronchi, L.H. 2003. Aplicação de Técnicas Diretas e Indiretas na Avaliação de Contaminação por Hidrocarbonetos em Postos Revendedores de Combustíveis *In*: Ronchi, L. H.; Coelho, O. G. W. (Org.). *Tecnologia, diagnóstico e planejamento ambiental*. Editora Unisinos, São Leopoldo, p. 157 – 188.

Nowatzki, A. C., Carvalho, D. B., **Martins Filho, P. J.**, e Gomes L. P. 2003 Análise geofísica para avaliação da influência de lixiviados no solo, rocha e águas freáticas na área do aterro industrial do setor coureiro-calçadista de Igrejinha, RS. *In*: Ronchi, L. H.; Coelho, O. G. W. (Org.). *Tecnologia, diagnóstico e planejamento ambiental*. Editora Unisinos, São Leopoldo, p. 131 – 156.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
APRESENTAÇÃO	VI
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XII
ÍNDICE DE TABELAS.....	XIV
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	XIV

PRIMEIRA PARTE

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DAS PRINCIPAIS TÉCNICAS GEOQUÍMICAS EMPREGADAS

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE AS PRINCIPAIS TÉCNICAS GEOQUÍMICAS EMPREGADAS	2
1.1. Elementos Maiores e Traços	2
1.1.1. Elementos Maiores.....	2
1.1.2. Elementos Traços.....	3
1.2. Elementos Terras Raras	4
1.2.1. Interpretação dos Padrões de ETR.....	5
1.2.2. Elementos Terras Raras em Sistemas Hidrotermais	7
1.2.3. A Abundância de ETR da Rocha Fonte e do Fluido.....	8
1.2.4. O Comportamento dos ETR Durante a Interação Fluido-Rocha.....	8
1.2.5. A Formação de Complexos ETR em Solução	8
1.2.6. O Comportamento dos ETR Durante a Precipitação	9
1.2.7. Os Mecanismos de Substituição dos ETR	9
1.2.8. As Anomalias de Ce e Eu	9
1.3. Inclusões Fluidas.....	10
1.3.1. Definição e Classificação.....	11
1.3.2. Métodos de Estudo.....	14
1.3.3. Microscopia Petrográfica	14
1.3.4. Microtermometria	14
1.3.5. Temperaturas de fusão	15
1.3.6. Temperaturas de Homogeneização	16
1.3.7. Isócora.....	16
2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	16

SEGUNDA PARTE

CONTRIBUIÇÃO A GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO ULTRAMÁFICO DE IBARÉ E GRANITÓIDES ADJACENTES, SUDOESTE DE LAVRAS DO SUL - RS.

RESUMO.....	20
ABSTRACT.....	21
1. PROPOSTA DE ESTUDO	22
1.1. Objetivos.....	22
1.2. Localização e Vias de Acesso.....	23
1.3. Métodos e Procedimentos.....	24
2. SÍNTESE DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS.....	25
2.1. Rochas Ultramáficas.....	25
2.1.2. Greenstone Belts.....	27
2.1.3. Ofiolitos.....	29
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	31
3.1. Geologia Regional	31
3.1.1. Complexo Granulítico Santa Maria Chico.....	32
3.1.2. Complexo Cambaí.....	33
3.1.3. Complexo Ibaré.....	33
3.1.4. Complexo Palma.....	35
3.1.5. Granodiorito Timbaúva.....	35
3.1.6. Monzogranito Santa Rita.....	36
3.1.7. Suíte Intrusiva Jaguari.....	37
3.1.8. Cobertura Sedimentar Fanerozóica.....	37
3.2. Geologia da Área	38
3.3. Evolução do Conhecimento Sobre o Complexo Ultramáfico e Granitóides da Região de Ibaré.....	39
4. RESULTADOS OBTIDOS	42
4.1. Geologia da Área Estudada.....	42
4.1.1. Complexo Ibaré.....	43
4.1.2. Monzogranito Santa Rita.....	50
4.1.3. Suíte Intrusiva Jaguari.....	51
4.1.4. Formação Rio Bonito.....	53

5. PETROGRAFIA	53
5.1. Complexo Ibaré.....	53
5.1.1. Seqüência Bela Vista	53
5.1.2. Seqüência Corticeira	54
5.1.3. Granitos.....	59
5.1.4. Composição Modal e Classificação	61
6. QUÍMICA MINERAL DAS TURMALINAS.....	62
6.1. Condições Analíticas	63
6.2. Classificação das Turmalinas.....	65
7. LITOGEOQUÍMICA.....	68
7.1. Rochas Ultramáficas	73
7.2. Metassomatitos	75
7.3. Granitos.....	77
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	82
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86
10. ANEXOS	90

TERCEIRA PARTE

CONTRIBUIÇÃO DO ESTUDO DA RAIZ DO FILÃO COCAL (INCLUSÕES FLUIDAS E ETR) AO MODELAMENTO DOS DEPÓSITOS MINERAIS DE FLUORITA DO SUDESTE CATARINENSE

1. INTRODUÇÃO	93
CONTRIBUIÇÃO DO ESTUDO DA RAIZ DO FILÃO COCAL (INCLUSÕES FLUIDAS E ETR) AO MODELAMENTO DOS DEPÓSITOS MINERAIS DE FLUORITA DO SUDESTE CATARINENSE	94
RESUMO	94
ABSTRACT.....	94
INTRODUÇÃO	95
MÉTODOS E PROCEDIMENTOS	96
GEOLOGIA DO DISTRITO FLUORÍTICO DE SANTA CATARINA.....	96
CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS FILÕES DE FLUORITA	98
MODELOS GENÉTICOS.....	99
FILÃO COCAL	101

Estudo da Rocha Encaixante.....	103
Petrografia.....	103
Geotermometria da Clorita	107
Inclusões Fluidas na Fluorita	108
Resultados microtermométricos.....	109
Elementos Terras Raras	114
DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121
CONCLUSÕES GERAIS	121

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Quadro esquemático mostrando o comportamento padrão das inclusões fluidas segundo a classificação de FUZIKAWA (1985). G = gás, L = líquido e S = sólido.	13
Figura 2 – Mapa de localização e acessos viários à região de Ibaré.	23
Figura 3 - Coluna sintética de crosta oceânica baseada em uma seqüência completa de ofiolito (McBirney 1985).	30
Figura 4 – Mapa geológico da região de Ibaré com a área de estudo em destaque (adaptado de Naumann 1985).	32
Figura 5 – Mapa geológico da área em estudo e das imediações do Arroio Corticeira (Naumann 1985).	38
Figura 6 - Mapa geológico do Complexo Ultramáfico de Ibaré e Granitóides Adjacentes, Sudoeste de Lavras do Sul – RS.	43
Figura 7 – Croqui esquemático da ocorrência de turmalinito e rochas encaixantes situada na porção sudoeste da área de estudo.	49
Figura 8 - Fotomicrografia a LPA. A – interdigitação de níveis de quartzo e plagioclásio com níveis pelíticos. B – detalhe do nível pelítico composto por biotita, muscovita e clorita.	54
Figura 9 – Fotomicrografia a LPA. A – agregados anédricos de serpentina e olivina pseudomórfica. B – tremolita fibro-radiada.	55
Figura 10 – Fotomicrografia a LPA. A - agregados fibro-radiados de tremolita parcialmente alterada para serpentina. B - blastos de tremolita imersos em uma matriz composta por talco.	56
Figura 11 – Fotomicrografias a LPA. A - aspecto geral dos rodingitos com plagioclásio e agregados de hidrogranada. B – hidrogranada pseudomórfica em mineral de quartzo.	57
Figura 12 – Fotomicrografias a LPA. A – aspecto geral dos clorititos. B – prismas isolados de tremolita imersos na matriz de clorita.	58
Figura 13 – Fotomicrografias a LPA. A – cristais de turmalina subédricos com birrefringência em tons de verde. B – no detalhe cristal de turmalina cortado por veios de clorita.	58
Figura 14– Fotomicrografias a LPA. A – fenoblasto de plagioclásio. B – aspecto geral dos cornubianitos, com fenoblastos de plagioclásio, biotita e anfíbólio.	59
Figura 15 – Fotomicrografias a LPA. A – aspecto geral em lâmina delgada do Monzogranito Santa Rita. B – Cristais de quartzo com extinção ondulante, plagioclásio, anfíbólio e biotita.	60
Figura 16 – Fotomicrografias a LPA. A – cristais de feldspato alcalino perítico . B – quartzo, feldspato, biotita e plagioclásio exibindo o aspecto geral em lâmina delgada do granito Jaguari.	61
Figura 17 – Diagrama modal Q-A-P para os granitos. Campos conforme Streckeisen (1976).	62
Figura 18 – Classificação dos grupos de turmalinas baseado nos constituintes principais do sítio X (Hawthorne e Henry 1999).	66
Figura 19 – Os grupos composicionais dos minerais de turmalina, classificados de acordo com os principais constituintes do sítio W (Hawthorne e Henry 1999).	67
Figura 20 – Classificação de turmalinas do tipo alcalina em diagrama ternário ($\text{LiAl}_2\text{-MgAl}_2\text{-Fe}^{2+}$) com domínio de O no sítio W.	67
Figura 21 - Variação nos teores de Ni <i>versus</i> . Cr, expressos em ppm, dos litótipos da Seqüência Corticeira representados no diagrama proposto por Hallberg (1985). CK – komatiitos cumuláticos, K – komatiitos, HMB – basaltos com alto Mg, LMS – sills acamadados de basalto com alto Mg e T – basaltos toleíticos. Quadrados verde-escuro: serpentinitos; triângulo verde-claro: tremolita-talco-serpentina-xisto e círculo cinza: cornubianito máfico.	74
Figura 22 - Assinatura de elementos terras raras das rochas ultramáficas da Seqüência Corticeira. Quadrados verde-escuro: serpentinitos; triângulo verde-claro: tremolita-talco-serpentina-xisto e círculo cinza: cornubianito máfico.	75

Figura 23 – Assinatura de elementos terras raras dos metassomatitos na Sequência Corticeira. Triângulos cinza: rodingito e círculo verde-claro: turmalinito.....	77
Figura 24 – Diagramas de Harker correlacionando SiO ₂ com os demais óxidos de elementos maiores para o Monzogranito Santa Rita (quadrado rosa) e o Granito Jaguari (círculo vermelho).....	78
Figura 25 - Diagrama de Shand (1927) com (Na+K)/Al vs. Al/(Na+K+Ca) em proporção molar. Quadrado rosa: Monzogranito Santa Rita; círculo vermelho: Granito Jaguari.....	80
Figura 26 - Diagrama SiO ₂ vs. Na ₂ O+K ₂ O expressos em percentagem peso de Peacock (1931). Quadrado rosa: Monzogranito Santa Rita; círculo vermelho: Granito Jaguari.....	80
Figura 27 – Diagrama Rb <i>versus</i> Y+Nb (Pearce <i>et al.</i> 1984) para granitos. Syn-COLG: granitóides sin-colisionais; VAG: granitóides de arcos vulcânicos; ORG: granitóides de cadeias oceânicas e WPG: granitóides intraplaca. Quadrados rosa: Monzogranito Santa Rita e círculos vermelho: Granito Jaguari.....	81
Figura 28 – Assinatura de elementos terras raras dos granitos e turmalinito da região de Ibaré. Quadrado rosa: Monzogranito Santa Rita; círculo vermelho: Granito Jaguari e verde-claro: turmalinito.....	81
Figura 29 – Mapa geológico simplificado do distrito fluorítico de Santa Catarina em destaque a área de estudo (modificado de Bastos Neto, 1990).....	97
Figura 30 - Síntese de dados sobre as mineralizações do distrito fluorítico de Santa Catarina, adaptada de Bastos Neto (1997a), com as características estruturais e texturais das mineralizações em relação ao campo de esforços tectônicos: qz. = quartzo; ba. = barita; f = fluorita; vrd. = verde; viol. = violeta; amar. = amarelo; esc. = escuro; bra. = branca; t.p. = textura primária; zon. vert. = zonação vertical.....	99
Figura 31 - Mapa geológico da área do filão Cocal (adaptado de BASTOS NETO, 1997b).....	101
Figura 32 - Perfil representativo do filão Cocal e granito encaixante no nível -300 traçado no sentido E-W, mostrando os tipos de fluorita, além das diferentes faixas de alteração do granito.	102
Figura 33 - Variações de cor no granito encaixante m função da distância ao filão; a) granito rosa esverdeado (no contato com o filão); b) granito rosa intenso; c) granito rosa pálido (mais distante).....	103
Figura 34 – Fotomicrografias a LPA. A - cristais de quartzo anédricos, límpidos a levemente turvos, fraturados. B - cristais de quartzo recristalizados. C - cristal de K-feldspato sericitizado subédrico com inclusões de quartzo. Observam-se vestígios da macla do tipo Carlsbad. D - cristal de plagioclósio subédrico fortemente sericitizado. São visíveis vestígios da macla polissintética. E - mesmo cristal de anfibólio subédrico, pode-se observar que o mineral está maclado, com inclusão de zircão. F - cristais de clorita subédricos. As clivagens estão comprimidas e entre os planos formaram-se lentes de carbonato. Largura das fotos 7 mm.....	106
Figura 35 – Diagrama modal Q-A-P para o granito encaixante. Campos conforme Streckeisen (1976).....	107
Figura 36 - Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização das inclusões das quatro fases de mineralização.	111
Figura 37 - Diagrama de temperaturas de homogeneização <i>versus</i> salinidade.	111
Figura 38 - Diagrama de temperaturas médias de homogeneização <i>versus</i> salinidade.....	112
Figura 39 – Isócoras construídas com temperaturas mínimas e máximas de homogeneização das inclusões fluidas da Fase 1 de mineralização no programa McFlinCor (Brow & Lamb 1989).....	113
Figura 40 - Isócoras construídas com temperaturas mínimas e máximas de homogeneização das inclusões fluidas para todas as fases de mineralização no programa McFlinCor (Brow & Lamb 1989).	113
Figura 41 - Assinatura de elementos terras raras da fluorita e do granito encaixante.....	116
Figura 42 - Razão dos ETR: La/Sm e Soma dos ETR.	116

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Composições modais dos Granitos.....	61
Tabela 2 – Resultados das análises de microsonda eletrônica das turmalinas que ocorrem no turmalinito da Sequência Corticeira.	64
Tabela 3 – Resultados analíticos das amostras em estudo.	69
Tabela 4 - Resultados analíticos das concentrações de ETR não normalizados nas amostras em estudo.....	72
Tabela 5- Resultados analíticos das concentrações de ETR, normalizados segundo Evensen (1978), nas amostras em estudo.	72
Tabela 6 – Composições modais do granito encaixante.....	105
Tabela 7- Dados de conteúdo de ETR (ppm) do granito encaixante (não normalizados).....	114
Tabela 8 - Dados de conteúdo de ETR (ppm) da fluorita (não normalizado) (F= fase de mineralização).....	115

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 – Vista parcial da área de estudo na direção norte. Em destaque o aspecto de campo dos ultramafitos da Sequência Corticeira.	42
Fotografia 2 – Afloramento dos metassedimentos da Sequência Bela Vista.	45
Fotografia 3 - Afloramento tipo dos serpentinitos da Sequência Corticeira. Ao fundo observa-se a localidade de Ibaré.....	47
Fotografia 4 – Lente de cloritito com aproximadamente 25 metros de extensão encaixada em serpentinitos..	47
Fotografia 5 – Lente de cloritito com extensão de aproximadamente 8 metros. Nota-se o forte contraste entre o cloritito esbranquiçado e a encaixante (srpentinitos).	48
Fotografia 6 - No primeiro plano afloramento de xistos-magnesianos. Ao fundo ocorrência tipo de rodingito com aproximadamente 12 metros de diâmetro, caracteristicamente recoberto por vegetação de maior porte. 48	
Fotografia 7 - Bloco arredondado do Monzogranito Santa Rita com aproximada mente 3 metros de diâmetro.	50
Fotografia 8 - Um dos poucos afloramentos sob a forma de lajeado do Monzogranito Santa Rita encontrados na área de estudo.	51
Fotografia 9 - Afloramento tipo do Granito Jaguari em drenagem e sob a forma de lajeado.	52
Fotografia 10 – Bloco do Granito Jaguari em um afloramento junto ao limite sul da área.	52
Fotografia 11 – Contato entre o Granito Jaguari e a Sequência Corticeira.	53

PRIMEIRA PARTE

**REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE AS PRINCIPAIS TÉCNICAS
GEOQUÍMICAS EMPREGADAS.**

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE AS PRINCIPAIS TÉCNICAS GEOQUÍMICAS EMPREGADAS

Serão abordados a seguir temas referentes a Geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras, além de Inclusões Fluidas.

1.1. Elementos Maiores e Traços

1.1.1. Elementos Maiores

São Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P, apresentam concentrações superiores a 1,0 % na maioria dos materiais geológicos. A concentração destes elementos é normalmente expressa em termos de percentagem peso de óxidos. Os dados de elementos maiores podem ser utilizados na classificação de rochas, na confecção de diagramas de variação e como fator de comparação de dados de composição de rochas experimentalmente determinadas (Rollinson, 1995).

1.1.1.1. Classificação de Rocha com uso de Elementos Maiores

A aplicação destes elementos na classificação de rochas é usada na petrologia ígnea, porém é também utilizado em alguns tipos de rochas sedimentares.

Para classificação de rochas ígneas é frequentemente utilizada a soma de Na₂O e K₂O (álcalis) *versus* o teor de SiO₂, obtidos por meio de análise de rocha, expressos sob a forma de percentagem em peso de óxidos que posteriormente são plotados no diagrama de classificação de rocha de Cox et al. (1979), denominado de TAS (*total alkalis-silica diagram*).

Embora o diagrama de TAS apresente uma série de restrições pode ser utilizado na classificação de rochas vulcânicas e plutônicas, além de discriminar rochas alcalinas de subalcalinas.

1.1.2. Elementos Traços

Elementos traços podem ser definidos como aqueles cujas concentrações na maioria das rochas é inferior a 1%. Nas rochas, os elementos traço, em geral, substituem os elementos maiores formando impurezas nos minerais ou constituindo minerais acessórios na paragênese.

As concentrações destes elementos são geralmente expressas em partes por milhão (ppm) do elemento (não do óxido), ou partes por bilhão (ppb).

Os elementos traços de interesse geológico são subdivididos em elementos com baixo campo de força (LFS), também conhecidos como os grandes íons litófilos (LILE) e, elementos com alto campo de força (HFS). Os elementos com HFS são cátions pequenos e altamente carregados, com potencial iônico >2.0 (carga/raio iônico), incluindo os lantanídeos Sc e Y, e Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb e Ta. Os LFS tratam-se de cátions grandes com carga pequena (potencial iônico <2.0), tendem a serem compatíveis e incluem um número de elementos principais e os metais de transição. Os cátions com baixo campo de força, ou litófilos íons grande incluem Cs, Rb, K, e Ba, também pode ser adicionado o Sr, Eu e Pb divalentes (Rollinson, 1995).

O uso destes elementos na tentativa de desvendar os processos petrológicos pelos quais diferentes tipos de rochas se formaram, tem se mostrado uma ferramenta bastante satisfatória, principalmente quando falamos de processos controlados pela fusão ou equilíbrio cristal-fluido.

Muitos autores utilizam elementos traço a fim de discriminar e classificar rochas granitóides de acordo com seus ambientes tectônicos. Pearce *et al.* (1984) idealizaram diagramas que discriminam ambientes tectônicos de rochas granitóides, utilizando elementos traço de granitos do Fanerozóico, no geral não deformados. Estes autores subdividiram os granitos de acordo com seu ambiente tectônico em granitos vulcânicos (VAG), granitos intraplaca (WPG), granitos de cadeias oceânicas (ORG) e granitos de zonas de colisão (COLG), que por sua vez, são subdivididos em sin-colisionais (SYN-COLG) e pós-colisionais (POST-COLG). A utilização destes diagramas não permite definir sempre com precisão o ambiente tectônico de colocação de rochas granitóides, pois sabe-se que há granitóides geoquimicamente similares, formados em ambientes tectônicos distintos

(Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989). Porém os mesmos podem auxiliar na caracterização das rochas estudadas, permitindo a eliminação de determinadas hipóteses.

1.2. Elementos Terras Raras

Os elementos terras raras (ETR) são os mais utilizados dentre os elementos traços, e sua análise, principalmente no que tange às concentrações em amostras de solo e/ou rocha, tem importante aplicação em estudos petrogenéticos, metalogenéticos, na prospecção mineral e no entendimento da evolução crustal.

Os ETR, também denominado lantanídeos, compreendem um grupo de 15 elementos (metais) entre os números atômicos 57 (La) e 71 (Lu), que ocupam uma única posição na terceira série de transição da tabela periódica. O elemento Y (número atômico 39) com raio iônico similar ao do Ho é comumente incluído no grupo dos ETR (Rollinson, 1995).

Elementos terras raras com número atômico mais baixo que o do Eu são denominados de elementos terras raras leves (ETRL), enquanto que os de maior número atômico são denominados de elementos terras raras pesados (ETRP). Ainda há autores que subdividem os ETR ainda mais, considerando os elementos do Sm ao Tb como elementos terras raras médios (ETRM) (Figueiredo, 1984). Porém, neste trabalho os ETR serão subdivididos apenas em ERTL e ETRP.

Segundo Rocha (1997), os ETR são fortemente eletropositivos, de forma que suas ligações são predominantemente iônicas. Ocorrem na natureza no estado de oxidação +3 estável, com exceção dos elementos Eu e Ce, que podem ocorrer com valência +2 e +4 sob condições redutoras e oxidantes, respectivamente. A mudança no estado de oxidação do Eu e do Ce afeta o tamanho do raio iônico destes elementos e, conseqüentemente, suas propriedades coligativas.

Com o acréscimo de carga no núcleo, ao longo da série dos lantanídeos, há uma contração dos vários sub-níveis, especialmente os sub-níveis 5s e 5p. Isso leva a um decréscimo no raio iônico dos ETR com número atômico crescente, num efeito conhecido como contração dos lantanídeos (Figueiredo, 1984).

As concentrações de ETR em rocha são usualmente normalizadas de acordo com um padrão de referência comum, o qual normalmente compreende os valores para meteoritos

condríticos pelo fato de serem amostras relativamente não fracionadas do sistema solar primitivo (Rollinson, 1995). Dentre os padrões de normalização que podem ser utilizados o de Evensen (1978) é um dos mais utilizados.

1.2.1. Interpretação dos Padrões de ETR

Os resultados de análise dos ETR são normalmente apresentados em diagramas de concentração, geralmente ppm, normalizadas pelos valores do condrito. *Trends* em diagramas de ETR são usualmente referidos como Padrões de ETR e a forma destes padrões é de considerável interesse petrológico.

Com bastante frequência a posição do Európio (Eu) no diagrama de ETR foge do que seria o *trend* geral dos demais ETR. A este fenômeno dá-se o nome de anomalia de Eu, que por sua vez, se posicionado acima do *trend* principal é denominada de anomalia positiva e, se posicionada abaixo do *trend* principal recebe o nome de anomalia negativa.

Os ETR são conhecidos como os elementos traço menos solúveis sendo relativamente imóveis durante eventos com baixo grau de metamorfismo, intemperismo e alteração hidrotermal. Michard (1989) mostrou que soluções hidrotermais possuem em torno de 5×10^2 e 10^6 vezes menos ETR do que a reserva da rocha pela qual passaram, desta maneira não se espera que a atividade hidrotermal tenha grandes efeitos na química da rocha a menos que a razão fluido/rocha seja bastante elevada. Entretanto os ETR não são totalmente imóveis e precauções devem ser tomadas ao interpretar os padrões destes elementos em rochas com graus de metamorfismo e alteração elevados (Fonseca, 1999).

1.2.1.1. Padrões de ETR em Rochas Ígneas

Estes padrões são controlados pelas características químicas dos ETR na fonte e o equilíbrio de fusão mineral no local de sua formação. Rollinson (1995) descreve de forma qualitativa a maneira pela qual cada mineral pode ser reconhecido durante a evolução magmática, bem como durante a fusão parcial ou subseqüentemente durante o fracionamento cristalino.

Anomalias de Eu são preferencialmente controladas pelos feldspatos, particularmente em magmas félsicos, o Eu (presente no estado divalente) é compatível com o plagioclásio e

o feldspato potásico, em contraste com os ETR trivalentes em geral incompatíveis. Então a remoção do feldspato a partir de magmas félsicos por cristalização fracionada ou fusão parcial de uma determinada rocha na qual o feldspato é retido na fonte irá originar anomalias negativas de Eu. Enriquecimento de ETRM com relação os ETRL e os ETRP é preferencialmente controlado pela presença de hornblenda. Os ETR são compatíveis na hornblenda em líquidos félsicos e intermediários e os maiores coeficientes de partição entre o Dy e Er. O mesmo efeito pode ser observado com clinopiroxênios, embora o coeficiente de partição não seja tão elevado.

O fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP pode ser causado pela presença de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio causando um incremento nos coeficientes de partição na ordem de magnitude do La para o Lu nesses minerais. O mesmo não pode ser observado em líquidos basálticos e andesíticos. Empobrecimento entre os ETRP em relação aos ETRL é mais comum na presença de granada na origem, onde há uma grande variação nos coeficientes de partição. Em líquidos basálticos, o coeficiente de partição do Lu é 1000 vezes maior do que para o La.

Em magmas félsicos, fases minerais acessórias tais como titanita, zircão, alanita, apatita e monazita, podem influenciar de forma bastante significativa os padrões de ETR devido à seus elevados coeficientes de partição. O zircão, que apresenta um comportamento semelhante ao da granada, pode provocar um empobrecimento de ETRP; o mesmo ocorre com ETRM em relação à presença de apatita e esfeno e com ETRL na presença de monazita e alanita.

1.2.1.2 Padrões de ETR em Rochas Sedimentares

As concentrações de ETR em rochas sedimentares são normalmente normalizadas por padrões específicos para sedimentos, tais como o NASC (*North American Shale Composite*) e PASC. Além destes, muitos pesquisadores utilizam o padrão do condrito para efetuar a normalização dos ETR nos sedimentos (Rollinson 1995).

a) Rochas Sedimentares Clásticas

O principal fator que influencia nos conteúdos de ETR dos sedimentos clásticos é a proveniência. Isto porque são insolúveis e presentes em baixíssimas concentrações nas águas de rios e mares, desta forma os ETR presentes em um sedimento são principalmente transportados como material particulado e refletem a química de sua fonte. Em comparação, os efeitos da intemperismo e da diagênese são menores. Estudos mostraram que da mesma forma que os ETR são mobilizados durante o intemperismo, são novamente precipitados no local do mesmo (Fonseca, 1999).

A diagênese tem pequena influencia na redistribuição dos ETR, uma vez que grandes razões água/rocha são necessárias para alterar os sedimentos.

Rollinson (1995) afirma que o padrão de ETR em sedimentos pode ser melhor representado se analisados nas porções mais finas dos mesmos. Este autor observou que as rochas formadas por materiais mais finos (siltitos, argilitos entre outras) apresentam concentrações de ETR total mais elevadas do que as rochas sedimentares formadas por materiais mais grossos (ex: fração areia).

b) Rochas Sedimentares Químicas

Estes sedimentos refletem de maneira mais representativa a composição química da água a partir da qual foram precipitados. Este efeito é observado em nódulos ferromagnesianos, cujos padrões de ETR exibiram o mesmo padrão de típicas águas marinhas.

1.2.2. Elementos Terras Raras em Sistemas Hidrotermais

Segundo Rocha (1997), para uma análise do fracionamento dos ETR em sistemas hidrotermais deve-se considerar a abundância de ETR da rocha fonte e do fluido, o comportamento dos ETR durante a interação fluido-rocha, a formação de complexos ETR em solução, o comportamento dos ETR durante a precipitação, os mecanismos de substituição de íons no mineral hospedeiro pelos lantanídeos, e as anomalias de Ce e Eu.

O fracionamento dos ETR em processos não magmáticos é muito mais pronunciado do que em sistemas magmáticos, pois os coeficientes de fracionamento aumentam com o decréscimo de temperatura do sistema (Fonseca, 1999).

1.2.3. A Abundância de ETR da Rocha Fonte e do Fluido

O conteúdo de ETR em granitóides é bastante variável (8-1977 ppm) e pode refletir processos combinados de fusão, cristalização, mistura de magmas, assimilação e transporte por voláteis (Cullers & Graff, 1984).

Rocha (1997) afirma que devido a seu caráter incompatível, os ETR se concentram nas fases residuais das fusões magmáticas. A concentração dos ETR nos granitos está relacionada aos minerais acessórios, que podem conter até 50% do total de ETR.

O mesmo autor ressalta que a presença de ETR em fluidos hidrotermais é baixa, sendo controlada pela temperatura, pressão e composição da fase fluida. O decréscimo no pH do fluido favorece a mobilização dos ETR da rocha e, um aumento do pH pode resultar na precipitação dos mesmos.

1.2.4. O Comportamento dos ETR Durante a Interação Fluido-Rocha

Os ETR podem ser remobilizados por fluidos ricos em CO₂, Cl⁻ e F⁻ em condições hidrotermais. Esta mobilização cresce com o aumento da temperatura e concentração de ligantes, porém a atividade hidrotermal, não afeta o balanço ETR da rocha, e a concentração no fluido aumenta com o decréscimo do pH da solução (Figueiredo, 1984).

Alderton et al. (1980) propuseram que os ETR são potencialmente móveis durante a alteração hidrotermal e supergênica. A presença de flúor nos fluidos aumenta a mobilidade dos ETR. Os ETR perdidos durante a alteração da rocha podem ser úteis na determinação da quantidade de ETR transportados no fluido.

1.2.5. A Formação de Complexos ETR em Solução

Os ETR formam complexos com íons alcalinos e alcalinos terrosos. A estabilidade destes complexos está diretamente relacionada com o aumento da carga de cátion e com a

diminuição do raio iônico, sendo, portanto maior para os ETRP do que para os ETRL (Rocha, 1997).

Essa propriedade é importante na estabilização do metal em solução e seu transporte por fluidos hidrotermais, sendo que, a variação da razão ETRL/ETRP dentro de um depósito, pode ser usada para inferir as mudanças na extensão de complexação dos ETR na solução hidrotermal (Hurphiris, 1984). A constante de estabilidade dos complexos de ETR geralmente aumenta com o acréscimo de temperatura, mas decresce com o aumento da pressão (Rocha, 1997).

1.2.6. O Comportamento dos ETR Durante a Precipitação

Segundo Rocha (1997), a razão $(ETRL/ETRP)_{PN}$ é crescente quando a precipitação ocorre a partir de fluidos controlados por complexação, o que deve-se ao fato da forte complexação dos ETRP. Uma vez que os ETRL são mais facilmente extraídos do fluido, tornando-o empobrecido em ETRL.

1.2.7. Os Mecanismos de Substituição dos ETR

As substituições seguem relações de acidez e basicidade, onde os minerais Ce-seletivos mais básicos admitem mais facilmente íons grandes e tem ETRL em solução sólida com Ba e Sr, e os Y-seletivos com pH maior tem ETRP em solução sólida com Mn e Fe ou Zr (Rocha, 1997).

1.2.8 As Anomalias de Ce e Eu

Anomalias de Ce e Eu são causadas por mudanças no estado de oxidação, e conseqüentemente de seus raios iônicos. As anomalias negativas de Eu não implicam necessariamente em uma deficiência de Eu total na solução, em relação a Sm e Gd, mas podem indicar baixos potenciais de oxi-redução. Por outro lado, as anomalias de Ce devem apresentar uma deficiência de Ce na solução, pois o Ce^{+4} é menos móvel que o Ce^{+3} e se concentra em meios altamente oxidantes e alcalinos adsorvidos em hidróxidos (Rocha, 1997)

O comportamento dos ETR é afetado também por fenômenos cristalográficos, como é o caso do Eu^{2+} e incorporação preferencial de ETRP na rede cristalina de minerais. O Eu^{2+} tem o raio iônico muito grande para entrar na rede cristalina de muitos minerais, por isso o fluido torna-se enriquecido em Eu^{2+} , conseqüentemente, o precipitado mostra uma anomalia negativa de Eu (Figueiredo, 1984).

No caso de minerais hidrotermais, as anomalias de Ce e Eu podem ser uma conseqüência do fracionamento dos ETR durante a precipitação ou pela precipitação de soluções que já apresentam tais anomalias.

1.3. Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas (IF) são pequenas lacunas que ocorrem dentro dos minerais. Elas podem conter uma relíquia da fase ou fases (líquidas e/ou gasosas) que intervieram na gênese do mineral hospedeiro (Roeder, 1984). As inclusões fluidas representam, assim, o único meio direto que possibilita o estudo das características das soluções, que formam uma ou mais fases, que de algum modo estão ligadas à história dos minerais e rochas (Noronha, 1999).

Fuzikawa (1985) atestou a importância do estudo destas inclusões, uma vez, que ele permite, determinar várias condições físico-químicas reinantes durante a cristalização ou recristalização do mineral que as contém ou, ainda, durante os eventos metamórficos posteriores à formação destes minerais. É fácil, portanto, compreender o grande interesse que o estudo das inclusões fluidas tem despertado, seja em seu aspecto econômico, bem como, em seu aspecto científico.

Embora possa parecer que este ramo da geociência seja novo, existem menções a respeito de inclusões fluidas já no século IV, porém as primeiras descrições foram feitas na Ásia Central ainda no século XI pelo sábio Muhamad ibn Ahmad al-Biruni (Rocha, 1997).

Sorby (1858 In: Fuzikawa, 1985) publicou um extenso trabalho sobre petrografia com numerosas observações e interpretações a respeito de inclusões fluidas. Ele propôs a tese de que as bolhas presentes nos fluidos da maioria das inclusões eram resultado da contração diferencial do líquido e do mineral hospedeiro durante o resfriamento, a partir de uma temperatura mais elevada de aprisionamento, até a temperatura ambiente de observação. Assim o mesmo raciocinava que podendo-se inverter o processo, aquecendo a inclusão,

poderia-se chegar à temperatura de formação da inclusão no momento da homogeneização do fluido.

1.3.1. Definição e Classificação

1.3.1.1. Definição

Muito simplisticamente define-se inclusão fluida como uma relíquia de fase fluida, que interveio no processo genético de um mineral, que ficou aprisionada num dado momento da sua história (Noronha, 1999).

A dificuldade maior do seu estudo reside, na maioria dos casos, no pequeno tamanho que têm. Inclusões com mais de 1 mm são raras e quando encontradas geralmente passam a constituir peças de museu. O tamanho usualmente encontrado no exame ao microscópio está em torno de 2 à 20 μ m, raramente maiores (Shepherd *et al.*, 1985)

Contudo o fato das inclusões fluidas serem geralmente de pequeno tamanho não invalida a importância do seu estudo.

1.3.1.2. Classificação

a) Quanto à origem

Segundo Noronha (1999), geneticamente é habitual considerar três tipos de inclusões as primárias, as secundárias e as pseudo-secundárias. As primárias constituem um testemunho do fluido presente no momento da cristalização do mineral e portanto são uma amostra da solução presente no momento da formação do cristal. Suas formas são parcialmente controladas pelo arranjo cristalográfico do mineral hospedeiro.

As secundárias são posteriores à cristalização e testemunham, por exemplo, um período de fraturação ou de recristalização do mineral. O seu estudo pode ser tão útil como o das primárias.

As pseudo-secundárias têm aparência de secundárias mas o seu significado é semelhante ao das primárias, pois são testemunhos de um fluido contemporâneo aprisionado em planos de fraqueza, originados em um dado período durante crescimento do mineral.

Por isso deve-se tentar sempre, no decurso de um estudo, correlacionar determinado tipo ou geração de inclusões com determinado episódio de deposição, isto é, cada etapa genética vai deixar um traço mais ou menos nítido nas diferentes fases intervenientes, nomeadamente da fase fluida.

Ainda quanto à origem das inclusões fluidas é válido lembrar que podem ocorrer processos de mudança na forma das inclusões após a cristalização do mineral. Esses processos recebem o nome de estrangulamento ou *necking down*, *stretching* ou dilatação, *leakage* ou vazamento, sendo resultado da busca por uma menor energia de superfície. A divisão da inclusão em outras menores afeta as medidas microtemométricas, uma vez que conterão fluidos com densidades e características físico-químicas distintas da original (Rocha, 1997).

b) Quanto à composição

A composição das inclusões fluidas depende da natureza física e química do meio fluido no momento do aprisionamento, em função do seu conteúdo pode-se distinguir vários tipos de inclusões. As principais são os tipos L, V, S e G (Noronha, 1999).

As do tipo L são inclusões predominantemente líquidas. Em função do seu conteúdo, as inclusões do tipo L podem ser classificadas em inclusões aquosas (L_w), inclusões carbônicas (L_c), e inclusões aquo-carbônicas, isto é onde além de CO₂ mais ou menos dominante (L_{c-w}, L_{w-c}) ocorre também uma solução aquosa.

As inclusões do tipo V são predominantemente constituídas por uma fase vapor. Se o vapor for de água a inclusão pode designar-se por V_w. Se a fase vapor dominante for de composição carbônica pode-se designar por V_c

As inclusões do tipo S contêm fases sólidas inclusas (saturadas). São inclusões formadas a partir de soluções complexas ou muito concentradas. Podem conter uma ou mais fases sólidas (S) que constituem cristais "daughter minerals", além de uma fase L e/ou fase V. São portanto, polifásicas. Uma identificação dos minerais de saturação, juntamente com uma estimativa das suas proporções relativas, pode dar uma indicação a cerca da composição, em termos de componentes maiores, da inclusão fluida.

