



UNICAMP

**BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS**

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

ANALUIZA COSTA PEREIRA RODRIGUES

**ROCHAS METAMÓRFICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO *GREENSTONE BELT*
BARBACENA NA REGIÃO DE ITUTINGA, MG.**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em
Pós-Graduação em Geociências - Área de Metalogênese

Orientador: Professor Doutor

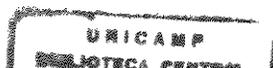
Asit Choudhuri

Esta dissertação foi
revisada e aprovada
por Analuiza C. P. Rodrigues
e aprovada em
em 21/06/00
por Asit Choudhuri

CAMPINAS - SÃO PAULO

Junho - 2000

2000.16152



UNIDADE BC
N.º CHAMADA:
T/UNICAMP
R618r
V. _____ Ex. _____
TOMBO BC/ 42825
PROC. 16-278100
C D
PREÇO R\$11,00
DATA 20/10/00
N.º CPD _____

CM-00147018-1

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA
PELA BIBLIOTECA I.G. – UNICAMP

R618r Rodrigues, Analuiza Costa Pereira
Rochas metamórficas máficas e ultramáficas do *Greenstone Belt* Barbacena, na região de Itutinga, MG. / Analuiza Costa Pereira Rodrigues.- Campinas, SP.: [s.n.], 2000.

Orientador: Asit Choudhuri
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1.Ouro-Minas e Mineração - Itutinga-MG. 2. Petrografia.
3. Geoquímica. 4. Komatite. **greenstone* I. Choudhuri, Asit
II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

AUTOR: Analuiza Costa Pereira Rodrigues

**ROCHAS METAMÓRFICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO GREENSTONE
BELT BARBACENA NA REGIÃO DE ITUTINGA, MG.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Asit Choudhuri

Aprovada em: 21/06/2000

PRESIDENTE: Prof. Dr. Asit Choudhuri

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Asit Choudhuri - Presidente

Prof. Dr. Joel Gomes Valença

Joel Gomes Valença

Prof. Dr. Elson Paiva

Elson Paiva

Campinas, de junho de 2000

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a realização desta pesquisa, e tornaram-na possível. Em especial agradeço:

Ao orientador e amigo Asit Choudhuri, sempre presente e atencioso, pela sua dedicação e paciência, pelo seu incentivo e humor, mesmo nas horas difíceis, pela agradabilíssima companhia nos trabalhos de campo, com quem aprendi muito, não apenas sobre Geologia.

Ao professor Elson Paiva, pelas discussões rápidas mas valiosas, e sua participação na qualificação e banca de defesa. À professora Jacinta Enzweiler, pelo auxílio durante todas as etapas das análises químicas de rocha realizadas, e leitura crítica desta dissertação durante a participação na qualificação.

Aos professores da UFRJ André Ribeiro e Fernando Pires pela companhia no campo, e discussões constantes. Ao professor Joel Valença pelas longas conversas geológicas ou não, e pela participação na banca de defesa.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelas bolsas de estudo consecutivas, concedidas durante o período de dois anos. À Fundação de Apoio ao Ensino e à Pesquisa (FAEP), pela bolsa concedida no último mês de realização desta pesquisa.

A Bete da ENSR-Brasil International, pelo apoio nos últimos meses de finalização da dissertação.

Às meninas (Sandra, Tatiana e Luciana) da GEOCON/GEOSYNC, pelo carinho e ajuda.

À funcionária Val, pelo carinho e dedicação absurdos de grandes, sempre solícita e amiga.

Aos funcionários Juarez e Seu Aníbal, pela companhia diurna e noturna, e ajudas, que não foram poucas...

Ao laminador Davison, pela preparação de todas as lâminas delgadas solicitadas, e pelo esforço de entregá-las no menor tempo possível.

Aos demais professores e funcionários do Instituto de Geociências da UNICAMP pela convivência durante o curso de pós-graduação.

Aos amigos, geólogos, e companheiros de república, Tati, Zé Renato, Carrera, Alexandre, Zulu e Guilherme, pela amizade, ajudas com figuras da dissertação, e pelas discussões geológicas até altas horas. À companheira de casa e amiga Irian, pelo incentivo e pela grande ajuda com as figuras da dissertação.

À amiga e geóloga Catarina, pela rica e divertida companhia nos trabalhos de campo, e constantes e eternas discussões geológicas.

À amiga e geóloga Dani, nem sempre perto, mas sempre querida, agradeço pela amizade, pelo carinho, e ajuda, com muita disposição e capricho, no fechamento da tese.

Aos amigos e geólogos Hector, Carlos (Tápia), Regla, Marreco, Silvia, Bocão, Baiano (“geólogo” adotado), Patrícia, Marcio (Basset), Heitor, Carla, Ronaldo, pela companhia, sugestões e diversos favores ao longo deste trabalho. A Aparecida pelo auxílio durante as análises químicas de rocha. Ao Fabio e ao Sérgio, pelas ajudas com os programinhas de computador e companhia.

Às “baronesas”, Marina e Nanda, que me acolheram carinhosamente na chegada à Campinas, e em outras ocasiões de mudanças, sempre de portas abertas.

Agradeço de forma muito especial a minha mãe Vani que, com muito carinho, em todos os momentos me apoiou e incentivou incondicionalmente, inclusive a seguir a profissão de Geóloga. Ao geólogo e pai Antônio, pelo incentivo constante, pelas “dicas” experientes e sempre muito boas, e por ter me apresentado à Geologia.

A Fabiano, pela convivência, por ter compartilhado todo esse tempo com paciência, principalmente no ritmo paranóico do final, pelo incentivo em todos os momentos, pelas sugestões e discussões geológicas que trouxeram enriquecimento para esta pesquisa durante todo o seu desenvolvimento, pela companhia valiosa e mais do que agradável no campo, e em tantos momentos de alegria. À amiga Moema, pelos estudos em conjunto, pelas acolhidas nas correrias, e por todos os momentos de lamúrias e comemorações, sempre presente e atenciosa.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
INDICES DE TABELAS.....	v
INDICE DE FOTOGRAFIAS.....	vi
INDICE DE FIGURAS.....	x
RESUMO.....	xii
ABSTRACT.....	xii
INTRODUÇÃO.....	1
I.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA PESQUISADA.....	2
II. OBJETIVOS.....	4
III. METODOLOGIA DE TRABALHO.....	4
III.1. TRABALHOS DE CAMPO E PETROGRAFIA.....	4
III.2. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS.....	5
III.3. MICROSSONDA DE MINERAIS.....	5
III.4. NOMENCLATURA ADOTADA.....	6
IV. CONTEXTO GEOLÓGICO-REGIONAL.....	9
IV.1. ASPECTOS DO EMBASAMENTO.....	11
IV.1.1. Faixas <i>Greenstones</i>	11
IV.1.2. Metagabros e Metadioritos.....	15
IV.1.3. Rochas Graníticas.....	16
V. GEOLOGIA E UNIDADES LITOLÓGICAS DA FAIXA <i>GREENSTONE</i>.....	19
V.1. ROCHAS VULCÂNICAS.....	21
V.2. ROCHAS VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS.....	32
V.2.1. Fazenda Chapadinha.....	34
V.2.2. Fazenda Lagoa.....	43
V.2.3. Xistos Ultramáficos Indivisos.....	49
V.3. ROCHAS PLUTÔNICAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS.....	52
V.3.1. Metagabro.....	52
V.3.2. Metapiroxenito.....	65
VI. ASPECTOS DO METAMORFISMO E RELAÇÃO COM A DEFORMAÇÃO.....	74
VI.1. METAMORFISMO DAS ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS.....	75
VI.1.1. Anfibolitos (Metabasaltos).....	75
VI.2. METAMORFISMO DAS ROCHAS VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS.....	85
VI.2.1. Metakomatiitos - Fazenda Chapadinha e Fazenda Lagoa.....	85
VI.2.2. Xistos Ultramáficos Indivisos.....	90

VI.3. METAMORFISMO DAS ROCHAS PLUTÔNICAS DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS.....	92
VI.3.1. Metagabros e Metapiroxenitos.....	92
VII. ASPECTOS GEOQUÍMICOS.....	98
VIII. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES.....	110

ANEXO 1 - Mapa Geológico

ANEXO 2 - Mapa de Pontos

ANEXO 3 - Análises Químicas de Minerais

ANEXO 4 - Análises Químicas das Rochas

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

INDICE DE TABELA

Tabela I.2 - Abreviações de minerais segundo Kretz (1983).....	8
Tabela V.1 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Anfibolitos-metabasaltos).....	28
Tabela V.2.1 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Metakomatiitos).....	40
Tabela V.3.1 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Metagabros).....	63
Tabela V.3.2 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Metapiroxenitos).....	70
Tabela VI.1. - Evolução simplificada das principais assembléias minerais representantes dos eventos metamórficos M_1 , M_2 , M_{2b}) nas rochas máficas e ultramáficas da área estudada, e possível relação temporal com as fases de deformação (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}).....	97

INDICE DE FOTOGRAFIAS

- Fotografia 1- Afloramento de anfibolitos (metabasaltos) na porção NE da área. As rochas apresentam foliação subvertical e coloração ocre resultante de alteração intempélica.....25
- Fotografia 2 - Contato entre rochas da unidade *greenstone* (metabasaltos) com as rochas graníticas intrusivas evidenciado pelo contraste entre as colorações ocre (parte inferior da foto) e esbranquiçada, respectivamente. Os morros arredondados ao fundo correspondem à forma de ocorrência das rochas graníticas. Afloramento na porção NE da área.....25
- Fotografia 3 - Amostra AN-33.b - Anfibolito. Grão de quartzo com extinção por bandas, resultante da deformação impressa nessas rochas. Em torno do grão de quartzo, pode-se observar grãos de clorita (birrefringência azulada e cinza) e grãos de anfibólio (birrefringência rosa, amarelo). Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....25
- Fotografia 4 - Amostra AN-33.b - Anfibolito. Grãos de Ca-anfibólio verde com hábito prismático curto arredondado com inclusões de apatita, cujo núcleo verde apresenta composição de Mg-hornblenda e as bordas azuladas composição de Fe-tschemakiíta. Nicóis //, base da foto: 1,4 mm.....25
- Fotografia 5 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Grão de Ca-anfibólio (centro da foto) com núcleo verde e borda azulada. Nicóis //, base da foto: 0,7 mm.....25
- Fotografia 6 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Porfiroblasto de titanita associado aos grãos de Ca-anfibólio, com inclusões de ilmenita. Nicóis //, base da foto: 0,7 mm.....25
- Fotografia 7 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Grão de plagioclásio com extinção ondulante e geminação polissintética em cunha. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....30
- Fotografia 8 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Textura inequigranular anedral que caracteriza os anfibolitos menos deformados. O bandamento composicional exibido é formado por uma camada mais rica em plagioclásio (porção inferior da foto) e outra mais rica em Ca-anfibólio (porção superior da foto). Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....30
- Fotografia 9 - Amostra AN-33.a - Anfibolito. Grão de Fe-hornblenda pedomorfo de Cpx, de hábito prismático curto, com formas arredondadas devido à deformação impressa nessas rochas. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....30
- Fotografia 10 - Amostra AN-34 - Anfibolito. Foliação da rocha defletida por grão de Ca-anfibólio com hábito prismático curto, cuja clivagem posiciona-se obliquamente a esta foliação. Nicóis //, base da foto: 5,6 mm.....30
- Fotografia 11 - Amostra AN-33 - Anfibolito. Grãos de Ca-anfibólio fortemente orientados e estirados paralelos à foliação da rocha, caracterizando a textura dos anfibolitos de ocorrência próxima ao corpo de metagabro. Nicóis //, base da foto: 5,6 mm.....30
- Fotografia 12 - Amostra AN-34 - Anfibolito próximo ao contato com granito intrusivo, exibindo xistosidade, e grão em forma de peixe (anfibólio *fish*). Nicóis //, base da foto: 5,6 mm.....30

Fotografia 13 - Conjunto de afloramentos de metakomatiitos da Fazenda Chapadinha, em camadas lenticulares, que lateralmente gradam para xistos.....	36
Fotografia 14 - Serpentinito maciço da Fazenda Chapadinha, com formas arredondadas (tracejado), resultante de porção cumulática totalmente metamorfisada ou serpentinizada.....	36
Fotografia 15 - Serpentinito da Fazenda Chapadinha, com estrutura possivelmente representativa de bandamento composicional primário dos metakomatiitos (tracejado).....	36
Fotografia 16 - Textura primária <i>spinifex</i> remanescente em metakomatiito da Fazenda Chapadinha, preservadas nos núcleos das formas amendoadas de deformação.....	36
Fotografia 17 - Padrão lenticular, anastomosado dos afloramento de serpentinitos na Fazenda Chapadinha, com núcleos mais preservados da deformação em relação às bordas das amêndoas.....	36
Fotografia 18 - Mesmo padrão lenticular observado na fotografia 17 em maior escala, onde os contornos das amêndoas são constituídos de serpentina (coloração mais clara na foto).....	36
Fotografia 19 - Amostra AN-44.II - Seção de um cone de placas triangular de textura <i>spinifex</i> pseudomórfica (olivina \Rightarrow clorita / Cpx \Rightarrow Ca-anfibólio). Notar alternância das lâminas de agregados de clorita (relevo mais baixo, hábito micáceo) que ocupam o lugar das olivinas ígneas originais, os Ca-anfibólios (relevo mais destacado) substitutos de Cpx, e o alinhamento das trilhas de opacos que destacam os contornos da textura primária. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	41
Fotografia 20 - Amostra AN-44.b - Porfiroblasto de clorita (Chl ₂) com <i>kink bands</i> (bandas de deformação). Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	41
Fotografia 21 - Padrão anastomosado da foliação nos afloramentos de metakomatiitos da Fazenda Lagoa, formando cristas nas porções mais xistosas.....	47
Fotografia 22 - Estrutura primária de disjunção poliedral de dimensões centimétricas, em afloramentos de morfologia abaulada de metakomatiitos da Fazenda Lagoa.....	47
Fotografia 23 - Amostra AN-11.a - Metakomatiito. Textura <i>quench</i> (resfriamento rápido) em metakomatiitos da Fazenda Lagoa. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	47
Fotografia 24 - Amostra AN-11.a - Metakomatiito. Clivagem em palhetas de clorita (Chl ₁) com birrefringência cinza chumbo (anômala). Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	47
Fotografia 25 - Amostra AN-45.a – Clivagem de crenulação em tremolita-talco xisto do litotipo Xistos Ultramáficos Indivisos. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	51
Fotografia 26 - Morfologia dos afloramentos de metagabros nas margens do Rio Grande.....	54
Fotografia 27 - Bandamento (Ca-anfibólio/plagioclásio) no metagabro do Rio Grande.....	54
Fotografia 28 - Afloramento nas margens do Rio Grande de metagabro transicional entre uma rocha com textura sacaroidal, de granulação média, e contornos ígneos dos grãos preservados (porção inferior central da foto), e uma rocha de granulação fina, cisalhada, com grãos estirados, que perderam sua forma ígnea original.....	54

Fotografia 29 - Contato brusco entre o metagabro de granulação média, pouco cisalhado com textura “sacaroidal” típica parcialmente preservada (parte esquerda da foto), em contato com um metagabro de granulação fina, muito cisalhado (parte direita da foto) (afloramento nas margens do Rio Grande).....	54
Fotografia 30 - Metagabro do Rio Grande com veios de epidoto de espessuras centimétricas (coloração esbranquiçada na fotografia), muito frequentes neste litotipo.....	54
Fotografia 31 - Metagabro do Rio Grande, de granulação média a fina, com textura “sacaroidal” evidenciada pela alteração dos grãos de plagioclásio.....	54
Fotografia 32 - Contraste entre porções do metagabro pouco deformadas, localmente cumulática (parte superior da fotografia) e porções bastante cisalhadas, de cor escura, e com veios de epidoto concordantes à deformação (parte inferior da fotografia) (afloramento nas margens do Rio Grande).....	59
Fotografia 33 - Litotipo pegmatítico do metagabro com grãos de plagioclásio de até 7 cm de comprimento (a SW dos afloramentos das fotografias anteriores).....	59
Fotografia 34 - Amostra AN-60.b - Metagabro. Textura inequigranular anedral metamórfica, com grãos recristalizados de plagioclásio, provavelmente, substituta de uma textura equigranular original. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	59
Fotografia 35 - Amostra AN-15.3 - Metagabro. Grão de Mg-hornblenda metamórfica pseudomórfica de clinopiroxênio ígneo, restando a forma tabular aproximadamente equigranular, o hábito prismático curto e a geminação lamelar simples do mineral primário. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm	59
Fotografia 36 - Amostra AN-48.b - Metagabro. Ca-anfíbólios de composição actinolítica, granulação média a fina, e hábito prismático curto. Notar efeito da deformação nestes grãos, de formas ligeiramente arredondadas, encurvado nas bordas. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	59
Fotografia 37 - Amostra AN-14.b - Nucleação de grãos de actinolita de granulação fina, a partir de grão de hornblenda pseudomórfico de Cpx, mantendo a continuidade ótica dos limites do grão original (Cpx). Notar os grãos de granulação fina de minerais do grupo de epidoto que substituíram quase totalmente os grãos de plagioclásio de provável granulação média, fornecendo à rocha uma textura metamórfica inequigranular. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	59
Fotografia 38 - Amostra AN-15.b - Metagabro. Grãos de actinolita de hábito prismático longo com lamelas de exsolução incolores (101), provavelmente de composição cummingtonítica. Alguns grãos de Ca-anfíbólio encontram-se parcialmente substituídos nas bordas por grãos de biotita marrom (Actinolita xisto da borda do corpo de metagabro. Nicóis //, base da foto: 0,7 mm.....	62
Fotografia 39 - Amostra AN-62 - Metagabro. Grão de anfíbólio com geminação lamelar simples, provavelmente, de composição cummingtonítica. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	62
Fotografia 40 - Amostra AN-17.f - Metagabro. Textura cumulática em rocha transicional entre o metagabro e o metapiroxenito, na Fazenda São Jerônimo. Os cúmulos são formados por grãos de Ca-anfíbólios pseudomórficos de Cpx, com hábito prismático curto e forma tabular, e o intercúmulo por grãos de (plagioclásio ⇒) clinozoizita. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	62

Fotografia 41 - Amostra AN-17d.II - Metagabro. Clivagem de crenulação (D_{n+2}) (tracejado) e foliação D_n ainda preservada, em actinolita xisto da Fazenda São Jerônimo. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	62
Fotografia 42 - Metapiroxenito exibindo variação textural, granulométrica e quanto à porcentagem dos minerais constituintes. Litotipo equigranular e com maior quantidade de Ca-anfíbólios (parte superior da fotografia) gradacional para um litotipo tendendo à textura inequigranular e com maior quantidade de plagioclásio, sem exceder 10% (Fazenda São Jerônimo)	69
Fotografia 43 e 44 - Amostras AN-17.b e 17.f - Metapiroxenito. Textura cumulática nos metapiroxenitos. Cúmulo constituído de Mg-hornblenda/actinolita, pseudomórficos de Cpx, e intercúmulos composto por (plagioclásio \Rightarrow) clinozoisita (AN-17.b e AN-17.f). Nicóis // (Foto 43), nicóis X (Foto 44), base da fotos: 1,4 mm.....	69
Fotografia 45 - Amostra AN-17.b - Metapiroxenito. Porfiroblastos de Ca-anfíbólios compostos por Mg-Hbl/actinolita e, ao centro, grão de provável composição cummingtonítica. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	69
Fotografia 46 - Amostra AN-17.e - Metapiroxenito. Porfiroblastos de Ca-anfíbólios (cúmulos) contornados pela foliação da rocha. A porção intercúmulo é constituída de (Pl \Rightarrow) zoizita. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	69
Fotografia 47 - Amostra AN-17.c - Metapiroxenito. Grãos de Ca-anfíbólio alongados paralelamente à foliação da rocha. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.....	69
Fotografia 48 - Amostra AN-17.a - Metapiroxenito. Grão de plagioclásio parcialmente substituído por minerais do grupo do epidoto, deformado mecanicamente. Nicóis X, base da foto: 0,7 mm.....	72
Fotografia 49 - Amostra AN-17.c - Metapiroxenito. Grão de plagioclásio quase totalmente substituído por zoizita. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	72
Fotografia 50 - Amostra AN-17.a - Metapiroxenito. Grão de plagioclásio, no centro, parcialmente substituído por zoizita. Notar na borda deste grão, palhetas de clorita com birrefringência anômala cinza, de provável composição aluminosa. Nicóis X, base da foto: 0,7 mm	72
Fotografia 51 - Amostra AN-17.c - Metapiroxenito. Grãos de minerais do grupo do epidoto, que substituíram os grãos originais de plagioclásio. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.....	72
Fotografia 52 - Afloramento de metabasaltos em contato com rochas graníticas. Os metabasaltose os veios tonalíticos presentes encontram-se dobrados pela fase deformacional D_{n+1} . Dobras com planos axiais mergulhando para sudeste (Fazenda do Rocha).....	84
Fotografia 53 - No mesmo afloramento da fotografia 52, observam-se falhas da fase deformacional D_{n+2} . As falhas afetaram os metabasaltos, as rochas ultramáficas, os veios tonalíticos e as rochas graníticas.....	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1 – Figura de localização da área pesquisada e vias de acesso.....	3
Figura IV.1 - Mapa geológico simplificado de parte da Folha Topográfica Barbacena, com base no mapeamento geológico das Folhas Topográficas Itumirim, Itutinga, Lavras e Nazareno, em escala 1:50.000.....	10
Figura V.1.a - Diagrama classificatório para anfibólios [$Mg/(Mg+Fe_2) \times TSi$]. Anfibolitos (metabasaltos).....	31
Figura V.1.b - Diagrama classificatório para plagioclásios [Ab-Na-Or]. Anfibolitos (metabasaltos).....	31
Figura V.2.a - Diagrama classificatório para anfibólios [$Mg/(Mg+Fe_2) \times TSi$] Fazenda Chapadinha.....	42
Figura V.2.b - Diagrama de tendências composicionais para cloritas [$Mg \times (Al^{IV}+Al^{VI})$] Fazenda Chapadinha.....	42
Figura V.3.a - Diagrama classificatório para anfibólios [$Mg/(Mg+Fe_2) \times TSi$] Fazenda Lagoa.....	48
Figura V.3.b - Diagrama de tendências composicionais para cloritas [$Mg \times (Al^{IV}+Al^{VI})$] Fazenda Lagoa.....	48
Figura V.4.a - Diagrama classificatório para anfibólios [$Mg/(Mg+Fe_2) \times TSi$]. Metagabros	64
Figura V.4.b - Diagrama classificatório para plagioclásio [Ab-Na-Or]. Metagabros.....	64
Figura V.5.a e b - Diagrama classificatório para anfibólios [$Mg/(Mg+Fe_2) \times TSi$]. Metapiroxenitos.....	73
Figura VI.1. - Diagrama de tendências composicionais para anfibólios [$CaI \times TAl+CFe^3+CTi$]. Anfibolitos.....	80
Figura VI.2.a e b - Diagrama de tendências composicionais para anfibólios [$CaI \times TAl+CFe^3+CTi$]. Metapiroxenitos.....	94
Figura VII.1 - Diagrama TAS [$(Na_2O + K_2O) \times SiO_2$], para classificação entre rochas das séries subalcalina e alcalina (delimitação segundo Irvine & Baragar 1971).....	103
Figura VII.2 - Diagrama AFM [$FeO_t \times (Na_2O+K_2O) \times MgO$], mostrando o limite entre os campos de rochas tholeiíticas e calcio-alcálicas, para rochas da série subalcalina (delimitação segundo Irvine & Baragar 1971).....	103
Figura VII.3 - Diagrama [$(Fe_t+Ti) \times Al \times Mg$] - Discriminação entre das rochas komatiíticas basálticas, komatiíticas ultramáficas, e basaltos tholeiíticos ricos em ferro (Jensen & Pyke 1982).....	103
Figura VII.4 - Diagrama [$Ti/100 \times Zr \times Sr/2$] - Discriminação entre basaltos tholeiíticos de arco de ilha (A), basaltos calcio-alcálicos (B) e basaltos de fundo oceânico-MORB (C) (campos delimitados por Pearce & Cann 1973).....	103

Figura VII.5 - Diagrama [$Zr/4 \times 2Nb \times Y$] - Discriminação entre basaltos alcalinos intra-placas (AI), basaltos alcalinos intra-placas e tholeiítos intra-placas (AII), MORB tipo E (B), basaltos tholeiíticos intra-placas e basaltos de arcos vulcânicos (C), e MORB tipo N e basaltos de arco vulcânico (D) (campos delimitados por Meschede 1986).....106

Figura VII.6 - Diagrama [$TiO_2 \times Zr$] - Discriminação entre basaltos tholeiítos de arco de ilha (A), MORB, basaltos calcio-alcalinos e tholeiítos de arco de ilha (B), basaltos calcio-alcalinos (C) e MORB (D) (delimitação dos campos segundo Pearce 1980).....106

Figura VII.7 - Diagrama [$V \times Ti/1.000$] - Discriminação entre basaltos tholeiíticos de arco de ilha (10-20 V/Ti), basaltos tipo MORB e de bacia de retro-arco (20-50), e basaltos de arco oceânico e basaltos alcalinos (50-100) (campos delimitados por Shervais 1982).....106

Figura VII.8 - Diagrama [$TiO_2 \times K_2O \times P_2O_5$] - Discriminação entre basaltos subalcalinos de origem oceânica (MORB e arco de ilha oceânico) acima da linha divisória, e basaltos subalcalinos de origem continental, acima da linha divisória definida por Pearce *et al.* (1975).....106



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

**ROCHAS METAMÓRFICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO *GREENSTONE BELT*
BARBACENA NA REGIÃO DE ITUTINGA, MG.**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Analuiza Costa Pereira Rodrigues

Na região de Itutinga-Nazareno, sudeste do estado de Minas Gerais, borda sudeste do Cráton de São Francisco, afloram rochas metamórficas vulcânicas máficas e ultramáficas de sucessões vulcano-sedimentares estudadas petrográfica e quimicamente nesta pesquisa geológica. As sucessões vulcano-sedimentares são constituídas por metabasaltos, metakomatiitos, e rochas metassedimentares associadas, e são consideradas pertencentes ao *Greenstone Belt* Barbacena. Encaixados nas rochas vulcânicas, ocorrem corpos intrusivos de composição gabróica. A faixa de rochas vulcano-sedimentares apresenta-se concordante com o *trend* regional de outras faixas *greenstone* semelhantes de direção NE-SW, e é bordejada e intrudida por rochas graníticas (*sensu lato*) a NW e SE.

As feições texturais e as estruturas primárias parcialmente preservadas encontradas nas rochas ultramáficas indicam origem vulcânica para essas rochas. A origem vulcânica dos anfíbolitos (metabasaltos) foi inferida com base na granulação fina, na associação com as rochas ultramáficas vulcânicas e na assinatura geoquímica dessas rochas. As rochas gabróicas têm raras texturas primárias local e parcialmente preservadas, apresentando textura cumulática, confirmando sua natureza intrusiva.

As rochas vulcânicas e plutônicas encontram-se metamorfisadas em fácies anfíbolito ou xisto-verde, ou transicional entre estas fácies. Duas fases de metamorfismo (M_1 , M_{2a} e M_{2b}), e feições deformacionais correlacionadas aos três eventos caracterizados regionalmente, D_n , D_{n+1} e D_{n+2} , foram identificadas.

As rochas máficas e ultramáficas vulcânicas e plutônicas apresentam composição tholeiítica. A assinatura geoquímica dos metabasaltos é similar a de basaltos MORB e as rochas vulcânicas ultramáficas são claramente komatiíticas.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

**METAMORPHIC MAFIC AND ULTRAMAFIC ROCKS OF THE BARBACENA
GREENSTONE BELT IN THE ITUTINGA AREA, MG.**

ABSTRACT

MASTER THESIS

Analuiza Costa Pereira Rodrigues

In the area around Itutinga-Nazareno, Minas Gerais State, at the southeastern limit of São Francisco Craton, there are outcrops of thick successions of volcanic mafic and ultramafic rocks that are the subject of the present study. This volcano-sedimentary succession is mainly constituted by metabasalts, metakomatiites and minor metasedimentary rocks, and is considered to be part of the Barbacena Greenstone Belt. Intrusive bodies of gabbroic composition also occur in the same area. The strip of the volcano-sedimentary rocks is parallel with the regional NE-SW trend in common with other similar greenstone strips in the surrounding areas. They are bordered and intruded to the NW and SE by granitic rocks (*sensu lato*).

Partially preserved primary structures and textural features indicate a volcanic origin for the ultramafic rocks. A volcanic origin for the amphibolites (metabasalts) was inferred from their fine-grained texture and the close spacial relationship with the volcanic ultramafic rocks. The gabbroic rocks at times show rare preserved cumulate texture, attesting to their intrusive nature. The volcanic and plutonic rocks were metamorphosed in amphibolite or greenschist facies, or transitional between the two. Two metamorphic phases, M_1 , M_{2a} and M_{2b} , and some deformational features correlated to the three regionally recognised events, D_n , D_{n+1} and D_{n+2} , were identified.

The mafic and ultramafic volcanic and plutonic rocks show tholeiitic composition. The geochemical signature of the metabasalts is similar MORB, and the volcanic ultramafic rocks are clearly komatiitic.

UNICAMP

BIBLIOTECA CENTRAL

SEÇÃO CIRCULANTE

Os *greenstones belts* associados aos terrenos arqueanos desempenham papel de grande importância para o entendimento da história evolutiva da crosta terrestre. A maioria dos terrenos granito-*greenstone* são potencialmente econômicos, constituindo importantes províncias metalogenéticas, por apresentarem depósitos de ouro e de sulfetos maciços, o que torna fundamental sua caracterização geológica.

Greenstone belts ocorrem nos terrenos pré-cambrianos, em todos os continentes, constituindo faixas nas áreas cratônicas. São muito comuns no Arqueano, mas são registrados também no Paleoproterozóico. Compreendem pacotes de rochas vulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas, além de rochas máfico-ultramáficas plutônicas, com tufos e rochas metassedimentares associadas. Geralmente, estas rochas das sucessões vulcano-sedimentares encontram-se metamorfisadas em facies xisto-verde, podendo atingir a facies anfibolito alto (Condie 1981, Windley 1994).

Uma ampla gama de minerais economicamente importantes está associada a terrenos granito-*greenstone*, reconhecidos como um dos principais concentradores de elementos como Au, Ag, Cr, Ni, Cu e Zn. Os depósitos minerais podem ser relacionados a quatro principais grupos de rochas: derrames e intrusões máficas (cromita, níquel, asbestos, magnesita e talco), vulcânicas máficas e félsicas (Au, Ag, Cu e Zn), sedimentos (minério de ferro, Mn e barita), e granitos e pegmatitos (Li, Sn, Ta, Be, Ti, Mo e Bi) (Condie 1981).

Na porção sul do estado de Minas Gerais, entre Lavras e São João del Rei, ocorrem várias faixas vulcano-sedimentares em terrenos granito-gnáissicos arqueanos relacionadas ao *Greenstone Belt* Barbacena. As ocorrências das unidades vulcano-sedimentares mais expressivas encontram-se na região de Itumirim-Itutinga-Nazareno, apresentando-se fortemente estruturadas segundo a direção NE-SW.

Várias ocorrências de minerais importantes economicamente já foram registradas no sul de Minas Gerais, no *Greenstone Belt* Barbacena: ouro em zonas de cisalhamento, manganês, estanho, tântalo, nióbio, lítio, e lentes de sulfetos maciços polimetálicos (Fe-Cu-Zn-Ag-Au). Atualmente, as concentrações de Sn-Ta-Nb-Be e Li em corpos pegmatíticos consistem em ocorrências de maior interesse econômico na região de São João del Rei (Quéméneur 1987, Quéméneur & Vidal 1989). Esses numerosos corpos ocorrem, geralmente, encaixados nos

anfíbolitos ou nos granitos, estes últimos atribuídos ao Evento Transamazônico. As ocorrências e os depósitos de manganês encontram-se associados a gonditos e queluzitos intercalados na porção superior metassedimentar do *Greenstone Belt* Barbacena (Pires & Porto Jr. 1986).

A principal motivação desta pesquisa encontra-se na escassez de estudos geológicos mais detalhados. Apesar de terem sido descritas ocorrências minerais na região de Itutinga-Nazareno em trabalhos anteriores, apenas no final da década de noventa começaram a surgir pesquisas de detalhe, mas sem enfoque na gênese da mineralização de sulfetos maciços. A partir da década de 90, a região de Itumirim-Nazareno passou a ser enfocada em teses de doutorado e dissertações de mestrado por diversos pesquisadores nas regiões de Itumirim (Cherman 1999, F.M. Couto em preparação), e Nazareno-Mercês de água Limpa (C.L. Toledo em preparação). Por esta razão, se faz necessário um estudo aprofundado e detalhado do arcabouço geológico desta área específica do *Greenstone Belt* Barbacena, na região de Itumirim-Nazareno.

Nesta dissertação, pretende-se, portanto, utilizar os dados obtidos através da caracterização petrográfica e química das rochas da região Itutinga-Nazareno como base à discussão de ambientes tectônicos e, de forma geral e sucinta, de aspectos relacionados à ocorrência de sulfetos maciços na área.

I.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA PESQUISADA

A área pesquisada encontra-se inserida nas porções sul da Carta Topográfica NAZARENO (FOLHA SF-23-X-C-1-4) e norte da Carta Topográfica ITUTINGA (FOLHA SF-23-X-C-1-4), Cartas do Brasil-IBGE-escala 1:50.000, entre as cidades de Itutinga ao sul e Nazareno a nordeste (Figura I.1), sudeste do estado de Minas Gerais, sendo delimitada pelas coordenadas 21°13' e 21°18' sul, e 44°45' e 44°30' oeste.

O acesso é feito pela BR-381 (São Paulo-Belo Horizonte) até a entrada para Lavras. A partir deste ponto segue-se pela BR-265 (Lavras-São João del Rei), passando pela cidade de Itutinga. Uma estrada secundária, com aproximadamente 17 km, liga a BR-265 a Nazareno, ao norte.

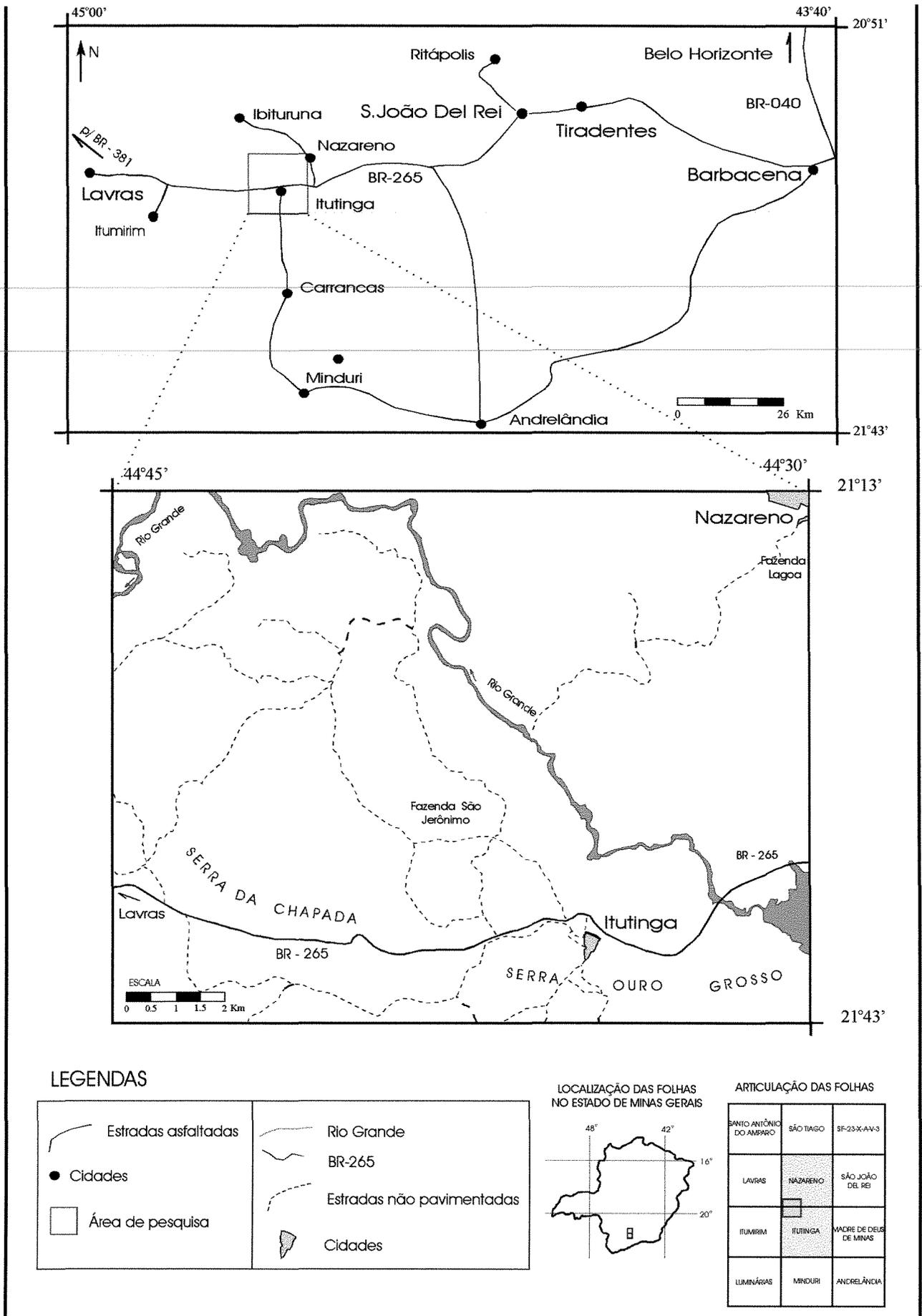


Figura I.1 - Figura de localização da área pesquisada e vias de acesso.

II. OBJETIVOS

O objetivo principal desta dissertação de mestrado é estudar a petrografia e a geoquímica das rochas máficas e ultramáficas das sucessões vulcano-sedimentares na região de Itutinga-Nazareno, e relacioná-las a possíveis ambientes geotectônicos. A partir da caracterização dessas rochas, e da relação entre elas, pretende-se discutir, sucintamente, o contexto geotectônico reinante na época de sua formação. Espera-se, portanto, com os objetivos principais atingidos, contribuir, mesmo com uma análise local, para um melhor entendimento das questões que envolvem as rochas da sucessão vulcano-sedimentar do *Greenstone belt* Barbacena na região de Itutinga-Nazareno, e, indiretamente, sobre a formação de depósitos minerais nessas rochas.

III. METODOLOGIA DE TRABALHO

III.1. TRABALHOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

O trabalho de campo foi dividido em duas etapas, com finalidades particulares, e foi desenvolvido em quatro campanhas, somando um total de vinte e cinco dias de campo. A primeira etapa constou de reconhecimento geológico geral de toda a área da pesquisa, com o objetivo de delimitar os contatos entre a faixa *greenstone* e as rochas granito-gnáissicas. Na segunda, o mapeamento foi realizado na escala de 1:50.000. Nesta etapa, as unidades litológicas que compõem as sucessões vulcano-sedimentares foram identificadas e descritas, e as amostras para análise geoquímica foram coletadas. Em ambas etapas foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas. Nas campanhas de campo a autora contou com a participação do orientador da dissertação, e de alunos e professores da pós-graduação da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) e da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

Do conjunto de amostras de rocha coletadas, uma parte foi selecionada para confecção de 43 laminadas delgadas, posteriormente descritas por meio de microscópio petrográfico, e obtidas as porcentagens modais dos minerais constituintes, por estimativa visual.

III.2. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

As amostras selecionadas para análise geoquímica foram aquelas consideradas como os espécimes mais representativos das rochas máficas e ultramáficas aflorantes, tendo sido observadas as características adequadas de preservação ao intemperismo. Foram escolhidas 13 amostras. Estas foram trituradas em britador de mandíbulas (Fritsch, Alemanha), em seguida moídas em moinho planetário com potes e bolas de ágata (Fritsch, Alemanha), para a preparação dos discos fundidos e das pastilhas prensadas, realizada pela autora no Departamento de Metalogênese e Geoquímica (DMG)/IG-UNICAMP. Foram realizadas análises para elementos maiores, menores e traços com o emprego de Espectômetro de Fluorescência de Raios-X, Phipils-modelo PW-2404, pela mestrandia Maria Aparecida, química responsável pelo equipamento juntamente com a professora Doutora Jacinta Enzweiler, na mesma instituição.

A porcentagem de ferro (Fe_2O_3), utilizada no tratamento dos dados fornecidos pela Espectometria de Fluorescência de Raios-X, foi obtida através das porcentagens equivalentes de FeO e Fe_2O_3 . Estes valores foram alcançados segundo o cálculo proposto por Brooks (1976), a seguir:

$$F \times \text{Fe}_2\text{O}_{3T} = \% \text{FeO (I)}$$

$$\% \text{FeO (I)} \times 1,111 = \% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (I)}$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_{3T} - \% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (I)} = \% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (II)},$$

onde o fator $F = 0,793$, Fe_2O_{3T} é fornecido pelo Espectômetro de Fluorescência de Raios-X, e (II) é o valor final utilizado no tratamento dos dados. Este cálculo tem como base a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$.

O tratamento dos dados foi realizado com o auxílio do *software* Minpet (Versão 2.02) utilizado na elaboração dos diagramas discutidos neste trabalho.

III.3. MICROSSONDA DE MINERAIS

As análises de microsonda de minerais foram realizadas com a utilização de equipamento de Microsonda Eletrônica Jeol, modelo JXA-8600 S, do Laboratório de Microsonda Eletrônica e de Microscopia de Varredura do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP, equipada com 5 espectrômetros, sistema de automação EDS NORAN-

Voyager, com programa para correção de efeitos de matriz PROZA, operando a 15 kV e corrente de 20 nA, com feixe de 5 Å (angstroms) de diâmetro, com padrões naturais e sintéticos. As análises foram realizadas sob a coordenação do Professor Doutor Gergely Szabó (USP).

Os dados obtidos foram tratados com auxílio do *software* Minpet (Versão 2.02) utilizado também na confecção dos diagramas discutidos neste trabalho.

III.4. NOMENCLATURA ADOTADA

Na determinação da granulação das amostras de rocha laminadas, adotou-se os seguintes intervalos sugeridos por Mackenzie *et al.* (1982), entre outros autores: fina (< 1 mm), média (entre 1 e 5 mm) e grossa (> 5 mm).

Quanto ao grau de desenvolvimento das faces cristalinas dos grãos, foram adotados os termos eudral para um grão limitado totalmente por suas faces cristalinas, subedral para um grão limitado em parte por suas faces cristalinas, e anedral para um grão de forma irregular e sem faces cristalinas definidas (Best 1982).

O termo equigranular refere-se a uma rocha com grãos aproximadamente do mesmo tamanho, em contraste com outras, inequigranulares, onde seus minerais possuem tamanhos variados (Mackenzie *et al.* 1982).

O termo porfiroblástico caracteriza tramas inequigranulares, cujos grãos de alguns minerais cresceram durante o metamorfismo, mais do que o restante dos grãos dos outros minerais que formam a matriz de granulometria muito fina (Passchier & Trouw 1996).

Os termos para nomenclatura das rochas metamórficas foram empregadas conforme definição de Yardley (1994).

Os elementos maiores são aqueles que estão presentes na rocha em concentrações acima de 1%. Os elementos menores estão presentes na rocha no intervalo de 1 a 0,1%. E os elementos traço são definidos como os que estão presentes em concentrações inferiores a 0,1%, sendo medidos em ppm.

O termo komatiito foi adotado, conforme a definição original de Viljoen & Viljoen (1969), referindo-se à classe de rochas ultramáficas extrusivas, existente no terreno Arqueano de Barberton, África do Sul, com alto teor de MgO. A terminologia atualmente usada para essas

rochas se limita aos usos dos termos komatiito, para as composições peridotíticas, e komatiitos basálticos, para as composições basálticas. Ambos têm em comum a presença de textura *spinifex*, característica dos komatiitos. O termo *spinifex*, originalmente adotado por Nesbitt (1971), é usado para designar arranjos característicos de conjuntos de lâminas ou placas paralelas a subparalelas, em forma de feixes, de olivina ou clinopiroxênio. A denominação rochas graníticas ou granitóide foi empregado para designar rochas da clã granítica de uma forma generalizada.

O prefixo meta foi utilizado para rochas onde se observa a coexistência de minerais e/ou texturas ígneas reliquias, junto a texturas e/ou estruturas e minerais indicativos da influência de metamorfismo/deformação, possibilitando inferir ou determinar o protólito da rocha em questão.

O uso do termo xisto é feito segundo a definição de Yardley (1994), aplicado a rochas metamórficas caracterizadas por alinhamento paralelo a subparalelo de seus grãos constituintes, moderadamente grossos, visíveis a olho nu. Este tipo de estruturação é conhecido como xistosidade.

O termo pseudomorfos refere-se a texturas de substituição, onde o mineral pré-existente é substituído por um ou mais minerais, mantendo, no entanto, a forma do mineral original (Yardley 1994).

O termo granular é referente à existência de uma uniformidade em termos dos tamanhos dos grãos dos minerais presentes numa rocha, dispostos em arranjos, formando agregados ou, ainda, como grãos isolados.

Outros termos adotados são aqueles referentes aos elementos estruturais (dobras, foliações, clivagens, lineações), às fases de deformação e aos eventos metamórficos. Os respectivos símbolos usados foram:

D - fase de deformação;

M - evento deformacional;

S - planos de clivagem, xistosidade, superfície axial das dobras e foliações em geral, cujos números/letras subscritos representam a sucessão cronológica dessas fases e eventos (M_1, M_2, \dots).

An₂₀ - A porcentagem do componente anortítico nos grãos de plagioclásio é representada pelo número subscrito na simbologia.

A nomenclatura utilizada para as composições obtidas a partir do cálculo da fórmula estrutural dos minerais é a recomendada pela Associação Mineralógica Internacional-IMA (*International Mineralogical Association*) (Leake *et al.* 1997).

As abreviações de minerais adotadas nesta dissertação foram definidas por Kretz (1983) (Tabela I.2).

Tabela I.2 - Abreviações de minerais segundo Kretz (1983).

Act: actinolita	Ctl: crisotila	Mag: magnetita
Agta: egerina- augita	Czo: clinozoisita	Ol: olivina
Ab: albita	Cum: cummingtonita	Opx: ortopiroxênio
Aln: alanita	Di: diopsídio	Pl: plagioclásio
Alm: almandina	En: enstatita	Prp: piropo
An: anortita	Ep: epidoto	Qtz: quartzo
Atg: antigorita	Fa: fayalita	Rt: rutilo
Ap: apatita	Fac: ferro-actinolita	Srp: serpentina
Aug: augita	Fo: forsiterita	Tlc: talco
Bt: biotita	Grs: grossularia	Ttn: titanita
Cam: clinoanfíbólio	Hem: hematita	Tr: tremolita
Cpx: clinopiroxênio	Hbl: horblenda	Zo: zoisita
Chl: clorita	Ilm: ilmenita	

INTRODUÇÃO

A área estudada, apresentada no Mapa Geológico Regional, encontra-se inserida na região situada na borda sudeste do Cráton do São Francisco e compreende as cidades de Itumirim a oeste e Nazareno a leste (Figura IV.1). O mapa é fruto da reunião de diversos trabalhos de mapeamento geológico, realizados por Ribeiro (1980), Heilbron (1984), Paciullo (1997), Trouw *et al.* (1986), Fortes & Laranjeiras (1987), e Teixeira (1992) Teixeira *et al.* (1996), em escala 1:50.000 e 1:25.000, nas Folhas Topográficas Itumirim, Itutinga, Lavras e Nazareno (IBGE 1975).

Neste panorama geológico regional podem ser identificadas duas grandes unidades pré-cambrianas: um embasamento composto por faixas *greenstone*, metadioritos/metagabros e rochas graníticas, e uma cobertura proterozóica constituída, essencialmente, de sucessões de rochas metassedimentares. O termo embasamento é utilizado por diversos autores para esse conjunto de rochas, relativo à cobertura de rochas metassedimentares proterozóica discordante.

As faixas *greenstone* são compostas por sucessões de rochas máficas, ultramáficas e félsicas, de origem vulcânica e subvulcânica, constituindo corpos de composição tholeiítica ou komatiítica, além de rochas metassedimentares. Estas sucessões vulcano-sedimentares foram denominadas de *Greenstone Belt* Barbacena (Pires 1978).

As rochas graníticas abrangem rochas de composição tonalítica a granítica (*sensu strictu*), e encontram-se deformadas mas, geralmente, muito pouco gnaissificadas (Pires 1977). Os metadioritos são representados por hornblenda augen gnaisses, geralmente intensamente deformados. Os corpos de metagabros ocorrem frequentemente transformados, por intensa deformação e metamorfismo em fácies xisto-verde (Ribeiro 1980, Paciullo 1980, Heilbron 1984, Trouw *et al.* 1986).

A cobertura proterozóica na região em apreço é constituída pelas sequências deposicionais originalmente definidas por Andreis *et al.* (1987, 1989a, 1989b) como Ciclos Depositionais Carandaí (CDC) e Andrelândia (CDA). As rochas que representam essas unidades são quartzitos, filitos, xistos e metacalcáreos.

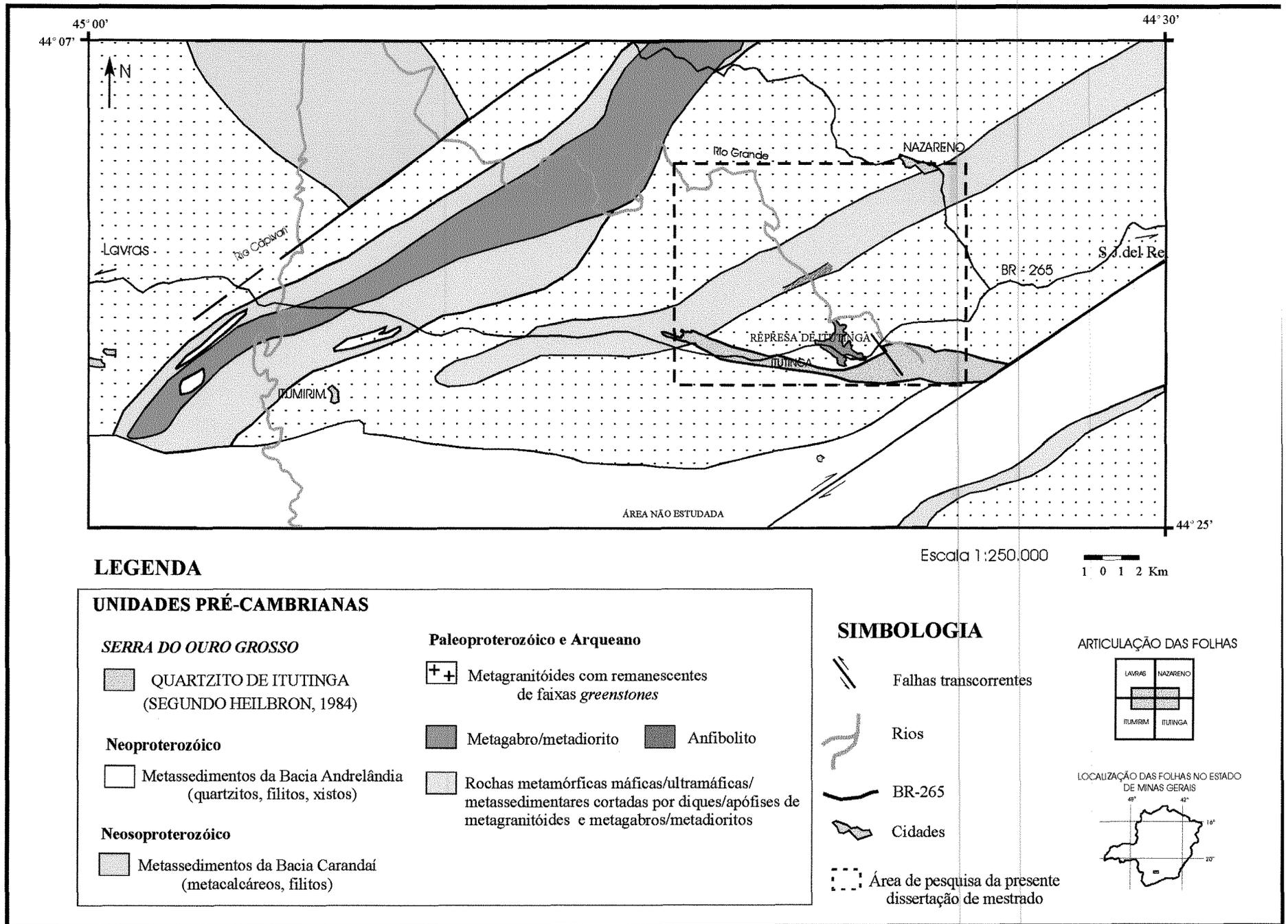


Figura IV.1 - Mapa geológico simplificado da parte da Falha Tectônica Barbacena, com base no mapeamento geológico das Falhas Tectônicas Itumirim

IV.1. ASPECTOS DO EMBASAMENTO

IV.1.1. Faixas *greenstone*

As faixas *greenstone* denominadas de *Greenstone Belt* Barbacena por Pires (1977, 1978) são descontínuas, de contornos irregulares, de direção NE-SW, com mergulhos geralmente fortes para SE e NW, e se estendem desde Lavras (oeste de Itumirim) até Conselheiro Lafaiete. As orientações dessas faixas alinham-se às do Supergrupo Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero, sugerindo sua continuidade (Paciullo 1997). Dentro desse contexto regional, as sucessões vulcano-sedimentares da região de Nazareno e adjacências compõem parte do *Greenstone Belt* Barbacena, sendo limitadas a norte e a sul por terrenos granito-gnáissicos semelhantes em parte àqueles classificados como pertencentes ao Grupo Mantiqueira (Teixeira & Figueiredo 1991). As faixas são descontínuas, possuem larguras e extensões variadas, e apresentam-se fortemente estruturadas segundo a direção NE-SW, com foliação subvertical, seguindo o padrão regional.

As sucessões são constituídas por rochas ultramáficas e máficas metamorfasadas de origem vulcânica, associadas ao Grupo Barbacena de Ebert (1957, *apud* Paciullo 1997), de composição tholeiítica ou komatiítica, e rochas félsicas subvulcânicas, com rochas metassedimentares associadas. Subvulcanitos riolíticos até riodacíticos constituem os corpos félsicos, até agora observados apenas em São João Del Rei (Ribeiro 1997).

Os principais litotipos reconhecidos nas faixas *greenstone* da região entre Lavras e Nazareno são xistos máficos com predomínio de um ou outro mineral (tremolita-actinolita-clorita); anfíbolitos com veios concordantes de composição ácida, epidozitos e hornblenditos associados; metagabros e metadioritos. Entre os litotipos ultramáficos encontram-se xistos que mostram gradação entre si, com predomínio de um ou outro mineral (tremolita-talco-clorita-hornblenda-serpentina), serpentinitos, tremolita-clorita serpentinitos e esteatitos (Ribeiro 1983, Fortes & Laranjeiras 1987, F.M. Couto com.verbal).

Na Folha Itumirim, os xistos do Grupo Barbacena são caracterizados por uma alternância de xistos máficos e ultramáficos de origem ígnea, com intercalações menores de rochas metassedimentares. Ocorrem em uma faixa com, aproximadamente, 6 a 8 km de largura na porção NW da folha, e em pequenas faixas e lentes encaixadas em gnaisses (Ribeiro 1983).

Os representantes das rochas metassedimentares na região de Lavras-São João del Rei são quartzitos ferruginosos, rochas manganésíferas e gonditos e, mais raramente, filitos grafitosos, associados principalmente a níveis de anfibolitos (Ribeiro 1983, Heilbron 1984).

Segundo Heilbron 1984, na porção sudoeste da faixa situada a norte da Serra do Ouro Grosso, constituídas pelo quartzito de Itutinga, afloram serpentinitos, talco xistos e anfibolitos, de provável afinidade metassedimentar, intercalados com bandas finas de quartzito, clorita xisto, filito e pegmatitos.

Nas sucessões de rochas metassedimentares predominam metapelitos cinzentos, maciços ou laminados, com intercalações de diferentes tipos de metachert (p.ex. gondito), metassiltitos e *metawackes*, além de escassos metadiamictitos.

Teixeira (1992) denominou, localmente, as faixas vulcano-sedimentares que afloram entre Lavras e Nazareno de *Greenstone Belt* Itumirim-Nazareno, ressaltando a possibilidade de não fazerem parte da evolução de um único *greenstone*, e descrevendo a estratigrafia e os tipos de vulcanismo observados na região de Itumirim-Itutinga-Mercês de Água Limpa-Nazareno-Rio das Mortes Pequeno.

Da base para o topo, o autor descreve a sucessão estratigráfica sendo composta por: pacote de derrames peridotíticos komatiíticos diferenciados com textura *spinifex* no topo e no centro, e zona basal cumulática, derrames maciços de mesma composição, que se interdigitam com estratos piroclásticos, sob a forma de tufos lapilíticos, aglomerados e brechas peridotíticas. Associados às manifestações vulcânicas ultramáficas, ocorrem predominantemente basaltos komatiíticos e tholeiíticos. Os períodos de quiescência vulcânica são marcados por horizontes contínuos de sedimentos químicos silicosos manganésíferos e ferríferos. Os níveis estratigráficos superiores constituem registros de atividade vulcânica ácida, sob a forma de derrames riolíticos localizados e correspondentes a acumulações piroclásticas finas (tufos cineríticos e lapilíticos), intercalados com sedimentos pelíticos que, progressivamente, se tornam preponderantes no topo da unidade.

Valença *et al* (1998) descrevem na faixa greenstone Itumirim-Tiradentes, nas proximidades de Nazareno, derrames komatiíticos na área da Fazenda Chapadina, próximo à Itutinga. Estes autores reconhecem três unidades de anfibolitos finos (metabasaltos), as duas primeiras separadas entre si por sedimentos químicos (metachert, gondito), e a terceira superposta aos derrames komatiíticos. Os derrames estão transformados em clorita xistos nos

flancos longos da dobra D₂, mas no flanco curto foram reconhecidas cinco fácies texturais, com razoável grau de preservação: 1) maciça, 2) *plate spinifex* grandes, em livros de 50 cm de comprimento, contendo domínios de *plate spinifex* pequenas, com 5 cm, 3) almofadas (*pillows*) e/ou juntas poliedrais, com até 1 m de diâmetro, 4) brechas de resfriamento (*flow top breccia*), com fragmentos de até 10 cm, e 5) afanitos com juntas poliedrais. As fácies 1, 3, 4 e 5 são constituídas por serpentinitos, e a fácies 2 é formada por cristais esqueléticos de olivina em forma de placas, substituídos por serpentina e tremolita-actinolita, e bordejados por trilhas de minerais opacos granulares. Foram reconhecidos, ainda, três derrames sucessivos. Segundo os autores, as sucessões basáltica e komatiítica devem representar planícies de lavas de fundo oceânico, com deposição de sedimentos químicos em ambiente de bacia faminta nos períodos inter-eruptivos.

A íntima associação de lavas peridotíticas com basaltos tholeiíticos, sills e diques gabróicos contemporâneos é interpretada por Teixeira (1992) como resultante de regime extensional com possíveis fluxos laterais alimentadores. Com base nesta associação e na existência de horizontes silicosos exalativos na base do *greenstone* na região de Itumirim-Nazareno, o autor ressalta a possibilidade de fragmento fóssil de crosta oceânica arqueana para a região. As intercalações dos derrames máfico-ultramáficos com níveis de chert manganésífero seriam, então, registros de espasmos na atividade vulcânica subaquática. Aparentemente, o conjunto de rochas resulta de um sistema geotermal do tipo *sub-seafloor*, capaz de promover significativa mobilização de metais. Os fundamentos desta interpretação encontram-se nas feições litológicas e estratigráficas das sequências estudadas e na analogia com ambientes similares descritos no Canadá (Arndt 1983a).

Metamorfismo e Deformação

A atitude da xistosidade principal, impressa com variada intensidade nos diversos litotipos das unidades do embasamento, segue a direção NE-SW, semelhante à distribuição das faixas, com mergulhos íngremes para SE ou NW (Ebert 1957, *apud* Paciullo 1997; Valeriano 1985).

Na região de Nazareno, Fortes & Laranjeiras (1987) relacionam as associações minerais encontradas nas rochas da faixa *greenstone* ao grau metamórfico epidoto-anfibolito, caracterizado pela assembléia mineral hornblenda-plagioclásio-epidoto. A presença de minerais

típicos de alteração como epidoto, biotita e clorita sugere que a fácies acima seja resultante de retrometamorfismo, com fácies metamórfica anterior provavelmente situada no intervalo que compreende a fácies anfíbolito. A xistosidade nessas rochas tem direção geral N60E e mergulho variando entre 60° e 90° para sudeste e, mais raramente, para noroeste. As rochas apresentam-se crenuladas ou onduladas, com direção da lineação de crenulação aproximadamente paralela ao *strike* da xistosidade. A presença de minerais como epidoto, biotita e clorita, geralmente sem orientação preferencial (pós-tectônicos), mas deformados (extinção ondulante e *kink bands*), indica que a deformação prossegue após o término do metamorfismo, o que é corroborado pela deformação (extinção ondulante e recristalização) de minerais pré ou sin-tectônicos (anfíbólio, plagioclásio e quartzo) (Fortes & Laranjeiras 1987).