As inclusões do tipo G com vidro e/ou *melt*. Estas inclusões formam-se por aprisionamento de uma fusão que depois cristaliza ou não, ou ainda inclusões complexas que representam tipos mistos ou intermédias.

c) Quanto ao Número de Fases

As fases estão associadas ao número de fluidos e/ou sólidos de diferentes composições encontrados em uma única inclusão. Assim Fuzikawa (1985), classificou as inclusões fluidas, em relação ao número de fases (L, V, S e G) presentes, da seguinte forma: monofásicas, bifásicas, trifásicas e polifásicas ou multifásicas (Figura 1).

As inclusões monofásicas são aquelas que à temperatura ambiente ($\approx 25^{\circ}\text{C}$), apresentam apenas uma fase líquida ou gasosa e geralmente indicam temperatura de formação inferior a 50°C .

As inclusões bifásicas são aquelas que apresentam duas fases, sejam elas líquidas + gasosas, líquida + sólida, duas líquidas, como no caso de dois líquidos imiscíveis, ou sólida + gasosa, como no caso das inclusões vítreas.

As inclusões trifásicas são aquelas que apresentam a combinação entre três fases, onde as mais comuns são de duas líquidas + gasosa e de líquida + gasosa + sólida.

As inclusões polifásicas ou multifásicas são aquelas constituídas por quatro ou mais fases.

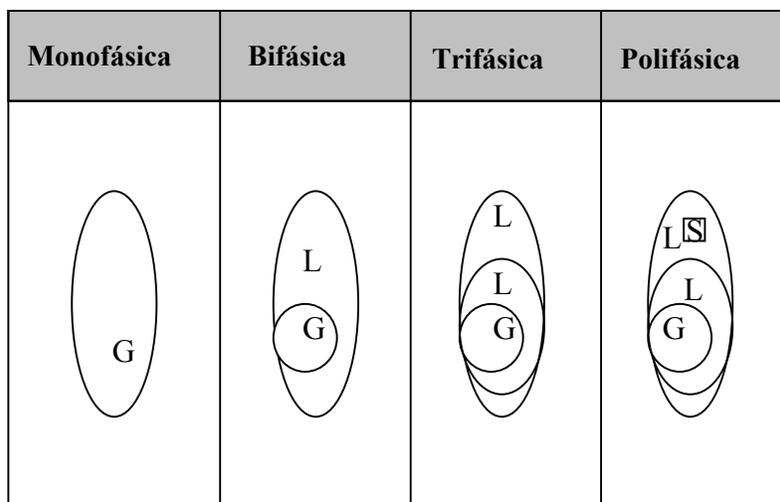


Figura 1 - Quadro esquemático mostrando o comportamento padrão das inclusões fluidas segundo a classificação de Fuzikawa (1985). G = gás, L = líquido e S = sólido.

1.3.2. Métodos de Estudo

O estudo das inclusões fluidas pode efetuar-se por vários métodos que têm em vista a caracterização completa dos fluidos contidos nas inclusões.

Habitualmente, são classificados em duas categorias: métodos não destrutivos e métodos destrutivos: isto porque podem permitir ou não repetir várias vezes o estudo sobre as mesmas amostras. Dos vários métodos é preciso referir-se, em particular, à microscopia petrográfica, microtermometria e a espectrometria Raman como métodos não destrutivos; a platina de esmagamento e análise quantitativa dos íons presentes nas fases líquidas como métodos destrutivos (Noronha, 1999). Será dado, porém, principal destaque à microscopia petrográfica e a microtermometria por serem os métodos de mais fácil aplicação e baixo custo, mas fornecem um grande número de informações. Outro motivo se dá ao fato de que no atual trabalho, estes serão os métodos empregados no estudo das inclusões fluidas.

1.3.3. Microscopia Petrográfica

A morfologia das inclusões, número de fases existentes, diferentes razões entre as fases, viscosidade das fases líquidas, cores das fases líquidas e gasosas, índices de refração e birefringência são as propriedades que podem ser definidas por meio de um estudo utilizando o microscópio petrográfico e seus acessórios. Além disso, o modo de ocorrência das inclusões em um mineral e a classificação das mesmas em primárias, secundárias ou pseudo-secundárias são dados relevantes que são também investigados ao microscópio (Fuzikawa, 1985).

1.3.4. Microtermometria

A microtermometria consiste em medir, ao microscópio, as temperaturas em que se observam mudanças no número ou no estado físico das fases fluidas quando alteradas as condições de temperatura. Para tal associado ao microscópio existe uma sobreplatina que pode trabalhar numa gama de T de -180°C a 600°C (ou -180°C a 1500°C). O valor de T é medido graças a um termopar de platina ligado a um voltímetro. Dentre as temperaturas que podem ser registadas têm especial importância as temperaturas de fusão e as temperaturas de homogeneização (Noronha, 1999).

Segundo Roedder & Bodnar (1997), a análise microtermométrica é baseada nas seguintes premissas:

- O fluido era homogêneo na época da deposição;
- Não houve mudança de volume após o trapeamento;
- Nada foi perdido ou adicionado após o trapeamento;
- O efeito da pressão é insignificante ou é conhecido;
- A origem da inclusão é conhecida.

1.3.5. Temperaturas de fusão

As temperaturas de fusão do último cristal de gelo são observadas, normalmente, após se ter efetuado um resfriamento até -80°C quando se verifica a solidificação da fase ou fases líquidas presentes. Depois por aquecimento gradual até à temperatura ambiente vão registrar-se as temperaturas de passagem da fase sólida a líquida. As medidas de fusão (Tf) que devem tentar observar-se são geralmente as seguintes:

- A primeira temperatura de fusão do gelo (TfG)
- A temperatura de fusão do CO_2 (Tf CO_2)
- A temperatura de dissolução dos clatratos de CO_2 (TfC).

Assim, quando coexistem três fases (sólida, líquida e gasosa) de um determinado componente a Tf deve corresponder ao ponto triplo do sistema relativo a esse componente. As temperaturas de fusão no ponto triplo dão indicações muito úteis acerca da composição do fluido.

A temperatura de fusão do gelo é de cerca de 0°C , no caso de presença de sais dissolvidos, estes conduzem a uma queda na temperatura de fusão do gelo (TfG), e esta queda é não só função da concentração dos sais, mas também da sua natureza. Os sais que existem nas inclusões têm predominância de NaCl. Por esta razão exprime-se convencionalmente a salinidade em "% equivalente em peso de NaCl" com base nos valores do diagrama temperatura-composição do sistema NaCl-H₂O (Noronha, 1999).

1.3.6. Temperaturas de Homogeneização

Entende-se por temperaturas de homogeneização aquelas para as quais fases distintas presentes na inclusão se homogeneizam numa fase única. É habitual considerar-se o caso de homogeneizações parciais, por exemplo, quando um dos compostos presentes é o CO_2 , e homogeneização final ou global; no primeiro caso o valor a registrar será o de T_h referindo-se também o modo como se deu essa homogeneização, se em fase líquida ou gasosa; no segundo caso T_h corresponde à temperatura para a qual dois fluidos distintos, da inclusão, se homogeneizam numa fase única, líquida ou gasosa. Essa temperatura pode ser utilizada, depois de uma correção (correção de pressão) para calcular a temperatura de formação do cristal que é a temperatura a que o fluido foi aprisionado (Noronha, 1999).

1.3.7. Isócora

Convém referir conforme ressalta Noronha (1999) uma noção fundamental para o estudo das inclusões fluidas que é a de evolução isócora. Um fluido homogêneo com uma dada composição possui determinada densidade para uma dada temperatura e pressão. Se esse fluido for aprisionado numa inclusão estanque, o seu volume e massa permanecerão sempre constantes, o mesmo acontecendo à sua densidade, que manterá, assim, o seu valor original. Se o fluido permanecer homogêneo, qualquer evolução posterior ao seu aprisionamento far-se-á com densidade constante, num plano PT do diagrama PVT e ao longo de uma linha, a isócora.

O valor de T_h representa a temperatura a partir da qual o sistema evolui em uma isócora. Antes da homogeneização o ponto representativo do fluido está na curva de equilíbrio das duas fases, que começa no ponto triplo e termina no ponto crítico. A homogeneização ocorre na intersecção daquela curva com a isócora correspondente à densidade do fluido. As condições termobarométricas de aprisionamento do fluido (T_a , P_a) estão situadas num ponto desconhecido da isócora. T_h é a temperatura mínima de aprisionamento. Isto é, uma vez medido o valor de T_h , a temperatura de aprisionamento T_a será igual à $T_h + dT$, onde dT é a correção da temperatura devida à pressão que existia no momento do aprisionamento. O cálculo de dT pode ser feito se se conhecer um ou outro

dos valores de Pa ou Ta deduzidos a partir de critérios petrográficos, físico-químicos ou geológicos (Noronha, 1999).

2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alderton, D. H. M.; Pearce J. A.; Potts, P. J. 1980. Rare Earth Element Mobility During Granite Alteration: Evidence From Southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, 49:149-165.
- Cox, K. G., Bell, D., Pankhurst, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. British Library Cataloguing in Publication Data. 150p.
- Cullers, R. L. & Graf, J. L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of continental crust: intermediate and silic rocks - ore petrogenesis. In: Henderson, P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. P. 275-316. (Developments in geochemistry 2).
- Evensen, N. M., Hamilton P.J. and O'Nions R. K., 1978, Rare Earth abundances in Chondritic meteorites. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, 42, 1199-1212.
- Figueiredo, M. C. H. 1984. Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. *Boletim IG-USP, Série Científica* 16: 15-31.
- Fonseca, A. C. 1999. Geoquímica dos elementos terras raras (ETR). <<http://www.geobrasil.net>> - Outubro de 2003.
- Fuzikawa, K., 1985. Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. *Contribuições à Geologia e a Petrologia. Núcleo de Minas Gerais – SBGM 1985*, p. 29-44.
- Michard A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:745-750.
- Noronha, F. 1999. O Estudo das Inclusões Fluidas. In: *Curso sobre o estudo de Inclusões Fluidas Resumos das palestras*. Centro de Geologia da Universidade do Porto – Portugal. <http://www.fc.up.pt/geo/gimef/cursoif.htm> – Setembro de 2001 (13:25 hrs).
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. B.; Tindle, A. G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25:956-983.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol.12. Miner. Soc. Amer. 644p.
- Roeder, E. & Bodnar, R. J. 1997. Fluid Inclusions Studies of Hydrothermal Ore Deposits. In: Barnes, H. L. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, Inc. p. 657-698.
- Rocha, F.F.N. 1997, *Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da parte norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina*. Porto Alegre. 188p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do sul.
- Rollinson, H. R. 1995. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Publishers Ltd. 352p.
- Shepherd, T. J.; Rankin, A. H. & Alderton, D. H. M.; 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London: Blackie & Son Ltd. 239p.
- Sylvester, O. J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*. 97:261-280.
- Whalen, J. B.; Currie, K. L.; Chappel, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol.* 95:407-419.

SEGUNDA PARTE

**CONTRIBUIÇÃO A GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO
ULTRAMÁFICO DE IBARÉ E GRANITÓIDES ADJACENTES,
SUDOESTE DE LAVRAS DO SUL - RS.**

RESUMO

O distrito de Ibaré, localizado no município de Lavras do Sul, apresenta uma geologia composta por unidades litoestratigráficas de idades pré-cambriana a fanerozóica. O Complexo Ultramáfico é dividido em Seqüência Bela Vista e Seqüência Corticeira intrudidas por rochas granitóides relacionadas a eventos tectono-magmáticos do Proterozóico Superior a Eo-Paleozóico (Monzogranito Santa Rita e Granito Jaguari). Embora já houvessem estudos realizados nesta área, optou-se pelo desenvolvimento de um trabalho de detalhe iniciado pelo mapeamento geológico, seguido do petrológico e geoquímico (elementos maiores, traço e terras raras) a fim de testar técnicas modernas ainda não empregadas nas rochas destas unidades. O mapeamento revelou feições até então não descritas, principalmente relacionadas ao Granito Jaguari, modificando a interpretação dos eventos metamórficos da região. Já os levantamentos petrológicos e geoquímicos mostraram que o intenso metamorfismo e metassomatismo sofrido pelas unidades do Complexo Ultramáfico obliterou as texturas originais destas, dificultando a determinação de um protolito. Entretanto os dados geoquímicos obtidos sugerem uma afinidade geoquímica komatiítica para estas rochas. O Monzogranito Santa Rita e o Granito Jaguari, são peraluminosos a metaluminosos, cálcicos e desenvolvidos em ambientes geotectônicos de arco vulcânico e intraplaca respectivamente. O Granito Jaguari foi responsável pelo metamorfismo de contato impresso nos ultramafitos, assim como pelo desenvolvimento dos metassomatitos que compreendem rodingitos e turmalinitos. As turmalinas do turmalinito foram classificadas como óxi-dravitas e assemelham-se composicionalmente com aquelas encontradas em depósitos relacionados a rochas metamórficas.

ABSTRACT

The district of Ibaré, located in the municipality of Lavras do Sul, has its geology composed by lithostratigraphic units with ages from the Pre-Cambrian to the Phanerozoic. The Ultramafic Complex is divided into the Bela Vista and the Corticeira Sequences, intruded by granitic rocks related to tectonic and magmatic events from Late Proterozoic to Eo-Paleozoic (Santa Rita Monzogranite and Jaguari Granite). Although some studies had already been carried out in this area, the option was for a detail research, starting with a geological mapping, followed by petrology and geochemical (major and trace elements, and REE) studies, in order to test modern techniques not yet used for the rocks of these units. The mapping showed features not yet described, specially related to the Jaguari Granite, changing the interpretation of the metamorphic events in the region. The petrological and geochemical data showed that the intense metamorphism and metasomatism that affected Ultramafic Complex obliterated its original textures, making it hard to identify the protolith. However, the geochemical data obtained suggest a komatiitic affinity for these rocks. The granitic rocks, Santa Rita Monzogranite and Jaguari Granite, are peraluminous to metaluminous, calcic, and were developed under a volcanic arc and intraplate geotectonic environments, respectively. The Jaguari Granite was responsible for the contact metamorphism printed in the ultramafic rocks, as well as for the development of the metasomatites (rodingites and tourmalinites). The tourmalines of the tourmalinite were classified as oxy-dravites and are compositionally similar to those found in deposits related to metamorphic rocks.

1. PROPOSTA DE ESTUDO

O distrito de Ibaré, localizado a sudoeste do município de Lavras do Sul (RS), apresenta uma geologia composta por unidades litoestratigráficas de idades pré-cambriana não determinada e neoproterozóica, além de permo-carbonífera. Na área de estudo as unidades pré-cambrianas são representadas por rochas do Complexo Ibaré, enquanto que o Neoproterozóico é representado pelos granitos Brasilianos. O complexo Ibaré é subdividido em Seqüência Bela Vista e Seqüência Corticeira, sendo a primeira composta por metassedimentos e a segunda por rochas ultramáficas com derivados diversos, ambas intrudidas por corpos graníticos, Monzogranito Santa Rita e Granito Jaguari. Nesse caso é interessante considerar a presença e a importância de rochas como rodingito e turmalinito.

Embora já existam trabalhos desenvolvidos na região uma reavaliação da geologia, aliada ao emprego de técnicas ainda não utilizadas, como por exemplo, o estudo dos padrões dos elementos terras raras, apresenta, além do interesse científico, uma contribuição ao conhecimento geológico que é indispensável para a possível viabilização de inúmeros projetos, desde industriais, a agrícolas em geral, abastecimento de água, edificação de obras civis, urbanização e exploração mineral auxiliando no desenvolvimento econômico de uma sociedade sustentável.

1.1. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é, por meio do reconhecimento litológico e caracterização petrológica e geoquímica (elementos maiores, traço e terras raras, microsonda eletrônica) das rochas da Seqüência Corticeira e granitóides adjacentes, obter e avaliar dados originais sobre a geologia da região de Ibaré. Desta maneira também é viabilizado o treinamento específico do mestrando nessas técnicas.

1.2. Localização e Vias de Acesso

A área localiza-se na região central do Estado do Rio Grande do Sul, nas proximidades do Distrito de Ibaré, que situa-se entre os municípios de Lavras do Sul e São Gabriel. Ibaré dista 45 e 60 km, respectivamente, destas duas cidades (Figura 2).

O acesso a Ibaré é preferencialmente efetuado pela estrada que liga esta localidade a rodovia RS – 156 (Bagé-São Gabriel), trafegável sob qualquer condição de tempo.

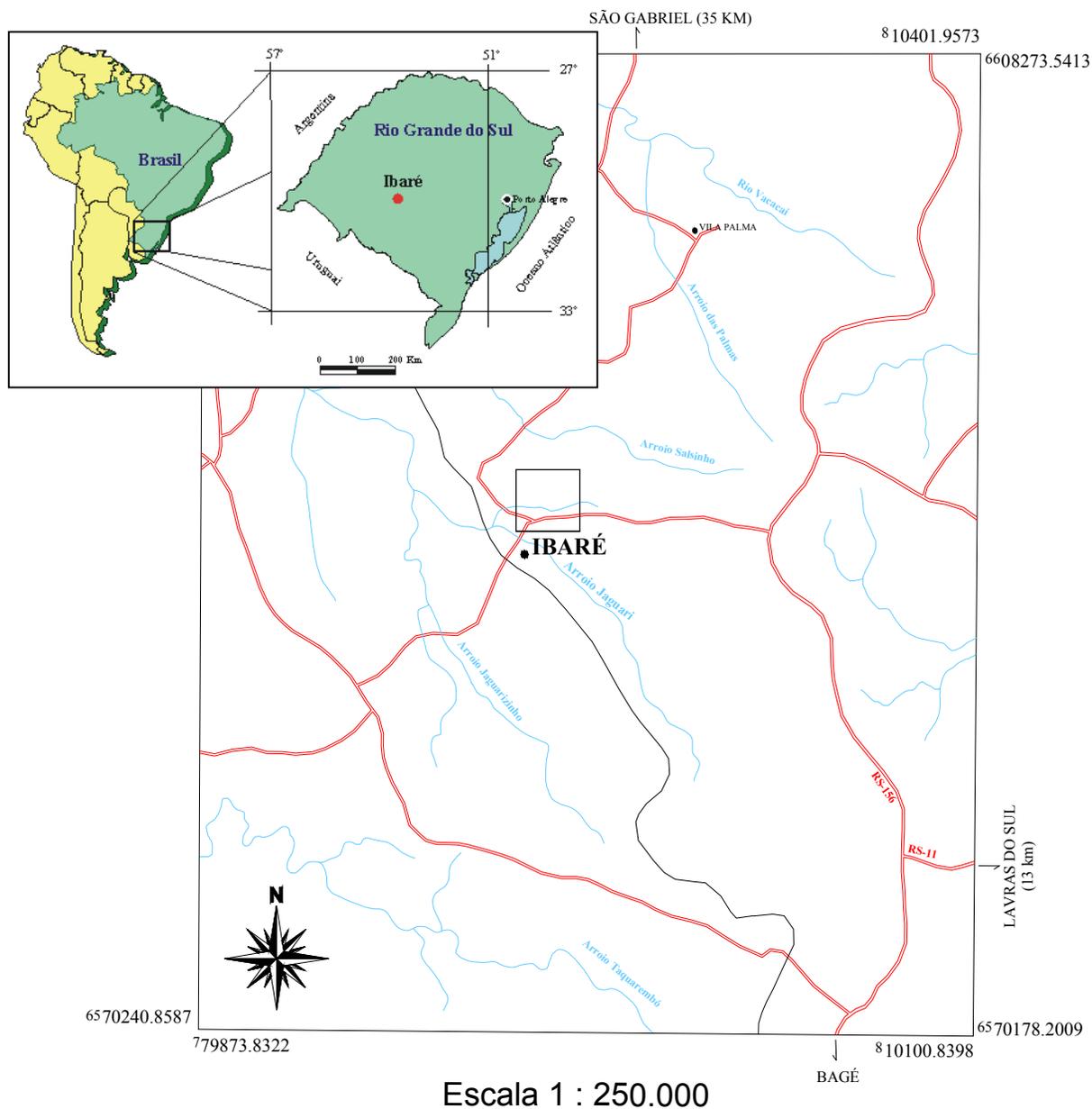


Figura 2 – Mapa de localização e acessos viários à região de Ibaré.

1.3. Métodos e Procedimentos

Os trabalhos de campo somaram cerca de 18 dias, quando se buscou reconhecer as litologias encontradas e separá-las em unidades distintas.

Nesta etapa a base cartográfica utilizada foi obtida a partir da Carta do Exército de Ibaré (SH. 21-Z-B-IV-3), escala 1:50.000. Outra técnica importante foi o uso de interpretações aerofotogramétricas realizadas a partir de fotografias aéreas na escala de 1:60.000 e 1:25.000 e ampliações locais de maior detalhe. O mapeamento foi realizado em escala de 1:10.000 abrangendo uma área de aproximadamente 2,25 km².

Durante o mapeamento foram coletadas mais de 100 amostras, que, posteriormente, foram selecionadas com o objetivo de serem laminadas para estudos petrográficos e de microsonda eletrônica, além de geoquímica de rocha.

Os trabalhos de laboratório foram realizados na Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS e também na Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Compreenderam estudos petrográficos e análises de química mineral em microsonda eletrônica. As análises de microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS.

Os estudos petrográficos envolveram a descrição de 21 lâminas delgadas e foram realizados no laboratório do PPGeo-UNISINOS, utilizando-se microscópio petrográfico Olympus (modelo BH-2), com oculares de aumento de 10x e objetivas de longa distância focal de 4x, 20x e 50x.

As mesmas amostras laminadas passaram por mais uma seleção, sendo 09 enviadas para análises de elementos maiores, traços e terras raras nos laboratórios da Lakefield-Geosol Ltda. (Belo Horizonte).

Finalmente realizou-se uma síntese dos dados obtidos e comparação com os dados existentes resultando na primeira parte da dissertação de mestrado.

2. SÍNTESE DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS

Embora exista um amplo conhecimento sobre a geologia da porção oeste do Escudo Sul-riograndense vários aspectos carecem de um maior detalhe de estudo principalmente no que tange química de rocha e mineral, geoquímica isotópica e até mesmo mapeamento geológico. Em consequência deste fato, a proposição de modelos geotectônicos muitas vezes limita-se a interpretação de dados geológicos de campo, tornando desta forma a maioria das teorias meramente especulativas e sujeitas a contínuas reformulações. Sobretudo, quando os tema em pauta são os corpos ultramáficos do Escudo. Esses corpos incluem dentre diferentes ocorrências, cujas alternativas de classificação ainda permanecem entre as associações *greenstone belt* paleoproterozóicas ou ofiolitos neoproterozóicos, o Complexo Ultramáfico de Ibaré objeto deste estudo.

Assim objetivando um melhor entendimento sobre o tema que poderá auxiliar na interpretação dos dados obtidos será apresentado a seguir uma síntese com os aspectos gerais de rochas ultramáficas, *greenstone belts*, ofiolitos e depósitos minerais associados a estes.

2.1. Rochas Ultramáficas

Uma rocha ultramáfica inalterada consiste em uma mistura de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, com alta razão Mg/Fe. Devido a essa composição relativamente restrita, uma rocha ultramáfica pode ser representada no sistema químico $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{H}_2\text{O}$ (Spear, 1994).

Todavia, estas rochas são conhecidas por revelarem características bastante marcantes sendo que a primeira se refere à associação mineral (anidra) bastante instável sob quaisquer condições de metamorfismo; e a segunda diz respeito às rochas encaixantes cuja composição química geralmente é bastante contrastante proporcionando o estabelecimento de um gradiente químico entre estas e as ultramáficas (Strieder, 1992).

A primeira característica faz com que a paragênese original seja alterada para uma série de minerais hidratados dentre eles a serpentina, o anfibólio, o talco, cuja formação deve-se unicamente à introdução de OH^- nas rochas ultramáficas (Palandri & Reed, 2004). Os minerais que comumente predominam como resultado deste processo de transformação

metamórfica são as serpentinas, de onde vem a denominação de serpentização para este processo.

A segunda característica provoca o estabelecimento de um gradiente químico entre a rocha ultramáfica e a rocha encaixante, de modo a criar condições para que determinados elementos químicos sejam trocados entre ambas as rochas de acordo com o grau de contraste químico global e com as condições de T, P, fO_2 e de a_{H_2O} do metamorfismo (Strieder, 1992). Estas trocas de elementos químicos entre duas rochas definem a essência dos processos metassomáticos.

Estes processos (serpentinização e metassomatismo), normalmente ocorrem em conjunto nas rochas ultramáficas sendo muito difícil separar quimicamente a influência de um ou de outro, e apresentam, como características principais, o fato de obliterarem as texturas originais das rochas ultramáficas o que dificulta a determinação do protólito.

Palandri & Reed (2004) descrevem, a partir de experimentos em laboratório, que o processo de serpentinização e metassomatismo cálcico em rochas ultramáficas resulta em alteração do tipo rodingito. Os mesmos autores afirmam que a alteração de peridotitos produz serpentina tanto em ambientes submarinos como em ambientes terrestres, sendo este um passo para formação de rodingitos. Rodingitos são formados pela migração de cálcio lixiviados dos peridotitos por fluidos serpentinizantes.

Baseado em dados de isótopos de ^{18}O em minerais de serpentina e inclusões em minerais dos rodingitos é possível calcular a T e P da serpentinização e da rodingitização. Daí a ocorrência deste tipo de rocha faz-se tão significativa (O'Hanley *et al.* 1992.).

A relação geológica entre rodingitos, serpentinitos é a perda de Ca do peridotito serpentinizado além do enriquecimento em Ca dos rodingitos e quando comparados com o protólito sugerem uma correlação genética entre rodingitização e a serpentinização (Coleman, 1967).

Em geral há uma relação entre as associações minerais dos rodingitos e dos serpentinitos (Schandl *et al.*, 1989). Em lizardita-serpentinitos ocorrem rodingitos compostos por minerais do grupo dos epidotos, enquanto em crisotila-serpentinitos ocorrem rodingitos formados por diopsídio.

Segundo Strieder (1992) é necessário ressaltar ainda que os elementos químicos normalmente utilizados para definir a afinidade geoquímica das rochas básicas e ácidas

ocorrem em quantidades muito pequenas em rochas ultramáficas e os elementos menores mais comuns nestas rochas não possuem, ainda, estudos adequados de sua mobilidade geoquímica frente a tais processos de transformação o que não só dificulta a definição da afinidade geoquímica da rocha ultramáfica como mais uma vez a definição de seu protolito.

2.1.2. Greenstone Belts

Greenstone belts, ou cinturão de rochas verdes, correspondem a faixas de seqüências vulcânicas máfica-ultramáficas, normalmente com teores de magnésio elevados pertencentes a série toleítica-cálcio-alcálica, associadas a tufos e metassedimentos, e geralmente circundados por granitos e gnaisses. Esses corpos intrusivos variam de tonalitos, trondhjemitos a granitos potássicos (Wit & Ashwal, 1995).

O estudo dos *greenstone belts* auxilia no entendimento da história e evolução crustal, por se formarem no assoalho oceânico ou em ambiente de arco de ilhas.

São compostos por litologias bastante distintas e podem ser divididos em duas associações faciológicas, que envolvem diferentes grupos de rochas: (1) composto por rochas vulcânicas ultramáficas, máficas a félsicas, tufos e metassedimentos, podendo ter associações intrusivas de rochas máfico-ultramáficas, (2) que inclui rochas graníticas, tonalitos, gnaisses tonalíticos a trondhjemíticos e granitos potássicos (Eppinger *et al.*, 1999). Os tufos associados são félsicos a máficos, e os metassedimentos são metagrauvascas, metapelitos e formações ferríferas bandadas.

As rochas vulcânicas máfica-ultramáficas dos *greenstone belts*, ocorrem como lavas de derrames subaquáticos e por isso, caracterizam-se por apresentarem texturas típicas (textura *spinifex*, resultado do resfriamento rápido da lava) e mineralogias distintas da base para o topo (Hollings *et al.*, 1999).

Estas texturas primárias das rochas vulcanossedimentares arqueanas podem ser preservadas em baixo grau metamórfico, mas são totalmente recristalizadas durante processos metamórficos de mais alto grau. Em geral os *greenstone belts* são metamorfisados na facies xistos verdes, podendo atingir mais alto grau metamórfico ao longo de contatos intrusivos de granitos, chegando à fácies anfíbolito.

Os derrames de lavas possuem composição komatiítica têm elevado teor de MgO (18-30%) proporcionando a formação de paragêneses metamórficas com antigorita, talco,

clorita, tremolita-actinolita e magnetita nos tipos ultramáficos, e cummingtonita, antofilita, zoisita, plagioclásio, quartzo e carbonato (Kareem & Byerly, 2003).

Outras características dos komatiitos incluem: as baixas razões Fe/Mg, alta razão CaO/Al₂O₃ (0,8 a >1), elevados teores de TiO₂, MgO (18% a 30%), Ni e Cr. Diferentemente dos komatiitos mais jovens, os komatiitos antigos não são empobrecidos em terras raras (Svetov *et al.*, 2001).

Os terrenos *greenstone belts* contém os mais importantes depósitos metalíferos de ferro, manganês, níquel, cromo, ouro, prata, cobre e zinco conhecidos nos diferentes continentes. A origem destes depósitos é, às vezes, controversa, sendo considerada por alguns autores, como de derivação magmática, e por outros, hidrotermal-exalativa.

Independente de sua origem, os depósitos compartilham de ambientes geológicos semelhantes, sendo os hidrotermais exalativos formados por processos de descarga de fluidos aquecidos no fundo oceânico, seguidos de precipitação química em torno das fumarolas, formando depósitos de vários metais, dos tipos estratiforme e *stratabound*. No interior do *greenstone belt*, a distribuição de metais é amplamente dependente das relações estratigráficas, como exemplifica a presença de níquel e cromita em rochas komatíticas estratigraficamente inferiores. Formações ferríferas e depósitos de ouro e prata têm uma distribuição estratigráfica ampla nos terrenos *greenstone belts*. Volumosos depósitos de sulfetos de cobre e ouro desenvolvem-se em centros proximais ao vulcanismo félsico em níveis estratigráficos superiores ou relacionados com vulcanismo básico em níveis estratigráficos intermediários.

Depósitos de Au, relacionados a veios de quartzo e carbonatos, são comuns em zonas de cisalhamento, que atravessam as rochas vulcânicas. Ocorrem também depósitos de sulfetos maciços de Ni e Cu associados aos komatiitos subalcalinos, sob forma intersticial aos grãos de olivina (Wit & Ashwal, 1995). Elementos do grupo da platina (EGP), são associado aos *greenstone belts*, juntamente com os depósitos maciços de Ni e Cu.

Os *greenstone belts* antigos ocorrem no Arqueano e Proterozóico Inferior, Cinturões do meso-Arqueano aparecem na África e Austrália, com depósitos importantes de níquel, cromo, ferro e ouro. *Greenstone belts* do Paleoproterozóico Inferior são conhecidos no Canadá, os quais alojam grandes depósitos de sulfetos de cobre e zinco além de ferro e ouro. Os *greenstone belts* do Brasil e do oeste de África são predominantemente do

Paleoproterozóico Médio, com quantidades menores de sulfetos de níquel e cromo, porém com importantes formações ferríferas manganíferas com ouro. No Brasil podemos citar o Greenstone Rio Itapicuru (Bahia), do Proterozóico Inferior, onde Teixeira (1981), descreve rochas graníticas, rochas gnáissicas, circundando metassedimentos, metavulcânicas félsicas, metavulcânicas máficas e rochas ultramáficas.

2.1.3. Ofiolitos

É comumente aceito que a crosta oceânica primitiva é efetivamente representada por complexos ofiolíticos (Coleman, 1977). Segundo Taylor *et al.*(2004), o termo ofiolito é utilizado para se referir a uma associação de rochas máficas a ultramáficas representadas, em condições ideais, pela seguinte seqüência (da base para o topo): Complexo Ultramáfico, constituído por proporções variadas de hazburgitos, lherzolitos e dunitos, geralmente metamorfisados; Complexo Gabróico Máfico-Ultramáfico, contendo peridotitos cumuláticos e piroxenitos intrudindo em variedades gabróicas; Complexo de Enxame de Diques Máficos; Complexo Vulcânico Máfico formado por basaltos do tipo *pillow* com intrusivas e extrusivas sódicas a félsicas, e estas recobertas por uma camada sedimentar com *cherts*, xistos e calcários. O Complexo Ultramáfico contém inter-cumulados de plagioclásio nos peridotitos, e o fracionamento mineral proveniente da fusão produz peridotitos acamadados com gabros ricos em plagioclásio, troctolitos e anortositos. Esta seria uma seqüência estratigráfica típica de ofiolitos, porém é necessário ressaltar que cada complexo ofiolítico pode apresentar variações.

Um ponto importante é que a formação dos Ofiolitos está associada com o cavalgamento da crosta oceânica sobre o continente, por processo de obducção. Permitindo desta forma afirmar que, em relação ao ambiente no qual ocorrem, os ofiolitos são alóctones.

A Figura 3 mostra uma coluna sintética de crosta oceânica baseada em uma seqüência completa de ofiolito.

Seqüências ofiolíticas são encontradas em todos os períodos geológicos, contudo a maioria está relacionada ao Fanerozóico (Coleman 1977).

A base estratigráfica dos ofiolitos tem características mantélica, representada por peridotitos tectonizados, com elevada razão Al_2O_3 nos piroxênios e espinélio, presença de

cromita, baixo teor de K_2O (0,0002%) e Na_2O (0,005%), alto teor de NiO (0,31%) e alta razão $MgO/MgO+FeO$ (0,84) (Melson e O'Hearn, 1986).

As feições tectônicas dos ofiolitos, são características da cristalização sobre pressão e temperaturas elevadas, típicas de manto. Eles aparecem cisalhados com texturas protoclástica e porfiroclástica.

Geralmente podem ter sofrido metamorfismo de alto grau, dificultando o reconhecimento das seqüências, mas é comum terem sido metamorfisados em fácies xisto verde.

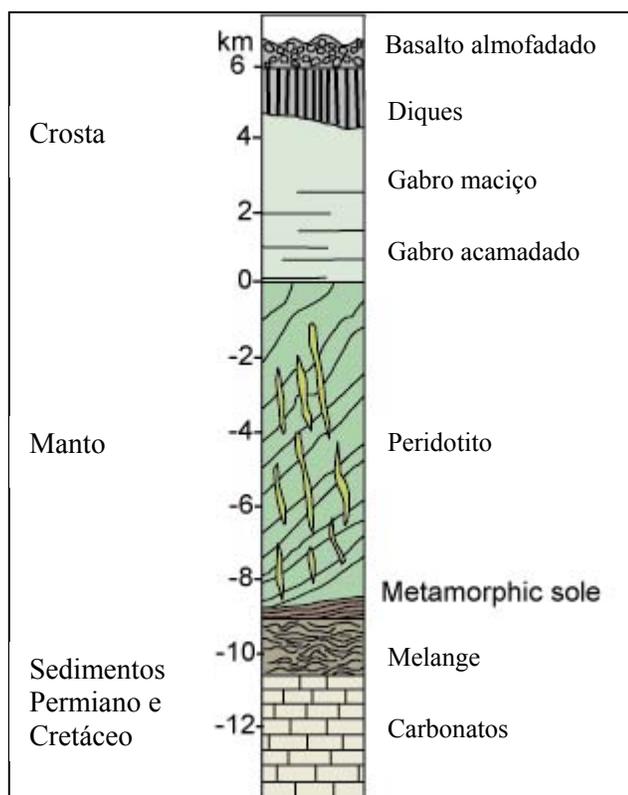


Figura 3. - Coluna sintética de crosta oceânica baseada em uma seqüência completa de ofiolito (McBirney 1985).

Segundo Condie (1997), dois tipos principais de depósitos minerais podem ser formados em ofiolitos: sulfetos maciços de Cu-Fe tipo Chipre e depósitos de cromita podiforme.

Minérios do tipo Chipre, ocorrem como depósitos estratiformes em camadas de basaltos almofadados. Esses minérios teriam sua origem relacionada às fumarolas hidrotermais (Hekinian *et al.*, 1980).

Depósitos de cromita podiforme são formados como cumulados ultramáficos, possivelmente como produtos da cristalização fracionada de magmas ultrabásicos.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Geologia Regional

A geologia da região de Ibaré (Figura 4) é constituída basicamente por unidades geotectônicas de idades pré-cambriana e fanerozóica. Dentro do Fanerozóico incluem-se as manifestações vulcânicas de idade eo-paleozóica referidas por Fantinel (1978) à Formação Acampamento Velho. Além desta unidade, Naumann (1985) menciona ainda a limitada ocorrência de diques de afinidade alcalina a sudeste de Ibaré, relacionados provavelmente a manifestações alcalinas descritas por Ribeiro (1971).

No que diz respeito às unidades pré-cambrianas, vários aspectos litoestratigráficos do Escudo Sul-riograndense foram definidos na ou próximo à área em questão. Dentre os trabalhos mais significativos estão os de Carvalho (1932) e Jost & Villwock (1966), principalmente no que tange ao aspecto descritivo e interpretativo da estratigrafia pré-cambriana do Rio Grande do Sul.

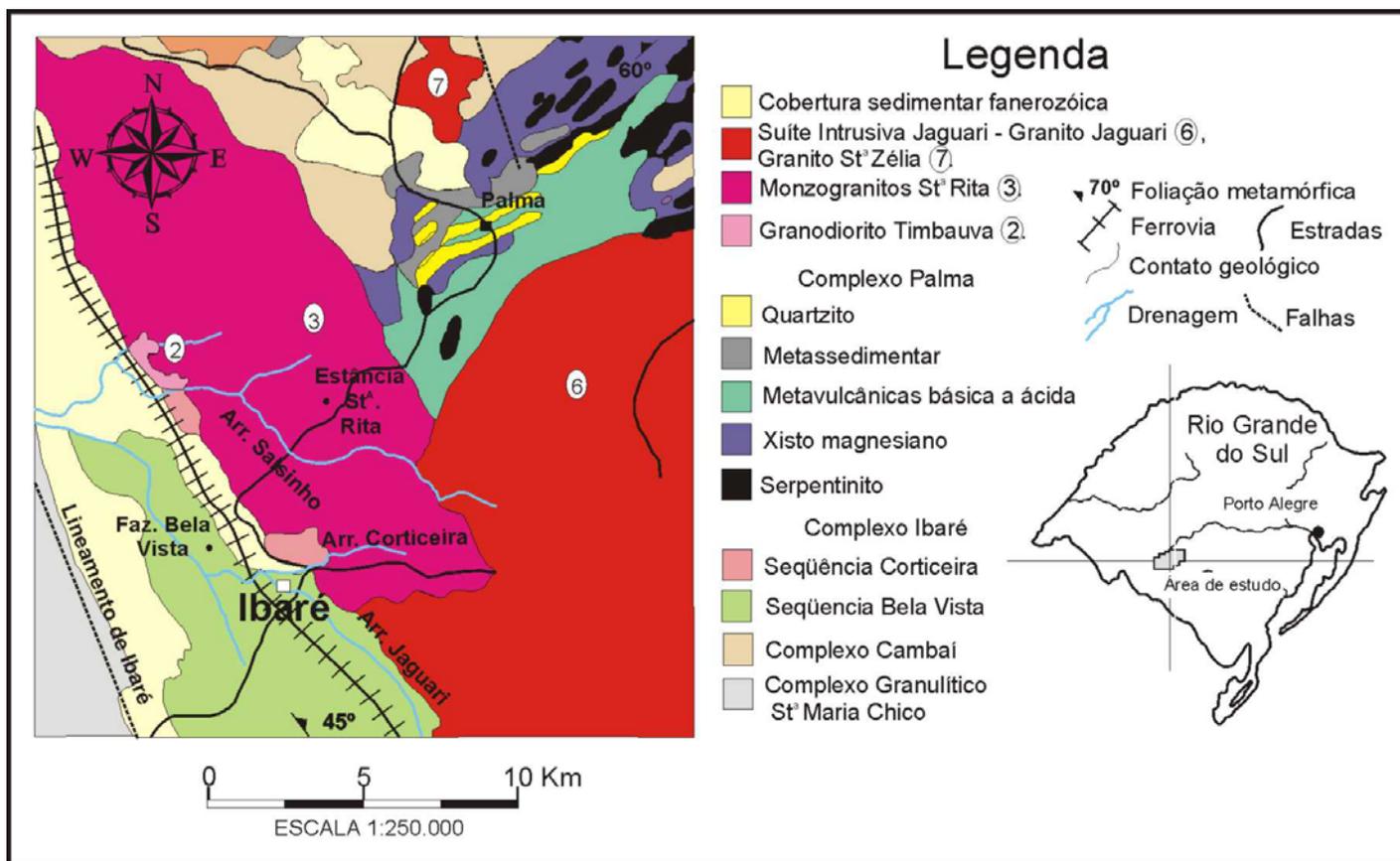


Figura 4. – Mapa geológico da região de Ibaré com a área de estudo em destaque (adaptado de Naumann 1985).

3.1.1. Complexo Granulítico Santa Maria Chico

É composto pelo conjunto de gnaisses máficos e quartzo feldspáticos bandados em escala que varia de centimétrica a métrica e foi inicialmente caracterizado por Nardi & Hartmann (1979).

Hartmann & Nardi (1983) descrevem processos de retrometamorfismo de fácies anfíbolito, e diaforesse de baixo grau decorrente das injeções graníticas de idade brasiliana. Segundo Naumann (1985) os granulitos apresentam características polifásicas e bandamento principal de direção NW. Junto ao Lineamento de Ibaré o mesmo autor observou a proeminência de uma catáclase paralela à estrutura cuja largura aproximada é de 2,5 km.

Estudos geocronológicos com utilização de métodos Rb-Sr e K-Ar foram realizados por Soliani (1986) e obtiveram idades entre 650 a 460 Ma.

Em Hartmann (1987) e Hartmann (1991) foram apresentadas datações Sm-Nd de minerais separados, e obteve-se 2,1 Ga. para a idade do metamorfismo granulítico e de 550 Ma. para o evento metamórfico que corresponde a diaftorese relacionada à intrusão dos abundantes corpos graníticos.

3.1.2. Complexo Cambaí

Destina-se basicamente a caracterização dos metagranitóides aflorantes no extremo sudeste da área. Segundo Naumann (1985), a denominação Cambaí justifica-se pela similaridade petrográfica destas rochas com as da localidade-tipo desta formação. Do mesmo modo, Jost & Villwock (1966) designaram estas litologias como pertencentes ao Grupo Cambaí. O termo Complexo é justificado pela extrema variação faciológica desta unidade, bem como pela similaridade destas rochas com aquelas deste Complexo encontradas em outras porções do Escudo Sul-Riograndense (Naumann, 1985).

Naumann (1985) descreve o contato desta unidade com rochas metassedimentares do Complexo Ibaré como tectônico coincidente espacialmente com a posição de máxima cataclase observada nas rochas metagranitóides. A intensidade da cataclase, cuja foliação apresenta direção nordeste, diminui de modo gradacional com o afastamento do contato.

3.1.3. Complexo Ibaré

Naumann *et al.* (1984) dividiu o Complexo Ibaré em duas seqüências: (1) Seqüência Bela Vista composta por metarcósios, metagrauvascas, filitos, quartzitos, metassiltitos, formações ferríferas, metandesitos e metassedimentos piroclásticos e, (2) Seqüência Corticeira composta preferencialmente por rochas ultramáficas com derivados metassomáticos. Exibem metamorfismo regional de fácies xisto verde e, na porção norte do Complexo, detecta-se uma associação de rochas cornubianíticas, que atingem fácies hornblenda cornubianito (Naumann, 1985).

3.1.3.1. Seqüência Bela Vista

A denominação Seqüência Bela Vista destina-se à caracterização das rochas metavulcano-sedimentares associadas a duas ocorrências de rochas predominantemente

ultramáficas. As rochas pertencentes a esta seqüência ocorrem sob a forma de matacões e pequenos lajeados ao longo de encostas, que definem o relevo de coxilhas suaves.

A sudeste, os metassedimentos desta unidade apresentam-se discordantes aos cataclasitos do Complexo Cambaí. O limite norte-nordeste é marcado pelas intrusões do Monzogranito Santa Rita e do Granito Jaguari.

De acordo com Naumann (1985), metarcóseos e metandesitos afloram junto ao viaduto de Ibaré. A contribuição vulcânica de natureza piroclástica é sugerida pela intercalação de metagrauvas e metarrimitos, que apresentam clastos extremamente imaturos, imersos em uma matriz cinerítica e, pela associação de metandesitos com acentuada similaridade químico-composicional.

O grau de metamorfismo desta seqüência é da fácies xisto verde inferior. Contudo, uma estreita faixa de rochas cornubianíticas que atingem a fácies hornblenda-cornubianito ocorrem junto ao contato com o Monzogranito Santa Rita. São descritas três fases deformacionais, onde a foliação principal exhibe direção preferencial noroeste e mergulho nordeste (Naumann, 1985).

3.1.3.2. Seqüência Corticeira

Segundo Naumann (1985), a proposição desta unidade visa englobar as duas ocorrências de rochas ultramáficas, posicionadas próximo ao contato do Complexo Ibaré com o Monzogranito Santa Rita e subordinadamente ao Granodiorito Timbaúva. Esta unidade era anteriormente incluída na Formação Cerro Mantiqueira, conforme proposto por Jost & Villwock (1966).

As rochas desta unidade podem ser subdivididas em duas ocorrências, posicionadas, respectivamente, nas imediações dos arroios Corticeira e Salsinho. Ambas encontram-se intercaladas por metamorfitos da Seqüência Bela Vista, exibindo padrão metamórfico-deformacional semelhante. A unidade caracteriza-se pela intercalação de bandas ou *boudins* de rodingitos, clorititos (localmente turmalinizados) e xistos magnesianos subordinados a uma massa preferencialmente formada por peridotitos intensamente serpentinizados, além de exposições locais de cornubianitos máficos.

Os serpentinitos formam matacões e blocos dispostos em cristas irregulares, salientes topograficamente. Os xistos magnesianos caracterizam intercalações de dimensões variadas

nos serpentinitos. As rochas metassomáticas apresentam ampla distribuição, sob a forma de clorititos, com contatos bruscos a gradacionais com os serpentinitos. Os rodingitos confinam-se principalmente a porção sudeste da unidade, sob a forma de pequenos corpos com até 15 metros de diâmetro.

A presença de turmalinitos restringe-se ao extremo noroeste da unidade, formando um bloco maciço com aproximadamente 50 m² gradando lateralmente para leste a clorititos. Este corpo encaixa-se em serpentinitos e xistos magnesianos (Naumann, 1985).

O limite sul-sudeste desta ocorrência é definido por contatos nítidos com metassedimentos da Seqüência Bela Vista. A norte, o Monzogranito Santa Rita trunca de modo brusco a unidade, o mesmo acontecendo a oeste com granitos da Suíte Intrusiva Jaguarí. A oeste-sudoeste, ocorre ainda, o recobrimento local dos ultramafitos por sedimentos da Formação Rio Bonito (Naumann, 1985).

3.1.4. Complexo Palma

Segundo Garcia e Hartmann (1981) o Complexo Palma corresponde a um cinturão metavulcano-sedimentar e ultramáfico posicionado nas imediações da Vila Palma. É composto por serpentinitos, xistos magnesianos, metavulcânicas básicas e ácidas, quartzo-anfibólio gnaisses, metapelitos, metarcósios, quartzitos e mármores metamorfisados na fácies xisto verde superior, com parageneses locais da fácies anfibolito inferior; apresentando no mínimo três fases deformacionais com foliação nordeste e mergulho noroeste.

Chemale Jr. (1982) subdividiu estas unidades nas seqüências Cerro da Cruz e Pontas do Salso. A primeira composta predominantemente por rochas ortometamórficas, enquanto a segunda composta por rochas parametamórficas

3.1.5. Granodiorito Timbaúva

O Granodiorito Timbaúva dispõe-se alongado no sentido nordeste, em uma faixa com largura média de 0,5 km, intercalado ao Monzogranito Santa Rita e sedimentos gondwânicos. Ocorre sob a forma de blocos e matacões subarredondados, num relevo de

coxilhas cobertas por uma vegetação constituída preferencialmete por árvores de pequeno e médio porte.

Petrograficamente, esta unidade compreende granodioritos e tonalitos, seguindo um padrão geoquímico característico de rochas granodioríticas com afinidade cálcio-alcalina (Naumann, 1985).

O Granodiorito Timbaúva intrude o Complexo Ibaré, localmente representado por ultramafitos da Seqüência Corticeira. Na porção norte delimita-se com contatos nítidos com o Monzogranito Santa Rita, não sendo evidentes feições de interação e/ou feldspatização sobre os granitóides. O sudeste é recoberto de modo discordante por sedimentos da Formação Budó.

Estas rochas apresentam granulação média a fina, sistematicamente foliadas, exibindo porém um padrão aleatório de fraturamento. Dados radiométricos Rb-Sr indicam uma idade de $646,7 \pm 52,1$ Ma para a geração dos granodioritos, relacionando-se então, a manifestações graníticas de idade Proterozóico Superior (Naumann, 1985).

3.1.6. Monzogranito Santa Rita

Esta unidade foi definida e proposta por Chemale Jr. (1982) para uma pequena fração do batólito, incluindo monzogranitos e por vezes granodioritos, de granulação grosseira e estruturalmente isótipos. Este batólito dispõe-se longitudinalmente ao Lineamento de Ibaré, encaixando-se em metamorfitos dos Complexos Palma, Ibaré e Cambaí.

Próximo a Ibaré, o monzogranito apresenta contato intrusivo com rochas da Seqüência Corticeira, desenvolvendo uma auréola cornubianítica no contato com os ultramafitos. Do mesmo modo intrusiona o Granito Timbaúva. A sudeste apresenta contatos tectônicos com o Granito Jaguarí, estando ainda recoberto em sua borda sudoeste por sedimentos gondwânicos das formações Budó e Rio Bonito.

A isotropia destas litologias é obliterada junto a zonas de falhas, onde desenvolve, de maneira incipiente, foliação de direção noroeste. Feição marcante é o desenvolvimento tardio de megacristais de feldspato alcalino, que conferem a estas rochas salientes pontuações róseas.

Levando-se em consideração dados geocronológicos referentes ao Granodiorito Timbaúva e Granito Jaguarí, estimou-se inicialmente uma idade entre 550 e 600 Ma para o

Monzogranito Santa Rita, com formação no Proterozóico Superior. Em trabalhos posteriores Naumann *et al.* (1984), por meio de datações Rb-Sr que obtiveram uma idade de 646 ± 52 Ma e razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,705 sugerindo uma derivação a partir da fusão parcial do manto.

3.1.7. Suíte Intrusiva Jaguari

O Granito Jaguari foi proposto por Jost e Villwock (1966) e descrito como um granito sub-alcálico, grosseiro, avermelhado, estruturalmente discordante dos migmatitos do Grupo Cambaí.

O corpo batolítico apresenta contato tectônico com rochas do Complexo Ibaré e Monzogranito Santa Rita. O *stock* granítico posicionado junto aos ultramafitos do Arroio Corticeira apresenta contatos nítidos, e juntamente com pequenos corpos mapeáveis apenas em escalas de detalhe, sugere um controle estrutural definido pelo lineamento tectônico no qual se encaixa o Arroio Corticeira.

Composicionalmente, as rochas do batólito e afloramentos pontuais supracitados compreendem sienogranitos. Estes litótipos são estruturalmente isótopos, com granulação grossa a pertíticos. O *stock* posicionado junto ao Arroio Corticeira varia composicionalmente de monzogranito médio nas bordas a sienogranito grosseiro e pertítico na porção central. São frequentes cavidades miarolíticas, o que juntamente com as relações de contato do Granito Jaguari, sugere condições de alojamento em pequena profundidade (Naumann, 1985).

Cordani (1980) determinou, pelo método K-Ar, idades que variam de 585 a 604 Ma para o Granito Jaguari. Porém, conforme Sartori (1978) e Rüegg (1979), idades ligeiramente mais jovens são indicadas para a geração desta rocha. Dados radiométricos Pb-Pb e Rb-Sr indicam idades de 544 ± 23 Ma e 537 ± 10 Ma (Gastal & Lafon, 1998).

3.1.8. Cobertura Sedimentar Fanerozóica

As rochas de idade fanerozóica que ocorrem na região são relacionadas a sedimentos permo-carboníferos da Bacia do Paraná e correspondem às formações Budó e Rio Bonito a

sul-sudoeste do Monzogranito Santa Rita. Litótipos das formações Rio Bonito e Palermo também afloram nas proximidades da Vila Palma (Naumann, 1985).

3.2. Geologia da Área

É composta em ordem estratigráfica por metassedimentos denominados da Seqüência Bela Vista e por rochas básicas e ultrabásicas da Seqüência Corticeira (Figura 5). Os litótipos da Seqüência Bela Vista, incluem filitos, quartzitos, metarcósios, por vezes conglomeráticos, metagrauvacas, metaritmitos, metasiltitos, metapelitos, metandesitos e metavulcanoclásticas. Esses metassedimentos são sobrepostos, tectonicamente, por rochas básicas e ultrabásicas da Seqüência Corticeira.

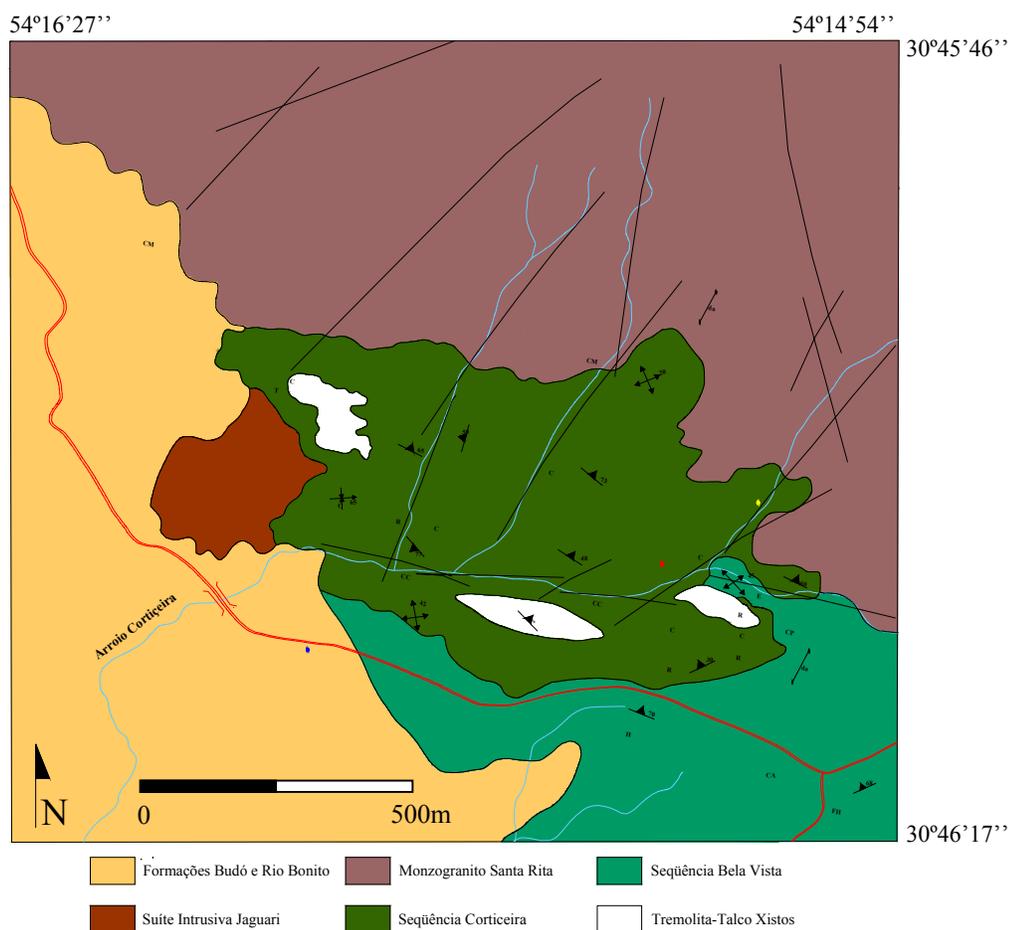


Figura 5 – Mapa geológico da área em estudo e das imediações do Arroio Corticeira (Naumann 1985).

A sucessão sedimentar da Seqüência Bela Vista permite a reconstrução paleogeográfica, a qual é composta inicialmente por metagrauvas e metarcósios conglomeráticos, demonstrando o controle da deposição por encostas. As metagrauvas apresentam uma alta proporção de quartzo e mica branca, o que indica uma provável proveniência a partir de vulcânicas félsicas. A unidade de metagrauvas é recoberta por uma seqüência de pelitos euxênicos.

Na área estudada, o Granito Jaguari aflora como um “stock” em contato com rochas básicas e ultrabásicas da associação vulcanossedimentar de Ibaré (Naumann, 1985). E, atinge dimensões batolíticas em contato tectônico com rochas da Seqüência Bela Vista e com o Monzogranito Santa Rita.

Ao longo do limite nordeste da associação vulcanossedimentar de Ibaré, aflora uma pequena faixa alongada constituída por rochas granodioríticas a tonalíticas, de cor cinza, isótropas, faneríticas, agrupadas sob a denominação de Granodiorito Timbaúva. Na porção norte, delimita-se com o Monzogranito Santa Rita. A paragênese deste litótipo é composta por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, hornblenda, biotita, esfeno, apatita, zircão, minerais opacos, epidoto, mica branca e carbonato. Naumann (1985) obteve dados radiométricos Rb-Sr, os quais indicam idades de $646,7 \pm 52,1$ Ma para a geração do Granodiorito Timbaúva.

3.3. Evolução do Conhecimento Sobre o Complexo Ultramáfico e Granitóides da Região de Ibaré

As primeiras descrições e trabalhos geológicos na região de Ibaré foram realizados por Carvalho (1932), que caracterizou e definiu as unidades denominando-as de filitos da Estação Ibaré. O mesmo autor posicionou estas rochas no período Algonquiano, juntamente com outros metamorfitos de baixo grau, que ocorrem no Escudo Sul-riograndense. Esta afirmação foi baseada fundamentalmente no grau de metamorfismo apresentado pelas unidades.

Posteriormente, em um trabalho de caracterização e redefinição estratigráfica Jost e Villwock (1966), incluíram os filitos da Estação Ibaré na Formação Vacacaí do Grupo Porongos, correlacionando-os aos metamorfitos existentes na região de Palma. O desenvolvimento destas unidades seria relacionado à sedimentação de caráter transitório entre o marinho e continental. Já as rochas ultramáficas foram interpretadas como

equivalentes ultrabásicos da seqüência ofiolítica associadas à Formação Cerro da Mantiqueira.

O Granito Jaguari foi interpretado por Jost e Villwock (1966) como mais antigo do que os metamorfitos do Grupo Porongos. Devido à ausência de efeitos termais junto aos contatos destes, o que possibilita definir o Granito Jaguari como tardi-orogênico em relação ao desenvolvimento de gnaisses e migmatitos do Grupo Cambaí.

Baseado no estudo do comportamento estrutural, petrográfico e estratigráfico, Jost (1966) definiu os complexos básicos-ultrabásicos da região como pertencentes a um complexo ofiolítico resultante de manifestações vulcânicas orogenicamente precoces, do tipo alpino, cuja idade provável foi definida como Pré-Cambriano Superior.

A seqüência pré-metamórfica da Formação Vacacaí foi dividida em três fases deposicionais (Jost, 1970a) em um ambiente geossinclinal, cujo magmatismo básico-ultrabásico desenvolveu-se na metade inferior do ciclo completo.

Jost (1970b) e Jost e Pinto (1970) compilaram os dados obtidos até então e dividiram as unidades Pré-Cambrianas da região em dois grupos: o Grupo Cambaí e o Grupo Porongos. O primeiro composto por rochas de idade Pré-Cambriana Inferior e cuja orogenia seria responsável pela geração de migmatitos de composição básica a intermediária e o Granito Jaguari; o segundo de idade Pré-Cambriana Superior composto por xistos de baixo grau associados à Formação Vacacaí; estes estariam alojando em sua porção basal ofiolitos da Formação Cerro Mantiqueira.

Issler e Col. (1972 *In*: Naumann, 1985) a partir do mapeamento geológico do Bloco São Gabriel, descreveram a Formação Cerro da Mantiqueira como uma seqüência ortometamórfica a peridotitos, piroxenitos, gabros e andesitos parcialmente metamorfisados, com serpentinitos, clorita-xistos, talco-xistos e listvanitos.

Ribeiro e Fantinel (1978) subdividiram o Escudo Sul-riograndense em três zonas petroectônicas alongadas segundo o eixo NE-SW e as denominaram de: Leste, Mediana, e Oeste. Sendo que na última os mesmos autores indicaram a existência de um arco magmático calco-alcalino truncado, com fragmentos de seqüências ofiolíticas tectonicamente encaixados em complexos granítico-gnáissicos.

Em trabalhos posteriores, os fragmentos de seqüências supracrustais da zona ocidental do Escudo foram atribuídos a *greenstone belts* de idades Arqueana ou Proterozóico Inferior

(Jost e Bitencourt, 1980, Fragoso Cesar, 1980). Estes fragmentos teriam sido preservados no interior do Cráton do Rio de La Plata durante as atividades tectono-magmáticas de idade Brasileira.

Garcia e Hartmann (1981) consideraram as rochas ultramáficas, que afloram a sudoeste da Vila Palma, como pertencentes a um *greenstone belt* de idade Arqueana. Seriam os metassedimentos, metadacitos, metabasaltos, metagabros, metaperidotitos, metapiroxenitos e serpentinitos pertencentes ao Complexo Palma referido em trabalhos anteriores como membros de uma suíte ofiolítica.

O mapeamento da região de Palma realizado por Chemale Jr (1982 *In*: Naumann, 1985) caracterizou as diversas litologias que compõem o Complexo Palma, além de rochas metagranitóides. Foram descritos vários corpos graníticos como Granodiorito Santa Luzia, Monzogranito Santa Rita e São Manoel e os granitos Passo d'Areia e Santa Zélia todos provavelmente brasileiros.

Naumann *et al.* (1984) no intuito de propor designações estratigráficas específicas para cada cinturão metavulcano-sedimentar propôs a designação de Complexo Ibaré para o cinturão de rochas vulcano-sedimentares e ultramáficas ocorrentes nas imediações da Vila Harmonia. Da mesma forma, a associação de rochas metavulcano-sedimentares e duas ocorrências de rochas ultrabásicas metamorfisadas foram denominadas respectivamente de Seqüência Bela Vista e Seqüência Corticeira. Em termos de correlação o Complexo Ibaré representa o Grupo Porongos proposto por Jost e Villwock (1966).

Estudos petroquímicos realizados por Naumann (1985), demonstraram que as rochas da Seqüência Bela Vista possuem filiação vulcanogênica, enquanto as rochas ultrabásicas da Seqüência Corticeira, afinidades komatiíticas. Neste sentido, com base nos dados apurados, o autor sugeriu para o Complexo Ibaré uma evolução geológica compatível com um *greenstone belt*.

Hartmann & Remus (2000) descrevem a ocorrência da massa de ultramafitos presentes em Ibaré como pertencentes à Formação Cerro do Ouro (seqüência ultramáfica) que estaria associada com à Formação Campestre (unidade de rochas metavulcano-clásticas), ambas constituindo o Grupo Palma. Fazendo uma nova correlação estas formações representam respectivamente as Sequências Corticeira e Bela Vista de Naumann *et al.* (1984).

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1. Geologia da Área Estudada

A Seqüência Corticeira consiste em um cinturão alongado segundo o eixo E-W cuja superfície rochosa aflorante pode ser avistada a centenas de metros de distância lembrando, devido à coloração escura, um campo queimado (Fotografia 1). A faixa de rochas aflorantes é constituída basicamente por ultramafitos dispostos na forma de “lentes” interdigitadas cujas dimensões variam de métricas a decamétricas e compõem cerca de 65% da área mapeada (Figura 6).



Fotografia 1 – Vista parcial da área de estudo na direção norte. Em destaque o aspecto de campo dos ultramafitos da Seqüência Corticeira.

A S-SW da Seqüência Corticeira afloram rochas graníticas da Suíte Intrusiva Jaguari e sedimentares da Formação Rio Bonito. Na parte sul os sedimentos aflorantes se restringem aos baixos topográficos e são compostos por camadas pouco espessas, justapostas sobre o embasamento.

A sudeste afloram rochas metavulcano-sedimentares, pertencentes à Seqüência Bela Vista, que englobam uma associação de meta-arcósios, metagrauvas, metasiltitos, metapelitos e metatufos, intercalados em bandas centimétricas e métricas, mostrando com freqüência seixos e matacões de granitóides.

No limite norte da Seqüência Corticeira afloram dois corpos graníticos: um composto por monzogranito de coloração cinza com pontuações róseas marcadas por megacristais de feldspato alcalino (Monzogranito Santa Rita), e outro composto por rochas de coloração avermelhada e textura equigranular grossa (Suíte Intrusiva Jaguari).

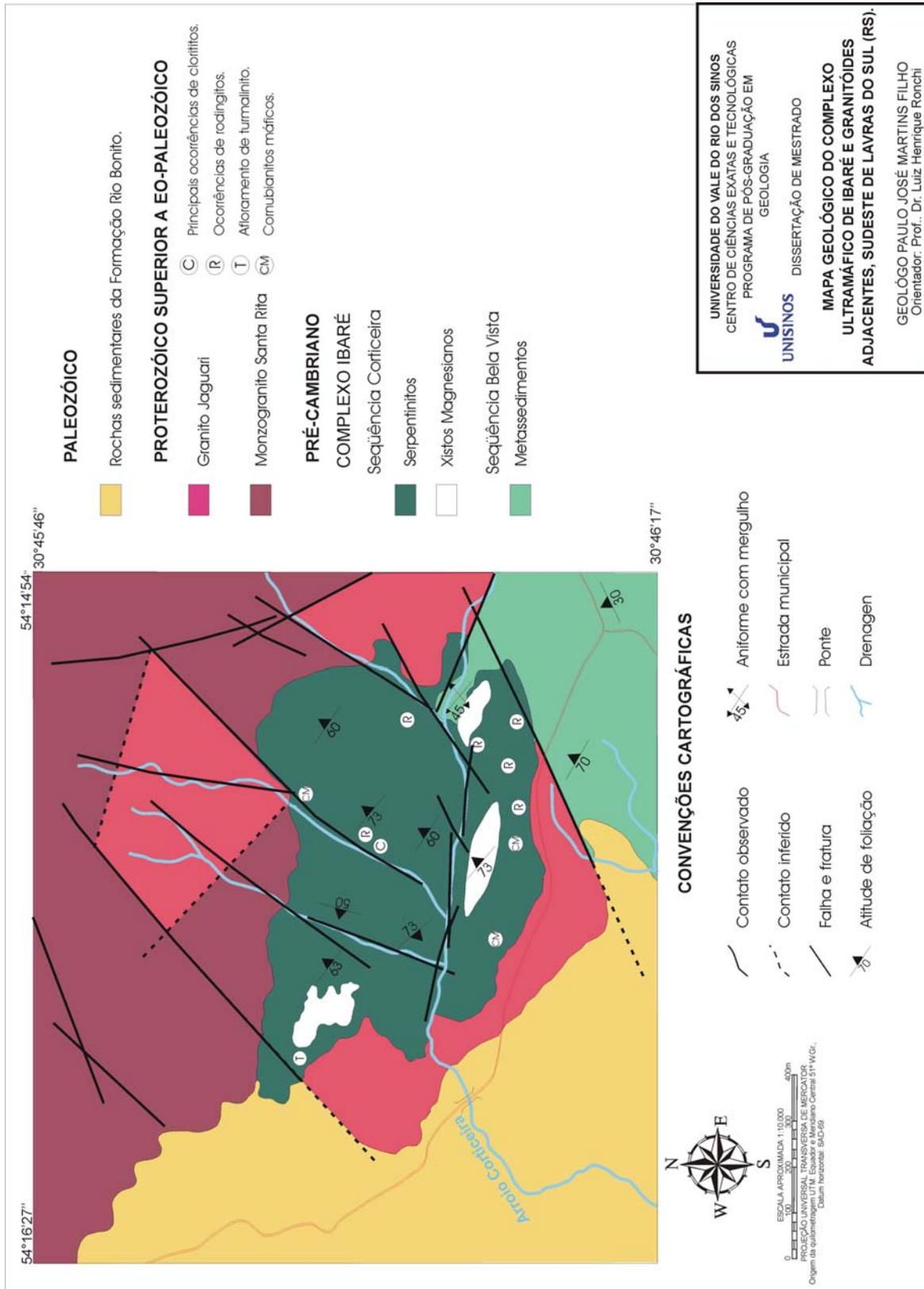


Figura 5 - Mapa geológico do Complexo Ultramáfico de Ibaré e Granitoides Adjacentes, Sudoeste de Lavras do Sul

4.1.1. Complexo Ibaré

O Complexo Ibaré na área de estudo é representado pela Seqüência Bela Vista, na área composta por metapelitos, e pela Seqüência Corticeira, composta por rochas ultramáficas com derivados metassomáticos. Exibe metamorfismo regional de fácies xisto verde e, na porção norte do Complexo, detecta-se uma associação de rochas cornubianíticas, que atingem fácies hornblenda cornubianito (Naumann, 1985).

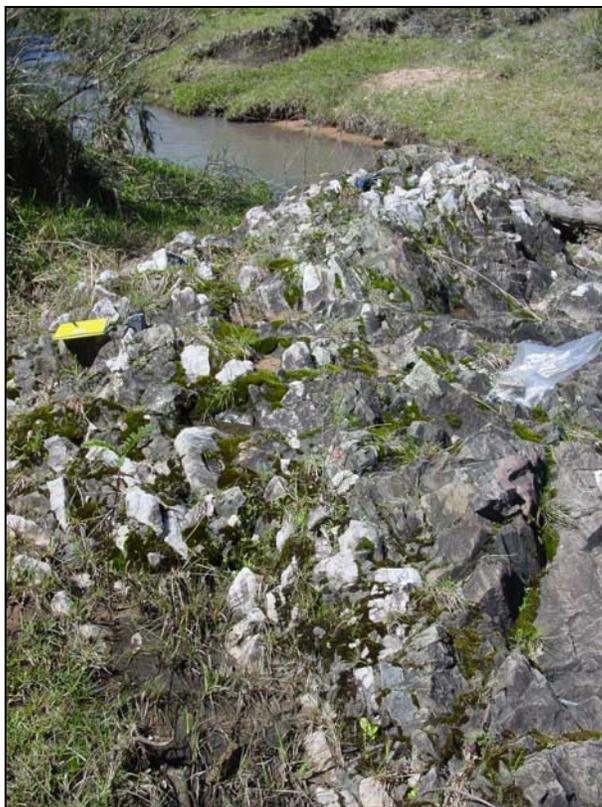
4.1.1.1. Seqüência Bela Vista

As rochas desta unidade afloram na porção sudeste da área, de onde se estendem no sentido S-SE, para além dos limites da área mapeada (Figura 2).

No presente trabalho, a Seqüência Bela Vista encontra-se apenas parcialmente descrita, englobando cerca de 10% da área mapeada e menos de 1% do total aproximado de 40 km² apresentado regionalmente pela unidade.

Os metasedimentos ocorrem no contato dos ultramafitos da Seqüência Corticeira e junto com o Granito Jaguari aflorando em cortes de estrada próximo ao entroncamento que leva a Vila Ibaré. As rochas apresentam coloração que varia de cinza a cinza esverdeado, marcadas pela alternância de níveis de maior e menor granulometria. Níveis conglomeráticos também foram observados. Contudo, estes ocorrem de forma restrita sob a forma de pequenas faixas bastante alteradas aflorantes apenas em um ponto ao sul da área.

Uma ocorrência isolada, porém não menos importante foi observada junto ao Arroio Corticeira onde rochas da Seqüência Bela Vista afloram em uma extensão de aproximadamente 70 metros. Neste local as rochas encontram-se fortemente dobradas, além de apresentarem entre seus planos níveis preenchidos por quartzo leitoso (Fotografia 2). Esta observação leva a crer que este bloco da Seqüência Bela Vista teria sido deformado entre dois segmentos distintos da Seqüência Corticeira.



Fotografia 2 – Afloramento dos metassedimentos da Seqüência Bela Vista junto ao Arroio Corticeira.

4.1.1.2. Seqüência Corticeira

Ocorre na porção central e faz contato com todas as formações, existentes na área (os metavulcano-sedimentos da Seqüência Bela Vista, o granito da Suíte Intrusiva Jaguari e os sedimentos da Formação Rio Bonito) e corresponde a aproximadamente 65% da área mapeada.

É constituída pela intercalação de rodingitos, clorititos, turmalinitos e xistos magnesianos subordinados a uma massa preferencialmente formada por peridotitos intensamente serpentinizados, além de exposições locais de cornubianitos máficos. O mapa apresentado neste trabalho indica as porções onde há o predomínio de serpentinitos e xistos magnesianos, uma vez que a intercalação destes, somada a grande quantidade de pequenos corpos metassomáticos associados, impossibilita a individualização gráfica das diversas litologias na escala apresentada.

Os serpentinitos afloram sob a forma de matações e blocos dispostos em cristas irregulares (Fotografia 3), enquanto os xistos magnesianos ocorrem interdigitados a esses com dimensões variadas.

Os metassomatitos representados pelos clorititos e rodingitos estão amplamente distribuídos ao longo de toda seqüência. Os clorititos ocorrem interdigitados às camadas de serpentinitos apresentando contatos bruscos a gradacionais (Fotografias 4 e 5). As lentes de clorititos variam de métricas a decamétricas e ocorrem associadas aos xistos magnesianos, normalmente no contato entre estes e os serpentinitos, apresentam dimensões métricas com contatos bastante nítidos.

Os rodingitos ocorrem de forma aleatória, porém com uma maior concentração na porção sudeste da Seqüência. Normalmente são constituídos por corpos cuja forma é circular com diâmetro máximo de 10 metros e mínimo de 2 metros. Estão preferencialmente associados aos serpentinitos e apresentam contatos bruscos. Tem como característica de campo a presença de vegetação de maior porte situada sobre estes corpos (Fotografia 6).

Turmalinitos também são observados no extremo noroeste da Seqüência, e formam uma lente de dimensão aproximada de 12 metros de comprimento e 2,5 metros de espessura gradadando lateralmente a clorititos e encaixada nos serpentinitos em uma porção muito próxima ao contato entre as rochas da Seqüência Corticeira e da Suíte Intrusiva Jaguari (Figura 7). Blocos rolados de turmalinitos também foram observados em diferentes pontos da Seqüência, sugerindo a presença de outras ocorrências. Contudo, amostras *in situ* destas últimas não foram encontradas.

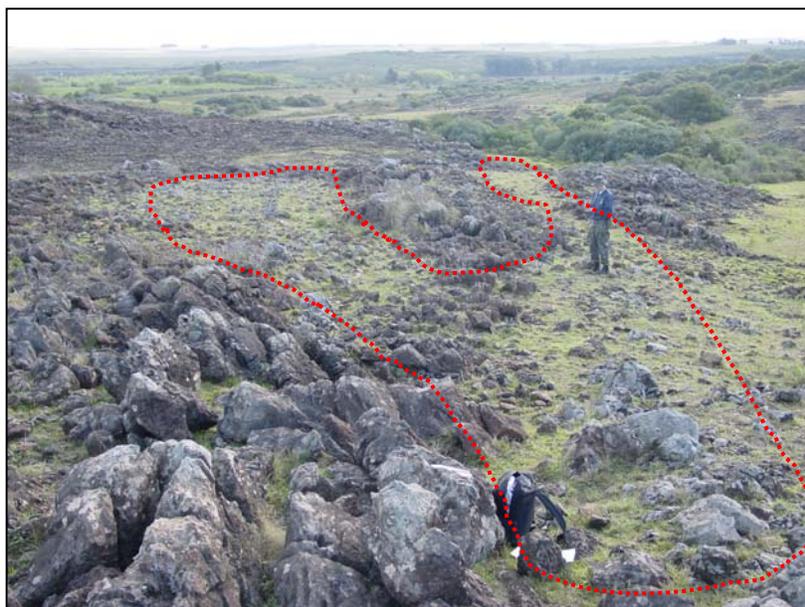
As lentes e camadas das litologias anteriormente referidas são distribuídas obedecendo a uma orientação preferencial noroeste, que corresponde à direção de foliação metamórfica principal.