Ribeiro *et al.* (1998) identificaram três fases de deformação nas rochas (em fácies xisto-verde/epidoto-anfíbolito), das sucessões do *greenstone* da região de Tiradentes-Itumirim, denominadas D_1 , D_2 e D_3 . A fase deformacional mais nova, D_3 , é caracterizada por zonas de cisalhamento e falhas associadas, a maioria com traço NW-SE e extensões centimétricas. Na fase D_2 , o cisalhamento produziu a foliação principal NE-SW/subvertical e dobramento, dispondo as unidades em faixas NE-SW. As estruturas relacionadas a D_1 foram identificadas, principalmente, em xenólitos de metabasitos, cuja xistosidade apresenta-se discordante em relação à xistosidade dos granitóides cedo-sin- D_2 , nos quais estão inclusos.

Cherman (1999) relaciona as rochas metaultramáficas e metamáficas de faixas *greenstones* na região entre as cidades de Nazareno e Lavras a dois eventos metamórficos (M_1 e M_2) e a três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} , D_{n+2}). O metamorfismo M_1 , mais antigo e de caráter progressivo, foi identificado em uma sequência de transformações de lizardita/crisotila, passando por antigorita, até a associação talco-magnesita, registrada em litotipos metaultramáficos. O metamorfismo teria evoluído até a transição das fácies xisto-verde e anfíbolito, estabilizando o par talco-magnesita, na ausência de olivina metamórfica, provavelmente contemporâneo à época da deformação D_n . Nos litotipos metamáficos, somente o registro do estágio mais avançado do M_1 acha-se preservado, com a assembléia mineral hornblenda verde, oligoclásio, traços de granada e epidoto, sem clorita e biotita, indicando transição entre as fácies xisto-verde e anfíbolito. Associa-se a D_n o bandamento composicional exibido pelas rochas metamáficas (anfíbólio/oligoclásio), e os leitos centimétricos de granada tonalitos, interpostos, posicionados tardi-tectonicamente em relação a D_n , ou temporalmente entre esta e a fase D_{n+1} .

O metamorfismo M_2 , tipicamente de caráter retrógrado, é melhor reconhecido nos litotipos metamáficos (hornblenda actinolítica, actinolita, albita, minerais do grupo do epidoto, clorita, biotita e titanita). O metamorfismo é subdividido em M_{2a} , sin-tectônico a tardi-tectônico em relação a D_{n+1} , e M_{2b} , mais novo e de pouca expressão, contemporâneo a última e bem mais fraca fase deformacional D_{n+2} , promovendo crenulação das rochas, recristalização de albita e minerais do grupo do epidoto e formação de epidoto e talco.

A deformação do bandamento composicional (D_n) em dobras D_{n+1} , apertadas e fechadas a isoclinais, e a forte transposição para uma foliação plano axial dessas dobras estão associadas à fase de deformação D_{n+2} . Esta fase gerou o padrão estrutural regional das faixas *greenstones* e dos corpos granitóides.

Barbosa (1999) sugere condições de metamorfismo entre xisto-verde e anfibolito baixo para a formação dos metaultramafitos do Complexo Ultramáfico Acamadado Morro das Almas, próximo aos municípios de Bom Sucesso e Ibituruna.

A última fase teria lugar durante o Evento Tectonotermal Brasileiro, entre 700 e 500 Ma, e daria origem a dobras em escala milimétrica a quilométrica, com planos axiais de mergulho forte, geralmente para SE e, localmente, para NW. A atuação desta fase seria bastante heterogênea, podendo ser bastante sutil em algumas áreas e intensas em outras (Trouw *et al.* 1986).

IV.1.2. Metagabros e Metadioritos

Corpos de metagabros de granulação fina a grossa foram descritos por Fortes & Laranjeiras (1987) na porção NW do mapa geológico regional (Figura IV.1). As rochas são constituídas por hornblenda, plagioclásio, epidoto e quartzo, em variadas proporções, e titanita, opacos, quartzo e clorita como acessórios. As rochas de granulação grossa não apresentam foliação, e os cristais de anfibólio atingem até 0,5 cm de comprimento, dispersos em uma matriz feldspática. As rochas de granulação fina ocorrem na porção sudoeste da faixa a noroeste de Itumirim.

A sudoeste de Nazareno, no Rio Grande e proximidades, há outra ocorrência de metagabro (A. Ribeiro, comunicação verbal).

Segundo F.M. Couto (dissertação de mestrado, em preparação), nos arredores das localidades de Tirapuá e Criminoso, ocorrem corpos cuja composição varia de metadiorítica com

UNICAMP

BIBLIOTECA CENTRAL

pouco quartzo até metaquartzo-diorito e metatonalitos (Associação MDQT). Essas rochas afloram intimamente associadas com anfibolitos (metabasaltos), metaultramafitos cumuláticos, metagranitóides e metapegmatitos, são intrusivas nos anfibolitos, nos metaultramafitos plutônicos e possuem xenólitos de suas encaixantes.

IV.1.3. Rochas graníticas

Intercalados às faixas *greenstone* ocorrem granitos, tonalitos, granodioritos e trondhjemitos (Ávila 1992), todos com variável grau de gnaissificação, e alguns migmatizados.

Apesar de apresentarem algum grau de gnaissificação, os contatos intrusivos, a presença de xenólitos, a homogeneidade textural, as composições químicas e modais e a petrografia indicam origem ígnea para essas rochas (Paciullo 1997). Os corpos graníticos e aplitos associados cortam o conjunto gnáissico-migmatítico e as sucessões vulcano-sedimentares. Ocorrem, ainda, pequenos corpos gabróicos associados aos granitóides (Pires 1977).

De forma geral, as rochas graníticas e os gnaisses são constituídos essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclina e, subordinadamente, biotita e hornblenda, em proporções variadas. Encontram-se mais ou menos foliadas, dependendo se foram ou não afetadas por zonas de cisalhamento. A granulação varia de grossa a média, e nos afloramentos mais preservados as rochas apresentam textura equigranular ígnea (Heilbron 1984, Fortes & Laranjeiras 1987, Paciullo 1997).

A presença de xenólitos e contatos intrusivos entre os diversos tipos de rochas graníticas evidenciam as relações temporais entre eles, sugerindo fases magmáticas diversas. Estes granitóides englobam e invadem as faixas *greenstone*, e transformam os gnaisses em migmatitos de injeção, demonstrando serem posteriores aos gnaisses (Paciullo 1997).

Os gnaisses granodioríticos são bem representados por afloramentos a leste e nordeste de Itumirim, onde ocorrem grandes lajedos de ortognaisses grossos com porfiroblastos de plagioclásio e microclina, contendo, ainda, bandas locais de pegmatitos e aplitos de pelo menos duas gerações, provavelmente cogenéticos ao granodiorito, que promovem aspecto migmatítico ao conjunto (migmatito de injeção) (Ribeiro 1983). Gnaisses grossos e migmatíticos afloram, ainda, em uma faixa de direção aproximadamente NE-SW, passando pela cidade de Itutinga e seus arredores. Ao norte de Itutinga, estes gnaisses afloram como grandes lajedos, que podem ser observados ao longo da BR-265 (Lavras-São João Del Rei). Embora as variedades grossas destes

gnaisse sejam as mais comuns, tipos com granulação muito fina e bastante xistosos também foram observados (Heilbron 1984). Rochas com textura milonítica foram mapeadas em uma faixa de direção NE-SW, próxima ao contato com as rochas metassedimentares da Serra do Jaci, inseridas na Unidade Gnaisses-granodioritos de Fortes & Laranjeiras (1987).

Diversas datações foram realizadas nas últimas três décadas na região sudeste de Minas Gerais. Algumas são destacadas de forma sucinta a seguir. Heilbron (1984) datou um granodiorito de um conjunto de ortognaisses ao sul de Lavras, resultando em uma isócrona Rb/Sr em rocha total de 1.982 ± 108 Ma. Com base em outras datações realizadas em mais rochas do conjunto de ortognaisses, ao norte da Folha Barbacena, a autora define uma faixa transamazônica para essas rochas. Nas proximidades da região de Nazareno e adjacências, foram realizadas datações em ortognaisses que indicam consolidação para estas rochas antes de 2.700 Ma (Teixeira & Figueiredo 1991).

Corpos plutônicos metamorfisados aflorantes na região de Cassiterita-São João del Rei-Coronel Xavier Chaves foram datados por Ávila *et al.* (1998), com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2.122 \pm 0,006$ Ma e de $2.121 \pm 0,007$ Ma, para diferentes fácies do Metagranitóide Ritápolis, que apresenta xenólitos de metapixonenitos, metagabros, e de gonditos e anfibolitos do domínio de rochas das sucessões tipo *greenstone*. Ávila *et al.* (1999) apresentam dados do Diorito Brumado com idade mínima de 2.128 ± 4 M.a., obtidas por evaporação de zircões, que contêm xenólitos de corpos de metagabros-metapiroxenitos também pesquisados pelos autores.

IV.2. ASPECTOS DA COBERTURA PROTEROZÓICA

Em discordância litológica e/ou angular sobre o embasamento do sul do cráton ocorrem as sequências deposicionais proterozóicas, representadas pelas unidades nas partes sul (em amarelo) e noroeste (em azul) do mapa geológico regional (Figura IV.1). São sucessões silicáticas e carbonáticas, deformadas e metamorfisadas em fácies xisto-verde, e que formam as Serras do Campestre, Estância e Pombeiro, do Ouro Grosso e do Jaci (Trouw *et al.* 1983, Valeriano 1985, Noce *et al.* 1987), que fazem parte da Bacia São João del Rei.

Com base nas correlações faciológicas estabelecidas, as unidades de rocha de idade proterozóica que aparecem no mapa pertencem a dois ciclos deposicionais distintos. Estes seriam separados por discordâncias e denominados Carandaí (CDC), de idade mesoproterozóica e Andrelândia (CDA), de idade neoproterozóica. O CDC é representado por filitos e grande quantidade de rochas carbonáticas, e o CDA por quartzitos, filitos e xistos (Andreis *et al.* 1989a e 1989b, Ribeiro *et al.* 1990, Paciullo 1997, Ribeiro 1997).

Associadas ao CDC e ao CDA, é reconhecida a existência de duas bacias deposicionais intracontinentais de tipo *rift* e flexural, sendo a primeira (Bacia Carandaí) mesoproterozóica, de caráter intracrustal e a segunda (Bacia Andrelândia) neoproterozóica com características de margem passiva (Ribeiro *et al.* 1995).

Segundo trabalhos anteriores realizados na área, (Ribeiro 1980, Paciullo 1980, Heilbron 1984, Trouw *et al.* 1986) os terrenos granito-*greenstone* de idade paleoproterozóica ou arqueana, serviram de embasamento para o desenvolvimento da Bacia Carandaí. Este mesmo embasamento teria passado por um período de resfriamento e exposição à erosão (cratonização) (Ribeiro 1997).

V. GEOLOGIA E UNIDADES LITOLÓGICAS DA FAIXA GREENSTONE

INTRODUÇÃO

A faixa *greenstone belt* a noroeste da cidade de Itutinga, entre a localidade de Macuco de Minas e a cidade de Nazareno, é constituída predominantemente por sucessões de rochas máficas e ultramáficas metamorfasadas de origem vulcânica. Como representantes das rochas metassedimentares associadas, ocorrem *chert* manganésíferos (gonditos) em contato com rochas ultramáficas. Encaixados nestas rochas, ocorrem corpos de origem plutônica e caráter intrusivo, de composição gabróica, também metamorfasados. A faixa *greenstone* na região em apreço (Figura 1) é limitada a noroeste e a sudeste por terrenos granito-gnáissicos, caracterizada pela predominância de rochas máficas sobre rochas ultramáficas, ausência de subvulcanitos félsicos, e pela pequena quantidade de rochas metassedimentares associadas.

A falta de continuidade na distribuição dos afloramentos, as pequenas dimensões destes e o avançado grau de alteração intempérica prejudicam o estudo dessas rochas quanto aos limites entre os espécimes máficos e os ultramáficos e, principalmente, quanto à relação de contato com as demais rochas.

As rochas dos terrenos granito-gnáissicos apresentam composição granítica, encontram-se em variados graus de gnaissificação, e englobam e intrudem as rochas da faixa *greenstone*. A presença de xenólitos, o caráter intrusivo e, principalmente, a correlação regional com outras ocorrências, indicam origem ígnea plutônica para essas rochas. As relações temporais entre os litotipos graníticos são evidenciadas pela presença de xenólitos, por contatos intrusivos entre eles e pelas fases de deformação identificadas, sugerindo fases magmáticas sucessivas, contemporâneas ou em mais de um evento. Localmente, os gnaisses ocorrem intercalados com anfibolitos de espessuras desde laminar até centimétricas, com predomínio do material anfibolítico em alguns afloramentos. As rochas graníticas e associadas não foram objeto de estudo deste trabalho.

Na pesquisa realizada, foram estudadas as rochas que compõem a faixa *greenstone* na região de Itutinga-Nazareno, com enfoque nas rochas máficas e ultramáficas vulcânicas. A faixa *greenstone* estudada apresenta-se com contornos irregulares, fortemente estruturada segundo a direção SW-NE, com mergulhos fortes a moderados para SE, e com menor frequência para SW, acompanhando o padrão regional do *Greenstone Belt* Barbacena. A xistosidade principal

impressa nos litotipos também possui essas mesmas atitudes, possuindo intensidade variada. A observação de dobras nas rochas máficas e ultramáficas se restringe a poucos afloramentos. Indícios de foliação transposta são descritos em escala microscópica em metagabros da Fazenda São Jerônimo. Na região próxima ao Rio Grande, são comumente observadas zonas de cisalhamento nos metagabros, que possuem caráter dúctil e dimensões milimétricas a centimétricas.

Os domínios das unidades de rochas e os litotipos descritos neste capítulo estão representados no Mapa Geológico em escala 1:50.000 da área estudada (ANEXO 1). Os litotipos que não tiveram seus limites determinados no mapa geológico, em função de aflorarem em área restrita ou em contatos indefinidos, têm suas ocorrências simbolizadas no mapa. As exposições das unidades distribuem-se ao longo de toda a faixa e, de maneira geral, predominam volumetricamente as rochas da unidade máfica. Os afloramentos mais preservados e de maior continuidade são as exposições de metagabros nas margens e no leito do Rio Grande que corta a área de SE a NW, e de metakomatiitos com textura primária *spinifex* da unidade ultramáfica, na Fazenda Chapadinha.

As rochas das unidades máfica e ultramáfica são de origem vulcânica, enquanto as rochas gabróicas da unidade máfica-ultramáfica são de origem plutônica, e intrusivas nas rochas vulcânicas.

No decorrer deste capítulo são descritas as individualidades dos litotipos que compõem cada unidade litológica de mapeamento, destacando suas características mineralógicas e texturais. A importância da investigação petrográfica de cada litotipo reside nas individualidades observadas em cada um, e no que elas representam quanto a composições químicas originais distintas, e, principalmente, em relação a transformações minerais de caráter metamórfico.

As fotografias referidas nas descrições das unidades de rochas são apresentadas em pranchas, ao longo da descrição de cada litotipo. As fotomicrografias apresentam em suas legendas, o número da amostra laminada, precedida do número da fotografia. As escalas das fotomicrografias são indicadas no final da legenda, pelo tamanho da base de cada fotomicrografia. Os diagramas classificatórios, construídos a partir das análises químicas de minerais são apresentados ao final da descrição de cada litotipo. Os resultados analíticos das análises químicas de minerais citadas no decorrer do texto encontram-se no ANEXO 3.

V.1. ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS

Esta unidade de rochas é representada por anfibolitos (metabasaltos) de origem vulcânica, pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar. Essas rochas predominam arealmente na faixa *greenstone* estudada e afloram ao longo de toda a faixa, mantendo certo grau de homogeneidade textural e mineralógica.

Aspectos de Campo

O conjunto de rochas anfibolíticas (metabasaltos) expõe-se em afloramentos de extensões variadas, podendo ter poucos metros, dezenas de metros, ou até mesmo 1 km de espessura, em locais onde os mergulhos das rochas atingem 90°. De maneira geral, os mergulhos são para sudeste e variam entre 40° e 90°, predominando os mais fortes. As rochas têm cor escura, algumas esverdeadas, granulação fina a média, e apresentam laminação composicional determinada pela relação percentual anfibólio/plagioclásio + quartzo. Quando presente, a foliação principal nessas rochas é bem marcada pelos grãos de anfibólio, encontra-se preservada mesmo nos afloramentos mais intemperizados (Fotografia 1). Em praticamente todas as rochas observa-se forte orientação preferencial dos grãos de anfibólio.

Os anfibolitos ocorrem também como xenólitos em rochas graníticas, próximo à borda SW da faixa *greenstone*, e no corpo de metagabro que aflora nas margens do Rio Grande, porção central da área estudada. O contato entre os anfibolitos e as rochas graníticas é geralmente brusco, evidenciado pelo contraste de cores dos solos de alteração desses conjuntos de rochas (Fotografia 2). O litotipo apresenta, ainda, veios milimétricos de quartzo e, mais raramente, de epidoto, que em geral acompanham a foliação principal. Apófises de rochas graníticas são comuns nos anfibolitos em toda a área.

Os anfibolitos apresentam texturas relativamente homogêneas, variando entre inequigranular, equigranular, mais comuns, e granular.

Em escala de afloramento, poucas feições texturais e estruturais podem ser reconhecidas, em função da granulação fina das rochas e do avançado grau de alteração intempérica destas, dificultando sua distinção em relação aos metabasaltos de anfibolitos resultantes de cisalhamento intenso de porções do metagabro. A análise petrográfica em escala de lâmina dos dois grupos de anfibolitos auxilia na identificação de um ou de outro, mas não esclarece totalmente. As amostras de metabasaltos que revelam maior semelhança com os anfibolitos (metagabros) são as que

constituem xenólitos nessas rochas, ou se localizam nas bordas do corpo do metagabro. Estas contêm grãos bastantes estirados e deformados. Em função dessas características, os anfibólitos (metabasaltos) são melhor caracterizados nos afloramentos mais afastados do metagabro, e em escala microscópica.

Petrografia

As diferenças encontradas entre as rochas que compõem o litotipo das rochas vulcânicas máficas são, provavelmente, resultantes dos diversos processos por que passaram essas rochas, ao longo da evolução tectono-metamórfica. Esses processos promoveram deformações e recristalizações metamórficas. Possivelmente, essas rochas já exibiam composição original de caráter homogêneo, aflorando com características relativamente constantes. O conjunto de rochas máficas é então caracterizado por variedades petrográficas com mínimas diferenças nas proporções dos constituintes minerais, e por associações minerais localizadas.

Considerando a homogeneidade característica dessas rochas, a abordagem petrográfica foi realizada de forma a ressaltar as transformações minerais observadas em escala microscópica, e tentar esclarecer os processos ocorridos.

Sob o aspecto textural, foram reconhecidas as variedades inequigranular anedral, equigranular anedral e granular anedral. Mineralogicamente as rochas são compostas essencialmente por Ca-anfibólitos (hornblenda/actinolita), plagioclásio, epidoto/zoizita, quartzo, clorita (apenas em uma lâmina), em variadas proporções. Como acessórios, ocorrem em quantidades variadas e às vezes até ausente, minerais opacos (pirita, calcopirita, ilmenita), titanita, e, em quantidade traço podem ocorrer cummingtonita, granada, biotita, minerais opacos, turmalina, apatita e zircão (Tabela V.1). O quartzo ocorre como veio. Os minerais analisados quimicamente neste litotipo foram os Ca-anfibólitos e plagioclásios (ANEXO 3). A granulação varia de fina a média com predomínio da primeira.

Essas rochas geralmente apresentam veios de quartzo com espessura em torno de 1 mm, cujos grãos de quartzo encontram-se organizados em mosaicos, recristalizados e fraturados. Os grãos de quartzo mostram-se, ainda, com extinção ondulante e extinção por bandas (Fotografia 3). Os veios são concordantes à foliação da rocha. Cortando a foliação, podem ocorrer veios milimétricos de epidoto. Veios de composição tonalítica de espessuras milimétricas também foram observados.

O Ca-anfibólio predominante é a hornblenda, que geralmente se mostra com formas anedrais, hábito prismático, cor verde, com pleocroísmo variando entre verde oliva e verde claro, podendo assumir colorações levemente acastanhadas e amareladas. Grande parte dos grãos possui bordas em tom azulado ou em tons mais claros em relação a seus núcleos, com diferentes composições em um mesmo grão. Esta diferença composicional foi comprovada pelas análises químicas, indicando um processo de transformação entre anfibólios, onde os núcleos têm composição de Fe-hornblenda e as bordas são Fe-tschermakitas (Fotografias 4 e 5) (Figura V.1.a). Os Ca-anfibólios apresentam, ainda, lamelas de exsolução, provavelmente de cummingtonita (Fotografia 5). Não foi possível analisar quimicamente a composição dessas lamelas.

Os Ca-anfibólios apresentam inclusões de minerais opacos no centro dos grãos (orientados paralelamente à clivagem do anfibólio), de quartzo, titanita e zircão. Minerais do grupo do epidoto e biotita ocorrem associados aos grãos de anfibólio. É muito frequente encontrar grãos de ilmenita inclusos nos grãos de titanita (Fotografia 6). A presença de clorita só foi identificada em uma lâmina dos anfibolitos, onde os grãos apresentam inclusões de minerais opacos nas bordas, indicando seu crescimento durante o processo de blastese da rocha, e caracterizando-os como porfiroblastos.

A cummingtonita, de ocorrência bem restrita, é observada como grãos de granulação inferior à da hornblenda e com formas anedrais. Os grãos são incolores e apresentam geminação lamelar típica. A formação incipiente de geminação lamelar em grãos de hornblenda sugere a coexistência entre as composições de hornblenda e de cummingtonita.

O plagioclásio ocorre como grãos anedrais e com granulação variada. Em algumas rochas, formam bolsões/mosáicos de composição anortosítica, cujos grãos, de granulação fina, são recristalizados, provavelmente a partir de um antigo grão de plagioclásio de granulação média. Esses bolsões são contornados pela foliação da rocha. Muitos dos grãos são arredondados, e a maioria apresenta extinção ondulante (Fotografia 7), geminação polissintética descontínua, em cunha e apagada. A composição obtida para os grãos de plagioclásio analisados quimicamente encontra-se no intervalo de An_{9-34} (albita-oligoclásio-andesina) para o teor de anortita (Figura V.1.b). Grande parte dos grãos apresentam-se recristalizados, em mosáicos.

PRANCHA 1

Fotografia 1- Afloramento de anfibolitos (metabasaltos) na porção NE da área. As rochas apresentam foliação subvertical e coloração ocre resultante de alteração intempérica.

Fotografia 2 - Contato entre rochas da unidade *greenstone* (metabasaltos) com as rochas graníticas intrusivas evidenciado pelo contraste entre as colorações ocre (parte inferior da foto) e esbranquiçada, respectivamente. Os morros arredondados ao fundo correspondem à forma de ocorrência das rochas graníticas. Afloramento na porção NE da área.

Fotografia 3 - Amostra AN-33.b - Anfibolito. Grão de quartzo com extinção por bandas, resultante da deformação impressa nessas rochas. Em torno do grão de quartzo, pode-se observar grãos de clorita (birrefringência azulada e cinza) e grãos de anfibólio (birrefringência rosa, amarelo). Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 4 - Amostra AN-33.b - Anfibolito. Grãos de Ca-anfibólio verde com hábito prismático curto arredondado com inclusões de apatita, cujo núcleo verde apresenta composição de Mg-hornblenda e as bordas azuladas composição de Fe-tschermakiíta. Nicóis //, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 5 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Grão de Ca-anfibólio (centro da foto) com núcleo verde e borda azulada. Nicóis //, base da foto: 0,7 mm.

Fotografia 6 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Porfiroblasto de titanita associado aos grãos de Ca-anfibólio, com inclusões de ilmenita. Nicóis //, base da foto: 0,7 mm.

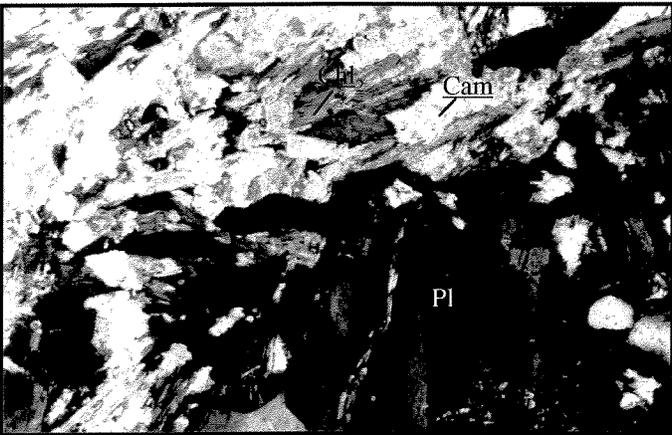
PRANCHA 1



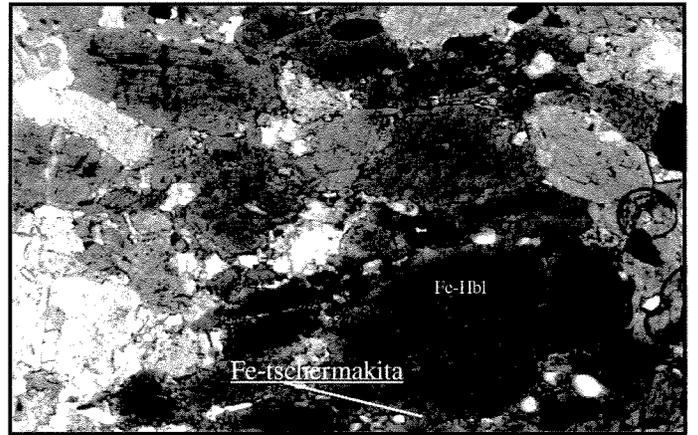
Fotografia 1



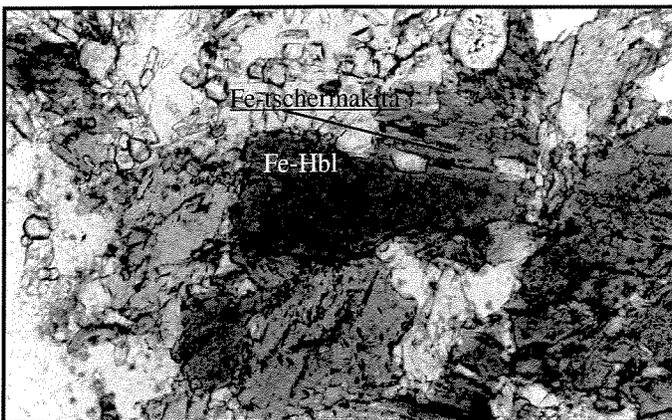
Fotografia 2



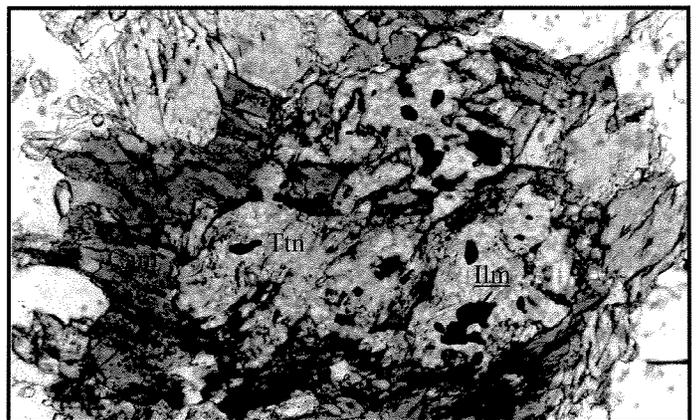
Fotografia 3



Fotografia 4



Fotografia 5



Fotografia 6

As rochas com textura inequigranular anedral constituem as menos afetadas pela deformação, e afloram mais distantes dos metagabros em relação às que se mostram mais deformadas, que podem ser observadas nos anfíbolitos próximos ao contato com o corpo gabróico (Fotografia 8).

Os Ca-anfíbólios nessas rochas ocorrem como grãos pseudomorfos de clinopiroxênio, e como porfiroblastos anedrais, com alguns subedrais, de granulação fina a média, sensivelmente maiores em relação aos demais minerais constituintes de granulação fina. Os grãos apresentam hábito prismático curto ou longo. Nas rochas onde atinge a granulação máxima estimada para essas rochas, a hornblenda se destaca, aparecendo com textura poiquilítica, com bordas de reação no contato com outro anfíbólio, onde se concentra o processo de cloritização deste mineral, nas ocorrências pontuais de clorita.

Os grãos de granulação média a fina de hornblenda (Fe-Hbl) constituem pseudomorfos dos clinopiroxênios (Cpx) originais, possuem granulação semelhante à dos minerais opacos originais da rocha e hábito prismático curto. As formas arredondadas nestes grãos, são devido à deformação dos fenocristais mais antigos (Fotografia 9). Localmente, apresentam clivagem oblíqua à foliação e defletem esta foliação principal impressa nas rochas (Fotografia 10).

Os porfiroblastos (Fe-tschermakita) são concordantes com a foliação da rocha, encontram-se estirados/alongados, possuem hábito prismático longo, e mostram-se ondulados. Entre os novos grãos formados (Fe-tschermakita), encontram-se os de granulação fina, que apresentam hábito prismático longo, tendo se formado posteriormente, por processo de nucleação, durante a deformação. Alguns nucleam a partir dos grãos de Ca-anfíbólio pré-existent, concentrando-se em suas bordas, mas estes não são maioria. Os que predominam são os aglomerados de grãos de anfíbólio (Fe-Hbl), em continuidade ótica, que assumem a forma de um piroxênio, demonstrando que os aglomerados atuais de anfíbólio pseudomorfisaram um único grão pretérito de piroxênio, originalmente maior em relação aos demais minerais. Esta evidência reforça a interpretação de que os fenocristais primários eram piroxênios, provavelmente clinopiroxênios, devido à composição dos Ca-anfíbólios atuais.

As rochas que afloram próximas ao corpo de metagabro ou no contato com este são caracterizadas pela forte orientação e estiramento dos grãos de Ca-anfíbólio, que apresentam hábito prismático longo e até fibroso, demonstrando maior assimilação da deformação em relação aos Ca-anfíbólios dos demais afloramentos (Fotografia 11). Essas rochas constituem

xenólitos no corpo de metagabro, em rochas graníticas, ou mesmo afloramentos na borda do corpo de metagabro (Fotografia 10). Esses anfíbolitos chegam a exibir, localmente, xistosidade e formação de clivagem de crenulação em fase inicial, e anfíbólio *fish* (grãos em forma de peixe) (Fotografia 12). Em alguns xenólitos de anfíbolitos ainda é possível observar vestígios de uma textura menos afetada pela deformação, com grãos de Ca-anfíbólio prismáticos aproximadamente equidimensionais, sem estiramento, preservados, enquanto outros grãos encontram-se alongados e estirados, mostrando maior assimilação da deformação impressa nessas rochas. Os espécimes com textura inequigranular foram pouco ou nada afetados pela presença dos corpos intrusivos, e representam, portanto, as rochas que mais se aproximam do protólito dos anfíbolitos (metabasaltos).