Em torno desta Seqüência ocorrem, sob a forma de uma espécie de auréola descontínua, cornubianitos máficos, estruturalmente isótopos, resultantes do metamorfismo de contato do Granito Jaguari na Seqüência Corticeira. Trabalhos anteriores atribuíam estes cornubianitos à intrusão do Monzogranito Santa Rita, contudo o mapeamento de maior detalhe realizado ao longo deste trabalho revelou o contrário. Os afloramentos mais significativos ocorrem no extremo sul e norte da Seqüência Corticeira,

sendo que os do norte apresentam maior área de exposição sendo frequentemente observados nos leitos das drenagens, que são mais abundantes neste setor da área.



Fotografia 3 - Afloramento tipo dos serpentinitos da Sequência Corticeira. Ao fundo observa-se a localidade de Ibaré.



Fotografia 4 – Lente de cloritito com aproximadamente 25 metros de extensão encaixada em serpentinitos.



Fotografia 5 – Lente de cloritito com extensão de aproximadamente 8 metros. Nota-se o forte contraste entre o cloritito esbranquiçado e a encaixante (serpentinitos).



Fotografia 6 - No primeiro plano afloramento de xistos-magnesianos. Ao fundo ocorrência tipo de rodingito com aproximadamente 12 metros de diâmetro, caracteristicamente recoberto por vegetação de maior porte.

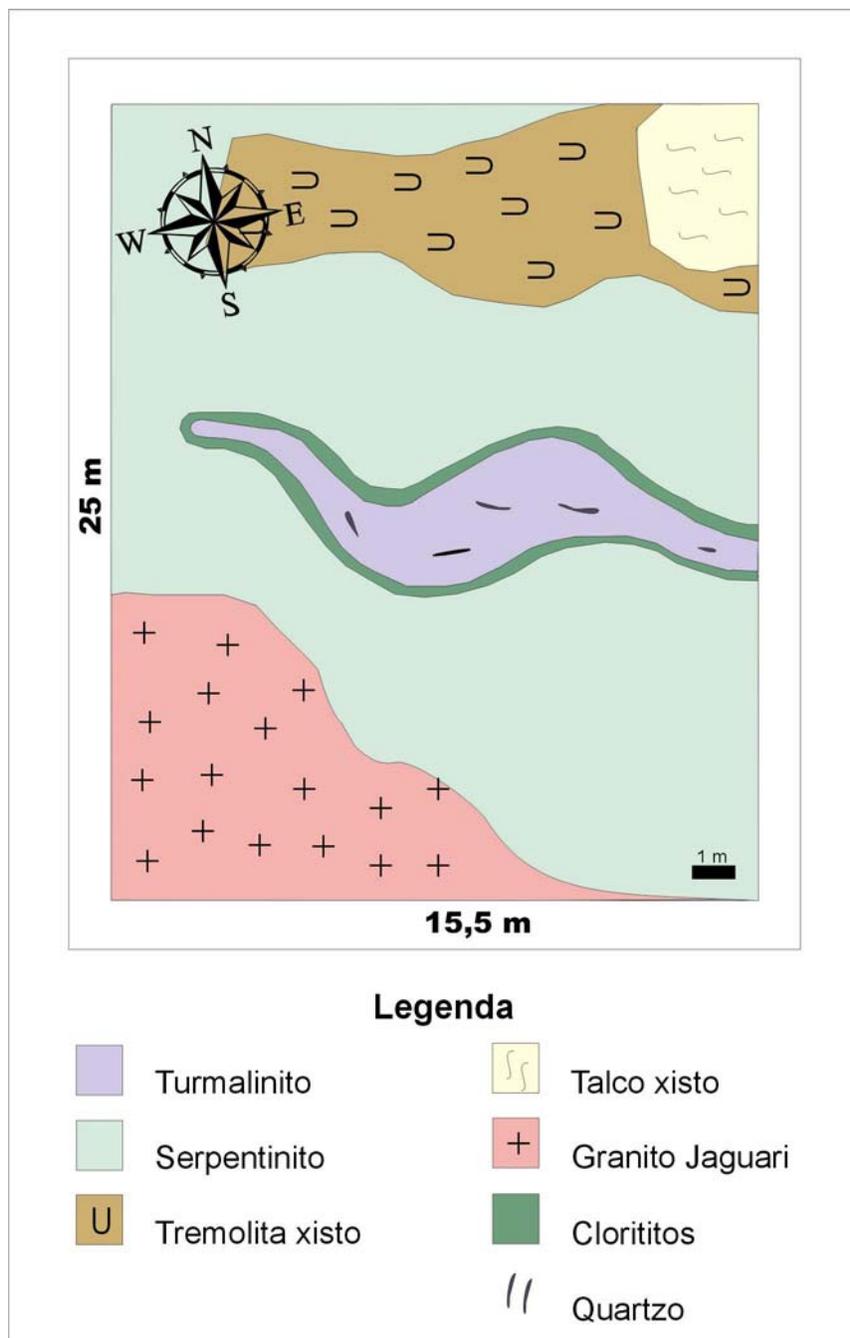


Figura 7 – Croqui esquemático da ocorrência de turmalinito e rochas encaixantes situada na porção sudoeste da área de estudo.

4.1.2. Monzogranito Santa Rita

Esta unidade ocorre a norte da área e é composta por rochas de tonalidade cinza e textura porfírica com pontuações róseas marcadas por megacristais de feldspato alcalino (em média 3 cm), associados a plagioclásio, quartzo, anfibólio e mica.

Os afloramentos ocorrem tipicamente sob a forma de matacões e blocos arredondados de até três metros de diâmetro (Fotografia 7). Menos comum, são os afloramentos sob a forma de lajeados, que ocorrem preferencialmente ao longo de drenagens (Fotografia 8). O Monzogranito Santa Rita ocorre em contato tectônico com o granito da Suíte Intrusiva Jaguari e estende-se ao norte além dos limites da área mapeada. Outra característica marcante desta unidade é a ocorrência de veios aplíticos, pegmatíticos e de quartzo, que cortam os monzogranitos na direção NE-SW.



Fotografia 7 - Bloco arredondado do Monzogranito Santa Rita com aproximadamente 3 metros de diâmetro.



Fotografia 8 - Um dos poucos afloramentos sob a forma de lajeado do Monzogranito Santa Rita encontrados na área de estudo.

4.1.3. Suíte Intrusiva Jaguari

Ao contrário do que havia sido observado até então, o Granito Jaguari ocorre no entorno do corpo ultramáfico, compondo uma série de *stocks* encaixados em fraturas sob a forma de cunhas ao sul e ao norte da Seqüência Corticeira. Agrupa rochas de coloração avermelhada e textura equigranular grossa. Ocorrem em afloramentos, alguns dos quais até então não observados, sob a forma de matacões e lajeados nos leitos de drenagens (Fotografias 9 e 10). Os matacões são observados preferencialmente na porção sul da área e variam de tamanho atingindo até 1,5 metros de diâmetro e apresentam sempre um alto grau de alteração intempérica. O contato entre a Suíte Intrusiva e as rochas da Seqüência Corticeira é do tipo intrusivo e é delimitado por uma faixa cornubianítica de aproximadamente 15 metros de espessura (Fotografia 11).

Esta unidade é parcialmente recoberta na porção sul por estreitas faixas de sedimentos da Formação Rio Bonito e apresenta contato também intrusivo com as rochas da Seqüência Bela Vista na porção sudeste da área mapeada.



Fotografia 9 - Afloramento tipo do Granito Jaguari em drenagem e sob a forma de lajeado.



Fotografia 10 – Bloco do Granito Jaguari em um afloramento junto ao limite sul da área.



Fotografia 11 – Contato entre o Granito Jaguari e a Seqüência Corticeira.

4.1.4. Formação Rio Bonito

Corresponde a arenitos e arenitos conglomeráticos, que afloram ao longo do flanco sudeste e sul da Seqüência Corticeira recobrimdo os granitos da Suíte Intrusiva Jaguari. Na porção sul da área mapeada estas rochas afloram como finas camadas recobrimdo o embasamento sob a forma de lajeados cujas dimensões não permitem representar graficamente na escala mapeada.

5. PETROGRAFIA

5.1. Complexo Ibaré

5.1.1. Seqüência Bela Vista

Macroscopicamente correspondem a rochas de cor cinza escuro com tonalidades mais claras. Exibem em determinados locais evidências de acamadamento original e foliação metamórfica incipiente.

Ao microscópio ótico foi possível identificar que se tratam de rochas compostas basicamente por níveis de quartzo recristalizado e plagioclásio, intercalados com níveis

pelíticos onde ocorre preferencialmente biotita, muscovita, sericita e clorita (Figura 8a). O quartzo e o plagioclásio são anédricos variando de 0,05 a 1 mm de diâmetro. O quartzo apresenta forte extinção ondulante; o plagioclásio apresenta macla do tipo polissintética e alteração para mica branca de baixa cristalinidade.

A biotita é subédrica a anédrica, variando de 0,1 a 0,8 mm, ocorre como placas dispersas com pleocroísmo em tons avermelhados. A muscovita, com tamanhos variando de 0,01 a 0,04 mm de diâmetro maior, ocorre sob a forma de placas dispersas com hábito subédrico; enquanto a clorita apresenta birrefringência baixa e restringe-se a pequenos cristais de até 0,01 mm (Figura 8b).

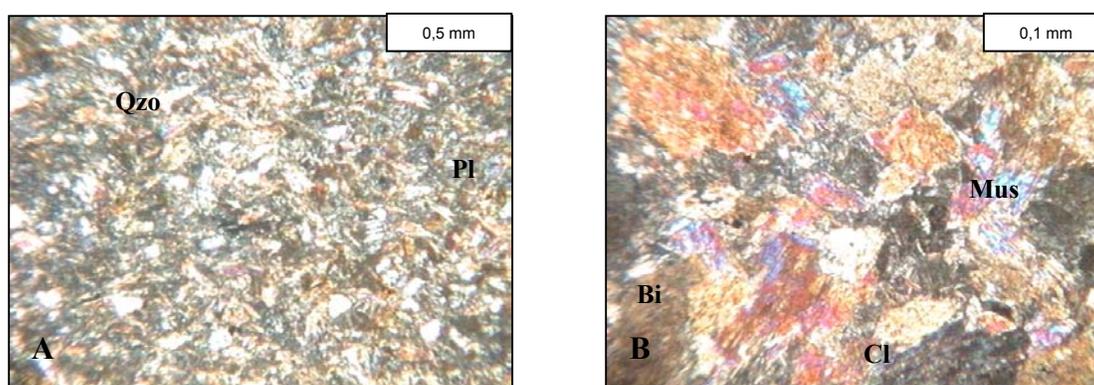


Figura 8 - Fotomicrografia a LPA. **A** – interdigitação de níveis de quartzo (Qzo) e plagioclásio (Pl) com níveis pelíticos. **B** – detalhe do nível pelítico composto por biotita (Bi), muscovita (Mus) e clorita (Cl).

5.1.2. Seqüência Corticeira

Petrograficamente esta unidade pode ser dividida em serpentinitos, xistos magnesianos, cornubianitos máficos, rodingitos, clorititos e turmalinitos.

5.1.2.1. Serpentinitos

Estas rochas apresentam coloração que varia de verde claro a cinza escuro e conteúdo entre 70 e 90% de serpentina, além de tremolita, talco e olivina. A textura mais comum é a *mesh* definida basicamente pela paragênese de alteração composta por serpentina e talco subordinadamente. Nos serpentinitos com teores mais elevados de talco ocorre uma textura semelhante a *spinifex* denominada de caraguatá (*jackstraw*), cuja natureza é metamórfica e

consiste em arranjos de longos cristais de serpentina pseudomórficas sobre olivina imersos em uma matriz de talco (Snoke & Calk, 1978, In: Hartmann & Remus, 2000).

A serpentina encontra-se sob a forma de agregados anédricos e na forma pseudomórfica sobre a olivina (Figura 9a). A identificação e classificação dos minerais de serpentina por meio do uso de técnicas ópticas não foi possível, porém de acordo com Naumann (1985) a partir de dados de difratometria de raios X, as serpentinas presentes em amostras de serpentinitos coletados na mesma área foram classificadas como lizardita e crisotilo.

A tremolita quando presente, é subédrica e ocorre sob a forma de blastos dispostos de modo fibro-radiados imersos em uma matriz preferencialmente composta por serpentina (Figura 9b). O tamanho médio é de 1,5 mm variando entre 0,5 e 3 mm. O talco constituiu uma massa de cristais aciculares com tamanho máximo de 0,05 mm, enquanto a olivina ocorre como cristais pseudomórficos cujo habito é subédrico com tamanho de até 3,5 mm.

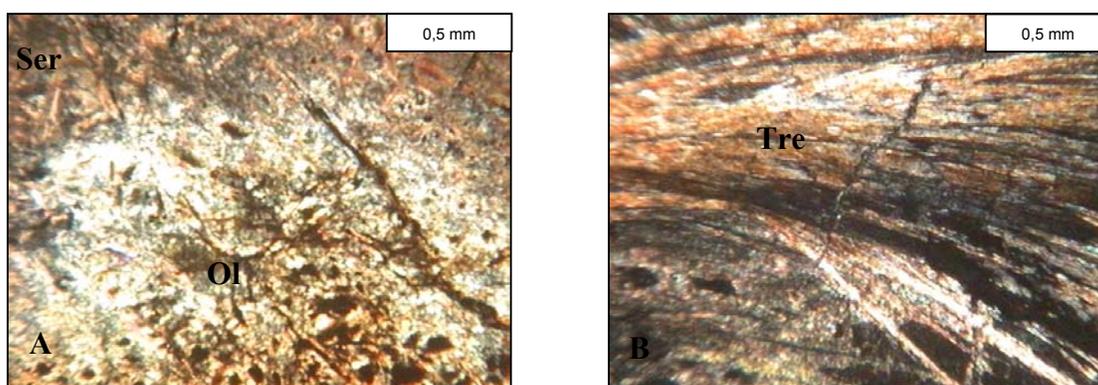


Figura 9 – Fotomicrografia a LPA. **A** – agregados anédricos de serpentina (Ser) e olivina (Ol) pseudomórfica. **B** – tremolita fibro-radiada (Tre).

5.1.2.2. *Xistos Magnesianos*

Foram descritas como xistos magnesianos as rochas com foliação marcada pela associação de tremolitas, talco e eventualmente serpentina, além de ocorrências locais de tremolititos. São rochas cuja matriz é preferencialmente constituída por talco anédrico, com tamanho médio de 0,1 mm, na qual encontram-se imersos blastos de tremolita normalmente subédrica (0,3 a 2,1 mm) sendo que estas podem ocorrer também sob a forma de fenoblastos isolados ou como agregados fibro-radiados (Figura 10 a e b). Imersos na matriz

observou-se também agregados de clinocloro placóides, cujas dimensões raramente ultrapassam 0,1 mm. A serpentina ocorre como produto de alteração da tremolita ou sob a forma de lentes milimétricas.

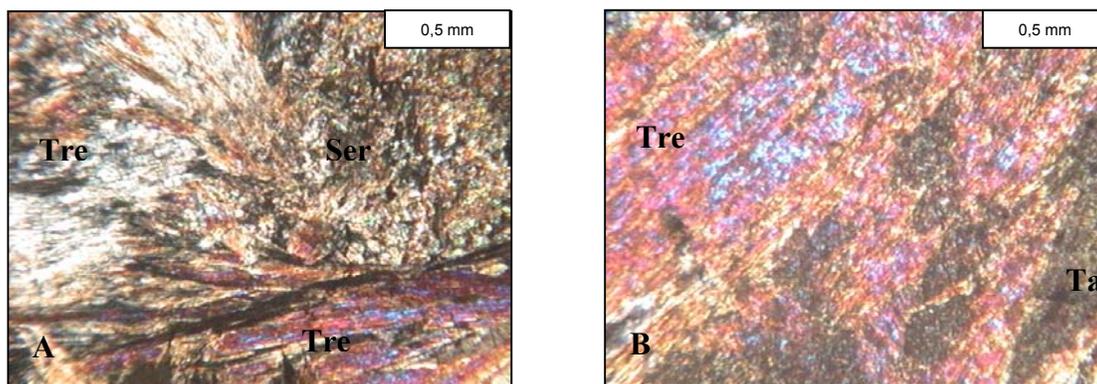


Figura 10 – Fotomicrografia a LPA. **A** - agregados fibro-radiados de tremolita (Tre) parcialmente alterada para serpentina (Ser). **B** - blastos de tremolita imersos em uma matriz composta por talco (Ta).

5.1.2.3. Rodingitos

A presença de hidrogranada é utilizada como critério petrográfico para definição destas rochas de acordo com Colemann (1977). Na área estudada os rodingitos gradam a albititos, contudo a presença de hidrogranada e demais texturas são preservadas. Ao microscópio óptico, a hidrogranada ocorre em massas irregulares sob o aspecto anédrico e/ou pseudomórficos, quando desenvolvida sobre minerais pré-existent (quartzo, plagioclásio, albita e epidoto). Apresenta cor amarronada, é isotrópica a luz polarizada.

Em aparente equilíbrio textural com a hidrogranada ocorrem o plagioclásio, que varia de subédrico a anédrico com tamanho máximo de 5 mm; a albita cujo hábito é anédrico e normalmente caracterizado por cristais bastante límpidos com até 0,5 mm; o anfibólio que é anédrico a subédrico com até 2,4 mm de diâmetro maior, e o clinocloro que é anédrico variando de 0,1 a 2,5 mm com pleocroísmo esverdeado (Figura 11 a e b).

Ainda com relação aos rodingitos é válido ressaltar que os plagioclásios observados encontram-se maclados com graus variáveis de alteração pela mica branca, enquanto a albita cujo índice de refração é menor não apresenta a comum macla polissintética.

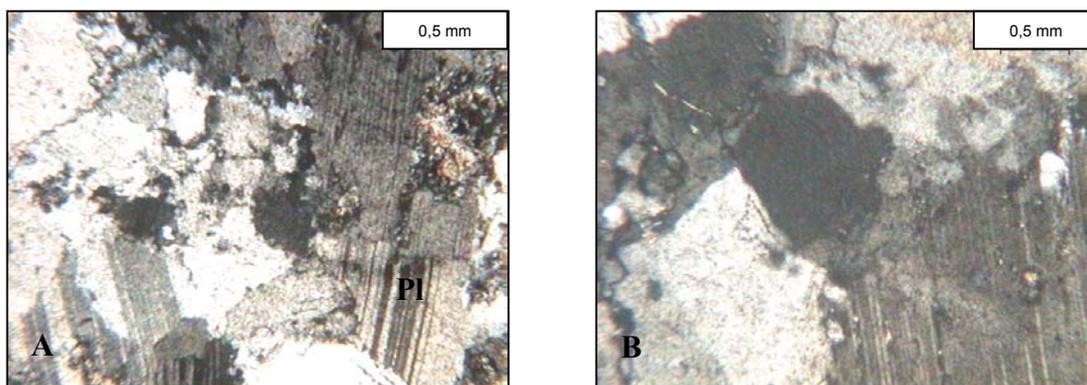


Figura 11 – Fotomicrografias a LPA. **A** - aspecto geral dos rodingitos com plagioclásio (Pl) e agregados de hidrogranada. **B** – hidrogranada (Hgr) pseudomórfica (denominado por Colemann, 1977) em mineral de quartzo.

5.1.2.4. Clorititos

Apresentam como característica marcante a coloração verde escuro e índice de alteração intempérica baixo. São rochas praticamente monominerálicas com teores superiores a 90% de clorita, que ao microscópio óptico apresenta características de clinocloro ou seja, incolor e birrefringência baixa (Figura 12 a). Subordinadamente ocorrem serpentina e tremolita. A textura observada é granoblástica. O clinocloro é anédrico a subédrico, com diâmetro maior variando de 0,05 a 0,1 mm. A serpentina forma lentes milimétricas com um padrão textural *mesh*, enquanto a tremolita apresenta-se sob a forma de prismas isolados ou aglomerados fibro-radiados com hábito subédrico e tamanho entre 0,1 e 2 mm (Figura 12 b).

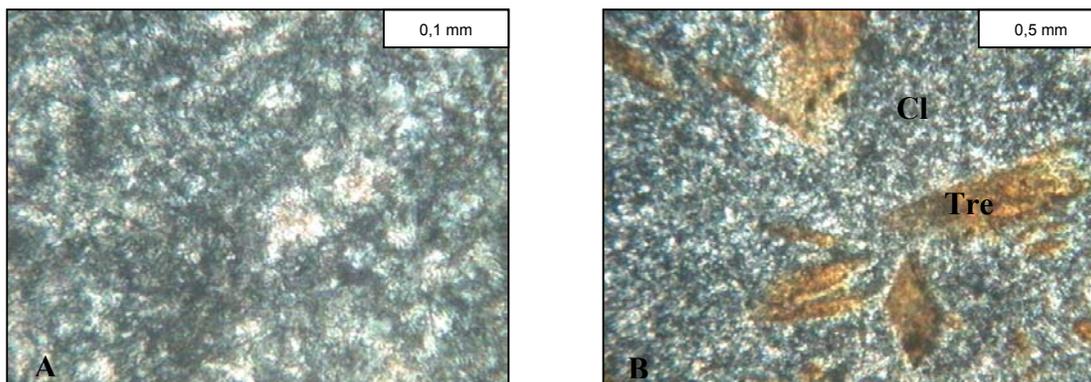


Figura 12 – Fotomicrografias a LPA. **A** – aspecto geral dos clorititos. **B** – prismas isolados de tremolita (Tre) imersos na matriz de clorita (Cl).

5.1.2.5. Turmalinitos

São rochas de coloração verde escuro com teores de aproximadamente 98% de turmalina subédrica (raramente anédrica) com forte pleocroísmo em tons de verde (Figura 13a). Os cristais atingem até 6 cm e aspecto fibro-radiados dispostos de forma aleatória. Além da clorita, ocorrem subordinadamente pequenos cristais de quartzo com extinção fortemente ondulante no interior da massa de turmalina.

A clorita ocorre como lamelas com até 0,6 mm, nos interstícios da matriz de turmalina ou como inclusões, ou veios que cortam a turmalina. Apresenta características ópticas de clinocloro, ou seja, incolor e birrefringência baixa (Figura 13b).

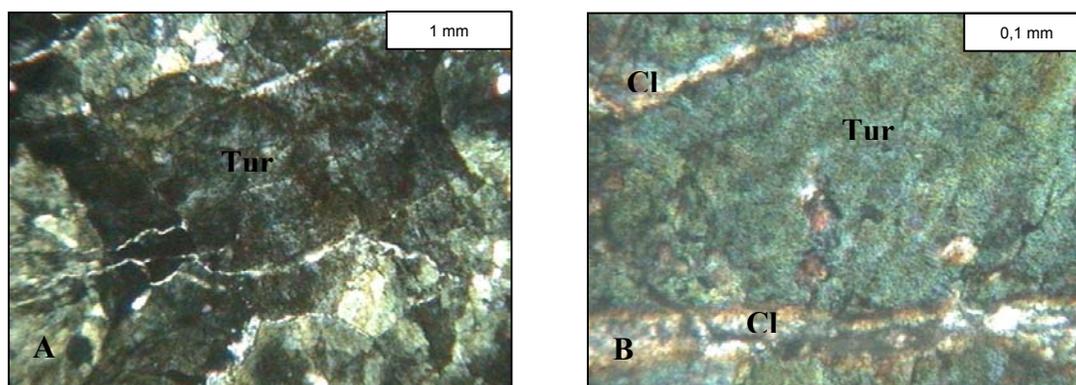


Figura 13 – Fotomicrografias a LPA. **A** – cristais de turmalina (Tur) subédricos com birrefringência em tons de verde. **B** – no detalhe cristal de turmalina cortado por veios de clorita (Cl).

5.1.2.6. Cornubianitos Máficos

São rochas com aspecto/textura de *chifre*, sem orientação preferencial, textura fina, muitas vezes poiquiloblástica, e que ocorre no contato metamorfisado entre o corpo ultramáfico da Seqüência Corticeira e a intrusão do Granito Jaguari.

Apresentam textura afanítica e associação mineral composta basicamente por plagioclásio e anfibólio associados a proporções subordinadas de quartzo e biotita. O plagioclásio aparece como fenoblastos de tamanho médio entre 0,1 e 1 mm variando de

anédrico a subédrico imersos em uma matriz granoblástica preferencialmente formada por quartzo e plagioclásio. Já o anfibólio é subédrico e ocorre como fenoblastos ou em agregados fibro-radiados variando entre 0,3 e 2 mm. Grãos anédricos de quartzo apresentam forte extinção ondulante e tamanho máximo de 0,3 mm. A biotita varia de 0,2 a 0,5 mm apresentando forma subédrica e forte pleocroísmo em tons que variam de marrom a marrom avermelhado (Figura 14a e b).

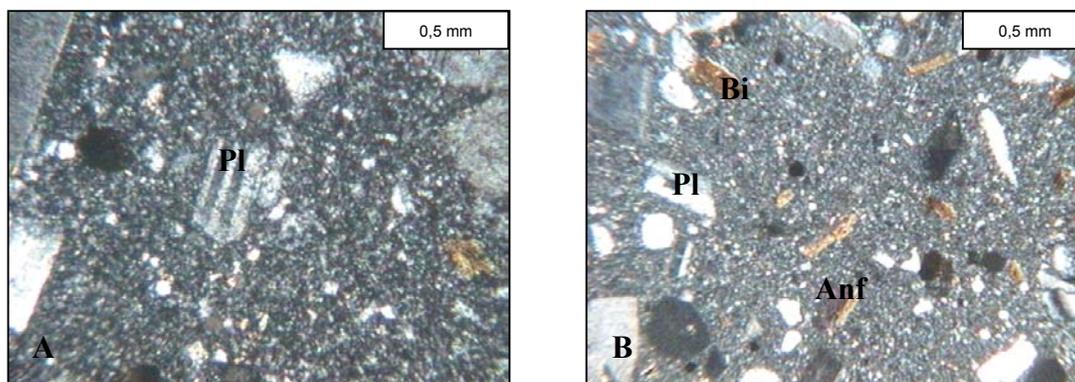


Figura 14– Fotomicrografias a LPA. **A** – fenoblasto de plagioclásio. **B** – aspecto geral dos cornubianitos, com fenoblastos de plagioclásio (Pl), biotita (Bi) e anfibólio (Anf).

5.1.3. Granitos

5.1.3.1. Monzogranito Santa Rita

Macroscopicamente é caracterizado por rochas de coloração cinza a rosada, com pontuações róseas marcadas por cristais de feldspato alcalino (textura porfirítica com matriz equigranular). Ao microscópio óptico, as amostras estudadas desta unidade revelaram que se tratam de rochas cuja textura é inequigranular grossa a média e em ordem de abundância composta pelos seguintes minerais: plagioclásio (27 a 48 %) subédrico, com tamanho entre 0,3 e 6 mm de diâmetro maior com macla polissintética característica; feldspato alcalino (20 a 42 %) que varia de subédrico a anédrico com diâmetro maior de até 4,5 cm; quartzo (15 a 30 %) anédrico, com extinção ondulante; biotita subédrica (até 4 %), com forte pleocroísmo em tons de marrom a marrom-avermelhado em lamelas com até 1,2 mm de tamanho; e anfibólio (4 %) subédrico a anédrico, com tamanho médio de 1 mm (Figura 15 a e b). Minerais opacos ocorrem em duas variedades representadas por grãos <

0,1 mm e $> 0,3$ mm de diâmetro maior observados junto a biotita ou sob a forma de inclusões nos demais minerais.

Em quantidades traços (< 1 %) ocorrem acessórios como: titanita, clorita, epidoto, zircão e apatita. No item 5.1.4 são apresentadas as composições modais e a classificação das amostras do Monzogranito Santa Rita.

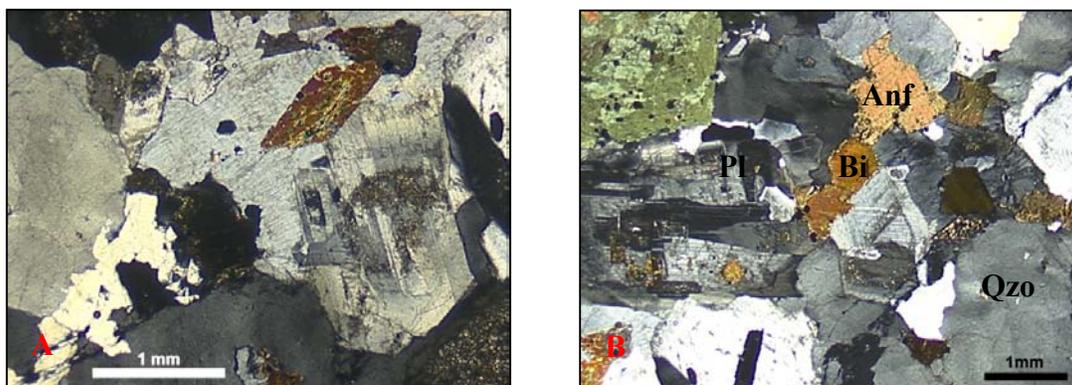


Figura 15 – Fotomicrografias a LPA. **A** – aspecto geral em lâmina delgada do Monzogranito Santa Rita. **B** – Cristais de quartzo (Qzo) com extinção ondulante, plagioclásio (Pl), anfíbólio (Anf) e biotita (Bi).

5.1.3.2. Granito Jaguari

Caracterizado por rochas de coloração avermelhada com textura equigranular média a grossa, com textura fanerítica podendo ocorrer também a textura pertítica.

A associação mineral é composta em ordem de abundância por feldspato alcalino (30 a 52 %) com macla do tipo Carlsbad, é anédrico e varia de 1 a 4 mm e opticamente corresponde ao ortoclásio frequentemente pertitizados (micropertitas); quartzo (25 a 30 %) é anédrico com tamanho médio de 2 mm e forte extinção ondulante; plagioclásio (17 a 28 %) também subédrico com tamanho máximo de 5 mm, apresenta macla polissintética e, em alguns casos, está parcialmente serititizado; e biotita (até 5 %) subédrica e varia de 0,2 a 1,1 mm, com pleocroísmo entre marrom e marrom-avermelhado e clivagem forte (Figura 16 a e b). Minerais opacos com granulação de até 0,5 mm de diâmetro maior ocorrem nos interstícios da matriz, em agregados ou isolados, como inclusões em feldspatos e quartzo.

Em quantidades traço (< 1 %) ocorrem titanita, zircão, epidoto, clorita, apatita e minerais opacos. No item 5.1.4 são apresentadas as composições modais e a classificação das amostras do Granito Jaguari.

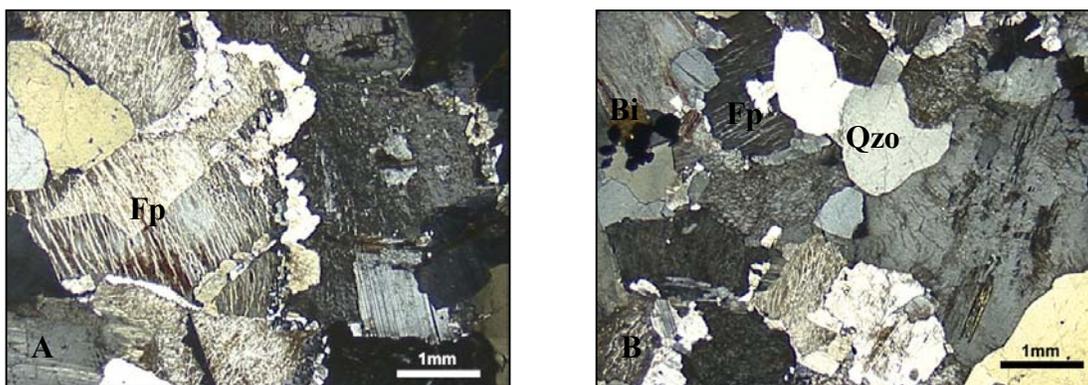


Figura 16 – Fotomicrografias a LPA. **A** – cristais de feldspato alcalino pertítico . **B** – quartzo, feldspato, biotita e plagioclásio exibindo o aspecto geral em lâmina delgada do granito Jaguari.

5.1.4. Composição Modal e Classificação

As análises modais de ambos os granitos são apresentadas na Tabela 1 e correspondem a 06 amostras sendo três do Monzogranito Santa Rita e três do granito Jaguari.

Tabela 1 – Composições modais dos Granitos

Mineral em %	Monzogranito Santa Rita			Granito Jaguari		
	Irol 19	Irol 155	Pt-09	Pt-06	Pt-40	Irol 49f
Plagioclásio	37,4	35,5	41,3	12,7	13,6	16,3
Quartzo	30,5	25,0	27,2	34,8	24,6	32,9
K-Feldspato	26,6	32,5	28,5	49,5	57,0	43,9
Anfibólio	2,1	tr	-	-	-	-
Biotita	1,8	6,0	1,8	1,6	3,5	6,2
Minerais opacos	1,2	1,0	1,2	1,4	1,3	0,7
Turmalina	0,2	-	-	-	-	-
Titanita	0,2	tr	-	-	-	-
Apatita	tr	tr	-	-	-	-

No diagrama modal Q-A-P (Figura 17), o Monzogranito Santa Rita plota no campo dos monzogranitos (quadrados rosa), enquanto o Granito Jaguari plota no campo dos sienogranitos.

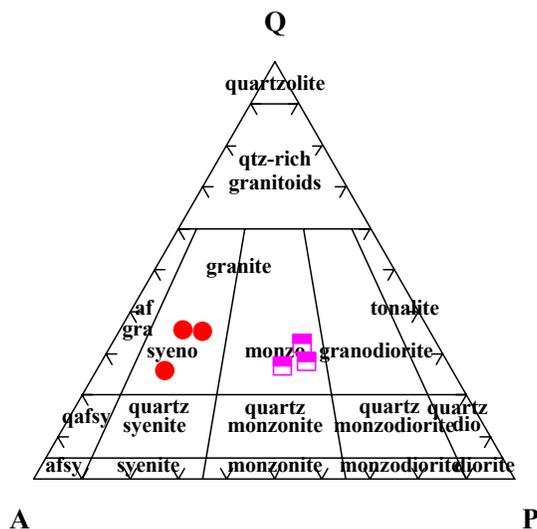


Figura 17 – Diagrama modal Q-A-P para os granitos. Campos conforme Streckeisen (1976).

6. QUÍMICA MINERAL DAS TURMALINAS

As turmalinas de acordo com sua composição química podem ou não serem associadas a depósitos de sulfetos polimetálicos e ouro (Silva 1991). Entretanto, discutir este tipo de associação não condiz com os objetivos desta etapa, mas sim fornecer subsídios para futuras investigações.

Neste sentido este capítulo tem como objetivo tratar da química mineral das fases analisadas (turmalinas) em microsonda eletrônica, buscando obter por meio de resultados quantitativos adquiridos a partir das análises, a classificação dos minerais analisados, em função de seus critérios discriminatórios. Assim serão abordados a seguir alguns de forma bastante sucinta conceitos sobre a química cristalina das turmalinas.

As turmalinas são borosilicatos do sistema trigonal com forma romboédrica acêntrica que ocorre em granitos, pegmatitos e depósitos hidrotermais, além de rochas metassomáticas e metamórficas e como mineral detrítico em sedimentos (Henry e Dutrow, 1996). Por ocorrer associada a diferentes litologias as turmalinas correspondem ao mais importante mineral borosilicatado.

Segundo Hawthorne e Henry (1999), a fórmula estrutural da turmalina pode ser expressa como $XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]V_3W$. Ao se escrever a fórmula desta maneira assume-se que a fórmula representa os sítios dentro da unidade assimétrica da estrutura e não há suposições com relação à ocupação de sítios, além daqueles ocupados por O^{2-} . Ignorando os constituintes traços, pode-se dizer que os sítios da fórmula geral são ocupados por:

- X= Ca, Na, K, □ (vacância do sítio);
- Y= Li, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} , (Ti^{4+});
- Z= Mg, Al, Fe^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+} ;
- T= Si, Al, (B);
- B= B, (□);
- V= OH, O ≡ [O(3)];
- W= OH, F, O ≡ [O(1)],

onde os elementos entre parênteses não ocorrem comprovadamente até o momento, naqueles sítios.

A classificação sistemática do grupo das turmalinas, conforme Hawthorne e Henry (1999), a partir da fórmula geral apresentada à cima, é proposta com base na composição química e ordenação dos diferentes sítios cristalográficos da estrutura da turmalina. A feição cristalina e química que aumenta o número de possíveis membros finais é a ocupação do ânion do sítio W (dominado por OH^- , F^- ou O^{2-}) e do sítio V (dominado por OH^- ou mais raramente O^{2-}). Então, baseado apenas no sítio W, podem existir os membros hidroxila, flúor e oxigênio. Além disto, a dominante presença de O^{2-} no sítio W, normalmente requer uma ordenação local dos cátions nos sítios Y e Z.

O grupo da turmalina pode ser dividido em três grupos principais, com base na espécie dominante no sítio X, compreendendo, turmalinas alcalinas (Na), turmalinas cálcicas (Ca) e turmalinas com vazio no sítio X. Estes grupos são por sua vez, subdivididos inicialmente baseado na ocupação do sítio W, então pela ocupação do sítio V, seguido pela ocupação atual ou inferida do sítio Y e finalmente pela ocupação do sítio Z (Hawthorne e Henry, 1999).

6.1. Condições Analíticas

A escolha dos minerais a serem analisados foi estabelecida após a conclusão da petrografia, a partir da qual, pode-se ter uma visão mais detalhada do comportamento destes na rocha. Após a escolha dos minerais as lâminas foram devidamente fotografadas e marcadas processo este, que facilitou o seu pronto reconhecimento, após a metalização a carbono.

As análises foram realizadas na Microsonda Eletrônica, marca Cameca, modelo Camebax SX50, nas dependências do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. Para tanto foi utilizada a voltagem de excitação de 15kV, com uma corrente de 10 η A com diâmetro de feixe de 10 μ m com tempo de análise de 20 segundos para cada elemento. Os padrões de calibração utilizados foram: olivina natural (MnH0) para Fe, Mg e Mn; microclínio natural (ASBE) para K; jadeíta natural (JADE) para Na; anortita vidro (ANOR) para Al, Ca, e Si; TiO₂ sintético para Ti; Cr sintético para Cr; e NiO sintético para Ni.

No total 12 cristais de turmalina foram estudados, sendo que em cada um deles foram analisados três pontos somando um total de 36 análises. Entretanto destes apenas cinco foram utilizados uma vez que os demais pontos o fechamento da análise foi insatisfatório. É válido ressaltar que estes cinco pontos representam cinco cristais de turmalina diferentes em amostras distintas cujos resultados analíticos estão expressos na Tabela 2.

Tabela 2 – Resultados das análises de microsonda eletrônica das turmalinas que ocorrem no turmalinito da Sequência Corticeira.

Amostra	Tur1/G1	Tur2/G2	Tur3/G3	Tur8/G8	Tur12/G12
SiO ₂	36,12	36,53	36,53	36,55	36,53
TiO ₂	0,40	0,70	0,42	0,39	0,49
Al ₂ O ₃	31,36	31,00	31,88	31,95	32,36
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
FeO	8,42	8,54	7,57	8,02	6,93
MgO	7,23	7,35	7,33	7,45	7,54
CaO	0,41	0,38	0,28	0,28	0,37
MnO	0,08	0,06	0,00	0,00	0,09
Na ₂ O	2,38	2,39	2,60	2,57	2,21
K ₂ O	0,36	0,00	0,02	0,03	0,01

Total óxidos	86,53	87,03	86,64	87,29	86,53
No. de oxigênios			31		
Si	5,931	5,972	5,976	5,936	5,947
Ti	0,049	0,086	0,051	0,047	0,060
Al	6,068	5,969	6,147	6,116	6,208
Fe	1,156	1,167	1,036	1,090	0,943
Mg	1,770	1,789	1,788	1,803	1,829
Mn	0,011	0,008	0,000	0,000	0,012
Ca	0,071	0,066	0,049	0,048	0,064
Na	0,757	0,758	0,824	0,811	0,698
K	0,008	0,000	0,005	0,006	0,003
Total cátions	15,821	15,815	15,876	15,857	15,764
FeOt/MgO	1,164	1,161	1,032	1,076	0,9190
Fe/Mg	0,653	0,652	0,579	0,604	0,515
Fe/Mg+Fe	0,395	0,394	0,366	0,501	0,340
Fe/Mg+Fe+Mn	0,393	0,393	0,366	0,501	0,338

6.2. Classificação das Turmalinas

As turmalinas do turmalinito analisadas foram classificadas a partir do software CLASTOUR desenvolvido por Yavuz *et al.* (2002), de acordo com os parâmetros estabelecidos por Henry e Guidotti (1985), Henry e Dutrow (1996), Hawthorne (1996) e Hawthorne e Henry (1999).

Análises de microsonda eletrônica em 05 cristais de turmalina permitem afirmar que as turmalinas estudadas estão no intervalo da série de solução sólida schorlita-dravita e a composição dos elementos maiores das turmalinas estudadas é relativamente uniforme.

A composição aproximada das turmalinas corresponde a 7,31% peso de MgO e 7,69% peso de FeO. Os valores da razão Fe/Mg são altos no intervalo 0,51 a 0,65.

A classificação das turmalinas do turmalinito de Ibaré são aqui apresentadas sob a forma de diagramas ternários, facilitando segundo Hawthorne e Henry (1999), o estabelecimento dos campos de ocorrência e seu pronto reconhecimento. Desta forma ao plotar as turmalinas no diagrama Ca-vacância do sítio X-Na+(K) (Figura 18), que refere-se a espécie dominante no sítio X, observa-se que tanto as turmalinas encontradas

correspondem ao grupo das turmalinas alcalinas. Ao observar o comportamento das turmalinas analisadas com relação ao predomínio do sítio W (Figura 19), constata-se que estas se encontram no sub-grupo do óxido.

Porém, com relação a esta classificação é importante ressaltar que os conteúdos de F^- foram calculados, uma vez que as análises de microsonda não contemplaram este elemento. Este cálculo foi realizado de acordo com o método proposto por Henry & Dutrow (1996).

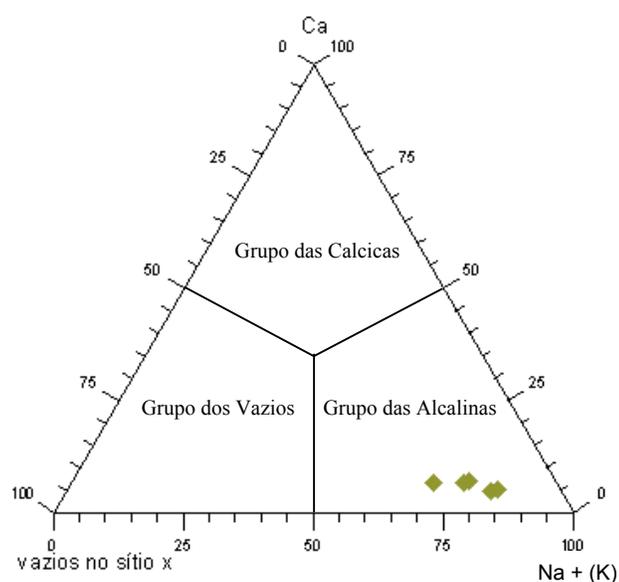


Figura 18 – Classificação dos grupos de turmalinas baseado nos constituintes principais do sítio X (Hawthorne e Henry 1999).

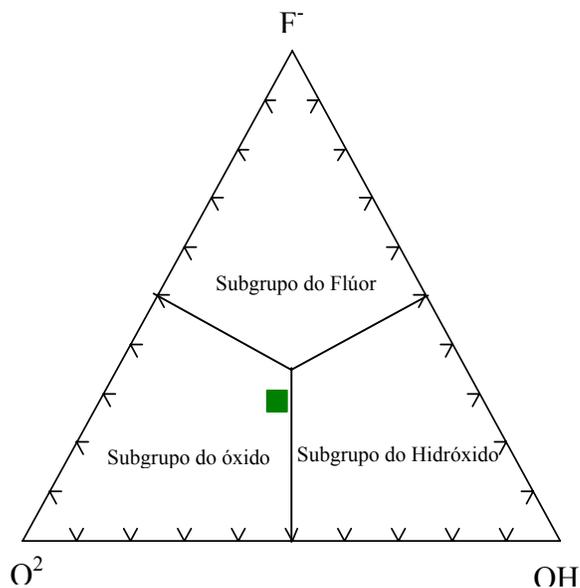


Figura 19 – Os grupos composicionais dos minerais de turmalina, classificados de acordo com os principais constituintes do sítio W (Hawthorne e Henry 1999).

Desta forma seguindo a norma de classificação proposta por Hawthorne e Henry (1999) pode-se a partir dos conteúdos de $\text{LiAl}_2\text{-MgAl}_2\text{-Fe}^{2+}$ para turmalinas do Grupo das Alcalinas com domínio de O no sítio W classificar as turmalinas como oxi-dravitas (Figura 20).

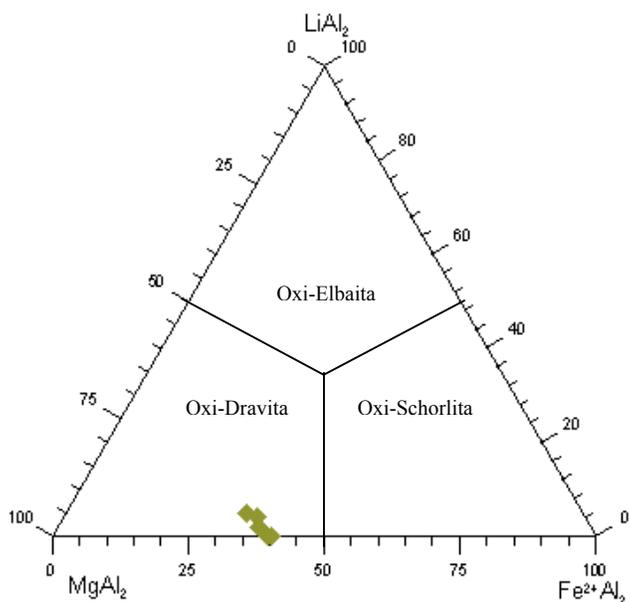


Figura 20 – Classificação de turmalinas do tipo alcalina em diagrama ternário ($\text{LiAl}_2\text{-MgAl}_2\text{-Fe}^{2+}$) com domínio de O no sítio W.

7. LITOGEOQUÍMICA

Neste capítulo são apresentados os resultados de 17 análises químicas de amostras dos diferentes litotipos encontrados na área. As amostras analisadas contemplaram os elementos maiores, traços (Tabela 3) e terras raras (tabelas 4 e 5). O objetivo principal destas foi de classificar quimicamente cada uma das unidades de interesse. Para tal o laboratório utilizado foi o Laboratório Lakefield Geosol Ltda (MG).

Para facilitar a interpretação e o tratamento dos dados geoquímicos, as amostras foram reunidas em três grupos: o das rochas ultramáficas, o dos metassomatitos que ocorrem na Seqüência Corticeira e dos granitos. A classificação utilizada faz uso de elementos considerados relativamente imóveis mesmo em rochas que tenham sofrido alteração hidrotermal, intemperismo químico ou metamorfismo.

Tabela 3 – Resultados analíticos das amostras em estudo.

Amostra	Seqüência Corticeira					
	Rochas Ultramáficas				Metassomatitos	
	Pt-03	Pt-03b	Pt-07	Pt-14	TML	Pt-02
SiO₂ (% peso)	30,2	35,3	39,2	49,8	35,0	65,0
TiO₂	1,8	0,63	<0,01	<0,01	1,4	0,06
Al₂O₃	16,5	6,4	0,21	0,50	29,7	19,7
Fe₂O₃	20,9	10,5	7,0	6,4	10,3	1,3
MnO	0,36	0,22	0,08	0,10	0,16	0,06
MgO	12,7	34,9	39,7	32,0	11,4	0,76
CaO	13,3	0,26	1,2	3,3	2,5	11,7
Na₂O	0,29	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	0,91
K₂O	0,10	0,01	<0,01	0,03	0,06	0,36
P₂O₅	0,17	0,10	<0,01	<0,01	1,1	<0,01
P.F.	3,99	12,58	13,34	7,66	5,18	0,69
Total	100,31	101,10	100,73	99,79	98,30	100,54
K₂O/Na₂O	0,34	-	-	-	0,04	0,39
K₂O+Na₂O	0,39	0,01	-	0,03	1,56	1,25
Au (ppb)	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Be	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ba (ppm)	136	<10	<10	<10	88	>5000
Sr	87	13	32	112	2211	262
Y	33	17	<3	<3	28	7
Zr	82	77	29	25	307	55
Th	42	12	32	32	<5	23
Ta	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pb	<5	<5	<5	<5	13	9
Cu	21	13	17	6	4	8
Ga	20	15	5	6	21	10
Hf	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nb	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ni	233	1908	2453	1659	13	8
Rb	NA	NA	NA	NA	NA	NA
V	426	104	<10	<10	475	<10
Cr	140	1442	321	803	26	37
Sc	43	32	<10	<10	31	<10
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	165	53	20	18	43	5
Co	64	75	96	69	18	4
Li	7	<5	<5	<5	122	<5
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10

A amostra Pt-03 Ultrabásica hidrotermalizada, Pt-07=Serpentinó; Pt-3b=Cornubianito Máfico; a amostra Pt-14=Xisto Magnésiano; a amostra Pt-02 Rodingito e a amostra a TML=Turmalinito.

Na=Não analisado.

Tabela 3 (Continuação) – Resultados analíticos das amostras em estudo.

Amostra	Monzogranito Santa Rita				
	Irol 33	Irol 124a	Irol 19	Irol 155	Pt-09
SiO ₂ (% peso)	69,0	69,5	72,2	75,6	76,1
TiO ₂	0,57	0,57	0,37	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	14,7	14,8	14,3	13,5	13,2
Fe ₂ O ₃	3,46	3,36	2,45	1,19	1,8
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04
MgO	1,27	1,19	0,83	0,27	0,65
CaO	2,64	2,49	1,84	0,97	0,70
Na ₂ O	4,1	3,74	3,95	3,89	3,1
K ₂ O	3,55	3,66	3,74	4,17	4,4
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,11	0,04	<0,01
P.F.	0,4	0,4	0,2	0,1	0,23
Total	100,86	99,97	100,03	99,92	100,37
K ₂ O/Na ₂ O	0,86	0,97	0,94	1,07	1,41
K ₂ O+Na ₂ O	7,65	7,4	7,69	8,06	7,5
Au (ppb)	NA	NA	NA	NA	<10
Be	NA	NA	NA	NA	<3
Ba (ppm)	1299	1564	1073	513	539
Sr	491	517	376	181	242
Y	16	19	10	7	10
Zr	221	238	147	92	106
Th	13	13	19	13	40
Ta	<1	1	1	-	NA
Pb	24	25	29	33	13
Cu	13	13	6	3	5
Ga	17	17	17	16	21
Hf	6	6,3	4,2	2,6	NA
Nb	18	21	20	20	NA
Ni	4	6	5	<3	18
Rb	78	74	103	133	NA
V	40	42	26	18	11
Cr	10	12	<3	7	30
Sc	NA	NA	NA	NA	<10
Sn	NA	NA	NA	NA	<5
Zn	45	42	37	27	6
Co	8	8	5	<1	3
Li	NA	NA	NA	NA	6
U	NA	NA	NA	NA	<10

NA = não analisado

Tabela 3 (Continuação) – Resultados analíticos das amostras em estudo.

Amostra	Granito Jaguari					
	Irol 49d	Pt-06	Pt-40	Irol 49f	Irol 147a	Irol 9b
SiO₂ (% peso)	67,7	70,3	70,8	73,0	74,7	75,0
TiO₂	0,61	0,30	0,24	0,22	0,23	0,15
Al₂O₃	14,4	15,4	14,6	13,7	13,1	13,3
Fe₂O₃	4,36	2,9	3,2	2,37	2,46	1,84
MnO	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	1,57	1,2	0,93	0,15	0,16	-
CaO	2,54	1,6	2,1	0,91	0,8	0,52
Na₂O	4,52	3,4	3,4	4,15	3,62	3,64
K₂O	3,01	3,5	3,4	5,25	4,63	5,12
P₂O₅	0,21	0,07	0,07	0,03	0,03	0,01
P.F.	1,0	0,94	0,18	0,2	0,2	0,4
Total	99,99	99,65	98,96	100,02	99,97	100,02
K₂O/Na₂O	0,66	1,02	1	1,26	1,27	1,40
K₂O+Na₂O	7,53	6,9	6,8	9,4	8,25	8,76
Au (ppb)	NA	<10	<10	NA	NA	NA
Be	NA	<3	<3	NA	NA	NA
Ba (ppm)	1410	1902	2169	475	542	202
Sr	447	767	707	60	60	16
Y	44	11	5	79	75	61
Zr	216	208	194	345	372	297
Th	14	27	35	26	23	18
Ta	-	NA	NA	3	<1	2
Pb	20	13	10	34	32	34
Cu	32	5	8	<1	<1	<1
Ga	18	21	25	22	22	22
Hf	5,8	NA	NA	8,3	9,5	7,4
Nb	38	NA	NA	46	44	43
Ni	9	22	8	<3	<3	<3
Rb	85	NA	NA	147	137	147
V	44	18	22	16	12	11
Cr	4	54	31	28	<3	<3
Sc	NA	<10	<10	NA	NA	NA
Sn	NA	<5	<5	NA	NA	NA
Zn	83	23	19	60	68	71
Co	13	7	5	1	1	1
Li	NA	6	22	NA	NA	NA
U	NA	<10	<10	NA	NA	NA

NA = não analisado

Tabela 4 - Resultados analíticos das concentrações de ETR não normalizados nas amostras em estudo.

Amostra	Seqüência Corticeira						Granitos		
	Rochas Ultramáficas				Metassomatitos		Granito Jaguari		Santa Rita
	Pt-03	Pt-03b	Pt-07	Pt-14	TML	Pt-02	Pt-06	Pt-40	Pt-09
La (ppm)	6,26	3,54	1,32	1,79	14,39	13,61	16,01	15,21	8,59
Ce	11,81	7,48	2,78	3,59	27,57	27,15	29,04	27,44	18,83
Nd	3,88	2,81	1,01	1,56	7,43	5,12	6,92	6,99	4,98
Sm	1,09	0,69	0,18	0,17	1,47	0,56	1,25	1,11	0,87
Eu	0,44	0,16	0,04	0,04	0,41	0,12	0,33	0,29	0,21
Gd	1,05	0,59	0,17	0,15	1,05	0,45	0,92	0,86	0,70
Dy	0,98	0,47	0,16	0,09	0,60	0,31	0,50	0,43	0,40
Ho	0,18	0,08	0,03	0,01	0,10	0,05	0,08	0,08	0,08
Er	0,47	0,18	0,09	0,04	0,19	0,11	0,25	0,18	0,22
Yb	0,39	0,16	0,11	0,05	0,18	0,10	0,23	0,19	0,21
Lu	0,11	0,08	0,09	0,09	0,07	0,03	0,11	0,07	0,11
ΣETR	26,68	16,28	6,01	7,61	51,49	47,63	55,67	52,88	35,31

Tabela 5- Resultados analíticos das concentrações de ETR, normalizados segundo Evensen *et al.* (1978), nas amostras em estudo.

Amostra	Seqüência Corticeira						Granitos		
	Rochas Ultramáficas				Metassomatitos		Granito Jaguari		Santa Rita
	Pt-03	Pt-03b	Pt-07	Pt-14	TML	Pt-02	Pt-06	Pt-40	Pt-09
La	25,60	14,48	5,41	7,33	58,83	55,64	65,45	62,18	35,14
Ce	18,51	11,73	4,36	5,62	38,51	42,56	45,52	43,01	29,52
Nd	8,19	5,93	2,14	3,29	15,69	11,00	14,61	14,76	10,51
Sm	7,08	4,52	1,17	1,15	9,54	3,63	8,11	7,24	5,70
Eu	7,67	2,89	0,72	0,74	7,20	2,10	5,77	5,08	3,68
Gd	5,14	2,88	0,84	0,76	5,17	2,20	4,50	4,22	3,44
Dy	3,88	1,84	0,63	0,35	2,38	1,23	1,99	1,72	1,59
Ho	3,19	1,50	0,65	0,30	1,81	0,97	1,53	1,41	1,43
Er	2,85	1,12	0,57	0,26	1,14	0,67	1,52	1,10	1,33
Yb	2,38	0,99	0,67	0,31	1,10	0,62	1,40	1,12	1,30
(Ce/Yb)n	4,41	3,19	3,58	3,50	2,75	1,45	4,49	2,87	4,64
Lu	10,75	14,58	8,05	23,72	53,38	89,17	46,58	51,86	26,99

As amostras Pt-03 e Pt-07=Serpentinitos; a amostra Pt-3b=Cornubianito Máfico; a amostra Pt-14=Xisto Magnesiano; a amostra Pt-09=Monzogranito Santa Rita; a amostra TML=Turmalinito e a amostra Pt-02 Rodingito.

7.1. Rochas Ultramáficas

Compõem um conjunto de 04 amostras constituído por duas do serpentinito, uma do xisto-magnesiano e outra do cornubianito máfico.

As análises de elementos maiores e traços nos serpentinitos permitiram avaliar que se tratam de rochas com baixos teores de álcalis (Na_2O e K_2O), de Al_2O_3 e TiO_2 , e teores altos de Ni, Cr e MgO. Por serem rochas expostas a processos metassomáticos (serpentinização) o padrão geoquímico apresentado com baixos teores de álcalis já era esperado, uma vez que durante o metassomatismo os principais elementos mobilizados são Ca, Na e K, já que não são admitidos na composição das serpentinas (Strieder 1992). Apesar disso nota-se ainda que a amostra PT 03, macroscopicamente incluída como serpentinito, não possui dados químicos esperados.

A amostra de xisto magnesiano analisada corresponde a um tremolita-talco-serpentina-xisto. Esta rocha apresenta baixo teor de álcalis, Al_2O_3 e TiO_2 , e como o próprio nome sugere teor elevado de Mg, além de Ni e Cr.

Os cornubianitos máficos, embora bastante comum quando se tratando de rochas ultramáficas ainda são pouco estudados, e a ausência de levantamentos geológicos neste tipo de ocorrência limita de certa forma interpretações mais detalhadas. Entretanto, a análise dos dados químicos obtidos em uma única amostra permite obter as informações descritas a seguir. Trata-se de uma rocha cujos teores de álcalis (Na_2O e K_2O), e de Al_2O_3 e TiO_2 são baixos, enquanto Ni, Cr e MgO apresentam teores mais elevados. Este padrão geoquímico é bastante similar ao apresentado pelos serpentinitos. E os baixos teores de álcalis sugerem que o metamorfismo de contato (Granito Jaguari e a Sequência Corticeira), possivelmente teria ocorrido após a serpentinização do corpo ultramáfico.

As análises realizadas nas amostras de rochas ultramáficas (serpentinitos, xisto magnesiano e cornubianito) foram plotadas em diagramas de classificação de rochas de Hallberg (1985), que leva em consideração os teores de Ni *versus* Cr. A partir destes foi possível afirmar que se tratam de rochas com afinidade komatiítica a toleítica (Figura 21). Diagramas que levam em consideração os teores de álcalis, além do Al foram rejeitados uma vez que o forte empobrecimento destes elementos é explicado pelas perdas ocorridas nos processos de serpentinização e metamorfismo, podendo gerar interpretações errôneas.

Quando observadas as curvas dos padrões de ETR dos peridotitos, xistos magnesianos e cornubianitos com espectros normalizados segundo Evensen *et al.* (1978) é possível observar que todas as amostras apresentam um enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos terras raras pesados (ETRP). Estas rochas também apresentam diferenças significativas no somatório de ETR, assim como nas anomalias de európio (Eu) (Figura 22). Entre os peridotitos as diferenças são atribuídas ao fato de que uma das amostras representa uma porção do corpo ultramáfico onde a serpentinização e o metamorfismo atuaram em menor grau, apresentando desta forma o somatório de ETR superior e anomalia de Eu positiva uma vez que este não foi remobilizado.

Com relação ao xisto magnesiano é possível observar que o fracionamento interno dos ETRL é muito acentuado com relação aos ETRP, enquanto o cornubianito máfico apresenta um padrão de padrão ETR bastante semelhante ao apresentado pelos serpentinitos, contudo ocorre um fracionamento interno mais acentuado dos ETRL.

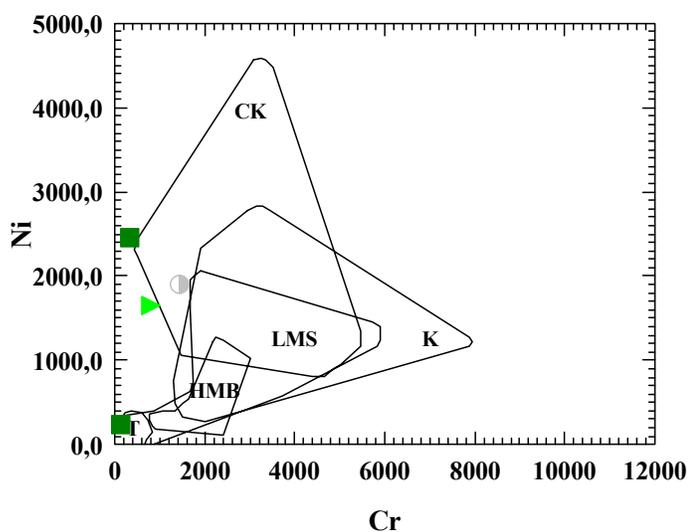


Figura 21 - Variação nos teores de Ni *versus*. Cr, expressos em ppm, dos litótipos da Sequência Corticeira representados no diagrama proposto por Hallberg (1985). CK – komatiitos cumuláticos, K – komatiitos, HMB – basaltos com alto Mg, LMS – sills acamados de basalto com alto Mg e T – basaltos toleíticos. Quadrados verde-escuro: serpentinitos; triângulo verde-claro: tremolita-talco-serpentina-xisto e círculo cinza: cornubianito máfico.

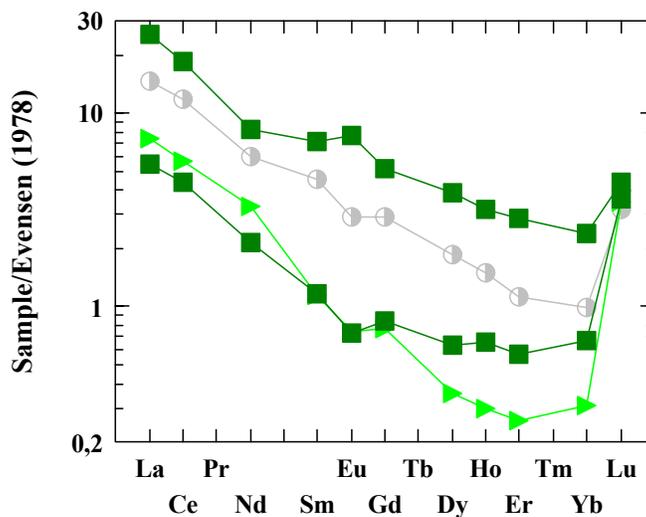


Figura 22 - Assinatura de elementos terras raras das rochas ultramáficas da Sequência Corticeira. Quadrados verde-escuro: serpentiníticos; triângulo verde-claro: tremolita-talco-serpentina-xisto e círculo cinza: cornubianito máfico.

7.2. Metassomatitos

Transformações metassomáticas ocorridas em rochas ultramáficas podem gerar diferentes litótipos, como rodingitos, clorititos, tremolititos, esteatitos, ortopiroxenitos e albititos, sendo muito comum as rochas monominerálicas (Hartmann & Remus, 2000).

Duas variações de metassomatitos, que ocorrem na área estudada, foram analisadas e são: (1) rodingitos, associados a serpentinização inicial da seqüência ultramáfica e (2) turmalinitos derivados da alteração de clorita em turmalina pela ação de fluidos ricos em boro.

A rodingitização é descrita por Evans (1977) como um processo metassomático desenvolvido no contato entre rochas ultramáficas e rochas de composição contrastante, durante os processos de serpentinização ou metamorfismo de baixo grau.

A remoção e o transporte de elementos durante as transformações metassomáticas são atribuídas a soluções alcalinas, e as trocas químicas ocorridas durante o processo de rodingitização apresentam um *trend* similar representando uma influência direta da rocha original sobre a composição do rodingito (Coleman, 1977).

A partir da análise dos baixos conteúdos de elementos relativamente imóveis Zr e Ti foi possível afirmar que se trata de uma rocha cujos padrões geoquímicos são compatíveis ao apresentado por rodingitos observados em rochas ultramáficas (Naumann, 1985).

A turmalinização é um evento atribuído como resultado da injeção de boro e flúor pela ação preferencialmente hidrotermal provocada pela intrusão de corpos graníticos. Contudo a presença de turmalinitos em rochas ultramáficas é pouco comum sendo descrita na literatura geológica em poucos trabalhos (e.g. Phillips e Hess, 1936, Willet *et al.*, 1978). No caso deste estudo a partir de relações de campo a origem do turmalinito foi atribuída ao aporte hidrotermal de boro e flúor relacionado à intrusão do Granito Jaguari, que está a poucos metros da ocorrência em contato direto com as rochas ultramáficas da Sequência Corticeira.

O padrão terras raras do rodingito estudado revela um espectro normalizado rico em ETRL e empobrecido em ETRP com anomalia negativa (Gênova) de Eu de forma grosseira semelhante ao padrão apresentado pelo Granito Jaguari (Figura 23). A partir destas observações é possível concluir que provavelmente o rodingito tenha sido formado a partir das trocas químicas produzidas pela interação entre o granito e as rochas ultramáficas.

Comparando o padrão de ETR do turmalinito com o padrão do Granito Jaguari esta afirmativa é corroborada uma vez que ambas apresentam um padrão bastante semelhante com enriquecimento relativo em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesadas com anomalia negativa de európio (figuras 23 e 28).

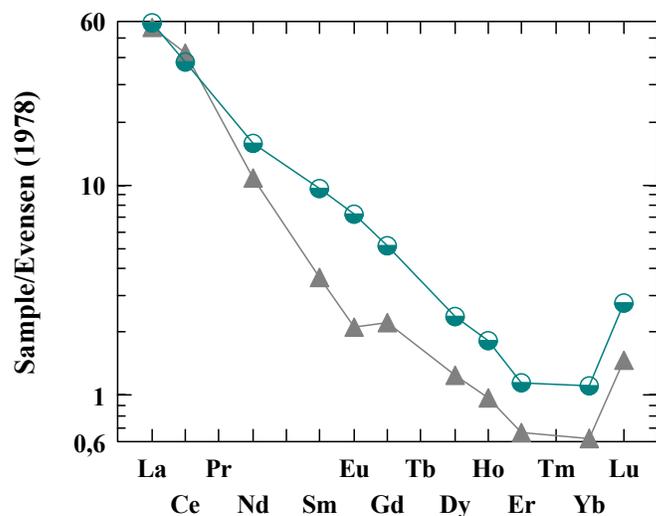


Figura 23 – Assinatura de elementos terras raras dos metassomatitos na Seqüência Corticeira. Triângulos cinza: rodingito e círculo verde-claro: turmalinito.

7.3. Granitos

No total foram analisadas onze amostras de granitos sendo cinco do Granito Jaguari e seis do Monzogranito Santa Rita.

O Monzogranito Santa Rita é enriquecido em Fe em relação ao Granito Jaguari sendo as razões Fe/Mg altas e Fe/Ti baixas em relação ao mesmo. Este padrão já havia sido descrito por Renner *et al.* (2003) em um estudo dos granitóides da região.

Em uma análise dos conteúdos de elementos maiores as amostras estudadas mostraram que os valores médios de SiO₂ variam entre 69,0 e 76,1% para o Monzogranito Santa Rita enquanto para o Granito Jaguari ficam no intervalo entre 67,7 e 75,0% sendo que este de maneira geral é mais rico em K₂O. O comportamento dos óxidos nos dois granitos pode ser analisado nos diagramas de Harker da figura 24.

Tanto o Granito Jaguari quanto o Monzogranito Santa Rita apresentam correlações negativas bastante pronunciadas para os elementos TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O e P₂O₅ versus SiO₂, que aumentam sistematicamente as concentrações, conforme ocorre um incremento de sílica. Uma correlação positiva é atestada pelo comportamento do K₂O, que preferencialmente aumenta com a diminuição de SiO₂ nos dois granitos. O comportamento do Al₂O₃ não permite a distinção de um *trend* preferencial.

Ambos os granitos podem ser classificados como peraluminosos a metaluminosos, quando plotados em um diagrama $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ vs. $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ em proporção molar de Shand (1927) conforme pode ser visualizado na Figura 25. E em um diagrama SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Peacock (1931) são classificados como cálcicos (Figura 26).

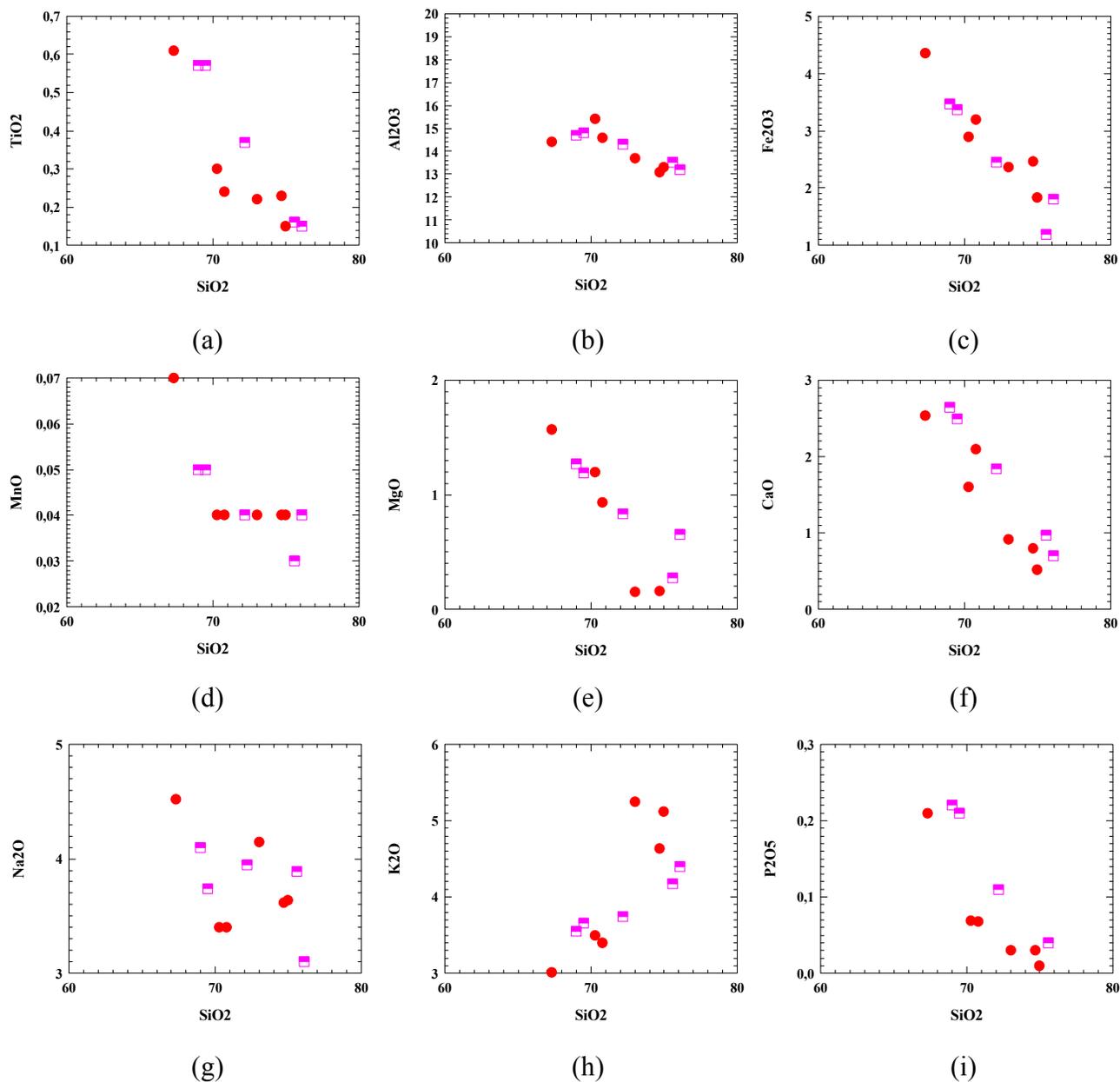


Figura 24 – Diagramas de Harker para o Monzogranito Santa Rita (quadrado rosa) e o Granito Jaguari (circulo vermelho).

No diagrama Rb *versus* Y+Nb (Figura 27), as amostras do Monzogranito Santa Rita e do Granito Jaguari plotam nos campos dos granitos de arco vulcânico e dos granitos intraplaca, respectivamente.

Os padrões dos elementos terras raras (ETR) do Granito Jaguari e do Monzogranito Santa Rita são bastante semelhantes (Figura 28), ambos mostram um enriquecimento acentuado dos terras raras leves (ETRL) em relação aos terras raras pesados (ETRP), indicando que houve um fracionamento bastante acentuado dos ETRP, conforme revelam as razões $(La/Yb)_n$ exibidas tabela 1 em anexo. O fracionamento interno dos ETRL é mais acentuado que os ETRP para os dois granitos. Todas as amostras apresentam anomalias pouco pronunciadas de Eu e acentuadas anomalias de Lu. A maior diferença entre ambos os granitos é observada com relação ao somatório dos ETR, sendo o ΣETR do Granito Jaguari superior aos do Monzogranito Santa Rita.

Junto aos padrões de ETR dos granitos, a figura 28 mostra também o padrão de ETR do turmalinito. A composição dos espectros de ETR normalizados, segundo Evensen *et al.* (1978), dos granitos com o do turmalinito mostra uma certa semelhança, pois em todos os litótipos há um enriquecimento relativo em ETRL com anomalia negativa em Eu. Contudo, em uma análise mais criteriosa é possível afirmar que o turmalinito apresenta maior afinidade com o Granito Jaguari, quando observarmos por exemplo o somatório dos ETR. Assim, a semelhança bastante acentuada no espectro de ETR, além do somatório dos ETR sugere uma relação química entre o turmalinito e o Granito Jaguari. Isto permite especular que os fluidos ricos em boro que interagiram com os clorititos da Seqüência Corticeira derivaram do Granito Jaguari.