Em relação às assembléias minerais encontradas nos anfíbolitos, observa-se um grupo de minerais que reúne composições individuais representativas e está presente em quantidades percentuais variadas, até ausentes. Esse grupo de minerais é composto por cummingtonita e granada. Estes minerais ocorrem localmente e em percentuais bem inferiores aos dos Ca-anfíbólios, como minerais-traço. Os anfíbolitos com granada ocorrem próximos às bordas do corpo de metagabro, enquanto as rochas com cummingtonita ocorrem próximo à margem sudoeste do Rio Grande, e constituem xenólitos no metagabro. Devido à ocorrência pontual desses minerais e à pequena concentração percentual destes, essas variações localizadas são atribuídas à influência do corpo de metagabro em contato com os anfíbolitos (metabasaltos). O fato de os metagabros apresentarem traços de granada em sua mineralogia, corrobora esta interpretação. Outra opção para o aparecimento de granada e cummingtonita, em amostras distintas, seria a de uma composição originalmente diferenciada nas rochas metabasálticas, que, posteriormente, teria determinado a formação de um ou outro mineral. Em direção a sudoeste dessas rochas ambos minerais estão ausentes nos anfíbolitos.

Tabela V.1 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Anfibolitos-metabasaltos)

Amostras/ Minerais	AN-14	AN-15.a	AN-15.b	AN-18	AN-33.a	AN-34	AN-48.b	AN-50
Ca-anfibólio	50	50	50	36	60	60	85	50
Plagioclásio	20	49	46	35	25	17	-	24
Quartzo	30	-	1	22	veio	22	Tr	-
Epidoto	Tr	-	-	6	15	-	15	5
Clorita	-	-	-	-	-	-	-	20
Biotita	-	1	-	-	-	-	Tr	-
Titanita	-	-	-	1	Tr	Tr	Tr	-
Granada	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-
Apatita	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-
Min. opacos	Tr	Tr	Tr	Tr	-	1	1	1
Zircão	-	-	-	-	-	Tr	-	Tr

Abreviações: Min. opacos - minerais opacos

Tr - traço

PRANCHA 2

Fotografia 7 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Grão de plagioclásio com extinção ondulante e geminação polissintética em cunha. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 8 - Amostra AN-18 - Anfibolito. Textura inequigranular anedral que caracteriza os anfibolitos menos deformados. O bandamento composicional exibido é formado por uma camada mais rica em plagioclásio (porção inferior da foto) e outra mais rica em Ca-anfibólio (porção superior da foto). Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

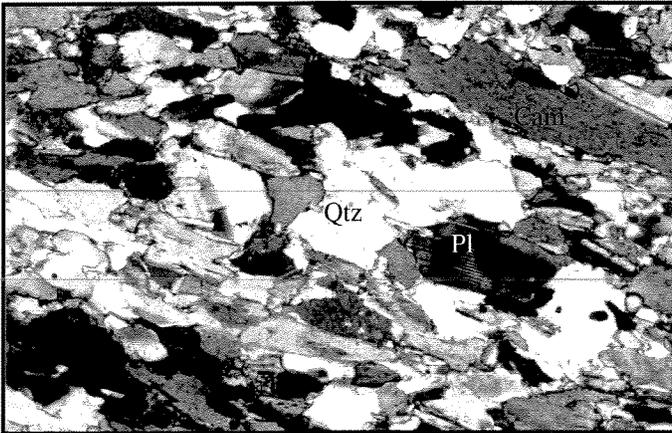
Fotografia 9 - Amostra AN-33.a - Anfibolito. Grão de Fe-hornblenda psedomorfo de Cpx, de hábito prismático curto, com formas arredondadas devido à deformação impressa nessas rochas. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

Fotografia 10 - Amostra AN-34 - Anfibolito. Foliação da rocha defletida por grão de Ca-anfibólio com hábito prismático curto, cuja clivagem posiciona-se obliquamente a esta foliação. Nicóis //, base da foto: 5,6 mm.

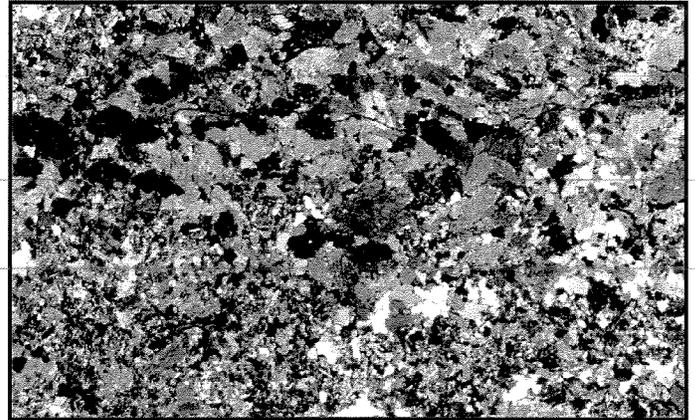
Fotografia 11 - Amostra AN-33 - Anfibolito. Grãos de Ca-anfibólio fortemente orientados e estirados paralelos à foliação da rocha, caracterizando a textura dos anfibolitos de ocorrência próxima ao corpo de metagabro. Nicóis //, base da foto: 5,6 mm.

Fotografia 12 - Amostra AN-34 - Anfibolito próximo ao contato com granito intrusivo, exibindo xistosidade, e grão em forma de peixe (anfibólio *fish*). Nicóis //, base da foto: 5,6 mm.

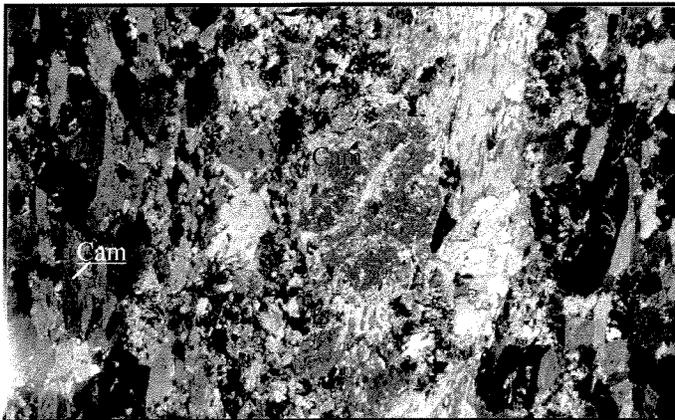
PRANCHA 2



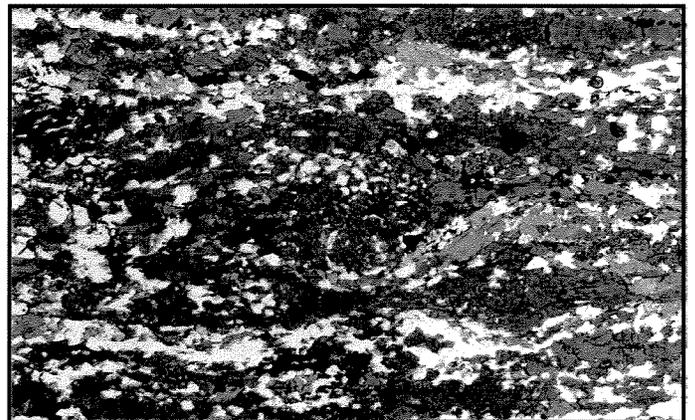
Fotografia 7



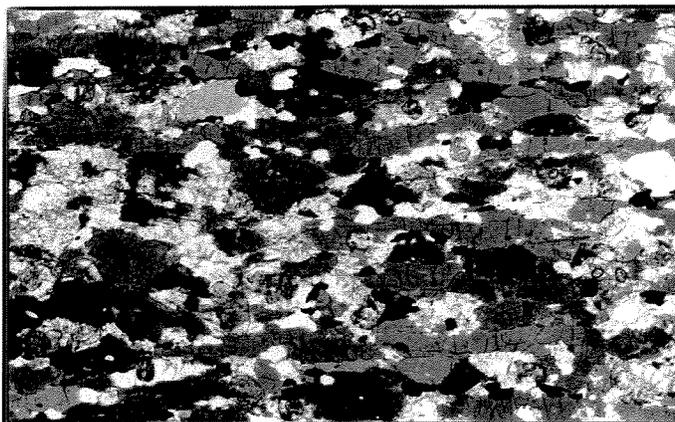
Fotografia 8



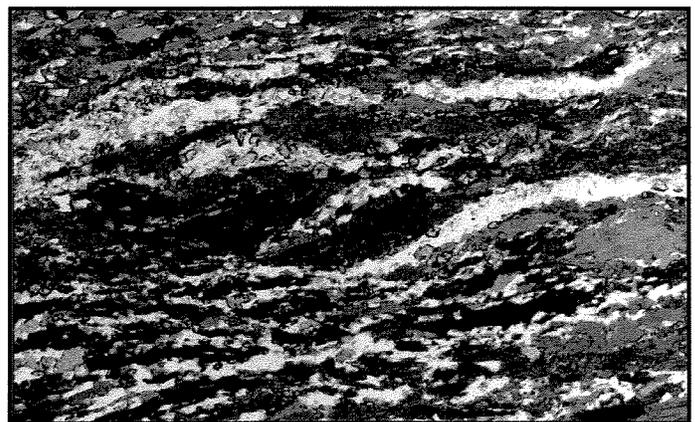
Fotografia 9



Fotografia 10



Fotografia 11



Fotografia 12

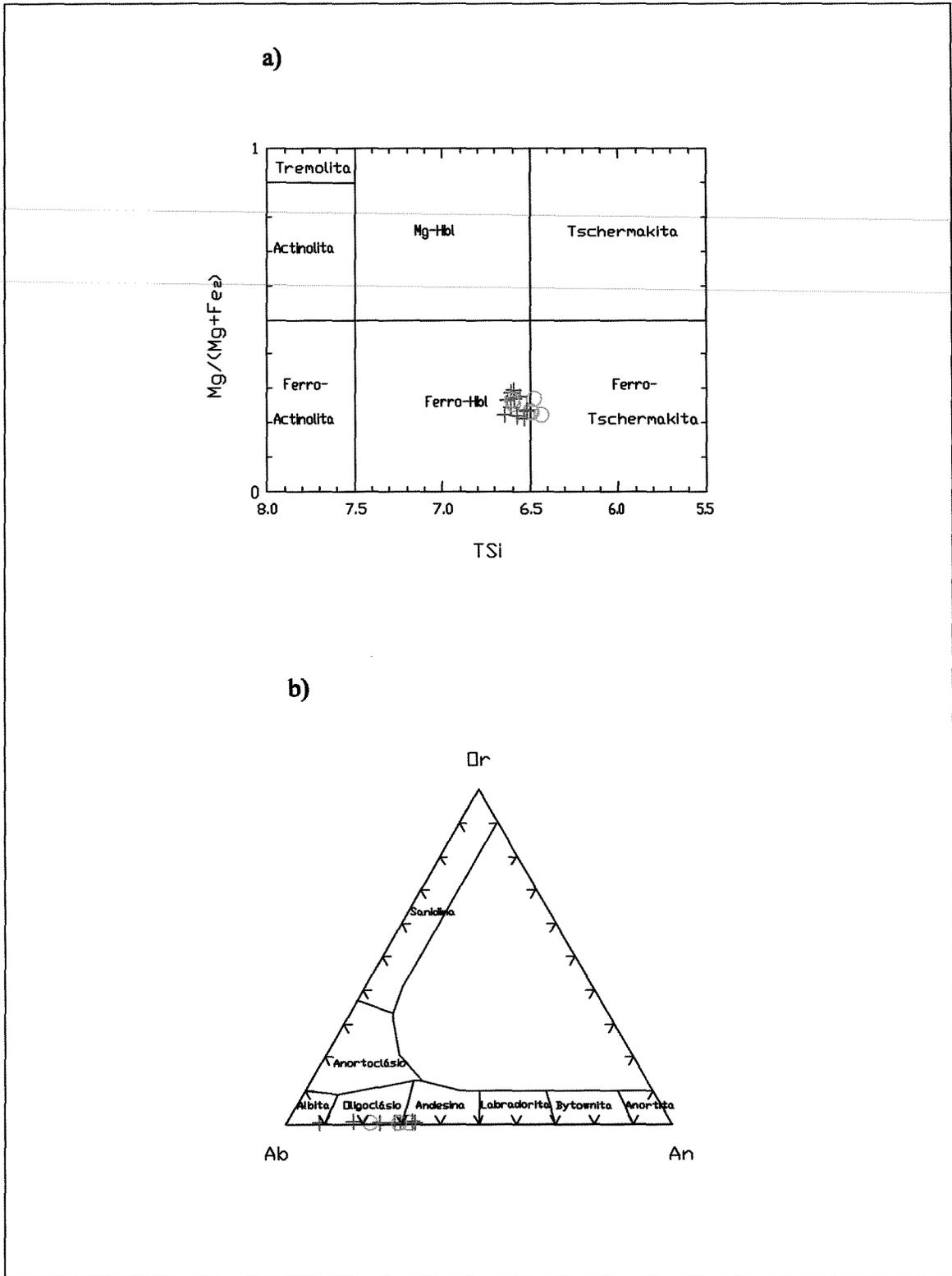


Figura V.1 - Diagramas classificatórios: a) anfibólios, b) plagioclásios. Bordas (○) e núcleos (+) dos grãos. Análises em amostras de anfibólitos (metabasaltos).

V.2. ROCHAS VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS

No conjunto de rochas ultramáficas estudado encontram-se litotipos considerados originários de uma ou mais sucessões vulcano-sedimentares *greenstone belt*. As sucessões vulcano-sedimentares perderam sua continuidade e organização originais, restando raras ou nenhuma evidência de sua estratigrafia primária. No entanto, as feições texturais características localmente preservadas, somadas às assembléias minerais e associações de litotipos conduzem a importantes considerações, como a filiação komatiítica de parte delas. A possibilidade de se estabelecer as relações entre os derrames komatiíticos distintos (Fazenda São Jerônimo e Fazenda Lagoa) foi praticamente extinta, devido à obliteração das evidências pela intensa deformação e reorganização estrutural e textural que sofreram.

As fases minerais constituintes das associações minerais das rochas ultramáficas foram intensamente modificadas, recristalizadas, deformadas e, em alguns casos, a associação mineral mais recente obliterou totalmente as fases minerais pretéritas. O conjunto de processos citados resultaram no contexto geológico atual, que consiste em um conjunto de rochas ultramáficas com variações petrográficas, em alguns locais bem definidas, e em outros se misturando, tornando-se contínuas entre si.

Em função dessas características, a abordagem das rochas ultramáficas foi realizada de forma abrangente, na medida em que as variedades litológicas foram identificadas e distintas por suas propriedades petrográficas, de caráter descritivo, e correlacionadas ao caráter interpretativo do critério petrológico, buscando refletir as variedades petrográficas e as relações petrogenéticas correspondentes encontradas nos litotipos da unidade metaultramáfica.

Devido à ausência de evidências suficientes que esclareçam de forma satisfatória a relação entre as ocorrências das rochas ultramáficas, optou-se por uma descrição por ocorrências geográficas. Os litotipos foram reunidos no grupo das rochas aflorantes na **Fazenda Chapadinha** (metakomatiitos/serpentinitos/xistos), e outro aflorante na **Fazenda Lagoa** (metakomatiitos/xistos). À exceção dessas ocorrências estão os xistos ultramáficos, de exposições pontuais, geralmente localizadas nas bordas da faixa *greenstone*, e descritos em um litotipo separado sob a denominação de **Xistos Ultramáficos Indivisos** (Item V.2.3.).

Os litotipos ultramáficos são caracterizados pelas variações internas, resultando em litotipos intermediários aos principais com mineralogias e texturas transicionais, indicando modificações composicionais e texturais profundas nessas rochas. O litotipo das rochas

metakomatiíticas da **Fazenda Chapadinha** constitui o grupo de melhor preservação das texturas primárias das rochas ultramáficas, com algumas variações quanto às associações minerais presentes (Fe-Hbl+tremolita+serpentina+clorita+opacos+talco+epidoto), resultantes de processos metamórficos progradados e retrógradados, mas compartilhando um mesmo protólito inicial (Cpx/olivina). Estas modificações foram promovidas pela ação conjunta de deformação/cisalhamento e entrada de fluidos, que desempenharam papel fundamental na composição dos litotipos, agiram com intensidades e em locais diversos, direcionando a formação de determinados minerais, em detrimento de outros, e influenciando em suas proporções.

A associação das rochas da **Fazenda Lagoa** às rochas de composição komatiítica, foi estabelecida, inicialmente, com base nas texturas primárias parcialmente preservadas, na granulação e na mineralogia dessas rochas. Posteriormente, foi realizada análise química de rocha total de uma amostra de rocha da Fazenda Lagoa, confirmando a composição komatiítica para essas rochas. Os resultados analíticos dessa análise serão apresentados por C.L.Toledo, em Tese de Doutorado, atualmente em desenvolvimento no IG-UNICAMP.

Os **Xistos Ultramáficos Indivisos** englobam uma variedade de rochas que não apresentam características e feições preservadas o suficiente para serem encaixadas em alguma das unidades de mapeamento acima, sendo, então, descritos separadamente.

V.2.1. Fazenda Chapadinha

Aspectos de Campo

As feições estruturais, texturais e a composição mineralógica das rochas que afloram na Fazenda Chapadinha mostram algumas variações desde a escala de campo até a microscópica. Essas mudanças geralmente se manifestam de forma gradual, refletindo na inconstância do percentual dos minerais constituintes, na presença ou ausência de feições texturais primárias, e na variação dos padrões estruturais e das feições deformacionais nessas rochas. As rochas variam entre bandadas com estrutura interna maciça, maciças, e foliadas com xistosidade. Dessa forma, algumas rochas mostram-se com estrutura maciça em escala de mão e, apenas em escalas maiores, apresentam foliação, enquanto que em outras rochas a xistosidade encontra-se exposta claramente em amostras de mão. A xistosidade nessas rochas apresenta mergulhos para SE, com variações de alguns graus, e mergulhando entre 40° e 50°.

As exposições dos metakomatiítos da Fazenda Chapadinha, porção sudoeste da faixa, possuem dimensões métricas, aflorando em cristas pouco contínuas entre si. Essas rochas afloram em camadas lenticulares, de espessuras decimétricas a métricas, e estão quase totalmente transformadas em serpentinitos e xistos (Fotografia 13). Em uma pequena sucessão descontínua dessas rochas, com extensão em torno de 200 m, podem ser observadas as seguintes mudanças texturais e estruturais:

1. Serpentinito maciço equigranular, com formas arredondadas que podem constituir uma porção cumulática do fluxo constituída por piroxênio e/ou olivina originalmente, ou uma porção do derrame que foi mais atingida pelo processo de serpentinização (Fotografia 14). Essas rochas mostram, em um único afloramento, formas abauladas semelhantes a estruturas de lavas almofadadas (*pillow lavas*), no entanto, as pequenas dimensões deste afloramento não permitem investigar melhor esta possibilidade destacada por Valença *et al.* (1998). Localmente, essas rochas exibem uma estrutura possivelmente representativa de um bandamento composicional primário dos metakomatiítos (Fotografia 15), o que descartaria a possibilidade de *pillow* para este afloramento.

PRANCHA 3

Fotografia 13 - Conjunto de afloramentos de metakomatiitos da Fazenda Chapadinha, em camadas lenticulares, que lateralmente gradam para xistos.

Fotografia 14 - Serpentinito maciço da Fazenda Chapadinha, com formas arredondadas (tracejado), resultante de porção cumulática totalmente metamorfisada ou serpentinizada.

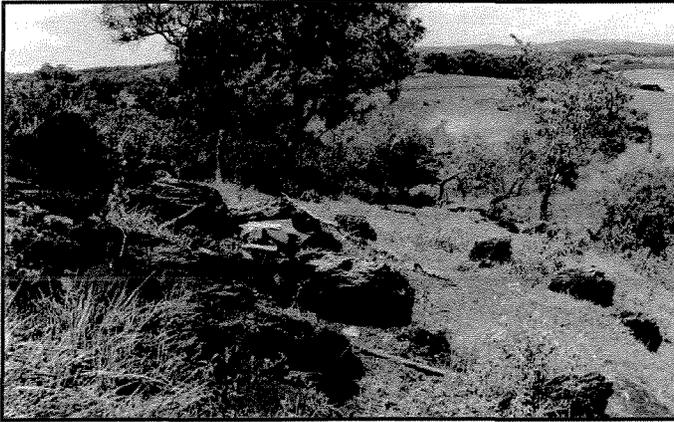
Fotografia 15 - Serpentinito da Fazenda Chapadinha, com estrutura possivelmente representativa de bandamento composicional primário dos metakomatiitos (tracejado).

Fotografia 16 - Textura primária *spinifex* remanescente em metakomatiito da Fazenda Chapadinha, preservadas nos núcleos das formas amendoadas de deformação.

Fotografia 17 - Padrão lenticular, anastomosado dos afloramento de serpentinitos na Fazenda Chapadinha, com núcleos mais preservados da deformação em relação às bordas das amêndoas.

Fotografia 18 - Mesmo padrão lenticular observado na fotografia 17 em maior escala, onde os contornos das amêndoas são constituídos de serpentina (coloração mais clara na foto).

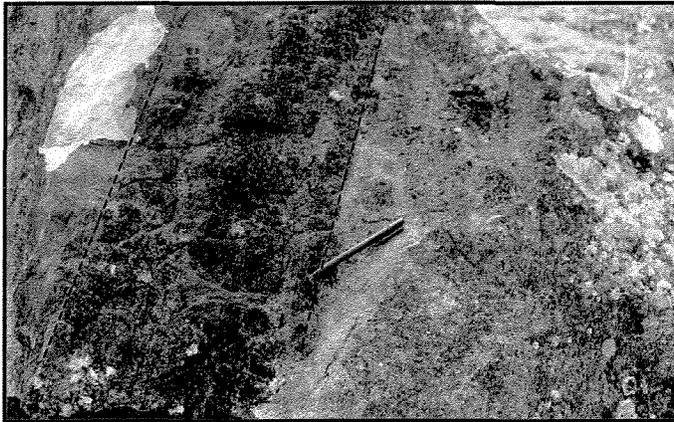
PRANCHA 3



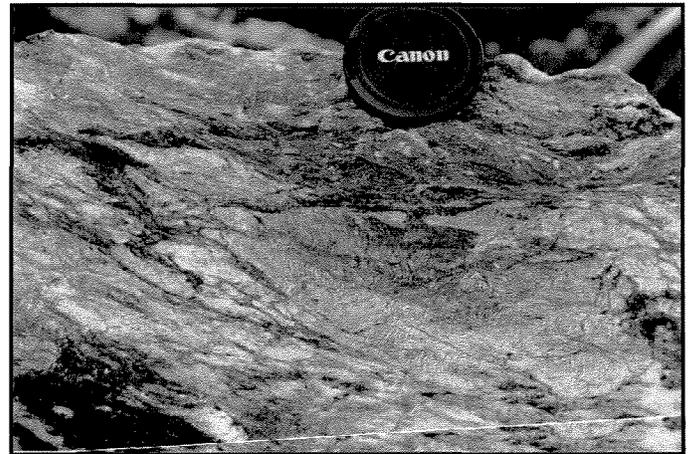
Fotografia 13



Fotografia 14



Fotografia 15



Fotografia 16



Fotografia 17



Fotografia 18

2. Metakomatiíto inequigranular, com estrutura transicional entre maciça e deformada (foliada), com textura *spinifex* remanescente (Fotografia 16), que se extingue lateralmente de forma gradual.
3. Serpentinó maciço inequigranular (textura tipo oftálmica), com pequenos bolsões de textura *spinifex* remanescente. O padrão dos afloramentos é lenticular, anastomosado (Fotografia 17), cujos núcleos encontram-se mais maciços, e preservam texturas *spinifex*, e as bordas são mais xistosas. Esta feição estrutural é refletida na escala decimétrica, onde os contornos das amêndoas são constituídos de serpentina, como veios (Fotografia 18).

Nas bordas limites deste ninho de afloramentos ocorrem xistos ultramáficos que representam variedades xistosas das rochas descritas acima, repetindo o padrão anastomosado em escala macroscópica. Os xistos afloram de maneira semelhante aos espécimes menos deformados, com vários minerais constituintes em comum, no entanto, com predomínio de talco e serpentina.

As rochas possuem cor verde, assumem localmente um tom acinzentado, a granulação varia de fina a média e a textura varia de inequigranular a equigranular.

A expressão topográfica dessas rochas é um relevo levemente acentuado, com pequenas cristas, principalmente onde as exposições encontram-se menos deformadas, passando para um relevo mais suave nas bordas xistosas.

Petrografia

As texturas observadas nos metakomatiítos variam entre porfiroblástica, inequigranular e equigranular, e, localmente, apresentam textura *spinifex* pseudomorfisada. A presença marcante de serpentina, em muitos espécimes, fornece às rochas uma textura rendilhada característica. Na coexistência de texturas diversas, por vezes há predomínio da textura primária sobre texturas metamórficas, em outros casos as texturas que reorganizaram a rocha prevalecem. A mineralogia essencial é composta por serpentina, Ca-anfíbólio e clorita. Como minerais acessórios podem ocorrer minerais opacos e clorita. Foram observados traços de talco, epidoto, minerais opacos e carbonato (Tabela V.2.1).

A porcentagem de talco aumenta substancialmente nas variedades xistosas das bordas dos conjuntos de afloramentos. A granulação dessas rochas varia de fina a média nos porfiroblastos, e fina na matriz. As rochas de textura equigranular apresentam granulação fina. Os minerais analisados quimicamente foram Ca-anfibólio e clorita (ANEXO 3).

Em termos de mineralogia, na mesma sucessão descrita nos aspectos de campo, os metakomatiitos apresentam as seguintes variações gradacionais de sudeste para noroeste:

(1.a) A variedade mais a sudeste é um serpentinito maciço, com bandamento centimétrico, formado em quase sua totalidade por serpentina, que fornece o tom acinzentado às rochas, com traços de talco e de minerais opacos. A granulação dessas rochas é fina, e a textura é equigranular. Os grãos não apresentam orientação preferencial. A presença da serpentina confere à rocha uma textura rendilhada/entrelaçada, homogênea. Este mineral é localmente substituído por talco, que é identificado com maior êxito pelo toque sedoso em amostras de mão em relação às ocorrências nas lâminas delgadas.

(1.b) Em direção a noroeste, a rocha apresenta algumas modificações em sua constituição mineralógica. A serpentina continua presente, mas é acompanhada agora por Ca-anfibólios (Mg-Hbl e tremolita, Figura V.2.a) pálidos a incolores, anedrais, com hábitos variados, em geral coexistentes (prismático longo, curto, plumoso, acicular), parcialmente serpentinizados; clorita e carbonato. Foram identificadas duas prováveis gerações de clorita, com base nas relações com os demais minerais, formas de ocorrência, granulação e composições químicas (Figura V.2.b).

As rochas apresentam textura porfiroblástica, porém a granulação é fina nos porfiroblastos. As rochas não apresentam foliação, mas os anfibólios encontram-se orientados em uma direção preferencial. O carbonato ocorre intersticial aos minerais opacos, como produto secundário da reação de formação da serpentina (ver Capítulo VI).

(2) Sob essas rochas aflora um metakomatiito constituído essencialmente de clorita, serpentina, Ca-anfibólio, como acessórios podem ocorrer minerais opacos (magnetita), e epidoto e talco em quantidades-traço. A textura é porfiroblástica, e a granulação é média nos porfiroblastos e fina na matriz. Neste local, as rochas apresentam um padrão amendoado, anastomosado, como bolsões, cujos contornos são formados por veios de serpentina, possivelmente indicando uma direção preferencial de fluxo, seguido por este mineral. Não foi observada foliação nessas rochas em escala microscópica.

A serpentina ocorre substituindo os grãos de Ca-anfibólio e de Mg-clorita (Chl_2), e ambos são substituídos por talco. A serpentina é observada também em veios de espessuras de poucos milímetros. O aparecimento do carbonato está associado à transformação do Ca-anfibólio em serpentina. Embora boa parte das amostras contenham Ca-anfibólios e clorita substituídos por serpentina (Tabela V.2.1), em algumas, a serpentina ocorre subordinada em relação a estes minerais.

(3) Na porção mais a NW aflora um metakomatiito composto essencialmente por Ca-anfibólio, serpentina, clorita e minerais opacos (ilmenita, magnetita, martita), e traços de epidoto e carbonato. A granulação das rochas é fina nos porfiroblastos e na matriz. Essas rochas exibem textura *spinifex* primária pseudomorfisada, inserida em uma textura porfiroblástica posterior. O padrão lenticular anastomosado, em bolsões, se mantém lateralmente, e nas porções centrais dessas amêndoas observa-se textura *spinifex* remanescente, englobada pela foliação anastomosada, protegidas, no entanto, diferencialmente do cisalhamento. A estrutura das texturas *spinifex* é formada por plaquetas de clorita reunidas e intercaladas com grãos de anfibólio, ambos de granulação fina. Originalmente, a *spinifex* era formada por plaquetas de olivina nas feições triangulares, representadas agora por clorita ($\Rightarrow \text{Chl}_1$), e por clinopiroxênios, agora Ca-anfibólio ($\Rightarrow \text{Cam}_1$), nas porções internas das feições triangulares. Os limites da geometria triangular da textura são ainda ressaltados pela presença de minerais opacos (magnetita, ilmenita), como trilhas bem marcantes que são truncadas pelos veios de serpentina, onde são reorientados (Fotografia 19). O aparecimento dos minerais opacos é atribuído à substituição dos minerais primários pelos metamórficos ou pelos minerais de alteração hidrotermal posterior. Quanto à classificação básica de texturas *spinifex*, a feição aqui descrita se encaixa na *spinifex* em placas (*plate spinifex*), com as placas de (olivina \Rightarrow) clorita em arranjos de feixes plano-paralelos, assumindo um aspecto triangular (Donaldson 1992).

A clorita ocorre como palhetas de granulação fina, incolores a verde-pálido (Al-clorita), birrefringência cinza-amarronzado, de formação concomitante à formação do Ca-anfibólio metamórfico, constituindo a textura *spinifex*, e acompanhando os grãos de magnetita/ilmenita. A segunda geração é representada por palhetas incolores, com birrefringência anômala (azulada) (Mg-clorita), como porfiroblastos e ao longo dos veios de serpentina que bordejam os bolsões. Apresentam-se deformadas, inclusive com aparecimento de *kink bands* (bandas de deformação) (Fotografia 20).

(4) Essa sucessão de rochas é bordejada por rochas xistosas, que afloram na extremidade nordeste do conjunto de afloramentos descrito acima. Não são portanto uma variedade petrográfica distinta das demais rochas da Fazenda Chapadinha. Os xistos são constituídos por clorita, Ca-anfibólio, serpentina e talco. Nessas rochas, qualquer vestígio de texturas primárias foi destruído, e a rocha apresenta uma foliação mais marcante e visível em escala microscópica. A granulação dessas rochas é fina e a textura é inequigranular.