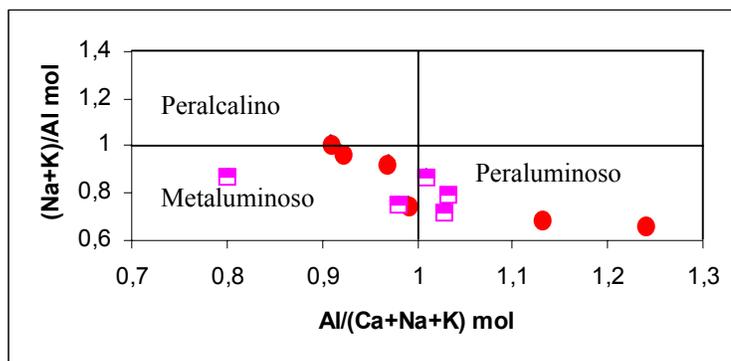


Figura 25 - Diagrama de Shand (1927) com $(Na+K)/Al$ vs. $Al/(Na+K+Ca)$ em proporção molar. Quadrado rosa: Monzogranito Santa Rita; círculo vermelho: Granito Jaguari

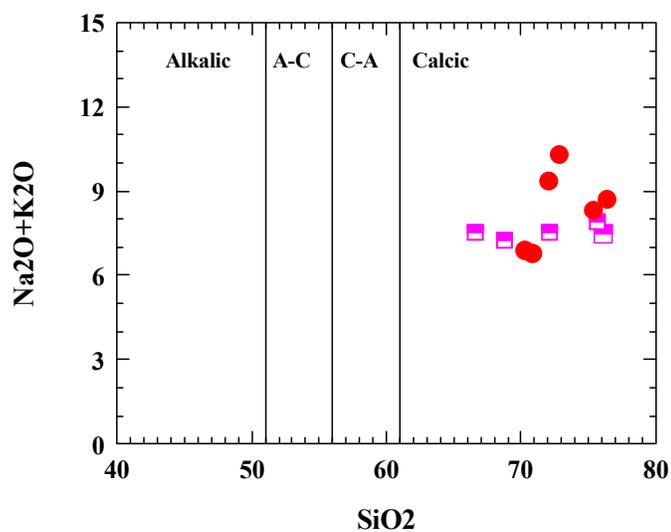


Figura 26 - Diagrama SiO_2 vs. Na_2O+K_2O expressos em percentagem peso de Peacock (1931). Quadrado rosa: Monzogranito Santa Rita; círculo vermelho: Granito Jaguari.

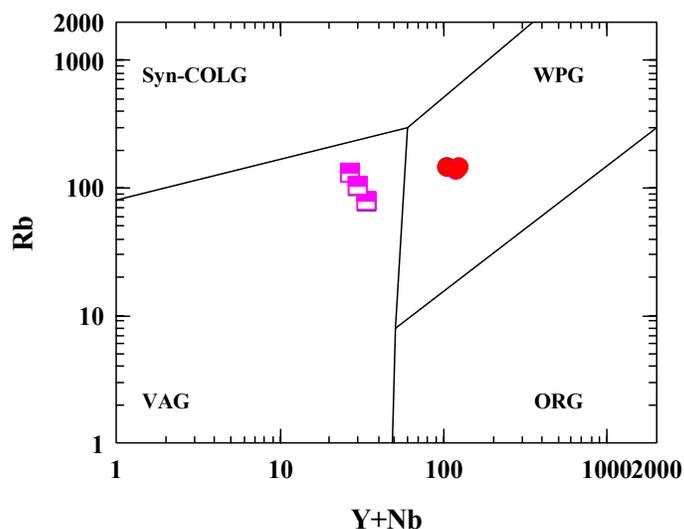


Figura 27 – Diagrama Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.* 1984) para granitos. Syn-COLG: granitóides sin-colisionais; VAG: granitóides de arcos vulcânicos; ORG: granitóides de cadeias oceânicas e WPG: granitóides intraplaca. Quadrados rosa: Monzogranito Santa Rita e círculos vermelho: Granito Jaguari.

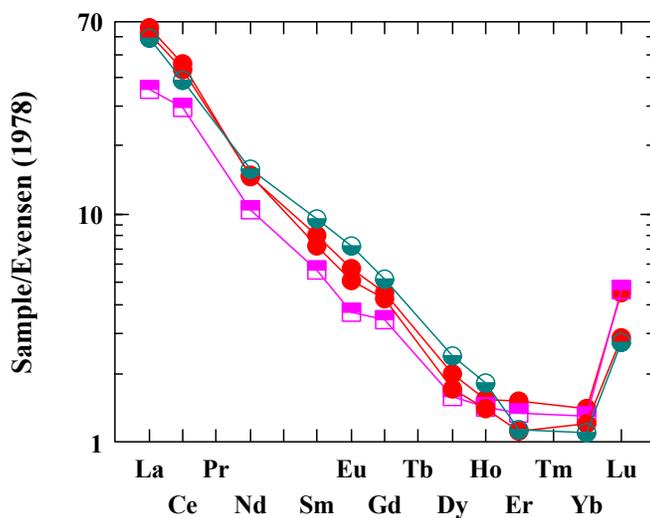


Figura 28 – Assinatura de elementos terras raras dos granitos e turmalinito da região de Ibaré. Quadrado rosa: Monzogranito Santa Rita; círculo vermelho: Granito Jaguari e verde-claro: turmalinito.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho são descritas pela primeira vez feições que até então eram desconhecidas na área estudada. Por exemplo, verificou-se em campo que o Granito Jaguari não ocorre como um *stock* isolado na porção sudeste da Seqüência Corticeira, mas sim como uma série de intrusões encaixadas em planos de falhas envolvendo os ultramafitos. Esta constatação contribui para uma reavaliação dos estudos que enfocam os eventos metamórficos na região, os quais até então eram atribuídos exclusivamente à intrusão do Monzogranito Santa Rita. Este granitóide era considerado o principal responsável pela formação dos cornubianitos que ocorrem no local, o que os resultados da presente pesquisa mostram que precisa ser re-avaliado, na medida em que os dados do Granito Jaguari revelam sua participação nos eventos metassomáticos e de metamorfismo de contato que afetaram a Seqüência Corticeira.

Esta afirmativa ganha ainda mais força quando comparados os elementos terras raras do Granito Jaguari com os dos ultramafitos cujos padrões são bastante semelhantes, embora estes últimos apresentem valores totais de ETR inferiores. Sugerindo desta forma uma razão fluido/rocha >1 , pois esta razão foi suficientemente elevada para alterar o padrão ETR dos ultramafitos.

A análise petrográfica das rochas do Complexo Ultramáfico de Ibaré indica uma complexidade na faciologia metamórfica destas litologias. O metamorfismo regional, relacionado a três eventos deformacionais, encontram-se superpostos por um metamorfismo de contato desenvolvido, junto ao Granito Jaguari.

As dificuldades são ampliadas visto que as rochas ultramáficas apresentam parageneses intensamente descaracterizadas, em função do elevado grau de serpentinização apresentada. O metamorfismo e o metassomatismo, ao qual foram expostas as rochas da seqüência ultramáfica, obliteraram as texturas originais destas, dificultando a determinação de um protolito.

Quimicamente este fato se repetiu, uma vez que, os elementos normalmente utilizados para definir a afinidade geoquímica das rochas básicas e ácidas ocorrem em quantidades muito pequenas nas rochas ultramáficas e os elementos menores mais comuns nestas rochas não possuem, ainda, estudos adequados de sua mobilidade geoquímica frente

a tais processos de transformação o que não só dificulta a definição da afinidade geoquímica da rocha ultramáfica como mais uma vez a definição de seu protolito.

Entretanto a partir dos dados geoquímicos obtidos pode-se constatar que as rochas ultramáficas apresentam baixos teores de álcalis (Na_2O e K_2O), e de Al_2O_3 e TiO_2 , enquanto os teores de Ni, Cr e MgO apresentados são elevados. Um fator importante com relação a estes parâmetros geoquímicos é que estes são similares, mas não diagnósticos de komatiitos (Nesbitt *et al.*, 1989). Entretanto, evidências contundentes de que estas rochas seriam komatiitos, como textura *spinifex*, disjunção poliedral e *pillow lava* (Kareem e Byerly 2003) não foram observadas. Isto não descarta a possibilidade da filiação sugerida pelos dados geoquímicos, uma vez que tais feições poderiam ter sido obliteradas pelo metamorfismo.

Com relação aos metassomatitos estudados, estes são representados pelos rodingitos, relacionados a serpentinização inicial, e por turmalinito que representa outro tipo de metassomatismo, que é a alteração de clorita em turmalina pela ação de fluidos ricos em boro.

Os rodingitos apresentam teores de Zr e Ti compatíveis com rodingitos observados em rochas ultramáficas (Naumann, 1985). O padrão de ETR do rodingito assemelha-se ao padrão apresentado pelo Granito Jaguari o que pode sugerir que este tenha sido formado a partir de trocas químicas produzidas pela interação entre o granito e as rochas ultramáficas.

Com relação ao turmalinito, a partir das observações dos espectros dos padrões de ETR de ambos os granitos em comparação ao padrão apresentado pelo mesmo, foi possível identificar uma maior afinidade geoquímica deste com o Granito Jaguari que em estudos anteriores era considerado como fonte provável do turmalinito, esta constatação fortalece tais afirmativas.

A turmalina foi classificada a partir de dados microsonda eletrônica seguindo a norma de classificação proposta por Hawthorne e Henry (1999), que levam em consideração os conteúdos de $\text{LiAl}_2\text{-MgAl}_2\text{-Fe}^{2+}$ para turmalinas do grupo das alcalinas com domínio de O no sítio W, como óxi-dravitas e assemelham-se com as de depósitos hidrotermais relacionadas a rochas metamórficas, com teores de Fe baixos (Slack, 1996). Vale ressaltar que foram estudados apenas cinco pontos em diferentes grãos turmalinas de diferentes amostras. Contudo, a determinação da composição, bem como, a classificação da

turmalina é bastante relevante uma vez que estas podem ser utilizadas como minerais “farejadores” de depósitos de minério metálico e não metálico (Slack, 1996).

Os granitos (Santa Rita e Jaguari) foram classificados como peraluminosos a metaluminosos, quando plotados em um diagrama $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ vs. $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ em proporção molar, como cálcicos em um diagrama SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, e com relação ao ambiente tectônico como granitos de arco vulcânico e intraplaca respectivamente.

Diferenças também são notadas quando observados os padrões dos elementos terras raras que mostram que o ΣETR do Granito Jaguari é superior aos do Monzogranito Santa Rita.

Desta forma, o contexto geológico da área pode ser resumidamente descrito da seguinte forma:

- 1) No Proterozóico Inferior ocorrem manifestações magmáticas controladas estruturalmente pelo Lineamento de Ibaré;
 - a. São formadas as rochas do Complexo Ibaré (Seqüência Bela Vista e Corticeira);
- 2) No Proterozóico Superior a Paleozóico Inferior ocorre a granitização;
 - a. Ocorre primeiramente o Monzogranito Santa Rita (646 ± 52 Ma), de conotação geotectônica de arco vulcânico, e provável desenvolvimento em cráton ou espessa margem continental (Hartmann e Nardi 1983);
 - b. Posteriormente o Granito Jaguari (544 ± 23 Ma e 537 ± 10 Ma), cuja afinidade geoquímica é cálcica, e desenvolvido em ambiente intraplaca ou de acordo com Nardi (1984) anorogênico ou pós-orogênico. Na área este granito causou intenso metamorfismo de contato com evidências de metassomatismos (turmalinização e rodingitização).
- 3) No Fanerozóico ocorre o desenvolvimento da Bacia do Paraná após a cratonização. Diques básicos e alcalinos ocorrem esporadicamente e evidências de reativação do Lineamento de Ibaré, são indicadas por perturbações locais em sedimentos da Formação Rio Bonito (Naumann *et al.*, 1984)

Outros enfoques também podem ser sugeridos para pesquisas futuras na área, dentre eles, o metamorfismo e o metassomatismo sofrido pelas rochas ultramáficas da Sequência Corticeira. Como por exemplo, em estudos de detalhe, poderiam ser traçadas isógrads de metamorfismo termal progressivo; ou ainda por apresentar um ambiente favorável as rochas ultramáficas poderiam ser alvo de estudo de processos metassomáticos, uma vez que são abundantes os rodingitos, albitos e turmalinitos.

A geoquímica da série de transição 3d também poderia ser alvo de estudos, uma vez que estes elementos ocorrem em teores relativamente elevados em rochas ultramáficas e, quando normalizados em base anidra ao manto primitivo, podem refletir diversos aspectos da evolução dos magmas e resíduos cumuláticos.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alderton, D. H. M.; Pearce J. A.; Potts, P. J. 1980. Rare Earth Element Mobility During Granite Alteration: Evidence From Southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, vol. 49, p. 149-165.
- Carvalho, P. F. 1932. Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. *Bol. Serv. Geol. Mineral. Rio de Janeiro*, 66: 1-72.
- Chemale Jr., F. 1982. Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 123p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Coleman, R. G. 1967. Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *USGS Bull.* 1247p.
- Coleman, R. G. 1977. *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?* Springer-Verlag, Berlin. 229p.
- Condie, K. C. 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth Heinemann. 282 p.
- Cordani, U. G. 1980. Fundamentos de Interpretação Geocronológica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriú. Boletim nº 6, SBG, pp. 1-32.
- Cullers, R. L. & Graf, J. L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of continental crust: intermediate and silic rocks - ore petrogenesis. In: Henderson, P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. P. 275-316. (Developments in geochemistry 2).
- Eppinger, R. G.; Briggs, P. H.; Rosenkrans, D.; Ballstrazze, V.; José Aldir, Brown, Z. A., Crock, W. M. d'Angelo, Doughten, M. W.; Fey, D. L.; Hageman, R. T., Hopkins, R. T.; Knight, R. J.; Malcolm, M. J.; McHugh, J. B.; Meier, A. L.; Motooka, J. M.; O'Leary, R. M.; Roushev, B. H.; Sultley, S. J.; Theodorakos, P. M. and Wilson, S. A. 1999. *Geochemical Data for Environmental Studies of Mineral Deposits at Nabesna, Kennecott, Orange Hill, Bond Creek, Bremner, and Gold Hill, Wrangell-St. Elias National Park and Preserve, Alaska*. U.S. Geological Survey. pp. 27.
- Evans, B. W. 1977. Metamorphism of Alpine Peridotite and Serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:397-447.
- Evensen N. M., Hamilton P.J. and O'niions R. K., 1978, Rare Earth abundances in Chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Fantinel, L. M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. I. Tabulação e Distribuição das Associações Petrotectônicas do Estado do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, Porto Alegre, 5:19-54.
- Fonseca, A. C. 1999. Geoquímica dos elementos terras raras (ETR). <<http://www.geobrasil.net>> - Outubro de 2003.
- Fragoso Cesar, A. R. 1980. O cráton do Rio de La Plata e o cinturão Dom Feliciano, SE da plataforma sul-americana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Bahia, Salvador, SBG, vol. 1 p. 1-12.
- Garcia, M. A. M. & Hartmann, L. A. 1981. Petrologia do Complexo Palma, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*. São Leopoldo, 13(5):51-119.
- Gastal, M. C. P., Lafon, J. M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo: , v.28, n.1, p.9 - 28.

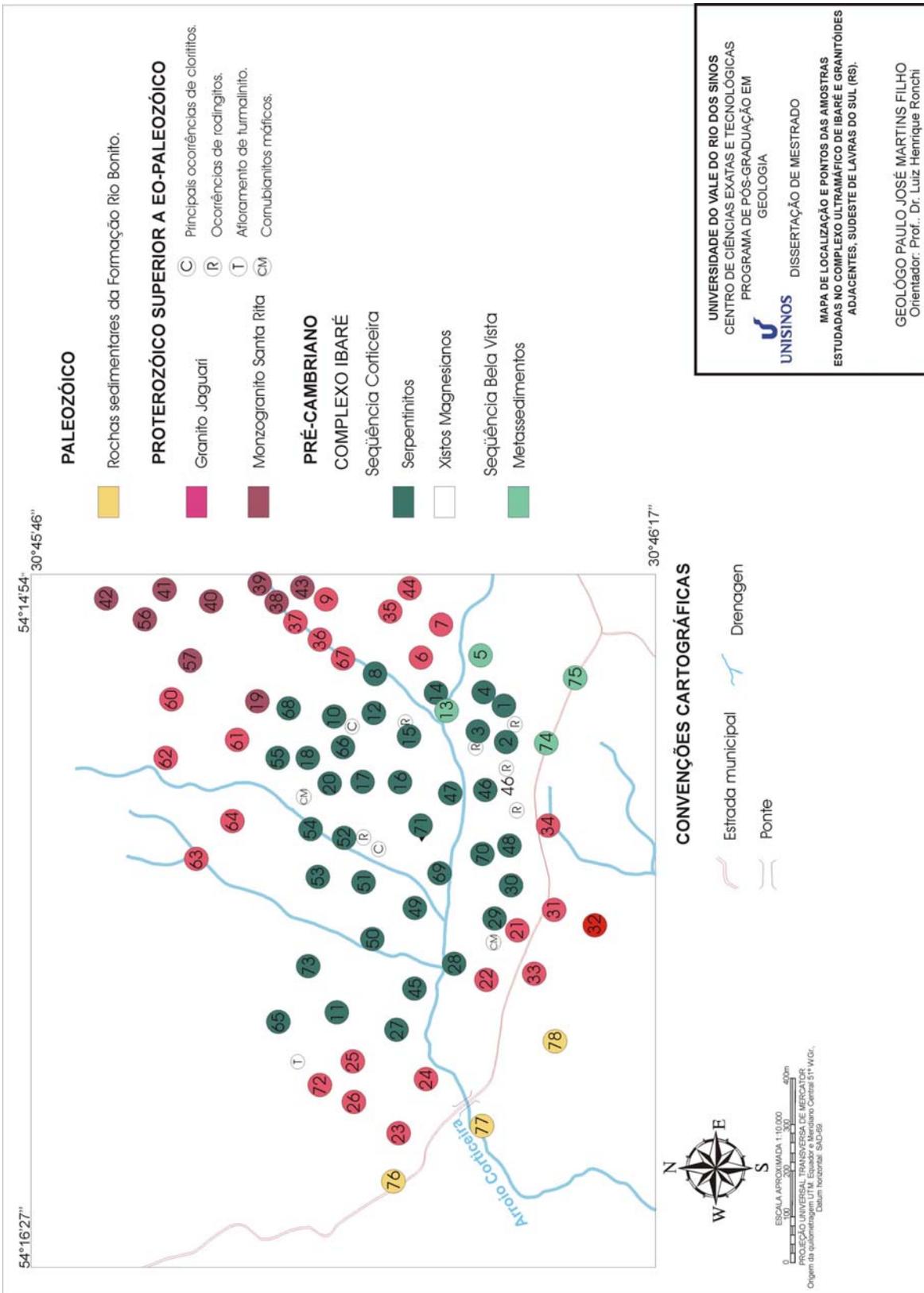
- Halberg, J. A. 1985. Geology and mineral deposits of the Leonora-Leverton área. Northeastern Yilgarn block, Western Australia. Hesprian Press, Perth, Western Australia, 140 pp.
- Hartmann, L. A.; Remus, M. V. D. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. *In: Holz, M. & De Ros, L. F.* 2000. Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Investigações do Gondwana – CIGO. p. 53-78.
- Hartmann, L. A. & Nardi, L. V. S. 1983. Contribuição à geologia da região oeste do Escudo Sul-Riograndense. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 1 Porto Alegre. Atas. P. 9-17.
- Hartmann, L.A. 1987. Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em minerais de duas amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *In: CONGR. BRAS. GEOQ.*, 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGq. v. 1, p. 105-111.
- Hartmann, L.A. 1991. Condições de Metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Rev. Bras. De Geoc.*, 21(2): 107-113.
- Hawthorne F. C. and Henry D. J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.* **11**:201-215.
- Hekinian, R., Fevrier, M., Bischoff, J. L., Picot, P. and Shanks, W. C. 1980. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N, *Science*, 207, 1433-44.
- Henry, D. J. Dutrow, B. L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *In: Grew, E. S., Anovitz, L. M. (Eds.)*, Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry, *Reviews in Mineralogy Vol. 33*, pp. 503-557.
- Henry D. J., Guidotti C. V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70** (1-2): 1-15.
- Hollings, P., Wyman, D.A., and Kerrich, R., 1999, Komatiite - basalt - rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: Significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province. *Lithos* 46, 137-161.
- Jost, H. Complexos máfico-ultramáficos do alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos. IG/UFRGS*, v.1, p.55 - , 1966.
- Jost, H. & Villwock, J. A. 1966. Contribuição à estratigrafia do pré-cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas Est. Escola de Geologia UFRGS*. 1(1): 13-26.
- Jost, H. 1970a. Esboço geológico da folha “Cabeceiras do Rio Vacacaí”, São Gabriel – RGS. *Bol. Escola de Geologia UFRGS*, 16:1-47.
- Jost, H. 1970b. Pré-metamorphic sedimentary sequence of Vacacaí Formation, Porongos Group, Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas Est. Escola de Geologia UFRGS*, 2(1):5-14.
- Jost, H. & Pinto, J. F. 1970. Geologia da Folha Suspiro, São Gabriel – Lavras do Sul – RGS. *Bol. Escola Geologia UFRGS*, 17:1-75.
- Jost, H. & Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, 7(11): 27-60.
- Kareem, K. M. and Byerly G. R. 2003. Petrology and Geochemistry of 3.3 Ga Komatiites– Weltevreden Formation, Barberton Greenstone Belt. *Lunar and Plan. Sci.* XXXIV. 2071-2072.

- Melson, W.G. & O'Hearn, T. 1986, "Zero-age" variations in the composition of abyssal volcanic rocks along the axial zone of the mid-Atlantic Ridge: Decade of North American Geology series-"The North Atlantic Sea Floor", B. Tucholke and P. Vogt, Eds, Geological Society of America, Vol. M., Cap. 8, pp. 117-136.
- Naumann, M. P., Hartman, L. A., Koppe, J. C., Chemale Jr, F. 1984. Sequências supracrustais, gneisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS – Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro. Anais. Vol. 5. p. 2417-25.
- Naumann, M. P. 1985. O complexo vulcano-sedimentar-ultramáfico e granitóides da região de Ibaré, RS. Porto Alegre. 161p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Nardi, L. V. S. & Hartmann, L. A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 3(10):45-75.
- Nardi, L. V. S. 1984. Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite complex, Rs, Brazil. England. 268 p. Tese de Pós - Doutorado. Universidade de Londres.
- Nesbitt, R. W.; Sun, S. S.; Purvis, A. C. 1989. Komatiites: Geochemistry and Genesis. *Can. Mineral.*, 17:165-86.
- O'Hanley, D. S.; Schandl, E. S.; and Wicks, F. J. 1992. The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate *T* and *P* (H₂O) during serpentinization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 97–108.
- Palandri, J. L. & Reed, M. H. 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 1115–1133.
- Peacock, M. A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39:54-67.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. B.; Tindle, A. G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25:956-983.
- Philips, A. H. & Hess, H. H. 1936. Metamorphic differentiation at contact between serpentinite and siliceous country rock. *Am. Mineral.* 21:333-662.
- Ribeiro, M. 1971. Uma província Alcalina no Rio Grande do Sul. I. Estudos Preliminares. *Iheringia, Série Geológica*, Porto Alegre, 4:59-71.
- Ribeiro, M. Fantinel, L. M. 1978. Associação petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. I. Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do estado do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, Porto Alegre, 5:19-54.
- Renner, L. C.; Fernandes, C. A.; Pulz, G. M.; & Torres, G. S. 2003. Geoquímica e susceptibilidade magnética dos granitóides da região de Ibaré sudoeste do Escudo Sul-Riograndense, Rs. 9º Congresso de Geoquímica, Belém, Pará, 2003. Livro de resumos expandidos, p. 645-646.
- Rocha, F.F.N. 1997, Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da parte norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. Porto Alegre. 188p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do sul.

- Rüegg, N. R. 1979. O Complexo Granítico São Sepé, Rio Grande do Sul e a evolução das Rochas Graníticas da Região Orogênica do Sudeste. *Bol. Inst. Geoc. USP*, 10:69-78.
- Schandl, E. S., D. S. O'Hanley, Wicks F. J. 1989 - Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario, *Canad. Miner.*, v. 57, 579-591.
- Shand, J. S. 1927. *Eruptive Rocks*. New York, Wiley, 488 p.
- Sartori, P. L. P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: Modelo Evolucionar de Granitos do Sul do Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências da Usp. Tese de Doutorado, 196 p.
- Slack, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: GREW ES AND ANOVITZ LM (Ed.), *Boron - Mineralogy, petrology and geochemistry*. *Rev Mineral* 33: 559-643.
- Soliani , E., Jr. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-RioGrandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo. 388 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).
- Spear, F. S. 1994. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-time paths*. Mineralogical Society of America. Monograph, Washington, D.C. 799 p.
- Streckeisen, A. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. ***Earth Science Review.***, p 12: 1-133.
- Strieder, A. 1992. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: discussão das características e recomendações para tratamento geoquímico. *Rev. Bras. De Geoc.*, 22(3): 329-337.
- Svetov, S. A.; Svetova, A. I. and Huhma H. 2001. Geochemistry of the Komatiite–Tholeiite Rock Association in the Vedlozero–Segozero Archean Greenstone Belt, Central Karelia. *Geochemistry International*, Vol. 39:S24–S38.
- Taylor, L. A.; Spetsius, Z. V.; Wiesli, R.; Anand, M.; Prompated, P.; and Valley, J. W. 2004. The origin of mantle peridotites: crustal signatures from yakutian kimberlites. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract.
- Teixeira, J. B. G. 1981. *Prospecção de Ouro na Área de Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Estado da Bahia*. *Ciências da Terra*. 1:55-86.
- Willet, G.; Eshuys, E.; Guy, B. 1978. Ultramafic Rocks of Widgiemooltha-Norseman Area, Western Australia: Petrological diversity, geochemistry and mineralization. *Precambrian Res.*, 6:133-56.
- Wit M. J. & Ashwal L. D. 1995. Greenstone belts: what are they? *S. Afr. J. Geol.* 98(4), 505-520.
- Yavuz F., Gültekin A. H., Karakaya M. C. 2002. CLASTOUR: a computer program for classification of the minerals of the tourmaline group. *Computers & Geosciences*, **28**: 1017-1036.

10. ANEXOS

Mapa de Pontos



TERCEIRA PARTE

**CONTRIBUIÇÃO DO ESTUDO DA RAIZ DO FILÃO COCAL
(INCLUSÕES FLUIDAS E ETR) AO MODELAMENTO DOS
DEPÓSITOS MINERAIS DE FLUORITA DO SUDESTE
CATARINENSE**

1. INTRODUÇÃO

Esta parte da dissertação é apresentada sob a forma de um artigo científico, no qual são aplicadas técnicas de petrografia, microsonda eletrônica, geoquímica (terras raras e inclusões fluidas) no estudo da raiz do Filão Cocal contribuindo no modelamento dos depósitos minerais de fluorita de Santa Catarina. Para tal, foi realizado um perfil em galeria a partir do qual obteve-se amostras da mineralização e da rocha encaixante. A partir destas desenvolveu-se então o estudo.

Os dados obtidos foram organizados, com o título: *Contribuição do estudo da raiz do Filão Cocal (inclusões fluidas e ETR) ao modelamento dos depósitos minerais de fluorita do Sudeste Catarinense*. Este submetido e aceito para publicação pelo corpo consultivo da Editora Unisinos no livro Caracterização e modelamento de depósitos minerais.

O trabalho será apresentado na íntegra, sem nenhuma modificação no conteúdo e redação. Contudo, a numeração de páginas, figuras e tabelas foi adaptada para manter a seqüência do restante desta dissertação.

Contribuição do estudo da raiz do filão Cocal (inclusões fluidas e ETR) ao modelamento dos depósitos minerais de fluorita do Sudeste Catarinense

Paulo José Martins Filho
Luiz Henrique Ronchi
Arthur Bastos Netto

RESUMO

As mineralizações de fluorita do sudeste catarinense vem sendo sistematicamente estudadas por mais de vinte anos, foram classificadas como hidrotermais de baixa temperatura e depositadas durante quatro eventos de reativação tectônica. O estudo das porções inferiores do filão Cocal apresentou resultados complementares aos trabalhos anteriores. A aplicação do geotermômetro da clorita indica temperaturas em média de $202 \pm 25^\circ\text{C}$. Análises microtermométricas realizadas em inclusões fluidas de amostras das quatro gerações de fluorita mostraram que as temperaturas de homogeneização (Th) variaram em um intervalo decrescente bastante definido (de 150 a 90°C) sendo que as temperaturas mais elevadas estão relacionadas às inclusões primárias da primeira fase de mineralização, seguidas por um subsequente resfriamento. Isócoras obtidas a partir das temperaturas de homogeneização mínimas e máximas das inclusões desta primeira fase, e utilizando como referência o geotermômetro independente da clorita, sugerem pressões de formação da ordem de 1,1 kbar e 1,25 kbar. A ausência de anomalia positiva em európio na raiz do filão evidencia que neste caso não teria ocorrido mistura de fluidos. O fato de os espectros de ETR da fluorita serem semelhantes aos do granito não alterado sugere que o sistema hidrotermal teria drenado grandes volumes de rocha granítica fonte em escala regional, e portanto, não apenas a encaixante próxima ao filão. A correlação negativa entre salinidade e temperatura de homogeneização corrobora a possibilidade anteriormente aventada de que um fenômeno do tipo ebulição (boiling) poderia ter sido importante para a deposição de fluorita em locais onde não houve trocas iônicas significativas entre solução e rocha encaixante.

ABSTRACT

The fluorite veins from Santa Catarina have been studied during the last twenty years, they were classified as low temperature hydrothermal lodes and were deposited during four tectonic reactivation phases. The study of the lower part of the Cocal vein presented complementary results coherent with the previous works. The chlorite geothermometer yielded medium temperatures of $202 \pm 25^\circ\text{C}$. Fluid inclusions microthermometric analyses in samples from the four generations has shown homogenization temperatures from 150 to 90°C . The higher temperatures are related to the first phase followed by a subsequent lowering temperature process. Pressure estimates based on the vapor pressure of the fluid at TH minimum and maximum in primary inclusion from the first phase, using as reference the chlorite independent geothermometer, suggest values from 1.1 to 1.25kbar. The absence of Eu positive anomaly indicates that the fluid mixing described in the upper part has not occurred in the lower part of the vein. The fluorite REE signature is similar to the unaltered granite pattern suggesting that the hydrothermal system would have drained huge volumes of granite source rocks instead of the immediate hosting rock. A negative correlation between homogenization temperature and salinity reinforces the possibility that a boiling phenomenon could has been important for fluorite deposition in zones were the solution – rock ionic exchanges were not important.

INTRODUÇÃO

A primeira referência à existência de mineralização filoneana de fluorita no Sudeste Catarinense deve-se a Putzer (1953). Ainda nos anos 50, a fluorita começou a ser explorada artesanalmente e, nos anos 70, o Distrito Fluorítico de Santa Catarina (DFSC) já era o maior produtor de fluorita da América do Sul, posição que ainda ocupa. O auge da produção ocorreu nos anos 80 (em torno de 300.000 t/ano, com teor médio de 35% de CaF_2). Nos últimos 10 anos, a produção anual mantém-se em torno de 90.000 t (rom).

Por outro lado a primeira descrição de um filão deve-se a Teixeira & Angeiras (1965), mas, somente nos anos 80, os depósitos passaram a ser objeto de investigações científicas, iniciadas com as primeiras descrições detalhadas, efetuadas por Savi (1980), e os primeiros dados geoquímicos, publicados por Dardenne & Savi (1984). Desde então, numerosos estudos (ver mais adiante) foram realizados e os modelos genéticos propostos vêm sendo constantemente aperfeiçoados.

Fruto das condições de observação/amostragem do minério que, por sua vez, dependem do método e estágio da lavra, não há nenhum caso de depósito que tenha sido descrito detalhadamente e o seu minério analisado (para inclusões fluidas e ETR) desde o topo até as suas raízes. Neste sentido, o filão Cocal representa a primeira exceção, pois os níveis superiores e intermediários foram estudados detalhadamente por diversos autores e as suas raízes são investigadas no presente trabalho. Este filão tem, ainda, duas particularidades que motivaram o trabalho. Trata-se (1) da exploração mais profunda (300 m) efetuada no distrito, onde a grande maioria dos depósitos foram explorados até profundidades da ordem de 100 a 150 m e (2) de um dos raros casos onde estão presentes, num mesmo depósito, minérios das 4 fases de mineralização reconhecidas no distrito (Bastos Neto, 1990). Este trabalho teve como objetivo principal investigar o minério e a rocha encaixante nos níveis mais profundo do filão Cocal e, a partir da comparação dos resultados com aqueles de níveis mais superiores, discutir suas implicações no aperfeiçoamento dos modelos genético e prospectivo do DFSC.

MÉTODOS E PROCEDIMENTOS

O trabalho de campo foi efetuado em fevereiro de 2001, contando com a orientação do geólogo Clóvis Savi da mineradora. Para amostragem, foi selecionado um perfil onde estão presentes os minérios das 4 fases de mineralização identificadas por Bastos Neto (1990) e a encaixante granítica está exposta desde a zona de alteração hidrotermal relacionada à mineralização até partes mais distantes do veio, aparentemente não afetadas por esta alteração. Foram coletadas 18 amostras do minério de fluorita, uma de cada fase, e do granito encaixante. A descrição macroscópica das amostras foi realizada com o auxílio de lupa binocular. A partir destas descrições, foram selecionadas para serem laminadas 6 amostras do granito e seis de fluorita. As mesmas amostras foram moídas para as análises químicas efetuadas pela GEOSOL.

A determinação da composição da clorita foi efetuada a partir da análise em microsonda eletrônica modelo CAMECA 3x50, pertencente à Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), utilizando a tensão de aceleração de 15 KeV, corrente de 10mA, diâmetro do feixe de 1 μ e tempo de contagem de 20s para Na, Mg, Al, Si e Ca, 25s para K e Mn, e 30s para Ti e Fe. Os padrões de calibração incluíram silicatos, óxidos e metais.

O estudo das inclusões fluidas foi realizado no laboratório do PPGeo-UNISINOS, utilizando-se microscópio petrográfico Olympus modelo BH-2, com oculares de aumento de 10x e objetivas de longa distância focal de 50x e 100x. As seções foram feitas em fragmentos das amostra do filão por meio de lâminas bipolidas. Para medidas microtermométricas, utilizou-se o sistema *Chaix Meca*, que teoricamente permite determinar temperaturas entre -180°C e $+600^{\circ}\text{C}$, e sistema de medidas digital Euroterm 908. A taxa de aquecimento variou de 1,0 a 2,0 $^{\circ}\text{C}/\text{min.}$, e a de fusão do gelo 2,5 $^{\circ}\text{C}/\text{min.}$

GEOLOGIA DO DISTRITO FLUORÍTICO DE SANTA CATARINA

Os depósitos do Distrito Fluorítico de Santa Catarina ocorrem em uma faixa de cerca de 100 km de comprimento por 30 km de largura, delimitada a oeste pela Bacia do Paraná e a leste pelo Atlântico Sul. O embasamento da área (Figura 29) é formado por rochas granito-gnáissicas da Faixa Santa Rosa de Lima (Morgental & Kirchner, 1983) e pelos granitos das Suítes Intrusivas Pedras Grandes e Tabuleiro (Sallet, 1988) de idade brasileira. Estas rochas são cortadas por diques de rochas subvulcânicas ácidas, com idade de 347 Ma,

correlacionadas ao Grupo Itajaí por Teixeira (1969). As rochas sedimentares presentes no distrito pertencem às Formações Rio do Sul e Rio Bonito (permocarboníferas). A Formação Serra Geral é representada por diques e soleiras de diabásio. Na parte norte do distrito ocorre o Maciço Alcalino de Anitápolis.

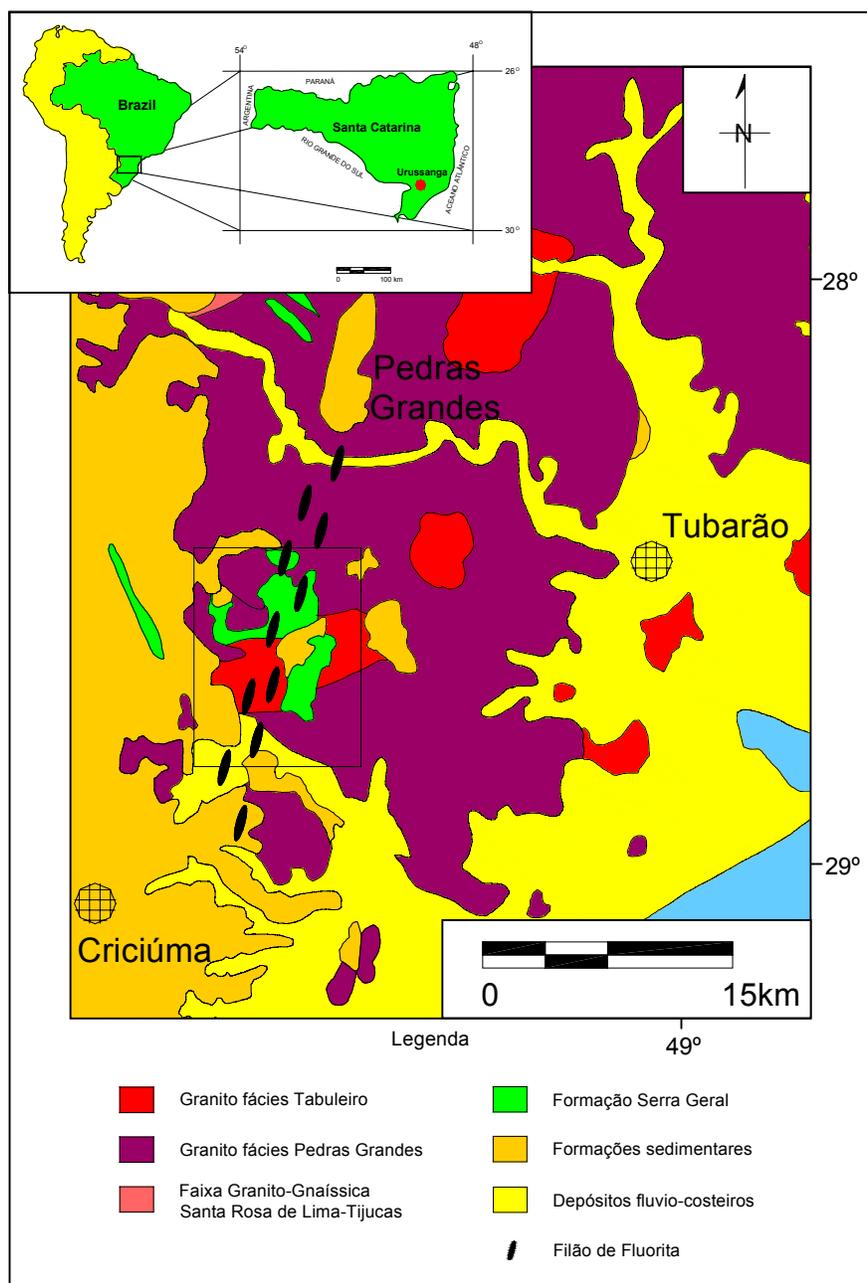


Figura 29 – Mapa geológico simplificado do distrito fluorítico de Santa Catarina em destaque a área de estudo (modificado de Bastos Neto, 1990).

CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS FILÕES DE FLUORITA

A mineralização é do tipo filoneana hidrotermal de baixa temperatura (Dardenne & Savi, 1984). A paragênese (Figura 28) é simples, com grande predominância de fluorita e quartzo. Os filões ocorrem encaixados preferencialmente nos granitóides e, em alguns casos, recortam as rochas sedimentares do Grupo Itararé (Savi, 1980). A maior parte dos filões de fluorita ocorre nos subdistritos associados ao lineamento Canela Grande. A oeste deste, ocorre o subdistrito Grão Pará associado à zona de cisalhamento Rio dos Bugres (Ferreira & Almeida, 1989). A leste, o lineamento Armazém controla três depósitos. Ocorrem, ainda, alguns filões independentes dos 3 lineamentos citados. Os filões associados ao lineamento Canela Grande ocorrem principalmente nas ramificações NNE-SSW a NE-SW ou nos pontos de bifurcação, em zonas de transtensão ligadas ao movimento dextro. Também ocorrem filões associados a estruturas secundárias de direção NE-SW e, mais raramente, ENE-WSW. O mergulho, em geral, é subvertical a 70°NW.

Em geral, os filões são explorados até profundidades em torno de 150 m, uma das exceções é o filão Cocal, objeto de estudo deste trabalho, cuja atual frente de lavra está a 300 m de profundidade. Nos níveis superiores, os teores médios dos filões são da ordem de 75% de CaF₂. Em profundidade, ocorre enriquecimento gradual em sílica. A morfologia dos filões caracteriza-se por alargamentos e estreitamentos, tanto no plano vertical como no plano horizontal, configurando lentes biconvexas. As dimensões das lentes variam de 150 m a 1000 m de comprimento, 1,5 m a 11 m de largura e 30 m a 300 m de altura. Segundo a classificação de Van Alstine & Schruben, 1982 (*in* Rocha, 1997), os jazimentos Segunda Linha Torres, São Pedro e Rio dos Bugres seriam os únicos considerados de grande porte, com reservas superiores a 1Mt. Com exceção de algumas poucas jazidas de porte médio, entre elas o filão Cocal, cujas reservas são superiores a 300.000 t, os demais jazimentos explorados são de pequeno porte, com reservas entre 50.000 e 100.000 t.

A fluorita se depositou durante quatro eventos de reativação tectônica e de abertura das estruturas. No detalhe, o minério das 4 fases de mineralização foi subdividido por Bastos Neto (1997a) em 9 gerações (Figura 30). Os minérios das fases 1 e 3 apresentam textura primária maciça ou grosseiramente bandada, e os minérios das fases 2 e 4 texturas bandadas, brechas de colapso e cocardes. A zonação vertical do filão nas fases 2 e 4 é mais pronunciada, com enriquecimento em sílica na raiz do filão e barita nas partes superiores.

Somente os filões Cocal, Mina Santa Catarina e Mina 2, todos no subdistrito Segunda Linha Torens são constituídos por minério das quatro fases de mineralização (Bastos Neto, 1990).

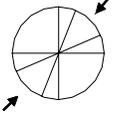
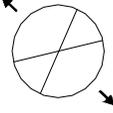
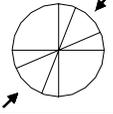
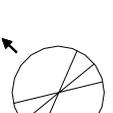
Fases	Tensões	Geração	Paragênese	Observações
1		I	qz. + f. vrd., viol, azul	t.p. maciça; brechas tectônicas; zon. vert. discreta.
		II	f. vrd., viol., azul + qz.	
2		III	f. vrd., viol., azul + qz.	t.p. bandada; brechas de colapso; zon. vert. acentuada.
		IV	f. viol., amar. esc.+ qz. + ba.	
3		V	f. vrd.	t.p. maciça zon. vert. discreta.
		VI	f. amar.	
4		VII	f. bra. + qz. + ba	t.p. bandada; brechas de colapso, f. em cocardes, zon. vert. acentuada
		VIII	f. amar. + qz. + ba.	
		IX	f. bra + qz. + ba.	

Figura 30 - Síntese de dados sobre as mineralizações do distrito fluorítico de Santa Catarina, adaptada de Bastos Neto (1997a), com as características estruturais e texturais das mineralizações em relação ao campo de esforços tectônicos: qz. = quartzo; ba. = barita; f = fluorita; vrd. = verde; viol. = violeta; amar. = amarelo; esc. = escuro; bra. = branca; t.p. = textura primária; zon. vert. = zonação vertical.

MODELOS GENÉTICOS

O primeiro modelo genético proposto para a mineralização de fluorita do sudeste de Santa Catarina relacionava a mineralização com fluidos tardi-magmáticos do granito encaixante (Teixeira & Angeiras, 1965). No entanto, a presença de veios de fluorita nos sedimentos permo-carboníferos e a identificação de um dique de diabásio cortado pelo filão de fluorita indicou uma idade pós-Jurássica para as mineralizações (Teixeira, 1969).

Horbach & Marimon (1980) relacionaram a mineralização ao magmatismo alcalino de Lages (70 Ma, cf. Scheibe, 1986). Para Morgental (1984), a fluorita seria ligada ao magmatismo alcalino de Anitápolis (129 Ma, cf. Amaral et al., 1967).

Segundo Savi (1980) e Savi & Dardenne (1980), a mineralização estaria associada à lixiviação do flúor de arcóseos da base do Grupo Tubarão e/ou dos granitóides por águas

conatas da Bacia do Paraná ou por soluções meteóricas infiltradas em profundidade e envolvidas em circuitos hidrotermais convectivos ligados à anomalia térmica causada pelo rifteamento do Atlântico Sul. Segundo estes autores, a fluorita filoneana depositou-se devido à queda de temperatura por mistura com soluções frias descendentes. A baixa salinidade (<2% peso eq. NaCl) encontrada de modo generalizado nas inclusões fluidas da fluorita (Dardenne & Savi, 1984; Sallet, 1988; Bastos Neto, 1990) levou a favorecer uma origem meteórica para as soluções hidrotermais. Para Bastos Neto *et al.* (1997a), interações fluido-rocha identificadas a partir do estudo da alteração hidrotermal da encaixante foram determinantes na precipitação da fluorita.

Sallet (1988) demonstrou a existência de um *stock-flúor* nos granitos Pedras Grandes e Tabuleiro na forma de fluorita disseminada que, segundo Bastos Neto (1990), é a forma mineralógica ideal para lixiviação por soluções de baixa temperatura e baixa salinidade. A fluorita disseminada dos granitos é primária, no caso do Granito Tabuleiro, e secundária, no caso do Granito Pedras Grandes. Esta última foi formada por alterações hidrotermais ligadas ao resfriamento dos corpos magmáticos (muito anteriores, portanto, às alterações ligadas à mineralização) que retiraram o flúor dos silicatos e o depositaram sob a forma de fluorita disseminada secundária (Bastos Neto, 1990). Estas alterações fizeram com que o Granito Pedras Grandes também se tornasse uma rocha fonte apesar de não ser rico em fluorita primária, como é o caso do Granito Tabuleiro. Cálculos de balanço de massa, considerando o intervalo de variação dos teores de flúor dos granitóides e os teores de fluorita dos filões, indicam que o volume de granitóides a serem lixiviados é bastante compatível com o modelo de lixiviação (Sallet *et al.*, 1990).

As relações dos eventos tectônicos regionais que precederam e acompanharam as mineralizações de fluorita no Distrito Fluorítico de Santa Catarina foram discutidas em detalhe por Bastos Neto *et al.* (1991). As três primeiras fases de mineralização do distrito são correlacionadas a fases alternadas em compressão e em distensão no intervalo de 130 a 115 Ma. A reativação da margem continental no Neo-Cretáceo/Eo-Terciário, com reajuste isostático e magmatismo alcalino induzindo o fechamento das isotermas e o termalismo, foi acompanhada por circulações hidrotermais responsáveis por uma fase de mineralização tardia (Rocha, 1997).

FILÃO COCAL

O filão Cocal localiza-se no subdistrito Segunda Linha Torrens, na parte sul do DFSC. É explorado pela Companhia Nitro-Química Brasileira, pertencente ao grupo Votorantin, e as reservas totais são da ordem de 300.000 t. O depósito ocorre encaixado predominantemente no Granito Pedras Grandes (Figura 31), corta um dique de riolito eo-paleozóico e rochas sedimentares da Formação Rio Bonito representadas por siltitos com intercalações subordinadas de arenito.

O filão é controlado por uma estrutura de direção geral N40°E e divide-se nas partes norte e sul que são separadas por uma zona não mineralizada localizada em uma inflexão da estrutura para N-S. Na parte sul, a estrutura é sub-vertical. Na parte norte, o mergulho varia de 45° SE a sub-vertical. A espessura média na parte sul é de 1,5 m e na parte norte de 1,0 m (Bastos Neto et al. 1997b).

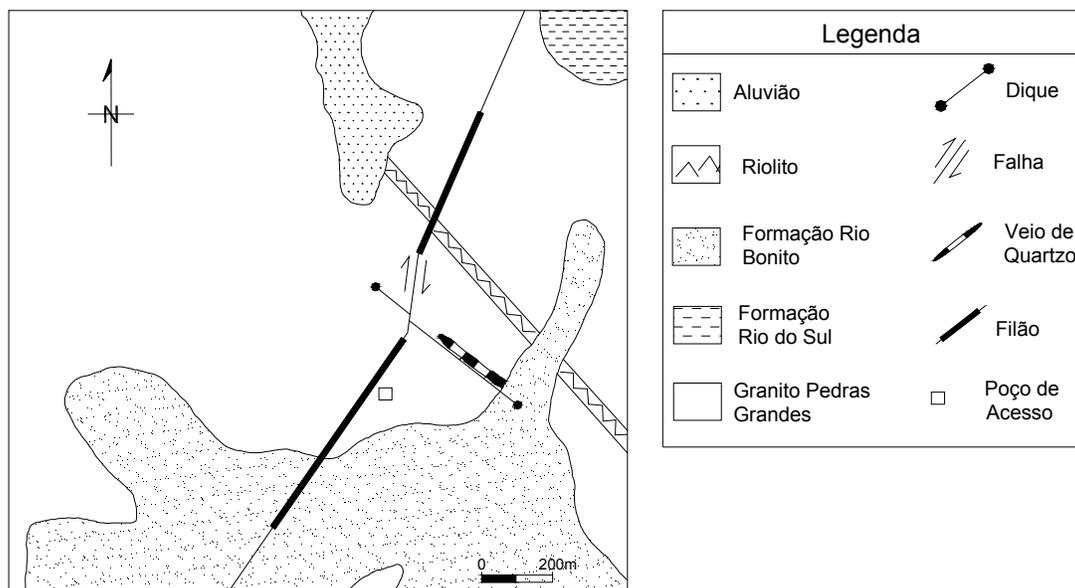


Figura 31 - Mapa geológico da área do filão Cocal (adaptado de BASTOS NETO, 1997b).

O perfil apresentado na Figura 32 é representativo do filão Cocal no nível -300 m. A encaixante, o Granito Pedras Grandes, mais distante do veio não apresenta evidências macroscópicas de alteração hidrotermal. Em direção ao veio, a encaixante tem uma cor rósea mais intensa, associada à alteração hidrotermal, e, no contato com o filão, ela é intensamente afetada por fraturação e bastante oxidada.

O minério é constituído pelas 4 fases de mineralização observadas nos níveis

superiores da mina. Na figura 32, o filão apresenta uma zonação assimétrica, caso mais freqüente no nível -300 m, e observa-se, de E para W: (a) minério da fase 1, constituído por uma brecha tectônica com elementos de fluorita verde clara, subordinadamente violeta, e cimento predominantemente formado por sílica cinza a branca com fluorita subordinada; (b) uma fina banda de minério da fase 2, constituído por intercalações de faixas de sílica (predominante), fluorita verde e fluorita roxa; (c) minério da fase 3, constituído por fluorita amarelo topázio maciça, com intercalações subordinadas de bandas de fluorita branca e sílica; (d) minério da fase 4, bandado, constituído por intercalações de sílica (predominante) branca e fluorita amarela; (e) minério da fase 2; (g) minério da fase 3; (h) minério da fase 1.

Uma característica marcante do nível -300 é o forte enriquecimento em sílica do minério. O teor do minério *in situ* é da ordem de 35% de CaF_2 (o teor de corte é de 30% de CaF_2 para um veio com 1 m de espessura). Os minérios mais enriquecidos em sílica são claramente os das fases 2 e 3. A fluorita dos elementos da brecha do minério da fase 1 é quase tão pura quanto a dos níveis superiores e, no minério da fase 3, as intercalações de sílica são apenas um pouco mais freqüentes do que nos níveis mais superiores. São estes dois minérios, especialmente o primeiro, pela maior espessura, que asseguram a exploração econômica do filão Cocal no nível -300 m.

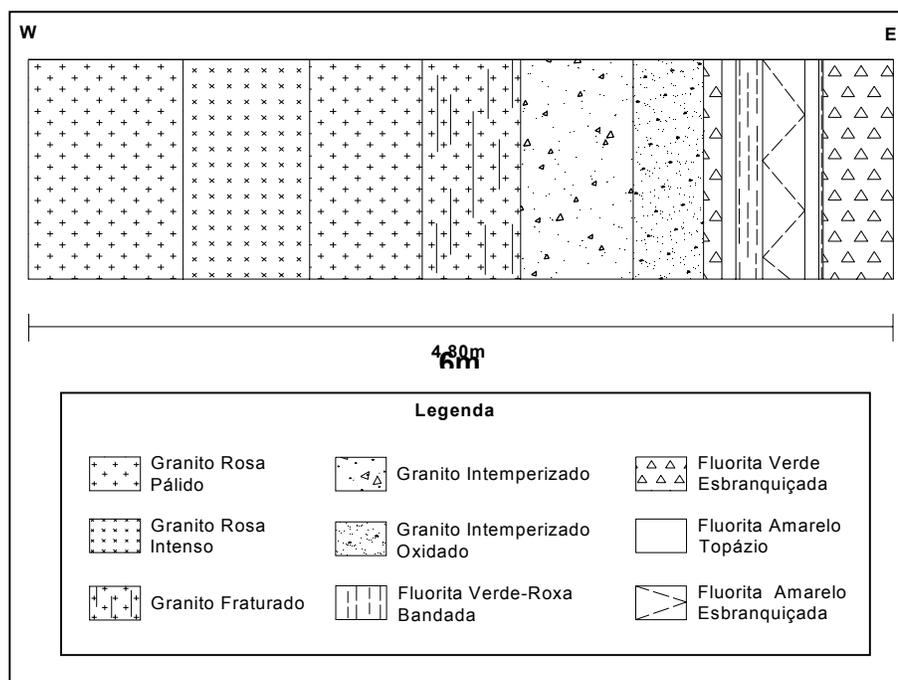


Figura 32 - Perfil representativo do filão Cocal e granito encaixante no nível -300 traçado no sentido E-W, mostrando os tipos de fluorita, além das diferentes faixas de alteração do granito.

Estudo da Rocha Encaixante

Petrografia

O conjunto de amostras estudadas compõe um perfil traçado no sentido E-W, de forma perpendicular ao filão, iniciando na galeria aberta para extração do minério até a galeria paralela ao filão aberta somente no granito. As amostras de granito mais próximas do filão geralmente apresentam, além da alteração hidrotermal, evidências de alteração intempérica (Figura 33). Isso se deve ao fato de que através do filão, uma vez que o mesmo freqüentemente não preenche totalmente a caixa filoneana, ocorre percolação de fluidos meteóricos.

O granito encaixante apresenta cores que variam de rosa pálido a rosa intenso nas amostras mais distantes do filão e rosa esverdeado nas amostras próximas ao filão (Figura 33 A, B e C). Em amostras de mão, podem ser distinguidos, em ordem de abundância: quartzo, feldspato, clorita, anfibólio, e óxido de Fe. A granulação predominante é grossa, mas termos de finos a médios também ocorrem, em menor quantidade. Trata-se de uma rocha porfirítica, com matriz fanerítica equigranular. A clorita é relacionada à alteração hidrotermal, funcionando assim, como mineral indicador desse hidrotermalismo. Este comportamento já foi anteriormente descrito por Dardene & Savi (1984), que constataram que a intensa alteração hidrotermal, caracteriza-se pelo desenvolvimento da clorita, albita, epidoto e a decomposição dos feldspatos e da biotita.

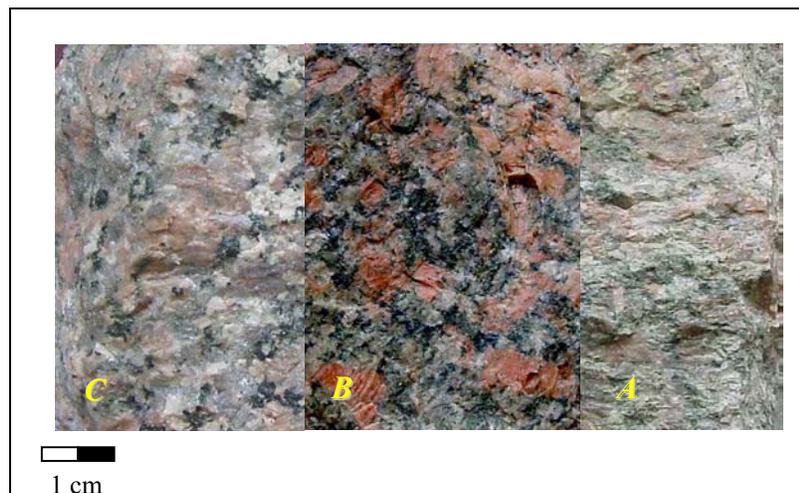


Figura 33 - Variações de cor no granito encaixante m função da distoancia ao filão; a) granito rosa esverdeado (no contato com o filão); b) granito rosa intenso; c) granito rosa pálido (mais distante).

Microscopicamente, foram descritas seis amostras do granito que compõem o perfil realizado na etapa de campo, visando uma análise e classificação da rocha encaixante. Nas amostras estudadas foi observado que o granito apresenta textura granular. A assembléia mineral composta basicamente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio e de maneira secundária clorita, é semelhante em todas as amostras, variando apenas em termos de proporção, com a exceção da ocorrência dos anfibólios que em duas amostras não foram observados.

O quartzo ocorre como (a) cristais anédricos, límpidos a levemente turvos, medindo em torno de 2 x 1,5 mm (Figura 34A). Apresenta contatos irregulares a retos, extinção fortemente ondulante e os grãos menores geralmente são subgrãos. Também podem ocorrer recristalizados medindo aproximadamente 0,025 x 0,025 mm, dispostos segundo aglomerados dispersos na lâmina ou em faixas descontínuas, paralelas entre si (Figura 34B).

O feldspato potássico é representado por cristais subédricos, com macla Carlsbad, geralmente alterados e medindo 3 x 4 a 2,5 x 3 mm (Figura 34C). Os contatos com os demais minerais são, em geral, irregulares, porém os do tipo reto também são encontrados. Fraturas são feições comuns na maioria dos grãos. Os principais produtos de alteração desse mineral são sericita e argilo-minerais. Frequentemente, o grau de alteração é bastante intenso, restando somente a forma do cristal preservada (pseudomórfos).

O plagioclásio, na maior parte dos casos, ocorre como cristais subédricos, levemente turvos com macla do tipo polissintética e medindo de 0,250 x 0,250 a 3 x 3,5 mm. Os contatos são retos a irregulares e fraturas são comumente observadas. Os produtos de alteração do plagioclásio são sericita, argilo-minerais e epidoto. Frequentemente observa-se apenas pseudomorfos da alteração total do plagioclásio. Por vezes são encontrados cristais levemente deformados (Figura 34C e D).

O anfibólio, quando presente, é representado por cristais subédricos, eventualmente, euédricos com pleocroísmo que varia de verde azulado a verde. As dimensões variam entre 0,750 x 1,5 a 1,5 x 2 mm, os contatos são retos a irregulares, porém, bordas com texturas de desequilíbrio (corroídas) também são observadas (Figura 34E). Fraturas são bastante comuns. Os planos de clivagem são em geral fracos e descontínuos sendo observadas inclusões de clorita. Este anfibólio corresponde ao tipo hornblenda.

A clorita é o único filossilicato presente nas amostras estudadas, provável produto de alteração da biotita durante a atuação dos fluidos hidrotermais, ocorre sob a forma de cristais subédricos, com pleocroísmo de verde a castanho esverdeado e medindo entre 0,050 x 0,075 a 2,5 x 3 mm. Os contatos geralmente são irregulares e as bordas de corrosão são freqüentes. Os planos de clivagem são fortes e contínuos. Em alguns casos, são observadas entre os planos de clivagem pequenas lentes de carbonato. Também, como no caso do plagioclásio, encontram-se levemente deformadas (Figura 34F).

Os minerais acessórios são titanita, zircão, fluorita e opacos, em geral idiomórficos.

Os dados apresentados na Tabela 6 correspondem às análises modais realizadas em seis amostras do granito para classificação da rocha encaixante. A composição mineral média do granito encaixante é definida essencialmente por quartzo (37,17%), feldspato potássico (28,67%) e plagioclásio (27,84%). A clorita (5,5%) representa a alteração hidrotermal. O anfibólio (1,34%) constitui única fase ferro-magnésiana primária preservada. Em um diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) as seis análises e sua média plotam no campo do granito *sensu strictu* (Figura 35).

Tabela 6 – Composições modais do granito encaixante.

Mineral em %	Amostras						
	G 4,80	G 3,40	G 3,20	G 1,70	G 1,30	G 0,80	Média
Quartzo	49,00	45,00	26,00	39,00	24,00	40,00	37,17
K-Feldsp.	15,00	20,00	27,00	38,00	38,00	34,00	28,67
Plagiocl.	26,00	21,00	42,00	21,00	40,00	17,00	27,84
Anfibólio	3,00	3,00	traços	traços	traços	2,00	1,34
Clorita	7,00	11,00	5,00	3,00	traços	7,00	5,5

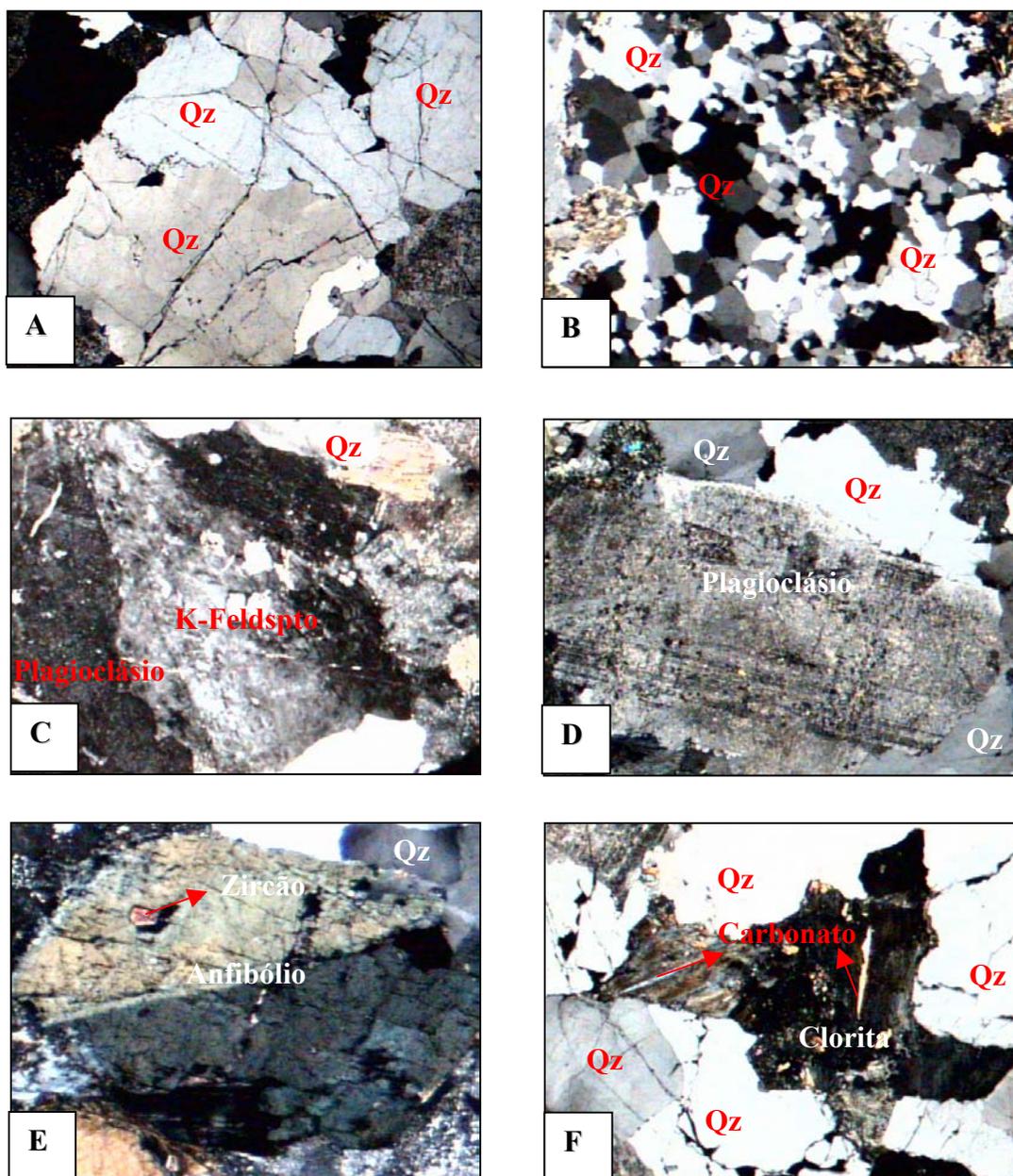


Figura 34 – Fotomicrografias a LPA. A - cristais de quartzo anédricos, límpidos a levemente turvos, fraturados. B - cristais de quartzo recrystalizados. C - cristal de K-feldspato sericitizado subédrico com inclusões de quartzo. Observam-se vestígios da macla do tipo Carlsbad. D - cristal de plagioclásio subédrico fortemente sericitizado. São visíveis vestígios da macla polissintética. E - mesmo cristal de anfibólio subédrico, pode-se observar que o mineral está maclado, com inclusão de zircão. F - cristais de clorita subédricos. As clivagens estão comprimidas e entre os planos formaram-se lentes de carbonato. Largura das fotos 7 mm.

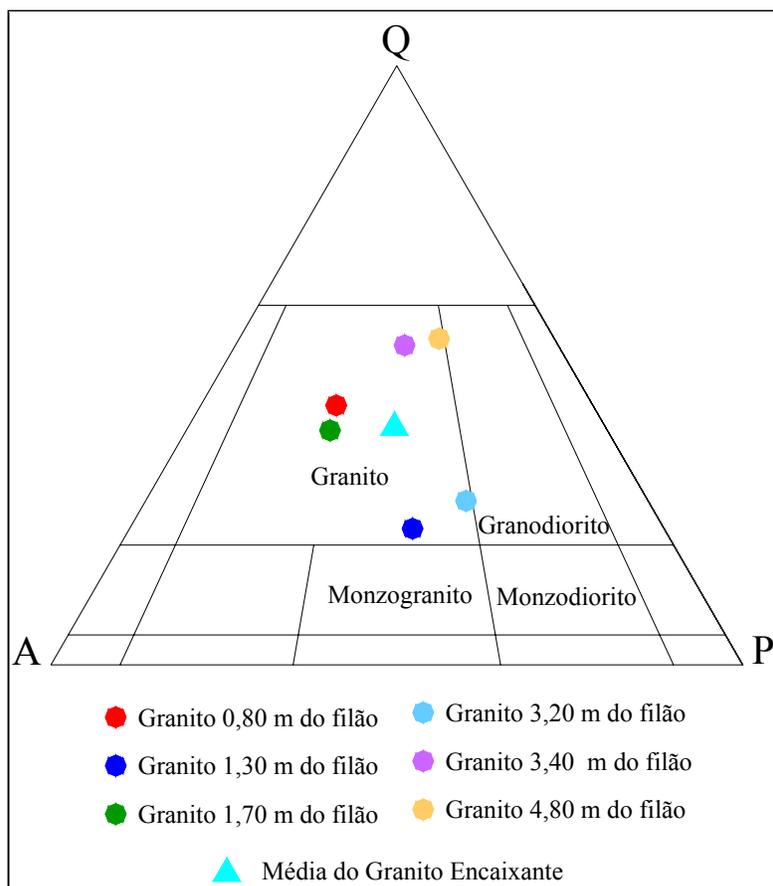


Figura 35 – Diagrama modal Q-A-P para o granito encaixante. Campos conforme Streckeisen (1976).

Geotermometria da Clorita

Conforme destacado por Laux (1999) a clorita é um mineral acessório comum em rochas de médio e baixo grau. Por apresentarem uma ampla variação na composição, as cloritas podem registrar informações sobre as condições físico-químicas sob as quais se formaram (Caritat et al. 1993).

Cathelineu & Nieva (1985) demonstraram que o conteúdo de Al^{IV} das clorita cresce com o aumento da temperatura e, desta forma, pode ser utilizado como um geotermômetro. Os mesmos autores definiram que cloritas passíveis de utilização têm razões $Fe/Fe+Mg$ no intervalo de 0,27 a 0,38. Zang e Fyfe (1995), após demonstrarem que a temperatura

depende também das substituições entre Fe ↔ Mg que ocorrem nas cloritas, desenvolveram um fator de correção para a equação de Cathelineu & Nieva (1985) que mostrou melhores resultados para cloritas com razões Fe/Fe+Mg superiores a 0,38.

Por esse motivo foi utilizado neste trabalho o fator de correção proposto por Zang & Fyfe (1995) para o geotermômetro de Cathelineu & Nieva (1985). É válido ressaltar que, segundo os autores, a incerteza deste geotermômetro é de aproximadamente 25° para mais ou para menos.

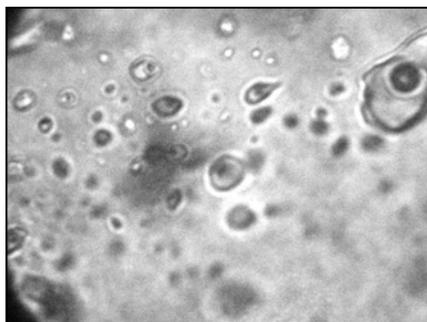
É interessante sublinhar que minerais opticamente identificados como cloritas apresentaram, em alguns casos, valores elevados de álcalis, especialmente de K, bem como valores muito elevados de Fe. Esse fato corrobora a observação petrográfica de que grande parte da clorita é oriunda da alteração de biotita.

Assim, a aplicação do geotermômetro, a partir dos resultados das análises na microsonda eletrônica, forneceu temperaturas que variaram de 175 a 230±25°C, com uma média de 202±25°C. Estes resultados são bastante similares aos obtidos por Bastos Neto (1990) em clorita do mesmo granito na Mina 2.

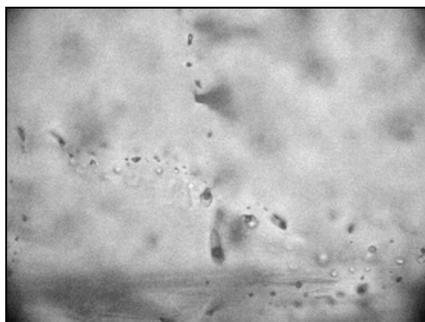
Inclusões Fluidas na Fluorita

A caracterização geoquímica da fluorita foi objeto de estudos preliminares concernentes às terras raras e às inclusões fluidas. Para as inclusões fluidas Dardenne & Savi (1984), determinaram temperaturas de homogeneização variando entre 125° e 145°C e salinidade inferior a 2% eq. NaCl. Bastos Neto *et al.* (1995) realizaram um estudo em 12 filões distintos e obtiveram temperaturas de homogeneização (Th) entre 100°C e 165°C. As Th mais elevadas foram encontradas na geração II do filão Cocal, objeto de estudo deste trabalho. As temperaturas de fusão do gelo obtidas indicaram salinidade relativamente baixa, da ordem de 0 a 2% peso eq. NaCl.

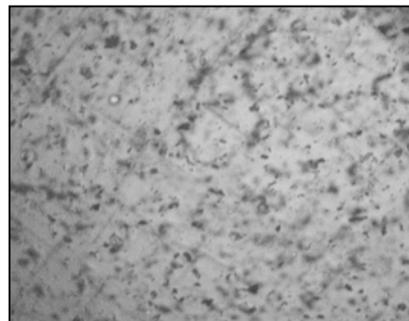
As amostras analisadas neste trabalho pertencem ao perfil de detalhe elaborado na raiz do filão, incluindo exemplares das quatro diferentes fases de mineralização. De uma maneira geral, foram observadas, em todas as amostras estudadas, inclusões do tipo bifásicas aquosas de origem primária, secundária e pseudo-secundárias (Fotomicrografias 1, 2 e 3).



Fotomicrografia 1 - Inclusões primárias, arredondadas, pouco estranguladas. Largura da foto 150 μ m.



Fotomicrografia 2 - Inclusões pseudo-secundárias (menores) cortadas por trilha de inclusões secundárias (maiores). Largura da foto = 300 μ m.



Fotomicrografia 3 - Inclusões pseudo-secundárias aprisionadas nos planos de clivagem dos cristais de fluorita. Largura da foto= 300 μ m.

As inclusões primárias apresentam distribuição aleatória e possuem tamanhos que variam entre 8 μ m a 14 μ m, com grau de preenchimento médio da fase vapor de 25% e formas que variam de arredondadas a prismáticas. As inclusões secundárias são maiores (entre 15 e 25 μ m) e geralmente estão fortemente estranguladas. As inclusões pseudo-secundárias formam trilhas dispostas segundo a clivagem dos cristais de fluorita ou nos contatos entre os mesmos, sendo as menores inclusões observadas (<4 μ m), o que dificultou muito seu estudo.

Resultados microtermométricos

Nas análises microtermométricas de inclusões fluidas, foram efetuadas 177 medidas da temperatura de homogeneização e 25 medidas da temperatura de fusão final do gelo. Esta diferença deve-se ao fato das inclusões de todas as fases terem apresentado um comportamento metaestável, sendo que, após o resfriamento a inclusão permanecia congelada mesmo em temperaturas positivas. Para tentar evitar este comportamento, passou-se a superaquecer as inclusões até temperaturas cerca de 100°C acima da última temperatura de homogeneização, porém nem sempre se obteve sucesso.

Para inclusões da Fase 1, obteve-se uma variação de temperatura de homogeneização, de 125 a 145°C, com norma de 130 a 140°C (Figura 36). As salinidades inferiores a 1% peso eq. NaCl, variaram entre 0,0 e 0,53% peso eq. NaCl. Estes valores correspondem

apenas às inclusões primárias, sendo que, inclusões secundárias não foram estudadas nessa amostra, uma vez que encontram-se fortemente estranguladas.

As inclusões primárias da Fase 2 forneceram temperaturas de homogeneização variando entre 130 e 140°C (Figura 36) e salinidade sempre inferior a 1, variando entre 0,18 e 0,53% peso eq. NaCl. As inclusões secundárias apresentaram duas modas para valores de temperatura de homogeneização bastante distintas uma com temperaturas variando entre 140 e 150°C e a outra entre 90 e 120°C (Figura 36). Porém, para as duas, os valores de salinidade foram os mesmos, ambos inferiores a 1 variando entre 0,18 e 0,53% peso eq. NaCl.

Para as inclusões primárias da Fase 3, obteve-se valores de temperatura de homogeneização variando entre 120 e 130°C (Figura 36). A salinidade não pode ser calculada, uma vez que todas as inclusões apresentaram comportamento metaestável após o resfriamento. As inclusões secundárias apresentaram valores de temperatura de homogeneização bastante distintos, também constituindo duas modas. A primeira com temperaturas entre 90 e 105°C e a segunda com valores entre 105 e 120°C (Figura 36). A salinidade medida para estas inclusões foi menor que 1, da ordem de 0,53% peso eq. NaCl.