As transformações descritas sugerem que a assembléia de minerais original das rochas komatiíticas, composta por clinopiroxênio-olivina, foi metamorfisada para uma assembléia de Ca-anfibólio/clorita, que posteriormente sofreu retrometamorfismo, aparecendo então a serpentina e o talco, com a deformação e passagem de fluidos por essas rochas (Ver Capítulo VI).

Tabela V.2.1 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Metakomatiitos)

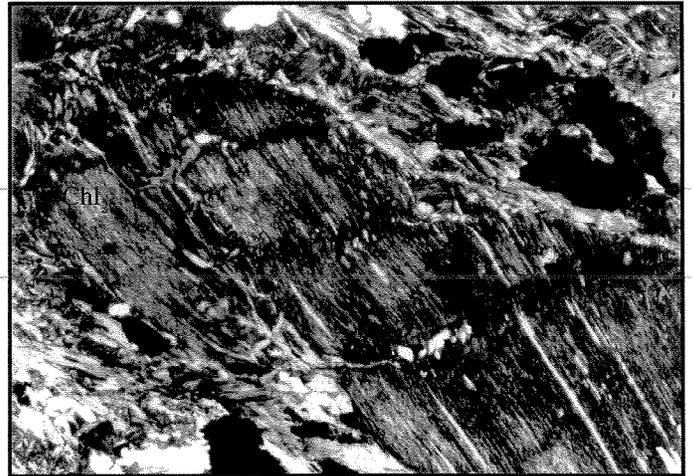
Amostras/ Minerais	AN-44.b	AN-44.s
Ca-anfibólio	22	67
Serpentina	36	23
Epidoto	Tr	Tr
Clorita	40	5
Min. opacos	1	5

Abreviações: Min. opacos - minerais opacos
Tr - traço

PRANCHA 4



Fotografia 19



Fotografia 20

Fotografia 19 - Amostra AN-44.II - Seção de um cone de placas triangular de textura *spinifex* pseudomórfica (olivina \Rightarrow clorita / Cpx \Rightarrow Ca-anfibólio). Notar alternância das lâminas de agregados de clorita (relevo mais baixo, hábito micáceo) que ocupam o lugar das olivinas ígneas originais, os Ca-anfibólios (relevo mais destacado) substitutos de Cpx, e o alinhamento das trilhas de opacos que destacam os contornos da textura primária. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 20 - Amostra AN-44.b - Porfiroblasto de clorita (Chl₂) com *kink bands* (bandas de deformação). Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

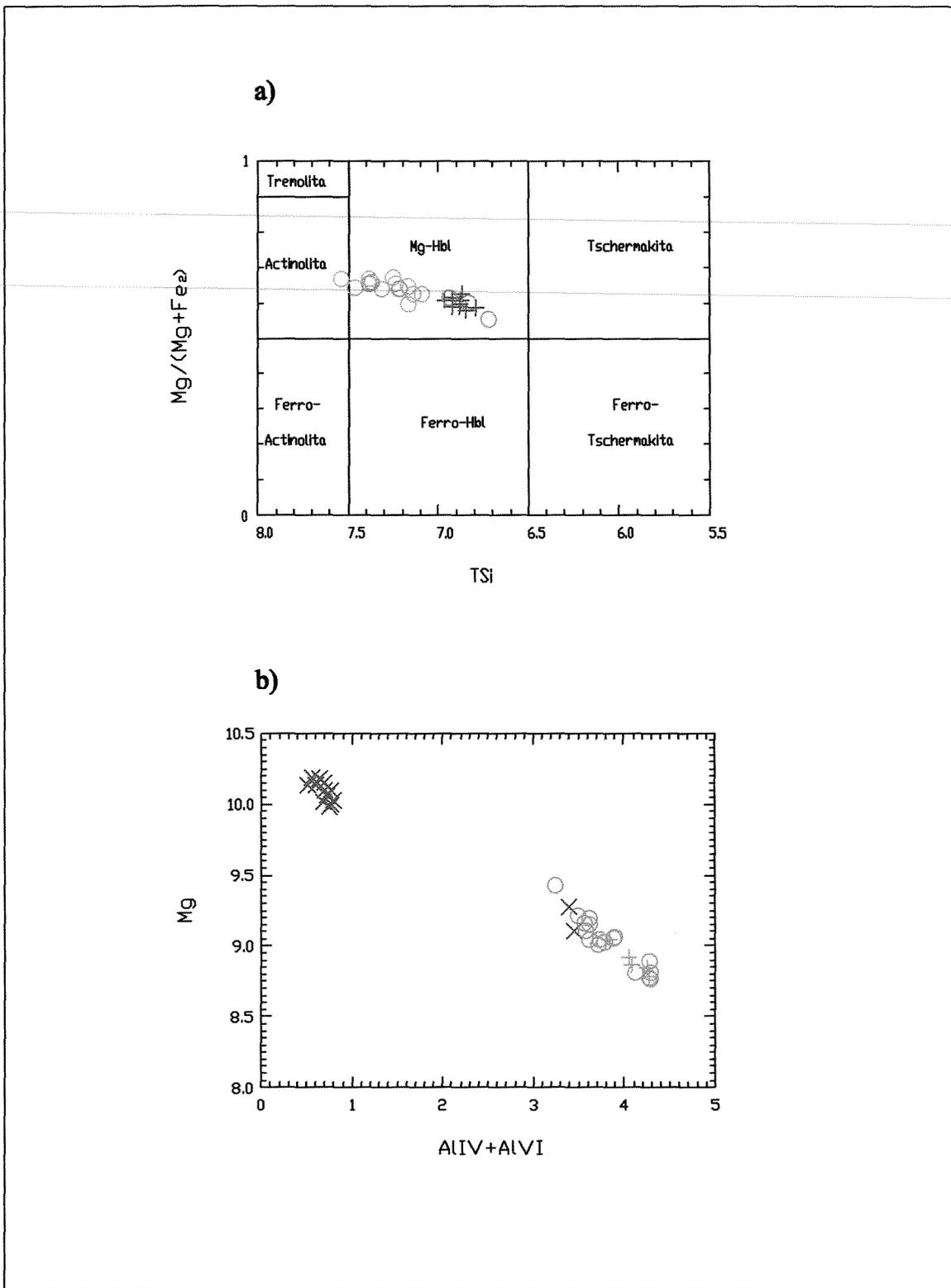


Figura V.2 - a) Diagrama classificatório para anfibólios, bordas incolores (○), bordas verdes (○) e núcleos (+) dos grãos; b) Diagrama de variações composicionais em cloritas, bordas (○) e núcleos (×) dos grãos. Análises em amostras de metakomatítos da Fazenda Chapadinha.

V.2.2. Fazenda Lagoa

Aspectos de Campo

As rochas aflorantes na Fazenda Lagoa, parte NE da área, constituem um litotipo com variações gradacionais significativas quanto às texturas e estruturas exibidas. Os afloramentos, apesar de descontínuos, são representativos, na medida que proporcionam a identificação do caráter gradacional dessa ocorrência de rochas ultramáficas. Nas porções mais xistosas, as rochas afloram como pequenas cristas, em camadas lenticulares de espessuras centimétricas, com foliação bem marcada com mergulhos para SE e NW, variando entre 70° e subvertical, xistosas, com lineação de estiramento para NW, e um padrão de foliação anastomosado semelhante ao descrito nos metakomatiitos da Fazenda Chapadinha, formando amêndoas de dimensões métricas nos eixos maiores, e próximas a um metro nos eixos menores (Fotografia 21). Nas exposições contíguas, em direção a sudeste, a xistosidade tende a diminuir gradativamente, aflorando rochas menos deformadas/cisalhadas, que gradam para rochas sem nenhuma xistosidade. Nestas últimas, maciças e bem preservadas da deformação em relação as demais, a morfologia se torna mais abaulada, e observam-se estruturas de disjunções poliedrais de dimensões centimétricas (Fotografia 22). Estas estruturas, e a área a nordeste destas, estão sendo estudadas pela doutoranda Catarina Toledo (UNICAMP). A presença de disjunções poliedrais implica em processo de contração termal de fluxos de lava, homogêneos termicamente, a partir de um resfriamento uniforme. As estruturas observadas nos metakomatiitos da Fazenda Lagoa possuem de 10 a 20 centímetros e formam células poliedrais e não colunas, indicando o topo do derrame komatiítico (Arndt, *et al.* 1977).

Com uma visão geral do afloramento, pode-se concluir que os xistos compõem as bordas das rochas menos deformadas, e que o padrão amendoado observado em escala de mapa é refletido em escala de afloramento (ANEXO 1).

Petrografia

Quanto à mineralogia dessas rochas, não foi observada nenhuma relação direta entre os constituintes minerais que compõem os grupos de rocha separados em escala microscópica e as diferentes feições estruturais e texturais identificadas no campo. As rochas ocorrem em litotipos gradacionais, com ausência de um ou outro mineral ao longo de um perfil NW-SE no afloramento.

As rochas apresentam a associação mineral serpentina + clorita + Ca-anfibólio + minerais opacos. O Ca-anfibólio, a serpentina e a clorita ocorrem como minerais essenciais, os minerais opacos (magnetita, hematita) ocorrem como acessórios, e talco e carbonato aparecem apenas como minerais-traço. Os minerais analisados quimicamente foram os anfibólios e as cloritas (ANEXO 3). A textura dessas rochas é inequigranular anedral, geralmente porfiroblástica e, localmente, assumem uma textura de resfriamento rápido (textura *quench*) (Fotografia 23). Nas rochas porfiroblásticas, os porfiroblastos possuem granulação média e a matriz é fina. Nos locais onde as rochas mostram-se com textura *quench* a granulação é fina.

Em escala de lâmina, é possível observar laminação formada por lâminas com predomínio de Ca-anfibólio alternadas com lâminas mais ricas em clorita.

Os minerais opacos presentes são magnetita e hematita.

As rochas apresentam textura inequigranular anedral, semelhante às rochas da Fazenda Chapadinha. Os metakomatiíitos descritos também possuem duas gerações de cloritas.

O Ca-anfibólio é tremolita (Figura V.3.a). Os grãos de anfibólio são incolores a verde claro, e apresentam hábito prismático longo e, mais raramente, prismático curto. A tremolita ocorre parcialmente substituída por clorita, e possui duas formas de ocorrência. Na primeira, os porfiroblastos são contornados pela foliação e encontram-se com os eixos maiores oblíquos à clivagem da rocha. Na segunda, os porfiroblastos são concordantes à clivagem. A serpentina ocorre como um delicado rendilhado, formado pelos grãos entrelaçados, e também em veios. A clorita é incolor, apresenta birrefringência anômala (bege) e ocorre como grãos tabulares subedrais e também com formas alongadas, fibrosas. Localmente, as rochas apresentam clivagem nas porções onde predomina a clorita (Fotografia 24). Em termos de composição química, as gerações de cloritas mostram uma tendência de evolução composicional quanto ao teor de alumínio (Figura V.3.b).

Independente do grupo a que pertençam, as rochas vulcânicas da Fazenda Lagoa gradam, do núcleo para as bordas, para variedades xistosas, com modificações na mineralogia. Como já ressaltado nos aspectos de campo, o afloramento em questão assume uma feição amendoada, cujas porções mais externas são xistos.

PRANCHA 5

Fotografia 21 - Padrão anastomosado da foliação nos afloramentos de metakomatiitos da Fazenda Lagoa, formando cristas nas porções mais xistosas.

Fotografia 22 - Estrutura primária de disjunção poliedral de dimensões centimétricas, em afloramentos de morfologia abaulada de metakomatiitos da Fazenda Lagoa.

Fotografia 23 - Amostra AN-11.a - Metakomatiíto. Textura *quench* (resfriamento rápido) em metakomatiitos da Fazenda Lagoa. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 24 - Amostra AN-11.a - Metakomatiíto. Clivagem em palhetas de clorita (Chl₁) com birrefringência cinza chumbo (anômala). Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

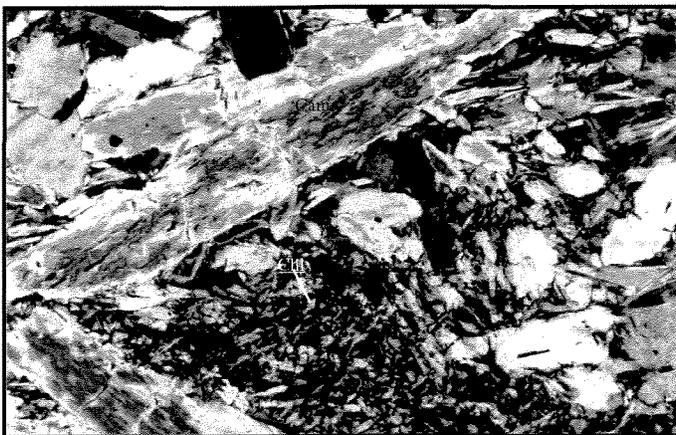
PRANCHA 5



Fotografia 21



Fotografia 22



Fotografia 23



Fotografia 24

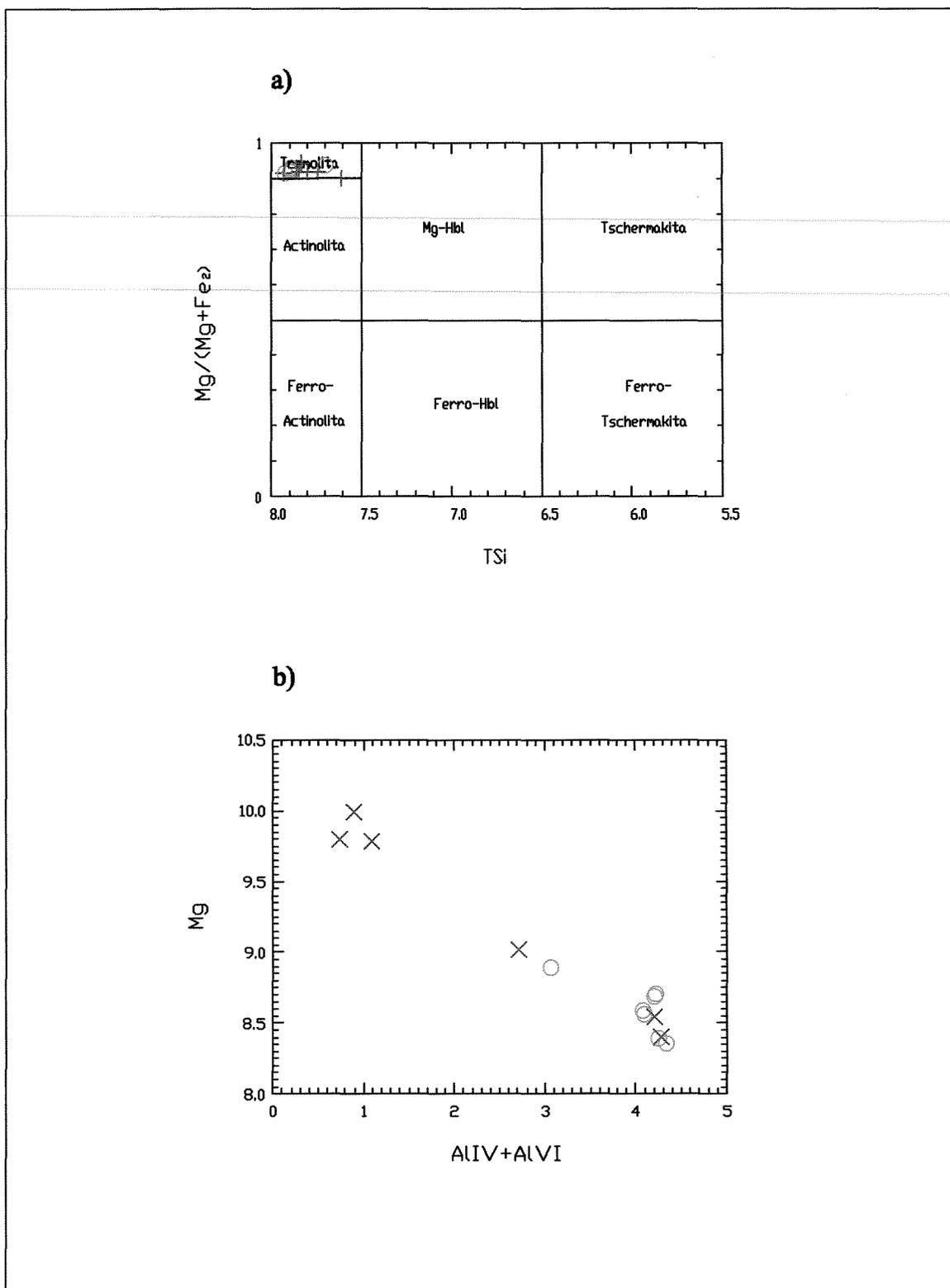


Figura V.3 - a) Diagrama classificatório para anfibólios, bordas (○) e núcleos (+) dos grãos; b) Diagrama de variações composicionais em cloritas, bordas (○) e núcleos (×) dos grãos. Análises em amostras de metakomatiitos da Fazenda Lagoa.

V.2.3. Xistos ultramáficos indivisos

Aspectos de Campo

Nesta unidade foram agrupados diversos xistos ultramáficos da faixa *greenstone* cujas relações com as demais unidades não ficaram totalmente esclarecidas, devido ao alto grau de deformação e alteração de suas exposições e, principalmente, devido à tendência à homogeneização que as rochas cisalhadas/deformadas apresentam.

A distribuição dessas rochas é em geral pontual, são mais frequentes nas margens da faixa *greenstone*, refletindo maior grau de deformação nos limites desta, próximo aos contatos com as rochas graníticas. Outras exposições encontram-se na porção SW da faixa, e a SW do Rio Grande, próximo à Fazenda São Jerônimo (ANEXO 1).

Os xistos ultramáficos são de difícil mapeamento, devido aos escassos afloramentos, geralmente muito friáveis, restringindo-se a pequenas cristas remanescentes, cujo contorno foi inferido com base no solo autóctone de alteração, de textura sedosa característica devido à presença de talco. A topografia resultante da ocorrência dessas rochas consiste em um relevo suave, comumente plano, e os afloramentos, com pequenas dimensões, são geralmente encontrados no chão de estradas não pavimentadas.

Os contornos variam desde poucos metros até centenas de metros, enquanto os afloramentos atingem no máximo alguns metros. Há várias ocorrências de pequenas dimensões, cujos contatos e extensões não puderam ser definidos com precisão em função das condições desfavoráveis de exposição. Geralmente, essas pequenas ocorrências possuem o núcleo mais preservado em relação às bordas. Os afloramentos apresentam formas lenticulares, xistosidade bem desenvolvida, e são concordantes à foliação principal NE-SW da faixa *greenstone* na região de Itumirim-Nazareno, com mergulhos de 140-190°/40-85°. As rochas apresentam colorações esverdeadas, e em vários tons de verde e azul, ou esbranquiçadas, dependendo se o mineral predominante é anfíbólio ou talco, respectivamente.

A partir da análise das lâminas petrográficas, surgiram algumas indicações de que parte dessas rochas poderia ser correlacionada às rochas das unidades dos Metakomatiitos (Faz. Chapadinha e Faz. Lagoa). Esta possibilidade é discutida no capítulo de metamorfismo e deformação (Capítulo VI). Devido às péssimas condições de preservação de alguns afloramentos, não foi possível obter lâminas delgadas de todas as amostras dos pontos visitados, estes foram incluídos nos litotipos reconhecidos com base na descrição de campo.

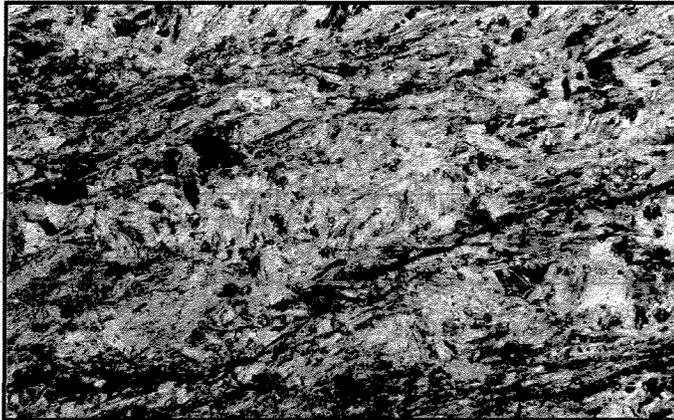
Petrografia

Os xistos ultramáficos são constituídos por clorita ± Ca-anfibólio (actinolita-tremolita), talco, serpentina e minerais opacos (pirita), em proporções variadas. As rochas apresentam textura variando de equigranular a inequigranular, e granulação fina. A forma de ocorrência da serpentina é responsável pela textura rendilhada/entrelaçada, característica dessas rochas. A clorita, incolor a levemente esverdeada, de provável composição magnesiânica, ocorre parcialmente substituída por serpentina. Uma peculiaridade desse litotipo é a coexistência de serpentina e talco na mesma rocha, o que não é comum nos demais litotipos ultramáficos. O Ca-anfibólio é, provavelmente, actinolita-tremolita. Este mineral ocorre sob duas formas, como grãos de granulação mais expressiva, provavelmente pseudomorfos de clinopiroxênio, e na matriz, resultante de uma segunda geração de Ca-anfibólio, este último ocorre com formas alongadas, paralelas à xistosidade da rocha. Nos grãos de granulação mais expressiva, frequentemente se observa lamelas de exsolução, não sendo possível, no entanto determinar sua composição.

Foram reconhecidas duas cloritas de composições diferentes, uma verde pálido e com birrefringência anômala cinza (Al-clorita) e outra verde claro e com birrefringência anômala azulada (Mg-clorita). As duas gerações ocorrem intercrescidas, com predomínio da primeira, e substituem parcialmente grãos de anfibólio. A formação das cloritas provavelmente está relacionada à substituição do piroxênio pelo anfibólio, como produto secundário desta transformação. As palhetas de clorita apresentam clivagem encurvada pela deformação imposta à essas rochas.

O talco ocorre como palhetas alongadas, deformadas, e com aspecto fibroso. A xistosidade nessas rochas é evidenciada por níveis com predomínio de clorita e de anfibólio alternados, e é sobreposta pela talcificação (Fotografia 25).

PRANCHA 6



Fotografia 25 - Amostra AN-45.a – Clivagem de crenulação em tremolita-talco xisto do litotipo Xistos Ultramáficos Indivisos. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

V.3. ROCHAS PLUTÔNICAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Nesta unidade de mapeamento estão reunidos litotipos de origem não vulcânica, mas que são associados às rochas das sucessões vulcano-sedimentares do *greenstone*. O litotipo mais representativo é o dos metagabros, associado aos metapiroxenitos, constituindo um corpo plutônico diferenciado, com porções cumuláticas.

V.3.1. Metagabro

Aspectos de Campo

Este litotipo ocorre como um corpo com contornos de extensões quilométricas, e larguras que variam desde centenas de metros até quilômetros, cujos afloramentos atingem centenas de metros, continuamente (Fotografia 26).

As rochas apresentam cor escura e, quando frescas, apresentam coloração verde-escuro a negra. O solo de alteração dessas rochas apresenta coloração ocre. As rochas afloram em camadas tabulares de espessuras de até 1 metro. Localmente, apresentam estrutura bandada, definida pela variação na razão percentual entre plagioclásio e anfibólio, sendo as bandas mais claras aquelas mais ricas em plagioclásio (Fotografia 27). Os litotipos desta unidade, quando intemperizados, adquirem uma capa de alteração de cor ocre.

Os principais afloramentos estão localizados nas margens do Rio Grande, na porção central da área (Mapa Geológico-ANEXO 1). Na margem SW do Rio Grande, onde há concentração de alguns indicadores de zonas de cisalhamento de caráter ductil e de direção 40-220°, dimensões decimétricas, observa-se metagabros de granulação média e textura “sacaróide” transformados em anfibolitos de granulação fina. Em alguns locais, esta transformação é visível (Fotografia 28), e em outros o contato entre os anfibolitos finos cisalhados e a rocha de granulação média é brusco (Fotografia 29). É muito comum por todo o afloramento observar veios de epidoto (Fotografia 30).

PRANCHA 7

Fotografia 26 - Morfologia dos afloramentos de metagabros nas margens do Rio Grande.

Fotografia 27 - Bandamento (Ca-anfibólio/plagioclásio) no metagabro do Rio Grande.

Fotografia 28 - Afloramento nas margens do Rio Grande de metagabro transicional entre uma rocha com textura sacaroidal, de granulação média, e contornos ígneos dos grãos preservados (porção inferior central da foto), e uma rocha de granulação fina, cisalhada, com grãos estirados, que perderam sua forma ígnea original.

Fotografia 29 - Contato brusco entre o metagabro de granulação média, pouco cisalhado com textura “sacaroidal” típica parcialmente preservada (parte esquerda da foto), em contato com um metagabro de granulação fina, muito cisalhado (parte direita da foto) (afloramento nas margens do Rio Grande).

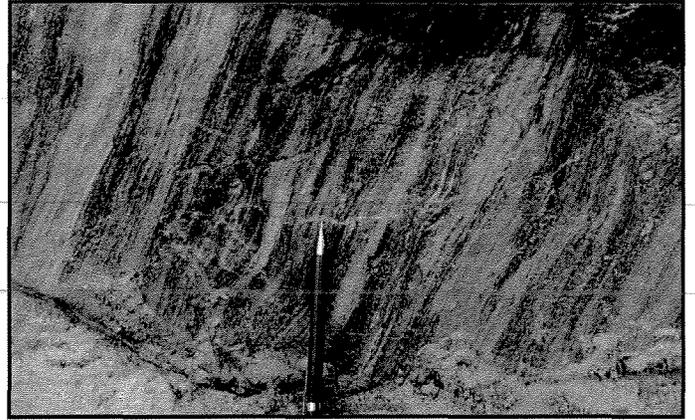
Fotografia 30 - Metagabro do Rio Grande com veios de epidoto de espessuras centimétricas (coloração esbranquiçada na fotografia), muito frequentes neste litotipo.

Fotografia 31 - Metagabro do Rio Grande, de granulação média a fina, com textura “sacaroidal” evidenciada pela alteração dos grãos de plagioclásio.

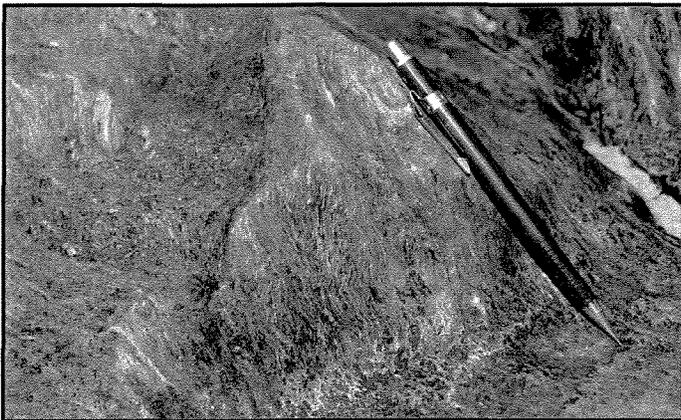
PRANCHA 7



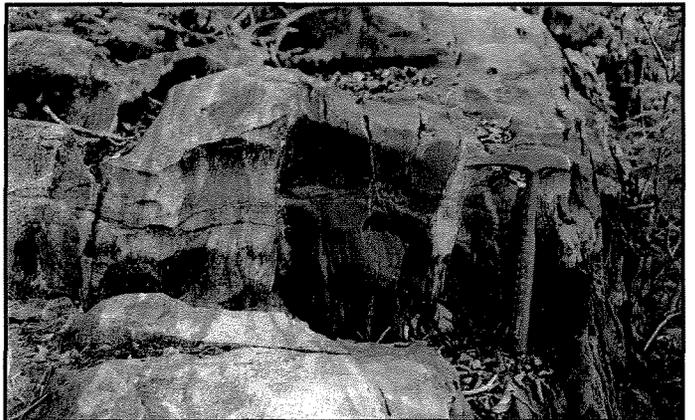
Fotografia 26



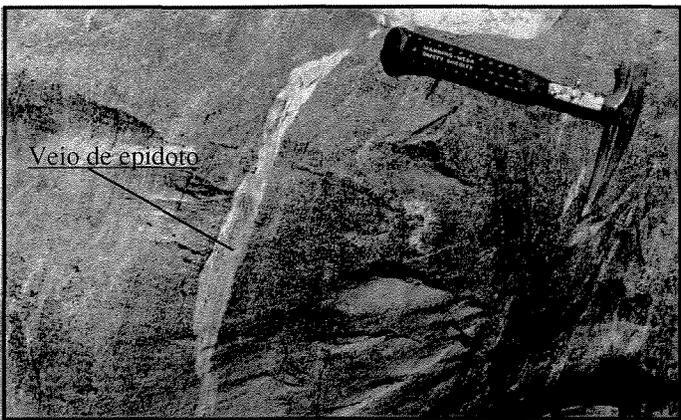
Fotografia 27



Fotografia 28



Fotografia 29



Fotografia 30



Fotografia 31

Outras ocorrências menos expressivas foram encontradas na parte NE da faixa *greenstone*, próximo à Fazenda Olaria. São afloramentos de dimensões métricas, espaçados por poucos metros uns dos outros. Entre a exposição do Rio Grande e a da Fazenda Olaria não há afloramentos, dificultando a correlação entre as duas ocorrências descritas. Com base na comparação das texturas e mineralogias das duas ocorrências, a interpretação mais provável é que as duas ocorrências pelo menos compartilhem um mesmo protólito.

No perfil realizado no Rio Grande na direção NW-SE (ANEXO 1), foram identificados quatro litotipos. As diferenças entre elas encontram-se, basicamente, na granulação e texturas observadas.

Litotipo (1) Textura inequigranular anedral a equigranular anedral, granulação média a fina, e textura “sacaróide”, evidenciada pela alteração do plagioclásio (Fotografia 31). Este litotipo é representado por afloramentos nas margens do Rio Grande, e na porção NE da faixa. Em porções localizadas nas margens do Rio Grande, essas rochas mostram-se mais deformadas e gradam para um anfíbolito de granulação fina, estrutura maciça, com textura inequigranular e com veios milimétricos de quartzo, em contato com uma porção granular cumulática, refletindo o caráter diferenciado do corpo gabróico (Fotografia 32). Ocorre, ainda, um anfíbolito médio (cor escura, com menor porcentagem de plagioclásio intercalado com um anfíbolito fino (mais claro, com maior porcentagem de plagioclásio) presente nas zonas de cisalhamento do metagabro, e em contato claro e bem definido com o litotipo de granulação média. Este litotipo reflete o grau de cisalhamento/deformação que essas rochas sofreram, pois tem preservados em suas texturas atuais resquícios da textura pretérita ígnea plutônica e feições adquiridas durante o metamorfismo/deformação (Fotografia 28). Os grãos de granulação média e grossa, provavelmente próxima à granulação original da rocha (gabro), associados ao arranjo dos grãos de Ca-anfíbólio/plagioclásio, são evidências da textura plutônica original. Por outro lado, os novos grãos formados, de granulação menor, são resultantes do processo de recristalização, provocada pelo cisalhamento por que passaram essas rochas. Este litotipo contém xenólitos de anfíbolitos (metabasaltos), sem estrutura interna visível e, aparentemente, concordantes com o metagabro.