As inclusões fluidas da Fase 4 apresentam temperaturas de homogeneização que variaram entre 75°C e 135°C (Figura 36), constituindo duas modas bastante distintas. Porém nenhuma destas é constituída por inclusões secundárias. Dentre essas modas, pode-se individualizar uma com temperaturas de homogeneização entre 75 e 105°C, e a outra com temperaturas de homogeneização entre 120 e 135°C (Figura 34). As salinidades calculadas para essas inclusões foram as mais elevadas dentre todas as inclusões das demais fases de mineralização, porém, mesmo assim, foram inferiores a 1% ficando na ordem de 0,71% peso eq. NaCl.

As duas normas de temperaturas de homogeneização observadas nas inclusões fluidas secundárias das fases 2, 3 e 4 correspondem provavelmente a fluidos efetivamente diferentes e correspondentes às demais fases.

A comparação das temperaturas de homogeneização da fluorita das raízes do filão com aquelas das respectivas fases de mineralização das partes superiores mostra valores muito semelhantes. Por outro lado, enquanto estas últimas não forneceram nenhuma correlação entre temperatura de homogeneização e salinidade, obteve-se, nas raízes do filão

(Figura 37), uma correlação negativa muito evidente. Um diagrama com a mesma correlação foi também elaborado apenas com a média das temperaturas de homogeneização e salinidade no qual foi possível visualizar que o *trend* original foi mantido (Figura 38).

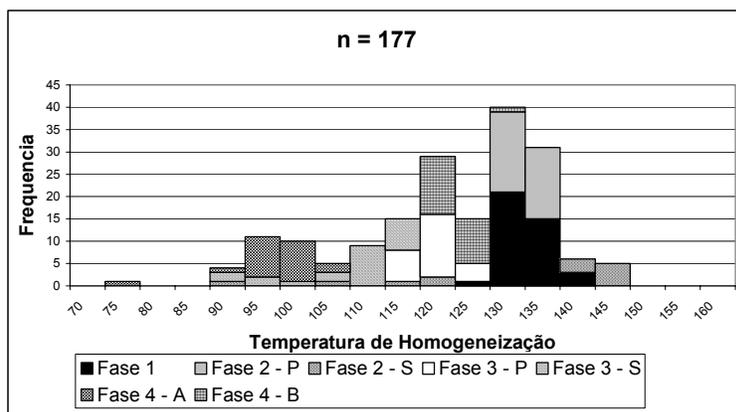


Figura 36 - Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização das inclusões das quatro fases de mineralização.

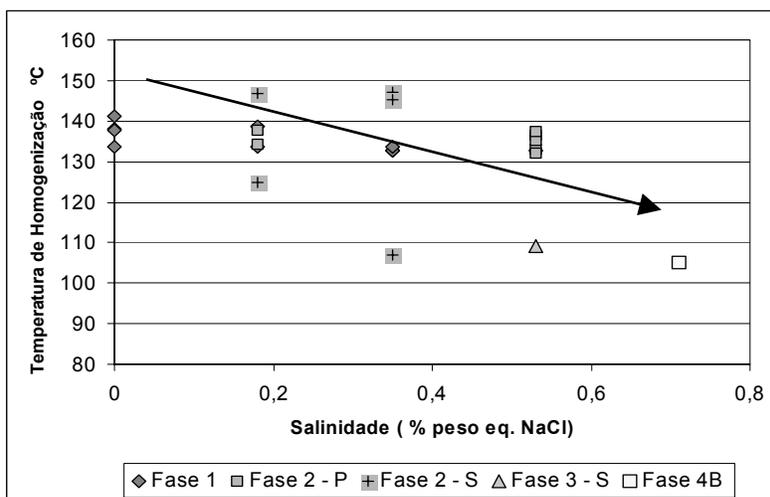


Figura 37 - Diagrama de temperaturas de homogeneização *versus* salinidade.

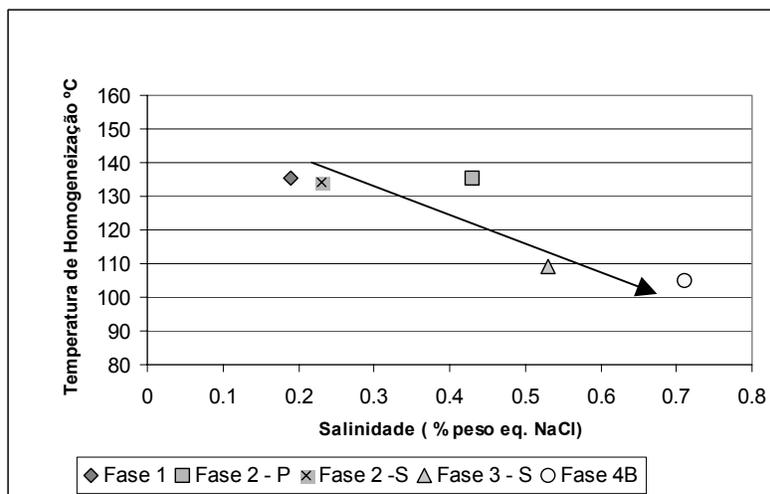


Figura 38 - Diagrama de temperaturas médias de homogeneização *versus* salinidade.

No que diz respeito aos geotermômetros eles poderiam indicar que a cloritização estaria associada à primeira fase de mineralização, que apresentou inclusões fluidas com maior temperatura de homogeneização. Embora estas temperaturas sejam inferiores às do geotermômetro, esta diferença pode ser atribuída à necessidade de correção de pressão ou ao fato de que as inclusões preservam a temperatura da fase final de cristalização quando as temperaturas são inferiores. Comportamento semelhante foi descrito por Ronchi *et al.* (2000) em inclusões associadas a depósitos filoneanos de Cu e Au das Minas do Camaquã. Desta forma, caso as fluoritas da Fase 1 sejam cogenéticas à clorita, isócoras obtidas a partir das temperaturas de homogeneização mínimas e máximas das inclusões desta fase, permitem estabelecer limites para evolução dos fluidos além de estimar a pressão de formação das mesmas que neste caso teriam atingido entre 1,1Kbar e 1,25 Kbar, respectivamente. Isócoras com as demais fases de mineralização também foram confeccionadas conforme pode ser observado nas Figuras 39 e 40.

Assim, levando em consideração as pressões alcançadas, pode-se aplicar o fator de correção de temperatura de homogeneização para as inclusões fluidas com até 1% peso eq. de NaCl proposto por Roeder (1984). Desta forma, as temperaturas de formação mínimas e máximas seriam de 222,7 e 244,2°C, respectivamente. Finalmente, com essas temperaturas corrigidas, estimou-se a profundidade de formação da fluorita com base no cálculo da

estimativa de profundidade de trapeamento apresentado por Shepherd *et al.* (1985), obtendo-se uma profundidade da ordem de 4.500 m.

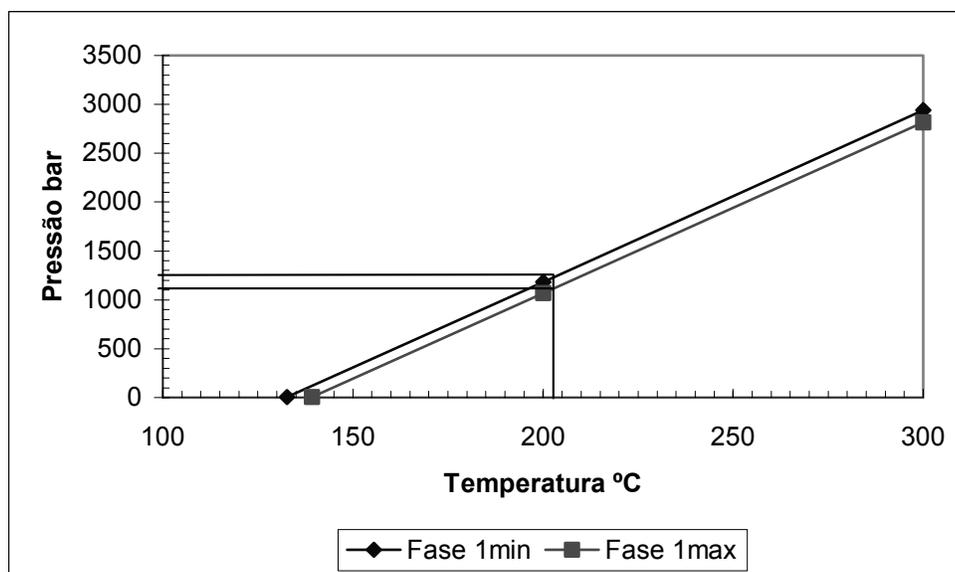


Figura 39 – Isócoras construídas com temperaturas mínimas e máximas de homogeneização das inclusões fluidas da Fase 1 de mineralização no programa McFlinCor (Brow & Lamb 1989).

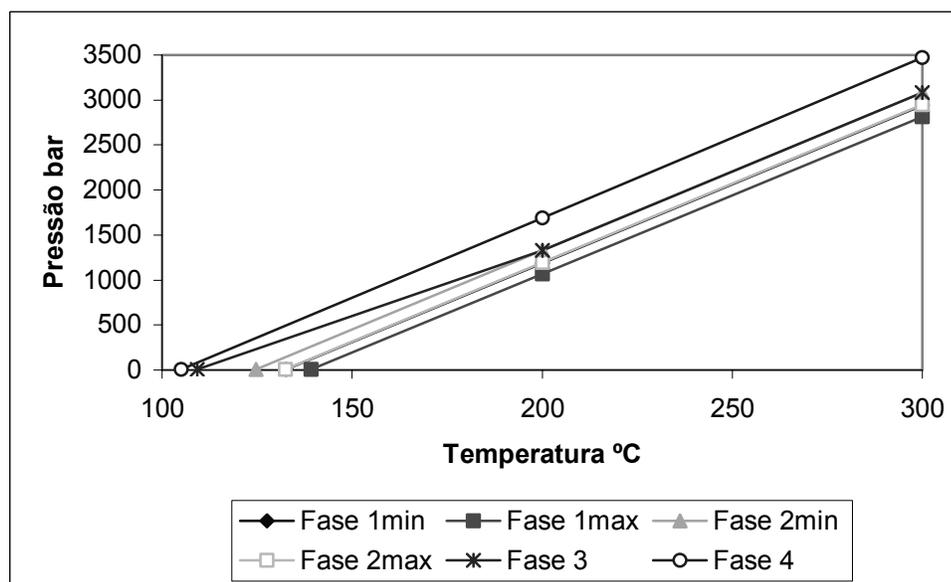


Figura 40 - Isócoras construídas com temperaturas mínimas e máximas de homogeneização das inclusões fluidas para todas as fases de mineralização no programa McFlinCor (Brow & Lamb 1989).

Elementos Terras Raras

Dardenne & Savi (1984) reconheceram uma assinatura geoquímica constante para os filões Segunda Linha Torrens e Cocal, com empobrecimento relativo de ETRL e anomalias negativas de Eu. Os conteúdos de ETR nas fluoritas apresentam valores variáveis entre 12 e 153 ppm, diminuindo das fluoritas verdes precoces para as amarelas e brancas mais tardias. Baseado no *trend* definido no diagrama Tb/Ca - Tb/La, Ronchi (1986) sugeriu a origem hidrotermal das fluoritas do Distrito Fluorítico de Santa Catarina.

As amostras analisadas provém do nível -300 m. As do granito encaixante distam, em relação ao filão, 4,80, 3,40, 3,20, 1,70 e 0,80 metros, respectivamente. Os resultados analíticos de ETR não normalizados são apresentados na Tabela 7. Foram analisadas amostras de fluorita das quatro fases de mineralização. Sendo que as fases 2 e 4 foram compartimentadas em A e B uma vez que apresentavam variações de cor (amarelo-verde e amarelo-branco respectivamente). Os resultado das análises são apresentados na Tabela 8.

Tabela 7- Dados de conteúdo de ETR (ppm) do granito encaixante (não normalizados).

	Am-18/G 4,80	Am-17/G 3,40	Am-16/G 3,20	Am-14/G 1,70	Am-12/G 1,30	Am-10/G 0,80
La	38,650	46,140	56,190	60,710	27,700	68,000
Ce	74,980	92,840	112,012	119,600	52,990	128,300
Pr	-	-	-	-	-	-
Nd	25,810	33,560	32,067	41,350	18,670	41,590
Pm	-	-	-	-	-	-
Sm	5,803	6,965	7,659	8,242	3,544	7,845
Eu	0,986	1,150	1,253	1,300	0,553	1,133
Gd	4,054	5,087	5,512	5,674	2,444	5,364
Tb	-	-	-	-	-	-
Dy	2,303	3,026	3,185	2,718	1,106	2,721
Ho	0,397	0,474	0,569	0,375	0,158	0,431
Er	0,827	1,165	1,241	0,635	0,411	1,011
Tm	-	-	-	-	-	-
Yb	0,523	0,814	0,854	0,496	0,230	0,626
Lu	0,090	0,160	0,126	0,070	0,028	0,105
Soma	154,423	191,381	220,668	241,170	107,834	257,126

Tabela 8 - Dados de conteúdo de ETR (ppm) da fluorita (não normalizado) (F= fase de mineralização).

	Am-1/F1E	Am-3/F4A	Am-3/F4B	Am-5/F3	Am-6/F2A	Am-6/F2B
La	4,686	7,469	5,505	8,365	6,277	4,096
Ce	7,874	12,489	8,047	14,837	10,209	6,638
Pr	-	-	-	-	-	-
Nd	4,009	6,642	3,692	7,023	4,648	3,296
Pm	-	-	-	-	-	-
Sm	0,904	1,528	0,910	2,056	0,936	0,695
Eu	0,100	0,136	0,135	0,156	0,334	0,101
Gd	0,811	1,644	0,990	2,004	0,931	0,640
Tb	-	-	-	-	-	-
Dy	0,749	1,446	1,016	1,943	0,897	0,549
Ho	0,108	0,263	0,165	0,393	0,202	0,097
Er	0,269	0,588	0,415	0,946	0,550	0,211
Tm	-	-	-	-	-	-
Yb	0,191	0,300	0,303	0,517	0,525	0,178
Lu	0,027	0,035	0,041	0,063	0,083	0,021
Soma	19,728	32,540	21,219	38,303	25,592	16,522

Na Figura 41, constam as curvas dos padrões de ETR do granito encaixante e das diferentes fases de mineralização do filão estudado. Os espectros normalizados, segundo Evensen (1978), do granito e da fluorita mostram-se bastante semelhantes, com enriquecimento relativo em terras raras leves e anomalia negativa em európio (Eu). O somatório de ETR nas fluoritas é inferior ao dos granitos, no entanto, algumas amostras de fluorita apresentam concentrações em ETRP semelhantes às do granito. Já o mesmo não ocorre com os ETRL que no granito são mais enriquecidas do que nas fluoritas. O diagrama da figura 42 com as razões La/Sm vs Soma ETR mostra uma correlação positiva indicando que a soma de ETR nos granitos diminui a medida que se afasta do filão, com exceção da amostra a 1,30 metros de distância do filão, e que, de um modo geral, a fluorita apresenta razões La/Sm similares àquelas das amostras de granito menos alteradas. Comparando-se os espectros da fluorita das raízes com aqueles de amostras de partes superiores, a diferença mais marcante é a ausência de anomalia positiva de Eu na amostra da fase 4, pois, tanto no filão Cocal, como nos demais filões da Segunda Linha Torrens, a fluorita da fase 4 é caracterizada por uma anomalia positiva neste elemento.

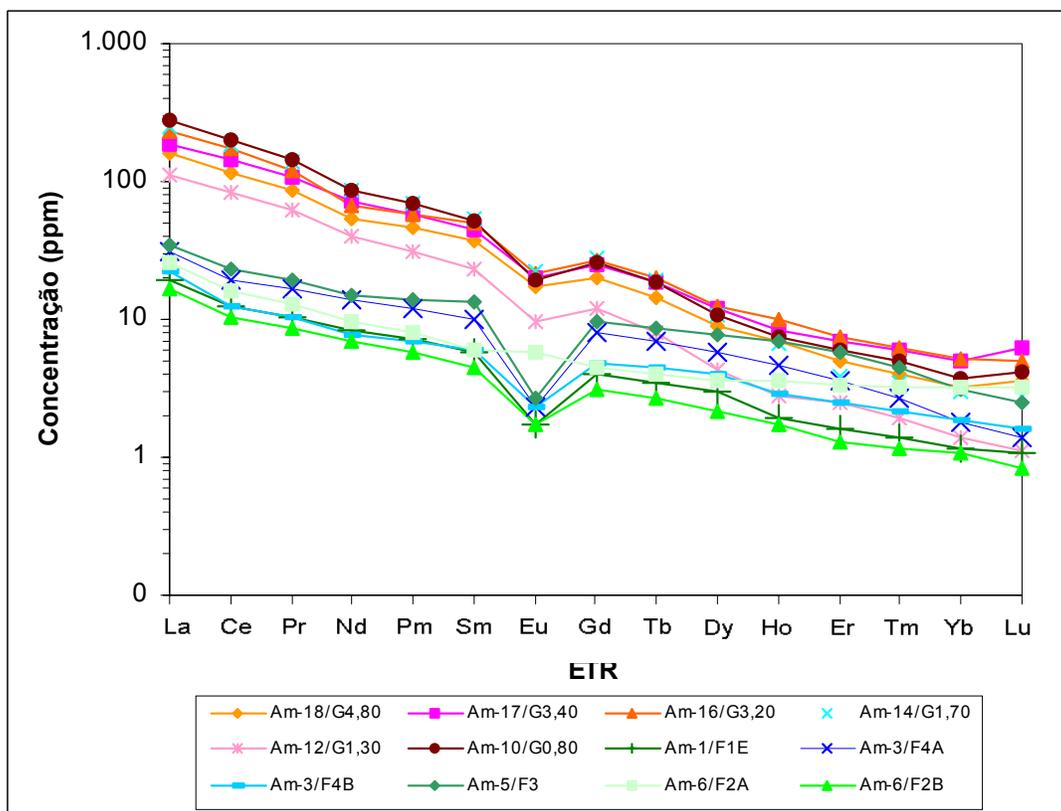


Figura 41 - Assinatura de elementos terras raras da fluorita e do granito encaixante.

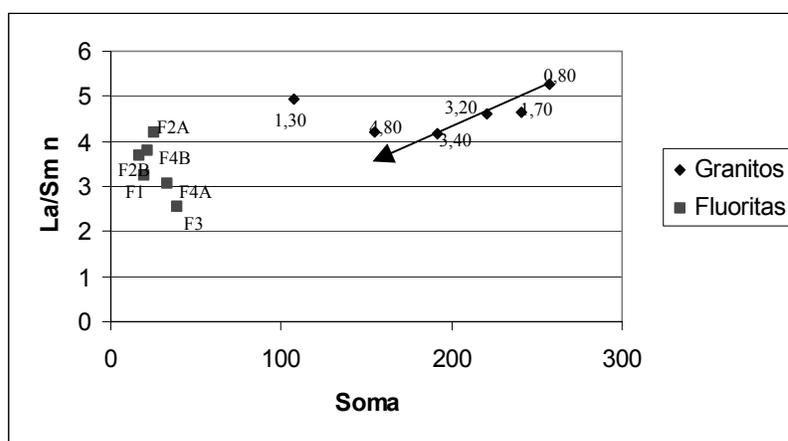


Figura 42 - Razão dos ETR: La/Sm e Soma dos ETR.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As temperaturas estabelecidas pelo geotermômetro da clorita foram bastante semelhantes às obtidas por Bastos Neto (1990) no estudo da alteração hidrotermal da encaixante da Mina 2, ficando entre 175 e $230\pm 25^{\circ}\text{C}$, com uma média de $202\pm 25^{\circ}\text{C}$. Esta faixa de temperatura é superior às temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas da fluorita. Esse fato pode sugerir que a circulação de fluidos hidrotermais iniciou-se em temperaturas mais altas, correspondentes ao indicado pela composição da clorita e que as inclusões fluidas nas diversas fases teriam registrado o resfriamento do sistema. Entretanto na Mina 2, aquele autor identificou estágios de alteração da encaixante anteriores à mineralização de fluorita e que ocorreram em temperaturas superiores à de formação da fluorita. A estrutura controladora da mineralização da Mina 2 é pré-existente à mineralização tendo sido, portanto, passível de permitir a circulação de fluidos mais quentes anteriores às soluções mineralizadas em fluorita. No entanto, dados estruturais dos níveis superiores do filão Cocal indicaram que a estrutura controladora deste filão seria uma estrutura secundária da falha Segunda Linha Torrens, formada à época da fase 1 de mineralização. Além disso os cálculos, aqui efetuados, de profundidade de deposição da mineralização tomando-se como referência o geotermômetro da clorita, forneceram uma profundidade da ordem de 4.500m. Observando-se as isópacas das formações sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná (Zalan *et al*, 1987), constata-se que esta parte do DFSC nunca esteve sob uma cobertura sedimentar tão espessa. Conseqüentemente, a formação da clorita aqui analisada poderia ser atribuível a um outro estágio de alteração, provavelmente anterior a mineralização de fluorita e sua íntima relação com a estrutura controladora do filão Cocal parece indicar que esta estrutura ou, pelo menos, uma parte dela é pré-existente ao tectonismo responsável pela abertura das caixas filoneanas onde se depositou minério da fase 1.

As características do minério do nível -300 m do filão Cocal demonstram que são aqueles das fases 1 e 3 os responsáveis por este depósito ser explorado em nível tão profundo. Ou seja, o enriquecimento em sílica com a profundidade é bem menos acentuado nos minérios das fases 1 e 3. Confirma-se, assim, a existência de zonações verticais bem distintas entre os minérios das fases em transcorrência (fases 1 e 3) e das fases distensivas (fases 2 e 4).

A análise das inclusões fluidas das lâminas estudadas das 4 fases de mineralização caracteriza a jazida como hidrotermal de baixa temperatura. As temperaturas de homogeneização da fluorita das raízes do filão Cocal variaram dentro de intervalo bastante definido (90 e 150°C) o que, associado à baixa salinidade das soluções (em geral <1% peso eq. NaCl) permite descartar a vinculação da gênese das mineralizações a um fluido ascendente de origem ligada a um suposto magmatismo alcalino ou a salmouras oriundas da Bacia do Paraná. Os resultados do presente trabalho nas raízes do filão são importantes, pois, até o presente, mantinha-se em aberto a possibilidade de que fluidos ascendentes mais salinos poderiam ter sido diluídos, nos níveis superiores, por fluidos descendentes na salinos.

Os dados de microtermometria apresentaram tendências em diagrama de salinidade *versus* temperatura de homogeneização (Figuras 37 e 38) que mostram uma correlação negativa sugerindo que, durante a precipitação das diferentes fases do minério, ocorreu um decréscimo das temperaturas dos fluidos seguido por um leve aumento da salinidade dos mesmos. Este comportamento segundo o diagrama de Shepherd *et al.* (1985), pode ser interpretado como mistura isotérmica com fluidos de salinidade contrastante ou como um fenômeno de ebulição (*boiling*), embora não existam outras evidências consideradas necessárias para comprovar a ocorrência do fenômeno (Ramboz et al. 1982). A razão para essa suposição é que no estudo da alteração hidrotermal da encaixante da Mina 2, Bastos Neto *et al.* (1997a) concluíram que as trocas iônicas entre os fluidos hidrotermais e a rocha encaixante teriam sido um mecanismo adicional (ao resfriamento) sem o qual não teria ocorrido a precipitação da quantidade de fluorita encontrada nos filões. Esta conclusão suscitou, por outro lado, uma indagação sobre qual mecanismo teria permitido a precipitação da fluorita naqueles filões (filão Fumaça, por exemplo) onde a alteração da encaixante é mínima. Os dados do presente trabalho fornecem uma nova resposta alternativa a esta indagação. O *boiling*, poderia ter sido o mecanismo adicional, quiçá o principal, para que ocorresse a deposição da fluorita em filões onde não houve trocas iônicas significativas entre solução e rocha encaixante.

A suposição da existência de *boiling* no filão Cocal apenas em amostras provenientes de suas raízes deve-se, muito provavelmente, ao fato da salinidade do fluido ser muito baixa e as variações de salinidade ocorrerem num intervalo muito pequeno. Desta maneira,

qualquer mistura com fluidos descendentes, o que certamente ocorreu nas partes mais superiores, mascararia qualquer evidência de *boiling*. Assim, pode-se considerar que os fluidos encontrados nas inclusões fluidas da fluorita das raízes do filão representariam a solução mineralizante original, sem misturas. Neste sentido, as assinaturas de ETR da fluorita das raízes do filão também representariam a assinatura do fluido original, sem nenhuma interferência de mistura.

A presença constante de anomalia positiva em Eu na fluorita da fase 4 no filão Cocal e nos demais filões do subdistrito foi relacionada por Bastos Neto *et al.* (1992) ao aporte de fluidos descendentes mais oxidantes durante esta fase de mineralização. Estes fluidos teriam acedido à caixa filoneana devido à formação da fluorita ter ocorrido quando os filões encontravam-se em profundidades bem mais rasas do que a das fases anteriores, em função de ter ocorrido um soerguimento regional. A ausência de anomalia positiva em európio apenas na raiz do filão, onde não teria ocorrido nenhuma mistura de fluidos, corrobora, portanto, esta explicação.

Rollinson (1995), afirma que soluções hidrotermais possuem 5×10^2 a 5×10^6 vezes menos ETR do que a rocha “reservatório” pela qual passaram e, que atividades hidrotermais não tem maior efeito na composição química da rocha, a menos que a razão fluido/rocha seja bastante elevada. Isto corrobora o fato de que o espectro caracteristicamente granítico da rocha encaixante tenha sido preservado nas fluoritas, evidenciando que a razão fluido/rocha foi menor que 1, isto é, a percolação de fluidos hidrotermais foi insuficiente para alterar o padrão dos ETR. Por outro lado, o estudo de ETR efetuado nas raízes do filão, comparando os conteúdos da fluorita ao da rocha encaixante com diferentes graus de alteração, demonstra que o padrão da fluorita se aproxima mais daquele da rocha mais sã do que o do granito mais alterado. E isto ocorre não apenas com referência aos espectros, mas, também, em relação a parâmetros importantes, como a razão La/Sm. Este fato concorda com a idéia de que os sistemas hidrotermais teriam drenado grandes volumes de rocha fonte, ou seja, a rocha fonte não é a encaixante próxima ao filão e sim o maciço granítico numa escala regional.

Agradecimentos: Ao apoio e incentivo dos meus familiares e a orientação de Clóvis N. Savi, Geólogo da Companhia Nitro-Química Brasileira, Grupo Votorantin, foi muito valioso durante o período de coleta de amostras e mapeamento de galeria. Esse estudo foi realizado como tema do Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do primeiro autor (UNISINOS).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U. G., Kawashita, K., Reynolds, J. H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**:117-142.
- Bastos Neto, A. C. 1990. *Le district à fluorine de Santa Catarina (Bresil): minéralisations et altération hidrothermales dans leur cadre géodynamique*. Orléans. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans. 420p.
- Bastos Neto, A., Touray, J.C., Dardenne, M.A. & Charvet, J. 1991. Chronologie et évolution des fluides hydrothermaux dans le district à fluorine de Santa Catarina, Brésil : données de l'analyse des terres rares et de l'étude des inclusions fluides. *Mineral. Dep.* **26** : 211-216.
- Bastos Neto, A. C., Touray, J.C., Charvet, J., Dardene M.A., 1992. Contrôle tectonique des minéralisations à fluorine du district de Santa Catarina, Brésil (filons em extension et em décrochement). *Chron. de la Rech. Min.*, **507**: 413-52.
- Bastos Neto, A. C. , Dardene M.A., Touray, J.C. 1995. Inclusões fluidas das fluoritas dos filões da parte sul do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. *In: Simp. Sul-Bras. de Geol.*, 6., Porto Alegre, 1995. Boletim do 6º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG-Núcleo Sul, p. 145-147.
- Bastos Neto, A. C., Dardenne, M.A., Touray, J-C. 1997a. Contribuição do estudo da alteração hidrotermal da encaixante ao conhecimento da gênese das mineralizações do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. *Geochim. Bras.* **11**:213-229.
- Bastos Neto, A. C., Jelinek, A. R., Savi, C. N. 1997b. Uma ocorrência singular de Barita no sudeste catarinense, Brasil. *Pesquisas*, Porto Alegre, **24**:31-37.
- Brown, P. E. & Lamb, W. M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O+CO₂+NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusions studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53:1209-1221.
- Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L. 1993. Chlorite geotermometry: a review. *Clays and Clays Minerals.* **41**:219-239.

- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985 A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.* **91**:175-180.
- Dardene, M.A. & Savi, C.N. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da Segunda Linha Torres e Cocal – SC. *Rev. Bras. de Geoc.*, São Paulo, **14**:120-127.
- Evensen, N. M., Hamilton P.J. and O'NIONS R. K., 1978, Rare Earth abundances in Chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1199-1212.
- Ferreira, A. C., Almeida, T. I. 1989. Tectônica transcorrente aplicada à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geoc.*, **19**:207-223.
- Horbach, R. & Marimon, R.G. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de Fluorita no sudeste catarinense. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia., SBG-Núcleo Sul, p. 1540-1551.
- Laux, J.H. 1999, *Caracterização da mineralização cupro-aurífera de uma parte da mina Uruguai, Caçapava do Sul - RS*. São Leopoldo. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 135p.
- Morgental, A. & Kirchner, C.A. 1983. Síntese do mapa provisional do distrito fluorita de Santa Catarina. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 1., Porto Alegre, 1983. Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG-Núcleo Sul, p. 294-306.
- Morgental, A. 1984. Projeto Fluorita no Sudeste de Santa Catarina. Relatório Preliminar, Etapa 2, Caracterização dos depósitos de fluorita. CPRM, Porto Alegre, relatório inédito. 130 p.
- Putzer, H. F. 1953. Diastrofismo germanótipo e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *Bol. Soc. Brás. Geol.*, São Paulo, **2**:37-74.
- Ramboz, C., Pichavant, M., & Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data II: interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.* **37**:29-48
- Rocha, F.F.N. 1997, *Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da parte norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina*. Porto Alegre. 188p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 188 p.
- Roedder, E. (1984) Fluid Inclusions. *In: P. H. Ribbe (ed.) Reviews in mineralogy*, Mineralogical Society of America, vol. 12, 644p.

- Rollinson, H. R. 1995. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Publishers Ltd. 352 p.
- Ronchi, L. H. 1986. *Evolução e Geoquímica do Depósito de Fluorita de Volta Grande*. Brasília. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade de Brasília. 133 p.
- Ronchi, L. H., Lindenmayer, Z. G., Bastos Neto, A. & Murta, C. R. 2000. O “stockwork” e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai RS. *In*: Ronchi, L. H. & Lobato, A. O. C. (Coord.) *As Minas do Camaquã*, Editora UNISINOS, p. 165-190.
- Sallet, R. G., 1988. *Etude pétrologique et métallogénique d'un secteur du district à fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les Granitoides précambriens monzonitiques source probable de la fluorine post-jurassique*. Paris. Tese PhD, Université de Paris VI. 233 p.
- Sallet, R. G., Ferreira, A.C., Fragoso Cesar, R., Monteiro, R. & Machado, R. 1990. O arcabouço granítico transalcalino tardi-orogênico do batólito Pelotas e sua potenciabilidade para mineralizações de fluorita. *Acta Geol. Leopold.*, São Leopoldo, **30**:213-228.
- Savi, C. N. 1980. *Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma, SC*. Tese de Mestrado. Universidade de Brasília, 112 p.
- Savi, C. N., Dardenne, M. A. 1980. Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torres, Município de Morro da Fumaça, SC. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 31º, Camboriú, 1980. Anais... SBG, **3**:1743-1757.
- Scheibe, L. F. 1986. Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC. São Paulo. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de São Paulo. 224 p.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. & Alderton, D. H. M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London: Blackie & Son Ltd. 239p.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Scien. Rev.*, **12**:1-133.
- Teixeira, C. S. A. & Angeiras, A. G. 1965. Nota sobre a gênese da fluorita de Morro da Fumaça. *Eng. Min. Met.* **42**: 257-259

- Teixeira, C. S. A. 1969. Relatório preliminar da geologia das quadrículas de Braço do Norte e Morro da Fumaça 1:50.000. DNPM 1º Distr., Porto Alegre. Relatório inédito. 39p.
- Zalan, P. V., Wolf, S., Conceição, J. C. J., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., Zanotto, O. A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 31º, Curitiba, *Anais. SBG*, **1**:441-447.
- Zang, W. & Fyfe, W. S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia Gold Deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Dep.*, **30**: 30-38.

CONCLUSÕES GERAIS

A aplicação de técnicas de geologia e geoquímica associadas à interpretação geológica fornece uma base integrada para a compreensão de questões relacionadas com mapeamento, caracterização petroquímica, classificação geotectônica, metalogênese, e modelos genéticos de rochas e depósitos minerais em diferentes áreas e escalas que podem variar de regional à de detalhe.

Neste sentido, no trabalho desenvolvido em Ibaré (escala regional) foram obtidas diversas contribuições originais, por meio das ferramentas adotadas. O mapeamento geológico revelou afloramentos até então desconhecidos do Granito Jaguari, sinalizando que eventos de metamorfismo de contato sobre a seqüência Corticeira atribuídos exclusivamente ao Monzogranito Santa Rita são na realidade também relacionados ao Granito Jaguari.

A petrografia, embora importante na definição do que são as rochas atualmente, não contribuiu de maneira decisiva no que tange às conclusões gerais, pois o metamorfismo e o metassomatismo, aos quais foram expostas as rochas da seqüência ultramáfica, obliteraram as suas texturas originais, dificultando a determinação de um protólito. Embora quimicamente este fato tenha se repetido, por meio dos dados obtidos foi possível constatar que as rochas ultramáficas apresentam parâmetros geoquímicos similares aos apresentados por komatiitos.

A partir da análise dos conteúdos de elementos maiores os granitos, Monzogranito Santa Rita e Granito Jaguari, foram classificados como peraluminosos a metaluminosos, cálcicos e com relação ao ambiente tectônico, respectivamente, como granitos de arco vulcânico e intraplaca.

A geoquímica de elementos traço revelou que os rodingitos apresentam teores de Ti e Zr característicos tal como aqueles normalmente observados em rochas ultramáficas. O padrão dos elementos terras raras sugere que os rodingitos tenham sido formados a partir de trocas químicas produzidas pela interação entre fluidos do Granito Jaguari com os ultramafitos da Seqüência Corticeira. Do mesmo modo o turmalinito também tem sua origem relacionada à intrusão do mesmo granito. As turmalinas foram classificadas como

óxi-dravitas apresentaram composição química aproximada de 7,31% peso de MgO e 7,69% peso de FeO. Os valores da razão Fe/Mg são altos no intervalo 0,51 a 0,65.

Na etapa desenvolvida no filão Cocal (escala de detalhe), o mapeamento de galeria, identificou quatro diferentes tipos minério: 1) fluorita verde esbranquiçada, 2) fluorita verde-rocha bandada, 3) fluorita amarelo topázio e 4) fluorita amarelo esbranquiçada; que correspondem às bem estabelecidas fases de mineralização amplamente estudadas nos níveis superiores da mina e denominadas respectivamente de fase 1, 2, 3 e 4. No contato do minério com o Granito Pedras Grandes, foi observado uma zona de alteração intempérica (0,8 m), sobrepondo-se a uma faixa (6 m) de cor rosa esverdeada, caracterizada por clorita, cuja presença tende a diminuir com a distância e a intensidade da alteração hidrotermal.

Na análise petrográfica foi possível estabelecer para o granito hidrotermalmente alterado uma textura granular e associação mineral composta em ordem de abundância por: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, clorita (secundária) e anfibólio.

Tentativas de aplicação do geotermômetro da clorita indicaram temperaturas em média da ordem de $202 \pm 25^\circ\text{C}$ para a alteração hidrotermal. Por outro lado análises microtermométricas realizadas em inclusões fluidas das quatro gerações de fluorita revelaram, por meio das temperaturas de homogeneização (Th), sugerem que elas se formaram em um intervalo decrescente de temperatura bastante definido (150 a 90°C). As isócoras obtidas a partir das Th máximas e mínimas das inclusões da primeira fase, cujas temperaturas foram as mais elevadas, utilizando como referência o geotermômetro independente da clorita, sugerem pressões de formação da ordem de 1,1 kbar e 1,25 kbar, o que não corresponde às reconstituições de espessura (isópacas) da cobertura sedimentar e vulcânica da bacia do Paraná.

A geoquímica dos elementos terras raras indica ausência de anomalia positiva em európio na raiz do filão evidenciando que neste caso não teria ocorrido mistura de fluidos. O fato de os espectros de ETR da fluorita serem semelhantes aos do granito não alterado sugere que o sistema hidrotermal teria drenado grandes volumes de rocha granítica fonte em escala regional, e portanto, não apenas a encaixante próxima ao filão. A correlação negativa entre salinidade e temperatura de homogeneização sugere embora não seja suficiente para comprovar a possibilidade anteriormente aventada de que um fenômeno do

tipo ebulição (*boiling*) poderia ter sido importante para a deposição de fluorita em locais onde não houve trocas iônicas significativas entre solução e rocha encaixante.

Esses resultados confirmam hipóteses anteriormente propostas de que os depósitos de fluorita do Distrito Fluorítico de Santa Catarina são hidrotermais de baixa temperatura formados pela circulação de fluidos meteóricos aquecidos em profundidade.

Finalmente, a aplicação das mesmas técnicas, com exceção do estudo de inclusões fluidas, em áreas geográficas e escalas de estudo diferentes, em Ibaré (RS) e na fluorita de Santa Catarina produziram resultados originais, que contribuíram para aperfeiçoar o conhecimento de cada local. Ressalta-se na região de Ibaré a ocorrência de fenômenos metassomáticos produzindo o turmalinito e os rodingitos relacionados ao granito Jaguari; enquanto de no filão Cocal de fluorita, apesar de também haver uma relação clara com o granito Pedras Grandes encaixante, o fenômeno é hidrotermal.