Litotipo (2) Em direção a SE, para a borda do corpo, ocorre um litotipo pegmatítico do metagabro. Os plagioclásios nessas rochas atingem 7 cm de comprimento (Fotografia 33).

Litotipo (3) Textura inequigranular anedral a granular anedral e granulação fina. As rochas deste litotipo ocorrem no extremo da borda SW do corpo, intercaladas com metapiroxenitos (Item V.3.2.). Apresentam grãos de Ca-anfibólio orientados em uma direção preferencial.

Petrografia

Os metagabros são caracterizados por apresentarem porcentagem mínima de 50% de minerais máficos em sua mineralogia, teor de anortita do plagioclásio entre An_{60-80} , pela presença de Ca-anfibólios pseudomorfos de piroxênios, associada à ausência de hornblenda ígnea, e devido às dimensões quilométricas do corpo. De acordo com trabalhos mais recentes e comumente utilizados para a classificação petrográfica de rochas ígneas (Streckeisen 1976), as características das rochas máficas plutônicas aqui descritas enquadram-se nos intervalos sugeridos para o campo dos gabros, considerando as transformações metamórficas que sofreram. As composições químicas obtidas para essas rochas forneceram valores que confirmam a classificação das rochas em questão como de composição gabróica (Ver capítulo VII).

As rochas que compõem os litotipos destacados nos aspectos de campo não apresentam diferenças em relação à mineralogia essencial, apenas algumas variações quanto às porcentagens em que esses minerais estão presentes. A presença da textura aproximadamente equigranular anedral nessas rochas é razoavelmente constante, apresentando apenas pequenas variações na granulação (Fotografia 34). Os metagabros apresentam Ca-anfibólio, plagioclásio/zoizita como minerais essenciais, epidoto, clorita, quartzo e biotita como acessórios, e titanita e minerais opacos como minerais-traço (Tabela V.3.1). Os minerais analisados quimicamente nos metagabros foram os Ca-anfibólios e os plagioclásios (ANEXO 3). A textura dessas rochas varia entre inequigranular anedral, equigranular anedral, e granular, localmente cumulática. A granulação varia de média a fina.

O Ca-anfibólio presente nessas rochas podem ser divididos em dois grupos. O primeiro ocorre com hábito prismático curto, forma tabular, subedral e granulação média. São grãos originalmente constituídos por piroxênios totalmente pseudomorfizados por hornblendas (Mg-Hbl) (Figura V.4.a), restando sua forma e geminação lamelar simples característica (Fotografia 35). Ocorrem parcialmente transformados em actinolita, principalmente nas bordas, mas também como manchas no interior dos grãos, nos dois casos os grãos assumem uma coloração mais clara,

em tons de verde ou azul. A segunda forma de ocorrência do Ca-anfibólio é representada por novos grãos de composição actinolítica, com granulação média a fina, formas anedrais, hábito prismático longo, e quando deformados tornam-se encurvados (Fotografia 36).

PRANCHA 8

Fotografia 32 - Contraste entre porções do metagabro pouco deformadas, localmente cumulática (parte superior da fotografia) e porções bastante cisalhadas, de cor escura, e com veios de epidoto concordantes à deformação (parte inferior da fotografia) (afloramento nas margens do Rio Grande):

Fotografia 33 - Litotipo pegmatítico do metagabro com grãos de plagioclásio de até 7 cm de comprimento (a SW dos afloramentos das fotografias anteriores).

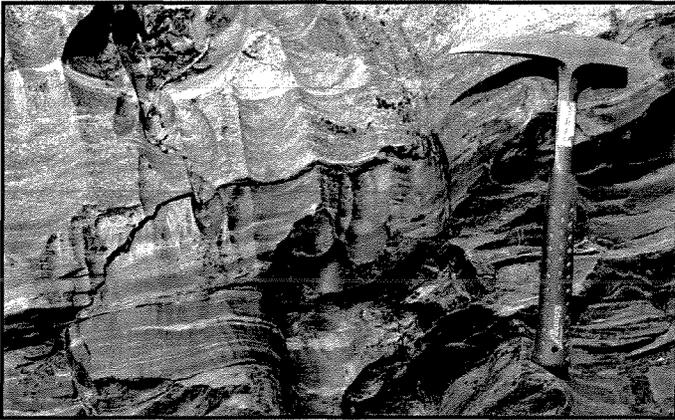
Fotografia 34 - Amostra AN-60.b - Metagabro. Textura inequigranular anedral metamórfica, com grãos recristalizados de plagioclásio, provavelmente, substituta de uma textura equigranular original. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

Fotografia 35 - Amostra AN-15.3 - Metagabro. Grão de Mg-hornblenda metamórfica pseudomórfica de clinopiroxênio ígneo, restando a forma tabular aproximadamente equigranular, o hábito prismático curto e a geminação lamelar simples do mineral primário. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

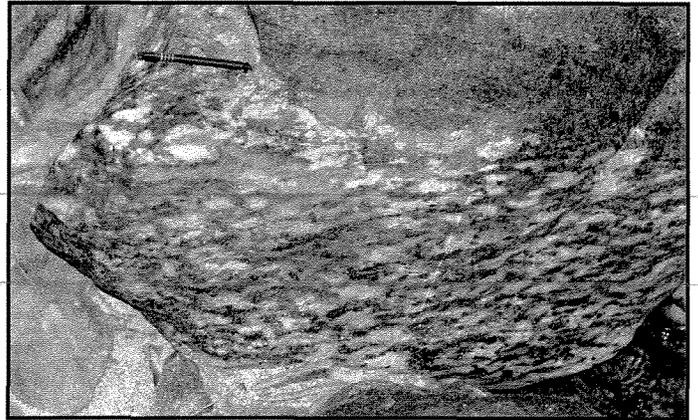
Fotografia 36 - Amostra AN-48.b - Metagabro. Ca-anfíbólios de composição actinolítica, granulação média a fina, e hábito prismático curto. Notar efeito da deformação nestes grãos, de formas ligeiramente arredondadas, encurvado nas bordas. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 37 - Amostra AN-14.b - Nucleação de grãos de actinolita de granulação fina, a partir de grão de hornblenda pseudomórfico de Cpx, mantendo a continuidade ótica dos limites do grão original (Cpx). Notar os grãos de granulação fina de minerais do grupo de epidoto que substituíram quase totalmente os grãos de plagioclásio de provável granulação média, fornecendo à rocha uma textura metamórfica inequigranular. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

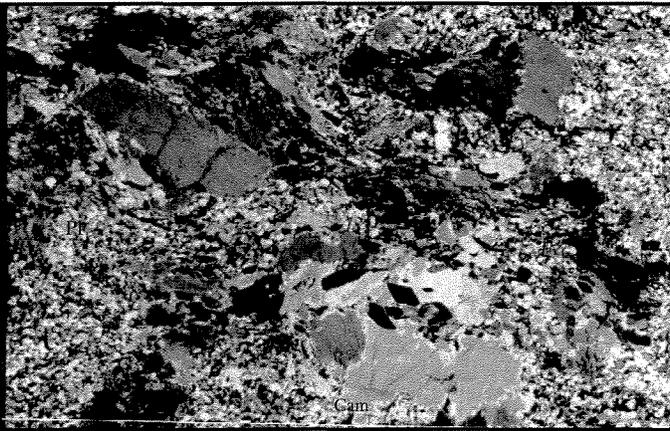
PRANCHA 8



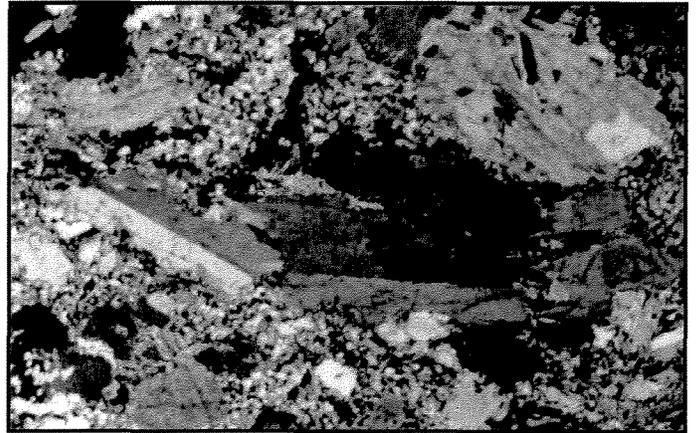
Fotografia 32



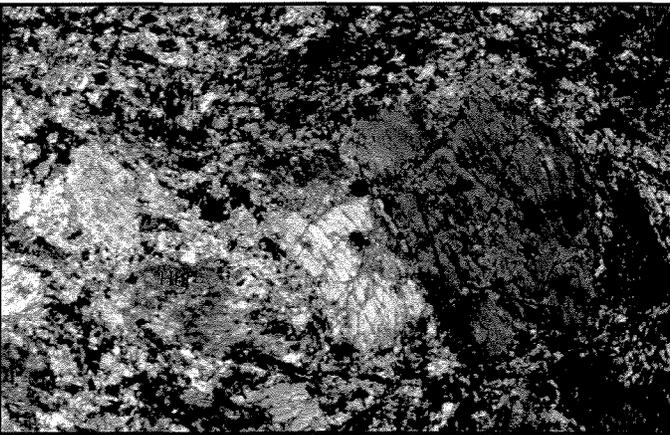
Fotografia 33



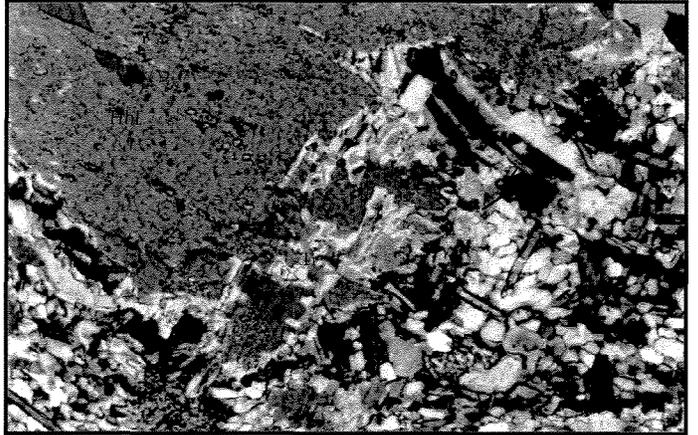
Fotografia 34



Fotografia 35



Fotografia 36



Fotografia 37

Observa-se a substituição de um grão de granulação média (hornblenda) por vários de granulação fina (actinolita), que mantêm a continuidade ótica entre si e a forma do antigo grão de Cpx (Fotografia 37). A formação dos novos grãos se dá através da nucleação nas bordas dos grãos pseudomórficos de hornblenda, e também na matriz da rocha, esta última desvinculada dos grãos maiores de hornblenda. Diversos grãos apresentam lamelas de exsolução incolores (101), provavelmente de composição cummingtonítica (Fotografia 38). Em outros grãos, com menor frequência, o anfibólio apresenta laminação lamelar simples, provavelmente de composição cummingtonítica (Fotografia 39).

O plagioclásio ocorre como grãos anedrais, com granulação variando de média a fina, recristalizados, alguns formando mosaicos quase totalmente substituído por minerais do grupo do epidoto (Fotografia 37). Os grãos recristalizados são arredondados, com contatos difusos e alguns estão em contato por junções tríplexes (120°). Em alguns grãos ainda é possível observar as geminações polissintéticas, grande parte, no entanto, mostra-se descontínua, em cunha, com pouca nitidez. A composição obtida através das análises químicas de alguns grãos de plagioclásio encontra-se no intervalo de An_{66-89} (bytownita-labradorita) para o teor de anortita (Figura V.4.b).

Minerais opacos são muito raros, mas quando presentes são calcopirita, arsenopirita, e ilmenita inclusa em grãos de titanita.

As porções que apresentam textura cumulática são observadas nos afloramentos das margens do Rio Grande e também no contato do metagabro com o metapiroxenito, na Fazenda São Jerônimo. As rochas formadas por Ca-anfibólios (cúmulos) e por plagioclásio (intercúmulos) (Fotografia 40). Nos locais mais deformados, há formação de clivagem de crenulação (Fotografia 41).

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

PRANCHA 9

Fotografia 38 - Amostra AN-15.b - Metagabro. Grãos de actinolita de hábito prismático longo com lamelas de exsolução incolores (101), provavelmente de composição cummingtonítica. Alguns grãos de Ca-anfibólio encontram-se parcialmente substituídos nas bordas por grãos de biotita marrom (Actinolita xisto da borda do corpo de metagabro. Nicóis //, base da foto: 0,7 mm.

Fotografia 39 - Amostra AN-62 - Metagabro. Grão de anfibólio com geminação lamelar simples, provavelmente, de composição cummingtonítica. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

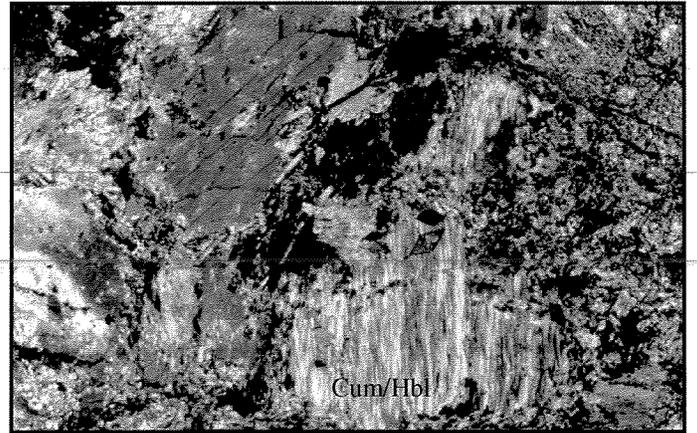
Fotografia 40 - Amostra AN-17.f - Metagabro. Textura cumulática em rocha transicional entre o metagabro e o metapiroxenito, na Fazenda São Jerônimo. Os cúmulos são formados por grãos de Ca-anfibólios pseudomórficos de Cpx, com hábito prismático curto e forma tabular, e o intercúmulo por grãos de (plagioclásio \Rightarrow) clinozoizita. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

Fotografia 41 - Amostra AN-17d.II - Metagabro. Clivagem de crenulação (D_{n+2}) (tracejado) e foliação D_n ainda preservada, em actinolita xisto da Fazenda São Jerônimo. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

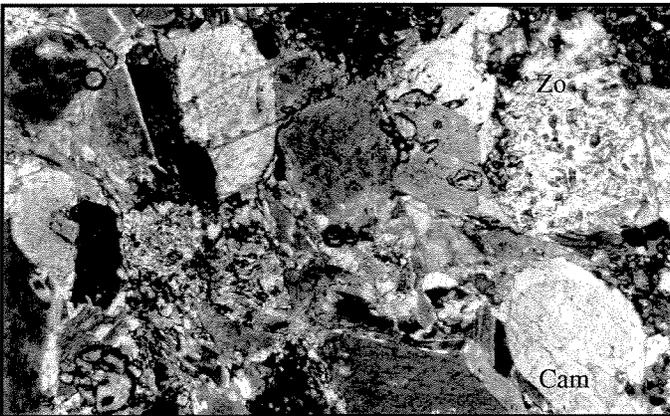
PRANCHA 9



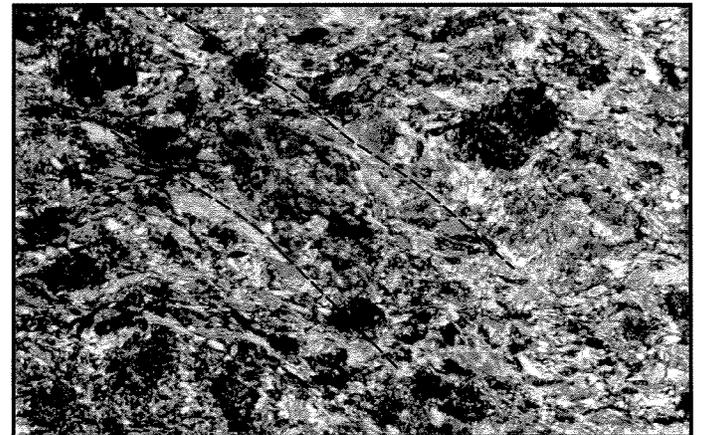
Fotografia 38



Fotografia 39



Fotografia 40



Fotografia 41

Tabela V.3.1 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Metagabros)

Amostras/ Minerais	AN-14.b	AN-17.f	AN-49a	AN-60.b	AN-54.b	AN-62
Ca-anfibólio	60	50	65	55	80	70
Plagioclásio	38	25	-	40	10	28
Epidoto	-	25	-	4	10	2
Zoizita	2	-	35	1	-	-
Biotita	-	Tr	-	-	-	-
Granada	-	-	-	-	-	-
Apatita	-	Tr	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-	Tr	-
Min. opacos	-	-	-	-	Tr	Tr
Zircão	-	Tr	-	-	Tr	Tr

Abreviações: Min. opacos - minerais opacos

Tr - traço

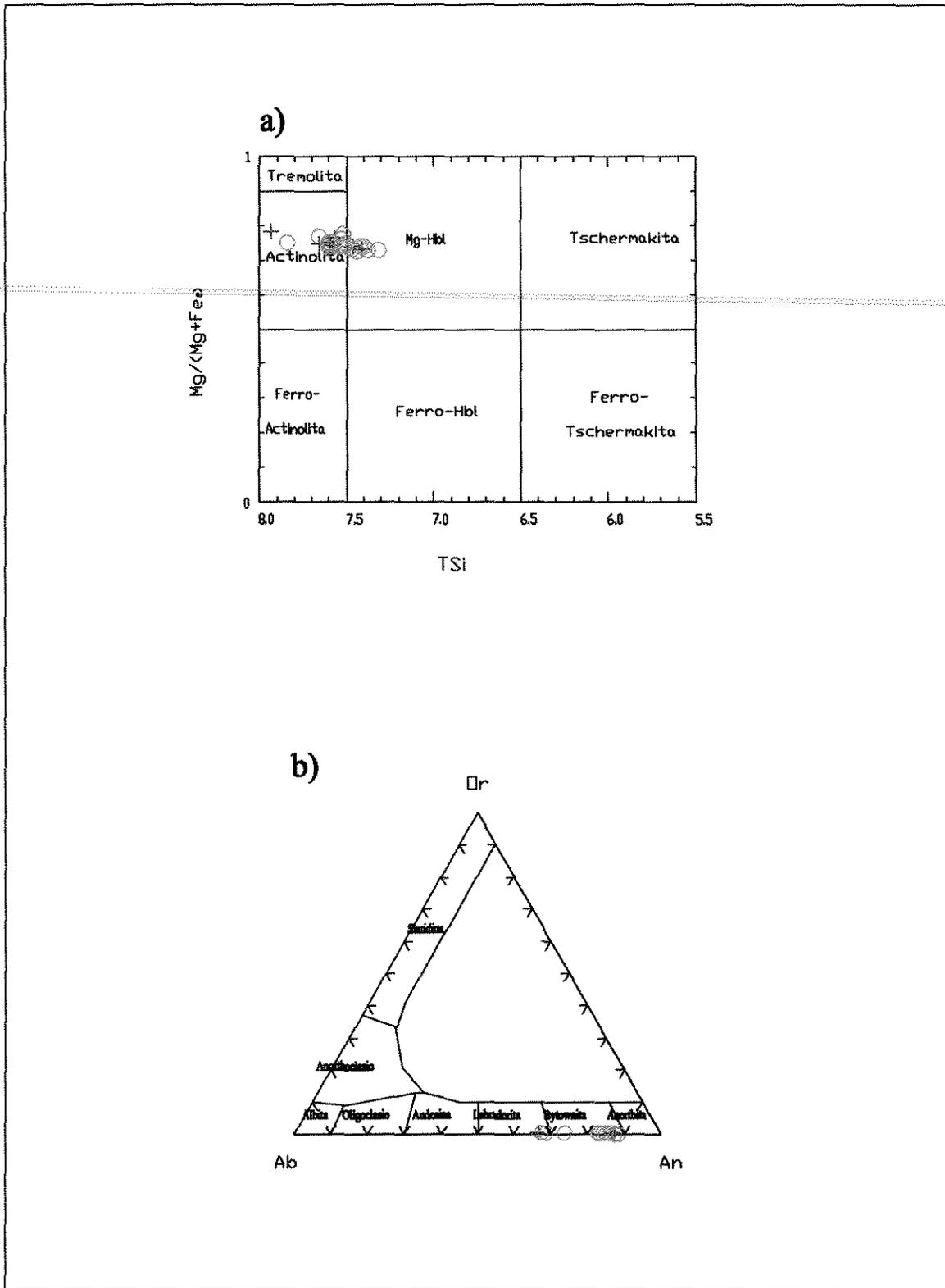


Figura V.4 - Diagramas classificatórios: a) anfibólios, b) plagioclásios. Bordas (○) e núcleos (+) dos grãos. Análises em amostras de metagabros.

V.3.2. Metapiroxenito

Aspectos de Campo

Os metapiroxenitos, de ocorrência restrita, agrupam exemplares ultramáficos plutônicos, que apresentam uma gama de variedades texturais e mineralógicas, refletindo um padrão diferenciado primário. Assim como o restante do corpo diferenciado (metagabro), os metapiroxenitos também encontram-se deformados, mas, localmente, ainda têm preservadas texturas primárias cumuláticas.

A expressão topográfica desse litotipo destaca-se dos afloramentos de metabasaltos devido às pequenas cristas de aspecto xistoso. A única ocorrência situa-se próximo à sede da Fazenda São Jerônimo (ANEXO 1), onde aflora com dimensões métricas e, aparentemente, em contato intrusivo com o metabasalto. As rochas possuem cor verde-oliva nos locais mais frescos e capa de alteração marrom esverdeado. Ocorrem em camadas lenticulares, com espessuras desde centimétricas até poucos metros.

O solo de alteração resultante dos metapiroxenitos apresenta coloração ocre/avermelhada, semelhante ao solo de alteração dos anfibolitos, sendo este último mais claro.

A foliação nos metapiroxenitos grada de incipiente até bem marcada, mas sem apresentar bandamento ou laminação aparente. Intercalados com os metapiroxenitos aparecem actinolita xistos resultantes de deformação de metagabros, cujo contato é claro, brusco e bem marcado.

Em escala de campo é possível observar que os metapiroxenitos apresentam variações texturais e granulométricas, e em relação à porcentagem dos minerais, em distâncias inferiores a um metro (Fotografia 42). A falta de continuidade dos afloramentos dificulta a descrição precisa da sucessão dessas rochas. Os litotipos representantes do metapiroxenito são gradacionais entre si, mas, devido às poucas e descontínuas exposições, não foi possível relacionar em escala microscópica este padrão à sucessão de rochas observadas no campo.

As rochas que apresentam granulação grossa correspondem à porção cumulática do metapiroxenito. Os cumulos são constituídos de Mg-hornblenda, que substituíram totalmente os clinopiroxênios.

Petrografia

Todas as fácies são caracterizadas por conterem acima de 90% de Ca-anfibólios, valores inferiores a 10% de plagioclásio, e clorita, epidoto, cummingtonita, quartzo e titanita como minerais acessórios. Cummingtonita, titanita, biotita, minerais opacos e zircão podem ocorrer como minerais-traço (Tabela V.3.2). Os minerais analisados quimicamente nessas amostras foram os Ca-anfibólios (ANEXO 3). Os metapiroxenitos se caracterizam pela textura cumulática que se encontra preservada, com material intercúmulo constituído de (plagioclásio \Rightarrow) zoizita. A Mg-hornblenda apresenta numerosas exsoluções na porção central dos grãos, características de Cpx, além de manter seu hábito tabular e formato aproximadamente equidimensional, o que confirma sua proveniência direta do Cpx (Fotografias 43 e 44).

Os Ca-anfibólios são representados por Mg-hornblenda e actinolita. Além dos Ca-anfibólios, ocorre cumingtonita em algumas rochas (Fotografia 45).

Os Ca-anfibólios ocorrem sob duas formas. A primeira como grãos de granulação grossa ou média, nas rochas das fácies grossa e média, respectivamente. Neste caso, a composição do Ca-anfibólio é de Mg-hornblenda no núcleo e actinolita nas bordas (Fotografia 43) (Figuras V.5.a e b). Nos núcleos, os grãos apresentam pleocroísmo verde claro (predominante) a verde escuro, e levemente amarronzados em alguns grãos. Nas bordas, os grãos assumem pleocroísmo incolor a verde pálido. O hábito comum é o prismático curto, com formas anedrais a subedrais. Alguns apresentam lamelas de exsolução, de provável composição cummingtonítica. Geminação lamelar simples também foi descrita em alguns grãos. As inclusões observadas são de minerais opacos, titanita e, mais raramente, de quartzo, que se dispõem frequentemente orientadas, e que quando se tornam mais numerosas, promovem uma textura poiquilítica nos Ca-anfibólios, e, mais raramente, inclusões de quartzo. A xistosidade da rocha contorna esses grãos, que se dispõem obliquamente àquela. Os grãos de Mg-hornblenda são pseudomorfos de grãos de Cpx originais que, posteriormente, foram transformados em actinolita. Os grãos de granulação fina de Ca-anfibólio, dispostos em aglomerados, refletem a forma de antigos Cpx, tendo se formado a partir do processo de nucleação (Fotografia 46). A interpretação de que os grãos de Ca-anfibólio são pseudomorfos de Cpx é reforçada pela presença de geminação lamelar simples nesses grãos.

Os porfiroblastos de Ca-anfibólio (cúmulos) encontram-se contornados pela foliação da rocha, enquanto a porção intercúmulo, constituída de (Pl \Rightarrow) zoizita, não oferece a mesma resistência, curvando-se em torno dos porfiroblastos (Fotografia 46).

Os grãos de Ca-anfibólio de granulação fina, inclusos em Ca-anfibólio de granulação grossa e média são também observados, porém com menor frequência. O caráter plutônico dessas rochas corrobora a interpretação de que essas rochas apresentavam granulação grossa a média originalmente. Os grãos finos estariam, portanto, substituindo Cpx primário, por processo de nucleação. Nas rochas mais deformadas, os grãos de Ca-anfibólio encontram-se alongados (Fotografia 47)

O segundo grupo de Ca-anfibólio ocorre como grãos de granulação fina, pleocroísmo incolor a verde pálido. Alguns apresentam o núcleo verde claro e a borda incolor a verde pálido. O hábito desses grãos é prismático longo, com formas subedrais. Em comparação aos grãos de granulação grossa/média, estes mostram-se mais límpidos. Esses grãos acompanham a xistosidade da rocha (Fotografia 46). Inclusões de minerais opacos, titanita e zircão podem estar presentes.

A cummingtonita não foi observada em todas as rochas analisadas. Quando está presente, ocorre como grãos granulares, arredondados, com forma anedral, e apresenta geminação lamelar típica (101) (Fotomicrografia 45).

O plagioclásio encontra-se com formas anedrais, granulação média a fina, recristalizados nas bordas e substituído quase totalmente por minerais do grupo do epidoto (Fotografias 48 e 49).

A clorita ocorre como mineral subordinado, em plaquetas de granulação fina, sendo mais comum nas bordas dos Ca-anfibólios, como produto de substituição. A composição dessas palhetas de clorita é, provavelmente, aluminosa, indicada pela birrefringência anômala cinza (Fotomicrografia 50).

Epidoto e zoizita ocorrem como aglomerados, associados a grãos de plagioclásio e anfibólio (Fotografia 51).

PRANCHA 10

Fotografia 42 - Metapiroxenito exibindo variação textural, granulométrica e quanto à porcentagem dos minerais constituintes. Litotipo equigranular e com maior quantidade de Ca-anfibólios (parte superior da fotografia) gradacional para um litotipo tendendo à textura inequigranular e com maior quantidade de plagioclásio, sem exceder 10% (Fazenda São Jerônimo).

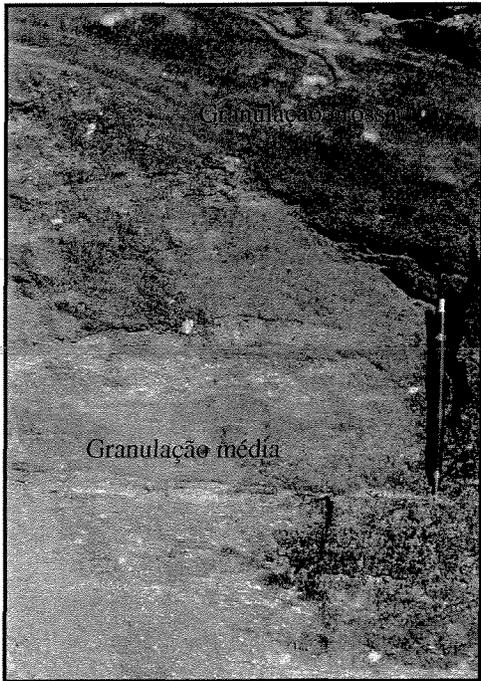
Fotografia 43 e 44 - Amostras AN-17.b e 17.f - Metapiroxenito. Textura cumulática nos metapiroxenitos. Cúmulo constituído de Mg-hornblenda/actinolita, pseudomórficos de Cpx, e intercúmulos composto por (plagioclásio \Rightarrow) clinozoizita (AN-17.b e AN-17.f). Nicóis // (Foto 43), nicóis X (Foto 44), base da fotos: 1,4 mm.

Fotografia 45 - Amostra AN-17.b - Metapiroxenito. Porfiroblastos de Ca-anfibólios compostos por Mg-Hbl/actinolita e, ao centro, grão de provável composição cummingtonítica. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

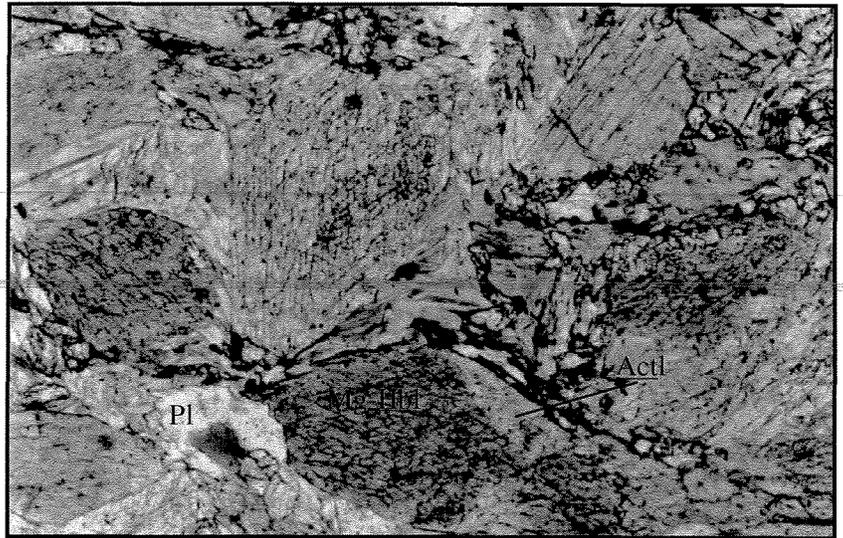
Fotografia 46 - Amostra AN-17.e - Metapiroxenito. Porfiroblastos de Ca-anfibólios (cúmulos) contornados pela foliação da rocha. A porção intercúmulo é constituída de (Pl \Rightarrow) zoizita. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

Fotografia 47 - Amostra AN-17.c - Metapiroxenito. Grãos de Ca-anfibólio alongados paralelamente à foliação da rocha. Nicóis X, base da foto: 5,6 mm.

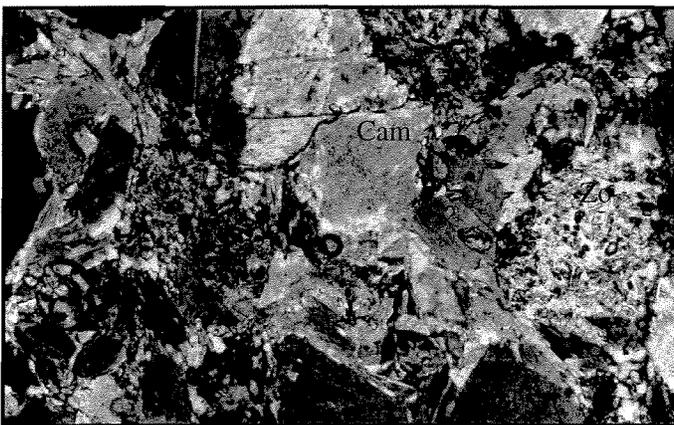
PRANCHA 10



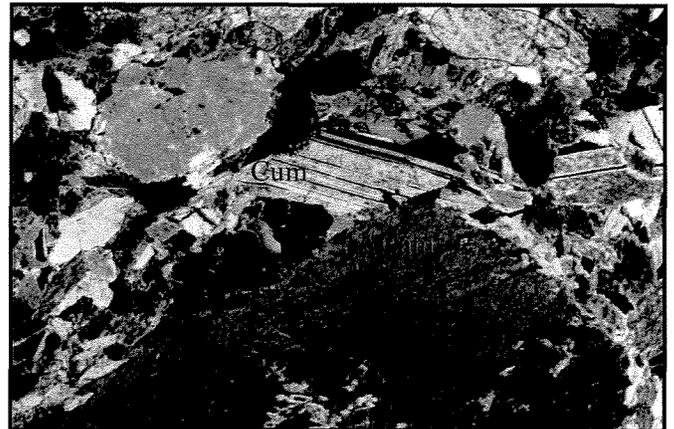
Fotografia 42



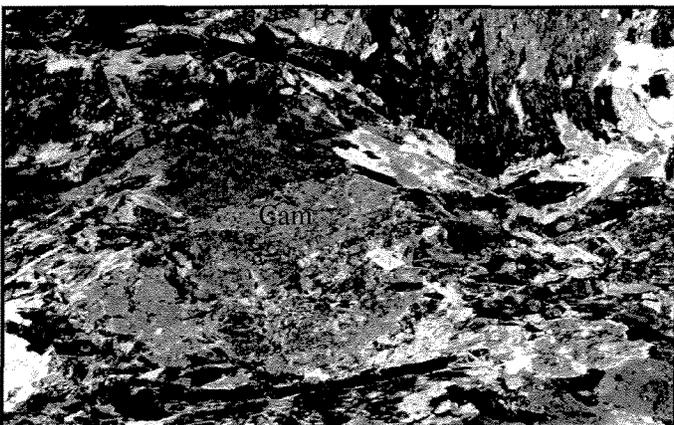
Fotografia 43



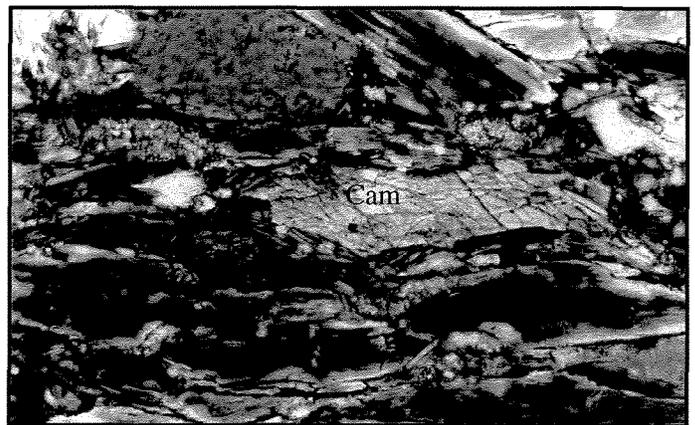
Fotografia 44



Fotografia 45



Fotografia 46



Fotografia 47

Tabela V.3.2 - Composição modal (estimativa visual) em porcentagem (Metapiroxenitos)

Amostras/ Minerais	AN-17	AN-17a	AN-17c	AN- 17e
Ca-anfibólio	98	90	90	85
Plagioclásio	2	8	7	-
Clorita	Tr	1	-	15
Epidoto	Tr	1	-	Tr
Quartzo	-	2	3	-
Titanita	Tr	Tr	-	Tr
Min. Opacos	-	Tr	Tr	-
Biotita	-	Tr	-	-
Zircão	-	Tr	-	-

Abreviações: Min. opacos - minerais opacos

Tr - traço

PRANCHA 11

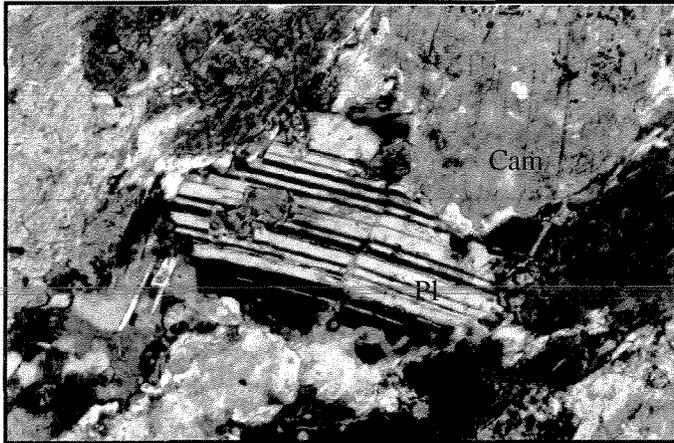
Fotografia 48 - Amostra AN-17.a - Metapiroxenito. Grão de plagioclásio parcialmente substituído por minerais do grupo do epidoto, deformado mecanicamente. Nicóis X, base da foto: 0,7 mm.

Fotografia 49 - Amostra AN-17.c - Metapiroxenito. Grão de plagioclásio quase totalmente substituído por zoizita. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

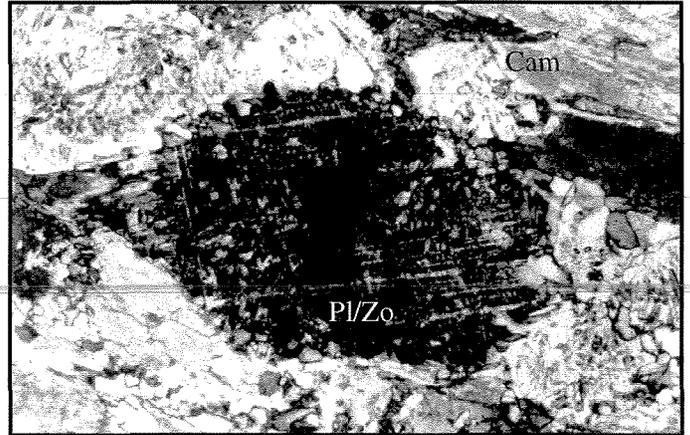
Fotografia 50 - Amostra AN-17.a - Metapiroxenito. Grão de plagioclásio, no centro, parcialmente substituído por zoizita. Notar na borda deste grão, palhetas de clorita com birrefringência anômala cinza, de provável composição aluminosa. Nicóis X, base da foto: 0,7 mm.

Fotografia 51 - Amostra AN-17.c - Metapiroxenito. Grãos de minerais do grupo do epidoto, que substituíram os grãos originais de plagioclásio. Nicóis X, base da foto: 1,4 mm.

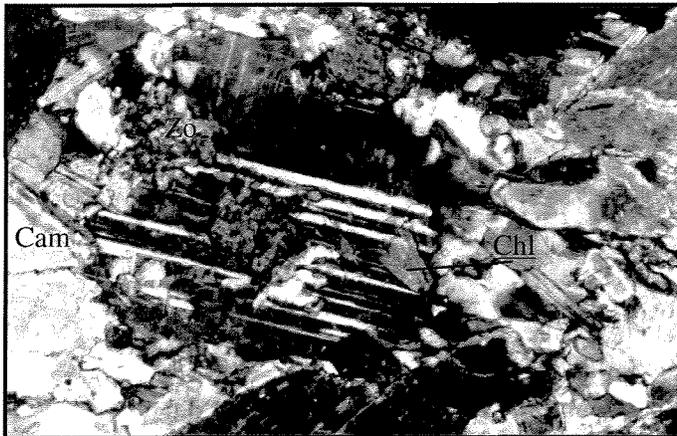
PRANCHA 11



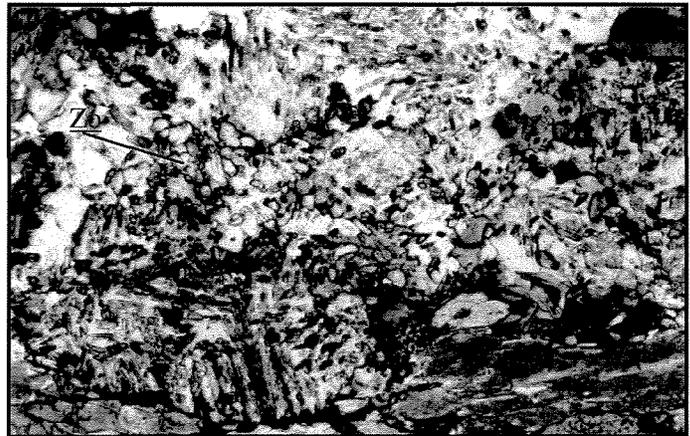
Fotografia 48



Fotografia 49



Fotografia 50



Fotografia 51

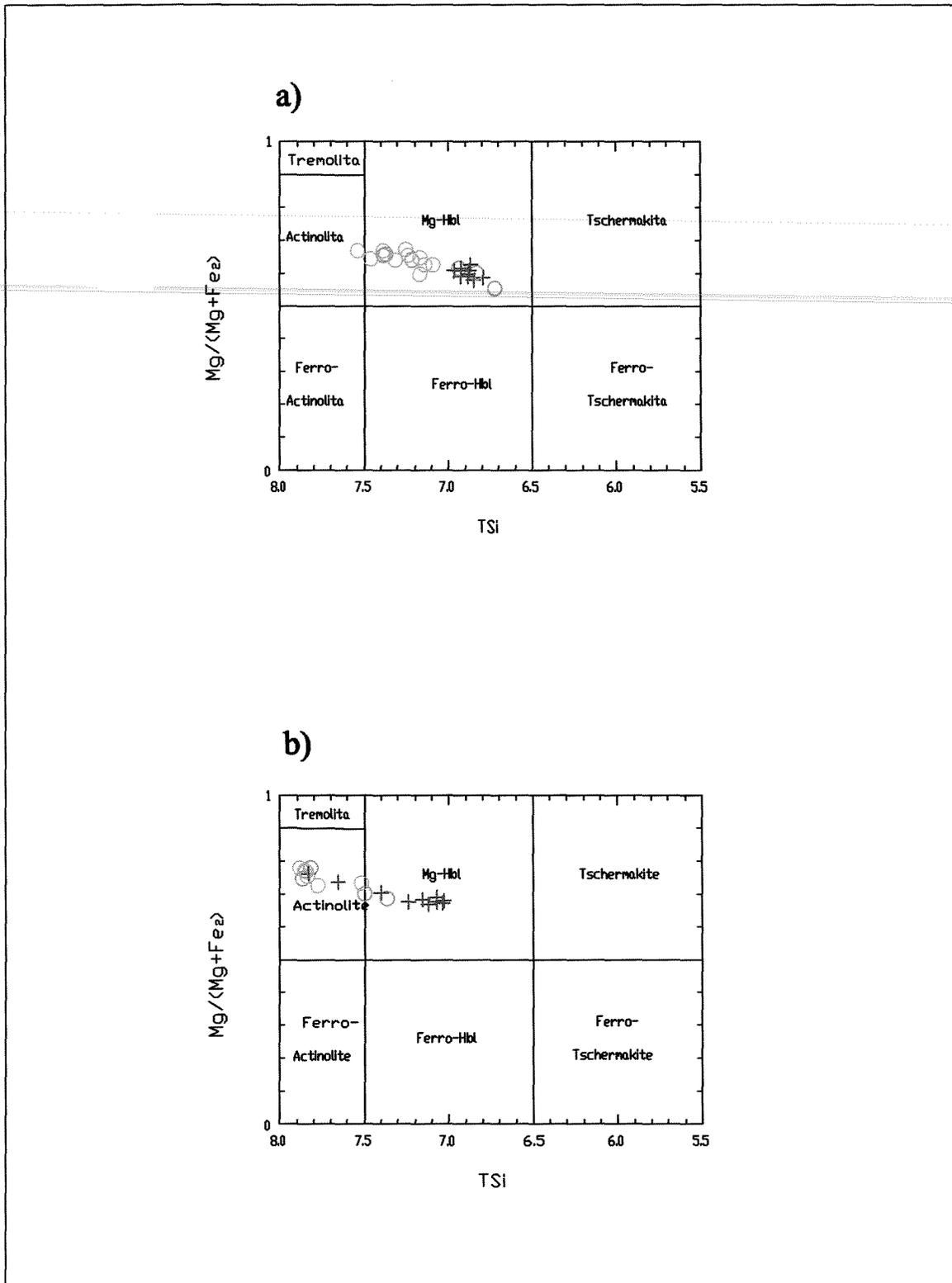


Figura V.5 - Diagramas classificatórios para anfibólios. Bordas incolores (○), bordas verdes (○) e núcleos (+) dos grãos. Análises em amostras de metapiroxenitos.

VI. ASPECTOS DO METAMORFISMO E RELAÇÕES COM A DEFORMAÇÃO

INTRODUÇÃO

Os aspectos metamórficos ressaltados neste capítulo foram destacados com base nas informações obtidas no campo, nas análises químicas de minerais e na descrição petrográfica dos litotipos identificados na faixa *greenstone*. As feições metamórficas consideradas relevantes e os processos a elas relacionados são apresentados e discutidos, na tentativa de esclarecer a evolução metamórfica dessas rochas, e associá-las à evolução deformacional da área. Em função da complexidade geológica da região e, conseqüentemente, da área pesquisada, a análise dos dados obtidos nesta dissertação são intercalados com algumas informações de cunho regional, enfatizando os trabalhos de detalhe mais recentes, com a finalidade de tentar estabelecer relações mais claras entre as rochas estudadas e as que afloram nas áreas adjacentes, onde encontram-se faixas *greenstone* no mesmo contexto geológico-regional.

Apesar do demasiado grau de deformação e recristalização das rochas estudadas, localmente, ainda podem ser identificadas texturas *spinifex* e feições pseudomórficas, que auxiliam na interpretação dos processos ocorridos. O que ocorre com mais frequência é a coexistência de estruturas e texturas modificadas com assembléias minerais metamórficas. Em outros casos, mais raros, ocorre a preservação parcial das texturas ígneas originais, com associações minerais inteiramente metamórficas.

Foram reconhecidos dois principais eventos metamórficos na área pesquisada, M_1 , M_{2a} e M_{2b} , sendo este último de caráter hidrotermal. Devido à escassez de afloramentos que possibilitassem uma análise mais precisa das feições e processos deformacionais, alguns aspectos das fases deformacionais reconhecidas regionalmente são referidos, para um melhor entendimento dos processos metamórficos e de sua relação com a deformação na área pesquisada.

O evento metamórfico M_1 teve caráter progrado e é representado por assembléias minerais características do campo P_xT atribuído à fácies metamórfica anfíbolito médio (Bucher & Frey 1994). Os registros do evento M_1 nas rochas estudadas restringem-se às assembléias minerais produzidas no M_1 , não havendo mais vestígios das transformações ocorridas nas fases precedentes. As assembléias minerais metamórficas e as feições que caracterizam o metamorfismo M_1 na área foram identificadas nos metabasaltos, nas rochas gabróicas

(metagabros e metapiroxenito) e nos metakomatiitos. Este evento metamórfico está associado à fase deformacional mais antiga D_n , reconhecida regionalmente (Ribeiro *et al.* 1998, Cherman 1999).

O evento metamórfico M_{2a} é caracterizado por associações minerais transicionais entre as fácies anfibolito e xisto-verde. Os registros mais evidentes deste evento são apresentados pelas rochas gabróicas (metagabros e metapiroxenitos) e pelos metakomatiitos (Faz. Chapadinha), enquanto anfibolitos, metakomatiitos (Faz. Lagoa) e os xistos ultramáficos indivisos apresentam apenas assembléias minerais resultantes desse evento. Os metabasaltos exibem alguns vestígios da ação do M_{2a} , porém, as assembléias minerais produzidas não atingiram o campo da fácies xisto-verde, apenas um grau metamórfico mais baixo dentro da fácies anfibolito. A fase deformacional D_{n+1} é correlacionada a este evento metamórfico. E, por fim, o evento metamórfico M_{2b} , tipicamente hidrotermal, identificado em todos os litotipos. Este evento é responsável pela formação de epidoto nas rochas máficas, e de serpentina (2ª geração) e talco nas rochas ultramáficas. Este último evento metamórfico, registrado em todas as rochas estudadas, teve menor intensidade em relação a M_{2a} , não tendo obliterado as feições metamórficas dos eventos M_1 e M_{2a} . Este evento é correlacionado à fase deformacional D_{n+2} .

As reações reversas e os processos retrometamórficos, utilizados neste trabalho na representação do caminho retrógrado da evolução metamórfica das rochas estudadas, foram obtidas por analogia ao que ocorre, comprovado experimentalmente, em processos metamórficos progressivos e a partir de reações diretas, supondo que estas sejam reversíveis.

VI.1. METAMORFISMO DAS ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS

VI.1.1. Anfibolitos (metabasaltos)

As rochas máficas básicas da área estudada, classificadas como anfibolitos, são interpretadas como originárias de derrames basálticos, com base na sua mineralogia, na granulação fina, associação com as rochas ultramáficas comprovadamente de origem vulcânica, e na forma de ocorrência dos anfibolitos, distribuídos por toda a faixa *greenstone*. A possibilidade de essas rochas representarem um dique máfico é também descartada, em função da comparação da petrografia microscópica entre essas rochas e os metagabros de granulação mais fina e/ou

deformados, e com outras ocorrências de diques em outros *greenstone belts*, a exemplo do que ocorre na região de Fortaleza de Minas, MG (Szabó 1996).

Os metabasaltos apresentam a associação de minerais composta por hornblenda + plagioclásio + quartzo ± granada + ilmenita + titanita + epidoto, caracterizando a fácies anfíbolito médio (Bucher & Frey 1994). As proporções modais entre os minerais são constantemente variadas, provavelmente em consequência das transformações químicas por que passaram essas rochas. O efeito mais marcante das reações envolvidas no processo de evolução dessas rochas é observado nas modificações composicionais sofridas pelas fases minerais constituintes. As variações dos minerais que compõem as assembléias não tiveram a mesma representatividade. A presença de hornblenda verde (Fe-hornblenda) e Ca-anfíbólio verde-azulado (Fe-tschermakita) em um mesmo grão, Ca-plagioclásio (núcleo), granada e ilmenita foi atribuída ao metamorfismo M_1 (progrado). Enquanto Na-plagioclásio (borda), titanita, biotita e epidoto foram considerados produtos do metamorfismo M_2 (retrógrado), mas ainda no campo PxT referente à fácies anfíbolito.

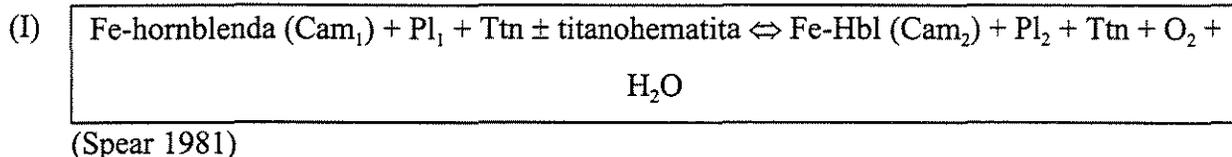
Em trabalhos experimentais, realizados por diversos autores em ocorrências naturais de anfíbolitos (Engel & Engel 1962, Binns 1965, Leake 1965, Cooper & Lovering 1970), os autores concluem que as composições das hornblendas mudam com o aumento do grau metamórfico. A variação composicional das hornblendas poderia ser então descrita a partir de quatro possíveis tendências (*trends*) representadas pelos termos: pargasita, Ti-tschermakita, Fe^{3+} -tschermakita e glaucofana, todas com caráter metamórfico progressivo.

As análises químicas dos Ca-anfíbólios dos metabasaltos permitiram a constatação de que a diferença de cores entre os núcleos e as bordas, observadas em um mesmo grão em lâminas delgadas, representam composições diferentes, sendo interpretada como textura de metamorfismo progrado. Os núcleos verdes constituem a fase mineral de grau mais baixo (Fe-hornblenda) e as bordas verde-azuladas contêm a fase mineral de grau mais elevado (Fe-tschermakita), caracterizando um metamorfismo progrado do núcleo para a borda (M_1) (Figura V.1.a, Cap.V.1).

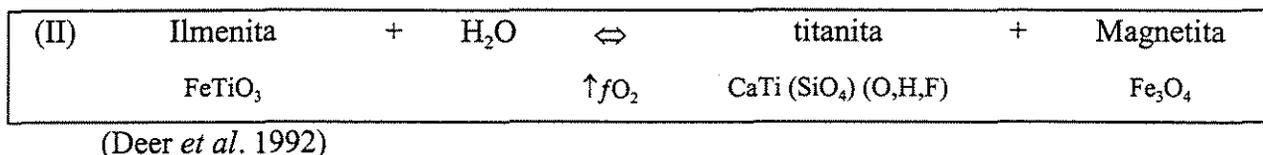
As rochas estudadas apresentam, portanto, uma tendência (*trend*) tschermakítica, dos núcleos para as bordas, indicada pela mudança composicional dos Ca-anfíbólios (Fe hornblenda \Rightarrow Fe-tschermakítica) (Reação I), e caracterizado pelas substituições de Si por Al no sítio *T* e, por compensação, de Al por Fe e Mg no sítio *C* ($Mg/Fe, Si \rightarrow AlAl$) (Figura VI.1.1). De acordo com

as transformações que ocorrem em processos metamórficos progressivos, a diminuição de Si e o aumento de Al, Na, K e Ti nas estruturas dos Ca-anfibólios são atribuídos à elevação de temperatura, associada à desidratação das fases minerais presentes e/ou aparecimento de outras menos hidratadas, e diminuição da fO_2 (fugacidade do oxigênio), caracterizando um processo progrado. No entanto, a composição das hornblendas metamórficas inicialmente formadas é controlada principalmente pela composição da rocha, seguida pelos fatores descritos acima.

Na transformação dos Ca-anfibólios (Fe-hornblenda \Rightarrow Fe-tschermakita), relacionada ao metamorfismo M_1 , ocorre um aumento da concentração de titânio contido na estrutura do Ca-anfibólio com o aumento da temperatura, e este Ti consumido pode ser proveniente das fases minerais titaníferas consumidas (Leake 1965). No caso dos metabasaltos em discussão, esta fase mineral é a titanita, posteriormente desaparece, dando lugar à ilmenita. No entanto, nos metabasaltos, a ilmenita encontra-se parcial ou totalmente substituída por titanita retrógrada (M_{2a}). Esta última reação é favorecida pela queda de temperatura, no entanto, a formação da titanita a partir da ilmenita pode ocorrer a temperaturas constantes em condições de fO_2 mais elevadas. A reação I representa esquematicamente o consumo de titanita (M_1) associado à transformação dos Ca-anfibólios, e a reação II representa o consumo de ilmenita, com formação de titanita retrógrada (M_{2a}).



Na reação acima (Reação I), o Ca-anfibólio₂ (Cam_2) é mais rico em Fe e Ti, em relação ao Ca-anfibólio₁, (Cam_1) e o plagioclásio₂ (Pl_2) é mais sódico em relação ao plagioclásio₁ (Pl_1).



As transformações nas composições dos minerais, seguidas em segundo plano por algumas modificações nas fases minerais constituintes, marcam a diminuição do grau

metamórfico dentro dos limites da fácies anfibolito (M_{2a}). As feições e texturas petrográficas que caracterizam o metamorfismo M_{2a} , descritas no capítulo V, são representadas pela mudança composicional dos plagioclásios, que resulta no aparecimento de albita (Pl sódico) em detrimento de oligoclásio/andesina (Pl cálcico) (andesina \Rightarrow albita); formação de minerais do grupo do epidoto (Ep_1), associada à descalcificação dos plagioclásios; substituição parcial dos Ca-anfibólios por grãos de biotita; aparecimento de titanita; e mudança de composição dos Ca-anfibólios.

As transformações nos plagioclásios geralmente ocorrem entre as fácies xisto-verde e anfibolito (400–525°C), e procedem correlacionadas às transformações dos anfibólios. Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam composições mescladas entre andesina e oligoclásio, não sendo possível, no entanto, a determinação das composições dos núcleo e das borda separadamente com precisão. Os novos grãos de granulação fina compõem a matriz atual da rocha e apresentam composição de albita, refletindo a perda de Ca, através das trocas $Ca \rightarrow Na$, com a evolução do retrometamorfismo (M_{2a}), associados intimamente aos minerais do grupo do epidoto, formados a partir da descalcificação dos plagioclásios (Pl_2) (Figura V.1.b, Cap.V.1).

A presença em baixas porcentagens de minerais do grupo do epidoto não implica em retrometamorfismo dos anfibólitos no campo da fácies xisto-verde, mas reforça as evidências de retrometamorfismo dessas rochas para um grau metamórfico mais baixo, ainda inserido no campo da fácies anfibolito. A presença rara de clorita, mas em quantidades por vezes expressivas em algumas rochas, poderia ser considerada como indício de retrometamorfismo M_{2a} para xisto-verde, mas, devido à pequena amostragem em que foi registrada, não há dados suficientes para esclarecer se trata-se de uma ocorrência restrita, resultante de processos localizados, ou se constitui parte de uma assembléia mineral da fácies xisto-verde nos metabasaltos.

Em função da transformação nos grãos de Ca-anfibólios dos núcleos para as bordas, com maior consumo de titânio nas bordas, as inclusões de minerais opacos se localizam preferencialmente no núcleo desses grãos. As titanitas ocorrem como numerosas inclusões em alguns grãos de Ca-anfibólios e na matriz como grãos isolados. As titanitas são produto de retrometamorfismo a partir das ilmenitas, concentrando-se em volta dos grãos deste mineral, consumindo-os parcial ou totalmente (Reação II) (Fotografia 6, Cap.V.1). Esta textura entre a ilmenita e a titanita é interpretada como indicativa de retrometamorfismo devido à queda de temperatura envolvida nesta transformação (Spear 1981). A presença de titanita, segundo Laird

(1977, *apud* Spear 1981), é mais comum em anfibolitos de baixo grau, enquanto ilmenita, rutilo ou hematita são fases minerais comuns em assembléias de graus metamórficos mais elevados. Spear (1981) sugere ainda que a presença de titanita seja utilizada como mineral índice da fácies anfibolito baixo, enquanto a ilmenita representaria condições de anfibolito alto. Os anfibolitos teriam, portanto, atingido a fácies anfibolito alto no evento metamórfico M_1 , de caráter progrado.

A substituição parcial de grãos de Ca-anfibólios por clorita e biotita, principalmente nas bordas de grãos previamente deformados (D_n), é, em parte, relacionadas à entrada de fluidos aquosos, possivelmente associados a intrusões graníticas, que, além da cloritização, promoveram processos de turmalinização e formação de veio de quartzo. As características do metamorfismo M_{2a} , implícitas nas transformações e substituições descritas, inferem um caráter dinâmico a esse evento, tendo como principais características a geração de grãos de anfibólio e de biotita estirados pela deformação associada a zonas de cisalhamento.

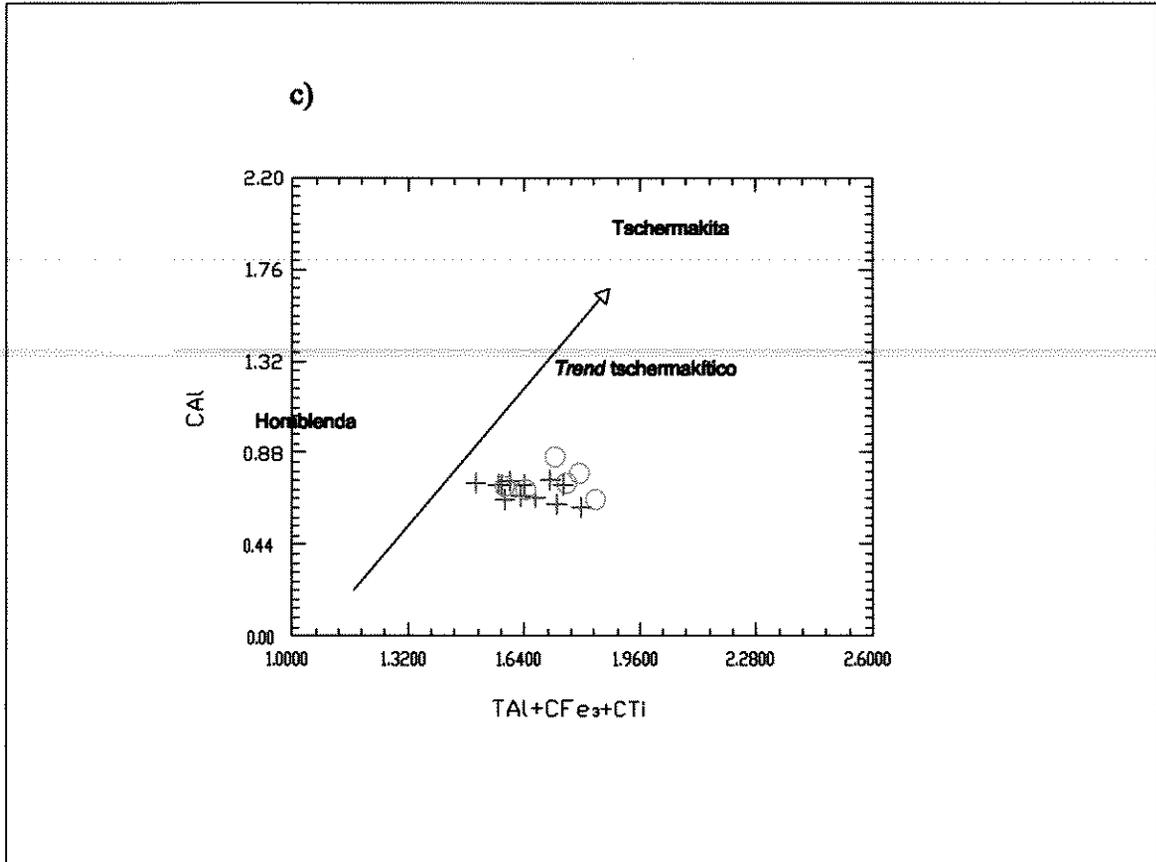
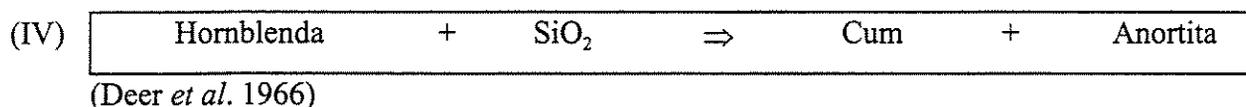
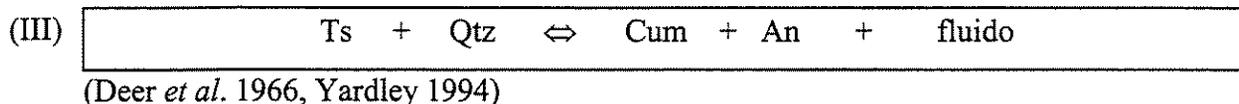


Figura VI.1- Diagrama de tendências composicionais de anfibólios.
Bordas (○) e núcleos (+) dos grãos. Análises em amostras de anfibólitos (metabasaltos).

O aparecimento da cummingtonita

O anfibólio cummingtonita está presente nos metabasaltos sob duas formas: como lamelas de exsolução em Ca-anfibólios e como grãos individualizados na matriz da rocha. A presença deste Fe/Mg-anfibólio indica, inicialmente, uma composição suficientemente magnesianas da rocha em que ocorre e adequada para sua formação, associada a condições de temperatura e pressão também adequadas. A coexistência de cummingtonita e Ca-anfibólio, em grãos individualizados na mesma rocha, implica em temperaturas moderadas a elevadas, e em duas possibilidades para a formação de cummingtonita. Na primeira, a cummingtonita faria parte da assembléia metamórfica “original” da rocha (Hbl-Cum-Pl₁), sendo sua presença função da composição da rocha. Em uma segunda hipótese, a cummingtonita seria formada devido a variações nas condições de temperatura e pressão, somada à composição química adequada. Em metabasitos de baixas pressões, são poucas as substituições de Fe e Mg por Al nos sítios octaédricos da hornblenda, favorecendo as composições ferro-magnesianas (Deer *et al.* 1992, Yardley 1994). Conseqüentemente, a fase alternativa em que o Al pode ocorrer é o plagioclásio, promovendo seu crescimento em pressões baixas, com proporção de plagioclásio maior em relação a condições de pressões mais elevadas. O Ca disponível, em metamorfismo de baixa pressão, torna-se, então, insuficiente para combinar com Mg e Fe e formar hornblenda, favorecendo, em seu lugar, a formação de algum anfibólio Mg-Fe. No caso dos metabasaltos este anfibólio é a cummingtonita (Reações progradadas III e IV).

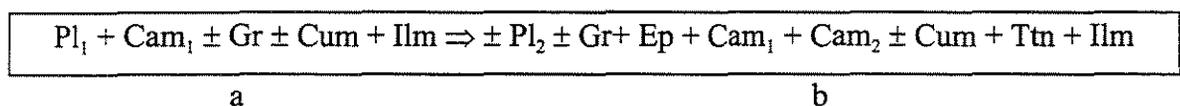


A coexistência dos dois tipos composicionais de anfibólios, cristalizados concomitantemente em temperaturas moderadas a elevadas, sob a forma de lamelas de exsolução de cummingtonita em Ca-anfibólios, representa uma solução sólida restrita não contínua entre as composições cummingtonítica e hornblendítica (Robinson *et al.* 1982). A relação direta do incremento da temperatura com a entrada de Mg-Fe no sítio C dos anfibólios (solução sólida) é

inferida por analogia à coexistência de piroxênios cálcicos e magnesianos (Evans 1982). Em temperaturas mais baixas, decresce a solubilidade mútua entre os anfibólios e há formação das lamelas de exsolução de composição cummingtonítica no Ca-anfibólio. As lamelas refletem, portanto, condições de resfriamento gradual, que favorecem as composições ricas em Ca e Mg em detrimento das ferro-magnesianas, devido às trocas catiônicas envolvidas no processo, possibilitando sua ocorrência em estado sólido. A cummingtonita é ausente em rochas metamorfisadas em graus mais baixos, cujo anfibólio estável é a Al-hornblenda. A cristalização de cummingtonita é então acompanhada pela formação de uma hornblenda menos aluminosa, no caso dos metabasaltos a Fe-hornblenda, e Ca-plagioclásio, que incorpora parte do Al liberado na transformação dos Ca-anfibólios (Deer *et al.* 1992). A formação de grãos de cummingtonita é, então, relacionada ao metamorfismo M_1 , progrado, em condições de baixa pressão, enquanto sua presença como lamelas de exsolução nos Ca-anfibólios, é relacionada ao metamorfismo M_2 , de caráter retrógrado, em condições de queda de temperatura e pressão.

Portanto, a presença de cummingtonita, assim como a determinação da forma de ocorrência (lamelas de exsolução ou grãos individualizados), depende primordialmente de uma composição adequada da rocha a sua formação. Os parâmetros temperatura e pressão também estão envolvidos e podem ser fundamentais, somados à composição química compatível.

A evolução da assembléia mineral metamórfica “original” (a) para a atual (b) nos metabasaltos poderiam ser simplificadas da seguinte forma:



Onde: Pl_1 é mais cálcico em relação a Pl_2 , e Cam_1 é mais rico em Fe e Ti em relação a Cam_2 .

Deformação

Nos metabasaltos, o metamorfismo M_1 , responsável pela formação dos primeiros minerais metamórficos que substituem os minerais ígneos originais, está associado à fase deformacional D_n , representada nos anfibolitos pela formação de um bandamento composicional constituído por bandas mais ricas em anfibólio e outras ricas em plagioclásio-quartzo alternadas e foliação. Localmente, essas estruturas são acompanhadas por veios concordantes de composição tonalítica.

A fase deformacional D_{n+1} , correspondente à formação de uma foliação marcante e transposição do bandamento anterior, está presente de forma diferenciada, com intensidades variadas, refletindo sua ação heterogênea na área. Esta fase deformacional, de caráter dúctil, é responsável pela estruturação NE-SW das rochas máficas e ultramáficas, reconhecida regionalmente (Pires 1977, Trouw *et al.* 1986, Ribeiro *et al.* 1998, Cherman 1999). Esta foliação principal das rochas da área estudada tem direções de mergulho entre 135° e 190° , com mergulhos variando entre 40° e 90° .

À deformação D_{n+1} está associada a formação de novos grãos de Ca-anfibólio sin- D_{n+1} , alongados, estirados, de granulação mais fina, em contraste com grãos mais resistentes que mostram-se orientados, oblíquos à direção de foliação da rocha (Fotografia 10, Cap.V.1). Em algumas rochas deformadas intensamente, os antigos grãos de plagioclásio de granulação média sofrem recristalização em diminutos grãos, formando bolsões que são contornados pelos novos grãos de Ca-anfibólios. Os efeitos dessa deformação nos grãos de plagioclásio são a recristalização dos grãos, arranjo em mosaicos, extinção ondulante, geminação polissintética em cunha e descontínua (Fotografia 5, Cap.V.1). O quartzo também apresenta feições de deformação semelhantes, como o arranjo em mosaicos, cujos grãos são equigranulares, poligonizados, e apresentam extinção ondulante e por bandas (Fotografia 3, Cap.V.1).

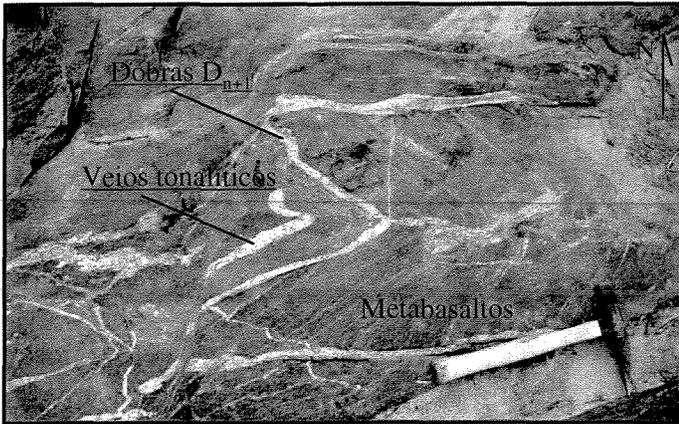
A NW da área mapeada (Fazenda do Rocha), área alvo de desenvolvimento de Dissertação de Mestrado do geólogo F.Couto (UFRJ) e de Tese de Doutorado da geóloga C.Toledo (UNICAMP), afloram metabasaltos em contato com rochas graníticas, onde observa-se o efeito da deformação D_{n+1} em dobras fechadas, com planos axiais mergulhando para 130° - 180° (Fotografia 52). Lineações minerais nos metabasaltos são também efeitos desta fase de deformação.

Em escala microscópica, a deformação D_{n+1} promoveu a formação de bandas de deformação (*kink bands*) em grãos de biotita nos metabasaltos.

A fase deformacional D_{n+2} teve menor intensidade em relação à fase D_{n+1} , e promoveu a formação de uma clivagem de crenulação, que se encontra em estágio inicial, com formação de epidoto (Ep_2) e abertura de fraturas rúpteis nas clivagens.

Esta fase também promoveu falhamentos nas rochas máficas e ultramáficas do *greenstone* e nas rochas graníticas intrusivas, que podem ser observados na Fazenda do Rocha (Fotografia 53).

PRANCHA 12



Fotografia 52



Fotografia 53

Fotografia 52 - Afloramento de metabasaltos em contato com rochas graníticas. Os metabasaltos e os veios tonalíticos presentes encontram-se dobrados pela fase deformacional D_{n+1} . Dobras com planos axiais mergulhando para sudeste (Fazenda do Rocha).

Fotografia 53 - No mesmo afloramento da fotografia 52, observam-se falhas da fase deformacional D_{n+2} . As falhas afetaram os metabasaltos, as rochas ultramáficas, os veios tonalíticos e as rochas graníticas.

VI.2. METAMORFISMO DAS ROCHAS VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS

VI.2.1. Metakomatiitos - Fazenda Chapadinha e Fazenda Lagoa

As rochas ultramáficas metakomatiíticas da faixa greenstone encontram-se na transição entre as fácies metamórficas anfíbolito e xisto-verde, marcada pelo aparecimento de serpentina na assembléia mineral Ca-anfíbólio + clorita + serpentina, presente nessas rochas (Jolly 1982).

Os dois tipos de processos citados, transformações composicionais e substituições, desempenham papel de importância equilibrada, predominando um ou outro em cada litotipo. Um exemplo da variação nos constituintes minerais das assembléias é a presença da serpentina, ora compondo em torno de 20% do volume da rocha, ora perfazendo mais de 90% da rocha, onde outros minerais não se fazem presentes.

Os Ca-anfíbólios predominantes são a tremolita (Faz. Chapadinha) e a actinolita (Faz. Lagoa), porém Ca-anfíbólios de composições mais aluminosas (Mg-hornblenda) também ocorrem em proporções menores nos metakomatiitos das Fazenda Chapadinha.

A principal diferença entre as composições das fases minerais das rochas metakomatiíticas da Fazenda Chapadinha e da Fazenda Lagoa encontra-se nas composições dos Ca-anfíbólios. Nas rochas metakomatiíticas da Fazenda Chapadinha, as modificações na composição dos minerais que se destacam envolvem os Ca-anfíbólios e as cloritas, enquanto nas rochas da Fazenda Lagoa, não foram identificadas evidências de transformações composicionais nos Ca-anfíbólios, apenas nas cloritas.

A assembléia Mg-hornblenda/tremolita - chl₁, é atribuída ao metamorfismo M₁, a partir da assembléia ígnea original da rocha Cpx-olivina. Os registros das fases minerais originais foram completamente apagados, restando apenas a associação mineral metamórfica resultante. Desta forma, o aparecimento de Mg-hornblenda (Fazenda Chapadinha) e de tremolita (Fazenda Lagoa) nos metakomatiitos, e a formação de uma primeira geração de clorita (chl₁) são atribuídos ao evento metamórfico M₁. As cloritas (Chl₁) são ricas em Al e possuem baixos teores de magnésio. O processo de enriquecimento em Al nas cloritas ocorreu durante a evolução do metamorfismo progrado M₁. Essas cloritas ocorrem em palhetas com cor de birrefringência em tons de cinza, coexistentes com Ca-anfíbólios na textura *spinifex* em placas, no caso dos metakomatiitos da Fazenda Chapadinha, e associadas a minerais opacos. As palhetas encontram-se deformadas e com formação de *kink bands* em alguns grãos (Fotografia 20, Cap.V.2.1).

Nas rochas da Fazenda Chapadinha, a transformação composicional dos Ca-anfibólios é identificada em grãos que apresentam nos núcleos composições de Mg-hornblenda e nas bordas composições tremolíticas. A estabilidade de ambos Ca-anfibólios em temperaturas elevadas dificulta a interpretação quanto à evolução metamórfica que os envolve, em relação a qual fase mineral sucede a outra. Com base na relação centro/borda observada nos grãos, é inferido que o Ca-anfibólio de grau metamórfico supostamente mais baixo seja a Mg-hornblenda, porfiroblástica, e também como grãos longos atravessados em relação à textura *spinifex*, encontrada em proporções bem menores em relação ao anfibólio de grau metamórfico mais elevado e de composição tremolítica (Figura V.2.a, Cap.V.2.1). Nos metakomatiitos da Fazenda Lagoa a fase mineral estável é a actinolita, podendo ter sido também estável em condições de metamorfismo mais elevado. As principais trocas catiônicas envolvidas na transformação química nas composições dos Ca-anfibólios (Mg-Hbl \Rightarrow tremolita/actinolita) são AlAl \rightarrow SiMg, nos sítios *T* e *C*, e Na \rightarrow Ca, no sítio *A*, somada à liberação de Ti (Figura V.3.a, Cap.V.2.2). A transformação composicional acima caracteriza uma reação retrometamórfica, cuja formação de Mg-Hbl/actinolita é favorecida pelo aumento da fO_2 . Isto ocorre, supostamente, de forma análoga ao que ocorre em rochas máficas básicas, onde a formação de minerais opacos é promovida pela liberação de Ti (\Rightarrow ilmenita) e Fe^{3+} (\Rightarrow magnetita) no retrometamorfismo dos anfibólios.

A formação da serpentina presente nessas rochas é relacionada às fases metamórficas M_{2a} (Srp₁) e M_{2b} (Srp₂). Os minerais opacos alinhados, formam trilhos que marcam a geometria da textura *spinifex* (Fotografia 20, Cap.V.2.1) Os minerais opacos (magnetita, martita e ilmenita), somados ao epidoto, constituem produtos secundários da transformação dos Ca-anfibólios.

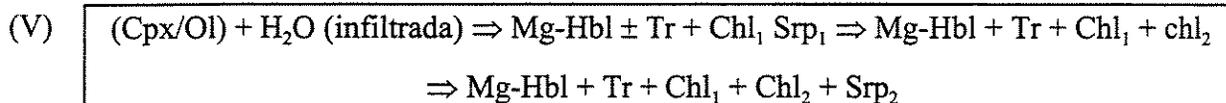
A segunda geração de clorita (chl₂), também identificada em ambas as ocorrências, substitui os Ca-anfibólios (tremolita), apresenta composição magnesiânica e baixos teores de alumínio (Figuras V.2.b, Cap.V.2.1 e V.3.b, Cap.V.2.2), refletindo condições de temperatura e pressão mais baixas, e conseqüente aumento da taxa de trocas catiônicas Al \rightarrow Mg, e diminuição do Al liberado nas mudanças composicionais dos Ca-anfibólios. A clorita (Chl₂) ocorre como porfiroblastos atravessados em relação à textura *spinifex*, e como diminutos grãos associados à Chl₁, com formas anedrais e birrefringência anômala azulada, concentrando-se nas porções serpentinizadas. A transformação composicional dos Ca-anfibólios, assim como a segunda geração de clorita, são atribuídas ao metamorfismo M_2 .

A serpentinização tardia (Srp₂) desenvolve-se, preferencialmente, ao longo de veios, através da substituição do Ca-anfibólio e da segunda geração de clorita. A serpentinização (Srp₂) está relacionada a estágios tardios da evolução tectono-metamórfica das rochas ultramáficas, e associada a zonas de cisalhamento dúcteis de fácies xisto-verde, sob condições de altas taxas de fluidos percolantes. A variação da temperatura e a atividade de sílica desses fluidos representam o principal controle da sequência de substituições minerais identificadas.

Os serpentinitos maciços e homogêneos, intercalados concordantemente com os demais metakomatiitos, podem não representar níveis peridotíticos da sucessão original, mas sim domínios de lavas komatiíticas serpentinizadas durante o cisalhamento tardio (Szabó *et al.* 1999).

O talco está presente em algumas rochas de ambas as ocorrências de metakomatiitos, refletindo o alto teor magnesiano das rochas ultramáficas. Este mineral pode ocorrer como finas palhetas ou intersticialmente. Seu aparecimento está relacionado ao metamorfismo M_{2b}. Os fatores preponderantes na determinação do aparecimento localizado de talco em quantidades mais expressivas em relação à serpentina são o incremento de SiO₂, seguido pela presença de zonas de cisalhamento. A coexistência de serpentina e talco em algumas rochas é atribuída, em parte, à substituição do primeiro pelo segundo, tendo como subprodutos carbonato e H₂O. As prováveis condições de baixa *f*O₂ na mudança de composição dos Ca-anfibólios, favorecem a liberação de água e conseqüente formação de serpentina em detrimento de talco. O processo de calcificação, associado ao cisalhamento, se sobrepõem às demais fases minerais, estruturas e texturas da rocha.

De forma esquemática extremamente simplificada, a evolução metamórfica dos metakomatiitos pode ser demonstrada pelo conjunto de reações (V):



obs: os minerais entre parênteses representam fases minerais que foram completamente substituídas

Com base nos estudos realizados por Jolly (1982) sobre os aspectos do metamorfismo progressivo nas rochas ultramáficas da área do Abitibi, Canadá, o autor ressalta que as rochas komatiíticas que apresentam razão Mg/Mg+Si inferiores a 52% formariam clorita à exclusão de talco, em função dos teores elevados de Al₂O₃ nessas rochas, implicando em consumo de todo o

MgO excedente na produção de clorita, em detrimento de talco. As rochas komatiíticas da região de Itutinga-Nazareno analisadas quimicamente encontram-se no grupo com razões Mg/Mg+Si inferiores a 52%, apresentando valores em torno de 46%, e confirmam as conclusões daquele autor quanto às tendências de formação de minerais nesse conjunto de rochas, apresentando quantidades mais representativas de clorita em relação a talco.

Segundo Yardley (1994), em *pods* ultrabásicos alojados ao longo de zonas de cisalhamento em rochas silicosas, em cinturões orogênicos, ocorre a recristalização para rochas monominerálicas, constituídas de talco. No entanto, a diminuição da quantidade de água no sistema diminui a mobilidade do CaO, promovendo a formação de talco e tremolita nessas rochas. Este processo pode ter sido responsável pela presença, localizada, mais marcante de um ou outro mineral nas rochas komatiíticas da Fazenda Lagoa.

Deformação

O padrão estrutural das ocorrências de rochas ultramáficas é definido por uma foliação principal sinuosa, envolvendo núcleos lenticulares maciços. Os serpentinitos e xistos desenvolvem-se ao longo de zonas de cisalhamento de dimensões variáveis alojadas sobre a foliação, concordantes a elas. O tipo de cisalhamento pode ser classificado como dúctil e heterogêneo. A foliação principal tem direção de mergulho SE-SE/E, e ângulo de mergulho variando desde 45°, na rochas da Fazenda Chapadinha, até 75°, nas rochas da Fazenda Lagoa. As duas direções que compõem o padrão anastomosado apresentam diferenças de até algumas dezenas de graus em seus mergulhos (Fotografias 17 e 18, Cap. V.2.1). Nos núcleos dessa foliação, menos afetados pela deformação/cisalhamento, são encontradas texturas *spinifex* pseudomorfisadas preservadas nos metakomatiitos da Fazenda Chapadinha (Fotografia 16, Cap. V.2.1).

As ocorrências de rochas ultramáficas constituem, portanto, lentes de dimensões de centenas de metros intensamente deformadas, estiradas, envoltas por domínios de zonas de cisalhamento.

A deformação D_n nas rochas metakomatiíticas promoveu a ondulação nas texturas *spinifex* e formação de xistosidade, semelhante ao que é observado nos metabasaltos.

A fase D_{n+1} é responsável pela formação de Ca-anfibólios de hábito prismático longo, que cortam a textura *spinifex*, sobrepondo-a. À esta fase deformacional também é associada a formação de serpentina (Srp_1) e clorita (Chl_2).

A relação mais marcante entre as modificações nas fases minerais constituintes das assembléias e a deformação é a formação de serpentina (M_{2b}), concordante com a direção de fluxo, durante a deformação D_{n+2} . A formação de bandas de deformação (*kink bands*) em porfiroblastos de clorita (Chl_2), a formação de clivagem de crenulação nos metakomatiitos da Fazenda Lagoa, e a formação de talco (M_{2b}) nas rochas ultramáficas está intimamente relacionada à deformação D_{n+2} .

Os serpentinitos e talco xistos, associados aos metakomatiitos, estão sempre relacionados às zonas de cisalhamento tardias e aos fluxos de fluidos localizados.

As relações entre as feições de cisalhamento e as transformações mineralógicas associadas indicam a seguinte evolução metamórfica e deformacional:

- desenvolvimento de uma associação mineral metamórfica (Cpx/olivina \Rightarrow) Ca-anfibólio-(olivina \Rightarrow) clorita (1ª geração) (D_n), continuamente deformada e reorganizada (D_{n+1}), sob condições de cisalhamento dúctil, de fácies anfibolito (M_{2a}).
- sobre esta matriz original, desenvolvimento de novos grãos de Ca-anfibólio (Tr/Act- M_2) (D_{n+1}), discordante à textura *spinifex*. Desenvolvimento de porfiroblastos de clorita (Chl_2) (D_{n+1}).
- reativação do cisalhamento, com desenvolvimento de serpentina (2ª geração) (M_{2b}). A serpentina passa a substituir a clorita nas fraturas (D_{n+2}).
- possível evolução dos minerais opacos - pirita (\pm calcopirita) \Rightarrow pirrotita \Rightarrow magnetita (\Rightarrow hematita), sugerindo condições cada vez mais oxidantes.

VI.2.2. Xistos Ultramáficos Indivisos

Com base, principalmente, nas associações minerais observadas nos xistos ultramáficos, são inferidos komatiitos, peridotitos como possíveis protólitos para essas rochas. No entanto, a hipótese de dunitos como protólitos não é descartada. A granulação fina observada sugere derrames vulcânicos de composição komatiítica para os xistos ultramáficos indivisos.

A mineralogia presente nos xistos ultramáficos, constituída de talco + clorita ± tremolita ± serpentina (lizardita, antigorita), segundo Jolly (1982), posiciona essas rochas nas condições de T e P da fácies xisto-verde. No entanto, de acordo com estudos experimentais do metamorfismo progressivo de rochas ultramáficas, a associação tremolita + clorita se mantém estável até fácies anfíbolito alto (Evans 1982), logo seria incorreto concluir que a associação tremolita + clorita é necessariamente indicativa de fácies xisto-verde em rochas ultramáficas.

As prováveis transformações ocorridas nas rochas komatiíticas, que resultaram nas assembléias atuais, partiram de associações minerais da fácies anfíbolito baixo, provavelmente contendo olivina e Cpx.

A formação de Al-clorita constitui a única evidência do metamorfismo M_1 nos xistos ultramáficos. Os registros de associações minerais metamórficas dos eventos metamórficos M_{2a} e M_{2b} , são -a formação de Mg-clorita e de serpentina/talco, respectivamente. No entanto, os xistos ultramáficos apresentam-se bastante deformados/cisalhados, dificultando a observação das prováveis transformações ocorridas.

As diferenças nas assembléias minerais observadas e, conseqüentemente, nos graus metamórficos, entre as rochas komatiíticas e os xistos ultramáficos são interpretadas como resultantes da forte influência de zonas de cisalhamento e maior deformação dos xistos em relação aos metakomatiitos. Esta interpretação é reforçada pelo fato de os xistos se localizarem nas bordas da faixa *greenstone*, próximos aos contatos com as rochas graníticas e que constituem locais de maior deformação, ou na periferia de lentes sigmoidais de cisalhamento (escalas hectométricas), observadas no interior da faixa.

A presença constante de talco nessas rochas implica, além da presença das zonas de cisalhamento, em aporte de SiO_2 suficiente para sua formação. Enquanto a presença de serpentina, em algumas rochas, indica quantidades mais abundantes de H_2O .

O desenvolvimento dos serpentinitos, por substituição ou metassomatismo, ocorreu nos estágios tardios da evolução tectono-metamórfica, associado a zonas de cisalhamento dúcteis de

fácies xisto-verde, sob condições de altas taxas de fluxo de fluidos percolantes. As variações de temperatura e da atividade de sílica destes fluidos representam, portanto, o principal controle da sequência de substituições de minerais e associações minerais observadas nas rochas komatiíticas.

Deformação

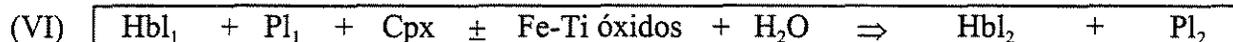
Os registros das fases deformacionais no litotipo dos xistos ultramáficos se restringem à xistosidade D_{n+1} bem marcada, formada pelos grãos de Ca-anfibólio e clorita, e uma clivagem de crenulação incipiente D_{n+2} (Fotografia 25, Cap.V.2.3).

VI.3. METAMORFISMO DAS ROCHAS PLUTÔNICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

VI.3.1. Metagabros e metapiroxenitos

A associação mineral exibida pelas rochas de composição gabróica, composta por hornblenda + actinolita + plagioclásio (Ca \Rightarrow Na) + quartzo \pm granada \pm clorita \pm epidoto, implica em condições de temperatura e pressão intermediárias entre as fácies anfibolito e xisto-verde, e são associadas aos eventos metamórficos M_{2a} e M_{2b} . De forma similar ao que ocorre nos metabasaltos, as mudanças composicionais nos minerais nos metagabros e metapiroxenitos desempenham papel fundamental no entendimento da evolução metamórfica dessas rochas, na medida em que as variações das fases minerais constituintes das assembléias são mínimas. As variações nas proporções, entre os minerais, encontradas no conjunto de amostras são, provavelmente, devido a concentrações localizadas de certos minerais, não necessariamente reflexo de variações na composição inicial do magma.

O aparecimento de hornblenda, substituindo o Cpx ígneo, é atribuído ao metamorfismo M_1 , e poderia ser esquematicamente simplificado pela reação VI.

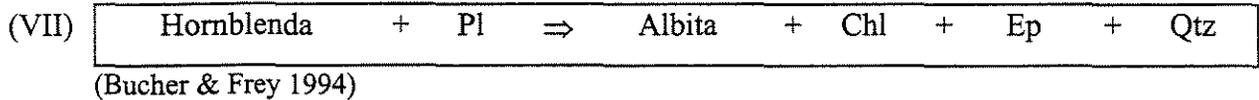


Onde, Hbl_1 é mais rica em Ti e mais pargasítica em relação a Hbl_2 , e Pl_1 é mais anortítico em relação a Pl_2 .
(Evans 1982)

As mudanças nos campos das fácies anfibolito e xisto-verde são marcadamente contínuas. As reações contínuas resultam de modificações químicas dos anfibólios (Yardley 1994), representadas pela coexistência de mais de uma composição de Ca-anfibólio em um mesmo grão. A transição das fácies anfibolito/xisto-verde nas rochas máficas gabróicas é marcada pela associação hornblenda-actinolita, pelo aparecimento de plagioclásio sódico em detrimento do plagioclásio cálcico, decréscimo de granada, quando ainda presente, e aumento na quantidade de clorita-epidoto, caracterizando o metamorfismo M_{2a} . A formação de epidoto (Ep_2) é relacionada ao metamorfismo M_{2b} .

Os processos ocorridos na transição entre as fácies metamórficas envolvem modificações nas composições das fases minerais, como no caso dos Ca-anfibólios e plagioclásios, e também modificações nos constituintes das assembléias, representadas pela formação de epidoto ($\text{Ep}_1 +$

Ep₂) e consumo de água, simplificada. A reação VII, originalmente utilizada para processos progradados, foi adaptada com a finalidade de demonstrar, de forma simplificada, o aparecimento de actinolita, epidoto₁, clorita e albita, na transição entre as fácies anfíbolito e xisto-verde.



Nos Ca-anfíbólios dos metagabros, o processo retrometamórfico nos anfíbólios entre as fácies é marcado pela transformação composicional de Mg-hornblenda (verde a verde-claro) fácies anfíbolito, por actinolita (verde-claro a incolor) fácies xisto-verde (Figura V.4.a, Cap.V.3.1). Este processo, identificado dos núcleos para as bordas dos grãos (Mg-hornblenda ⇒ actinolita), é caracterizado pelas trocas catiónicas AlAl → SiMg e Ca → Na, e pela liberação de titânio. A reação que produz a associação hornblenda-actinolita ocorre na zona de transição entre as fácies anfíbolito e xisto-verde (Spear 1981). Os metapiroxenitos, as análises químicas de minerais indicaram uma tendência (*trend*) tschermakítica inversa (Figura VI.2.a e VI.2.b).

A cummingtonita ocorre nos metagabros apenas sob a forma de lamelas de exsolução nos Ca-anfíbólios, cujo processo de formação foi discutido no metamorfismo dos metabasaltos (Item VI.1).

O Ti liberado na transformação dos Ca-anfíbólios é consumido na formação de ilmenita, sendo incorporado em sua estrutura. Em outra reação retrometamórfica, a ilmenita é parcial ou totalmente substituída por titanita, como também ocorre nos metabasaltos. Apesar de não terem sido realizadas análises de microsonda em cloritas dos metagabros, a composição esperada seria de Mg-cloritas, associada à mudança composicional dos Ca-anfíbólios (Mg-Hbl ⇒ Act), e relacionada ao metamorfismo M_{2a}.

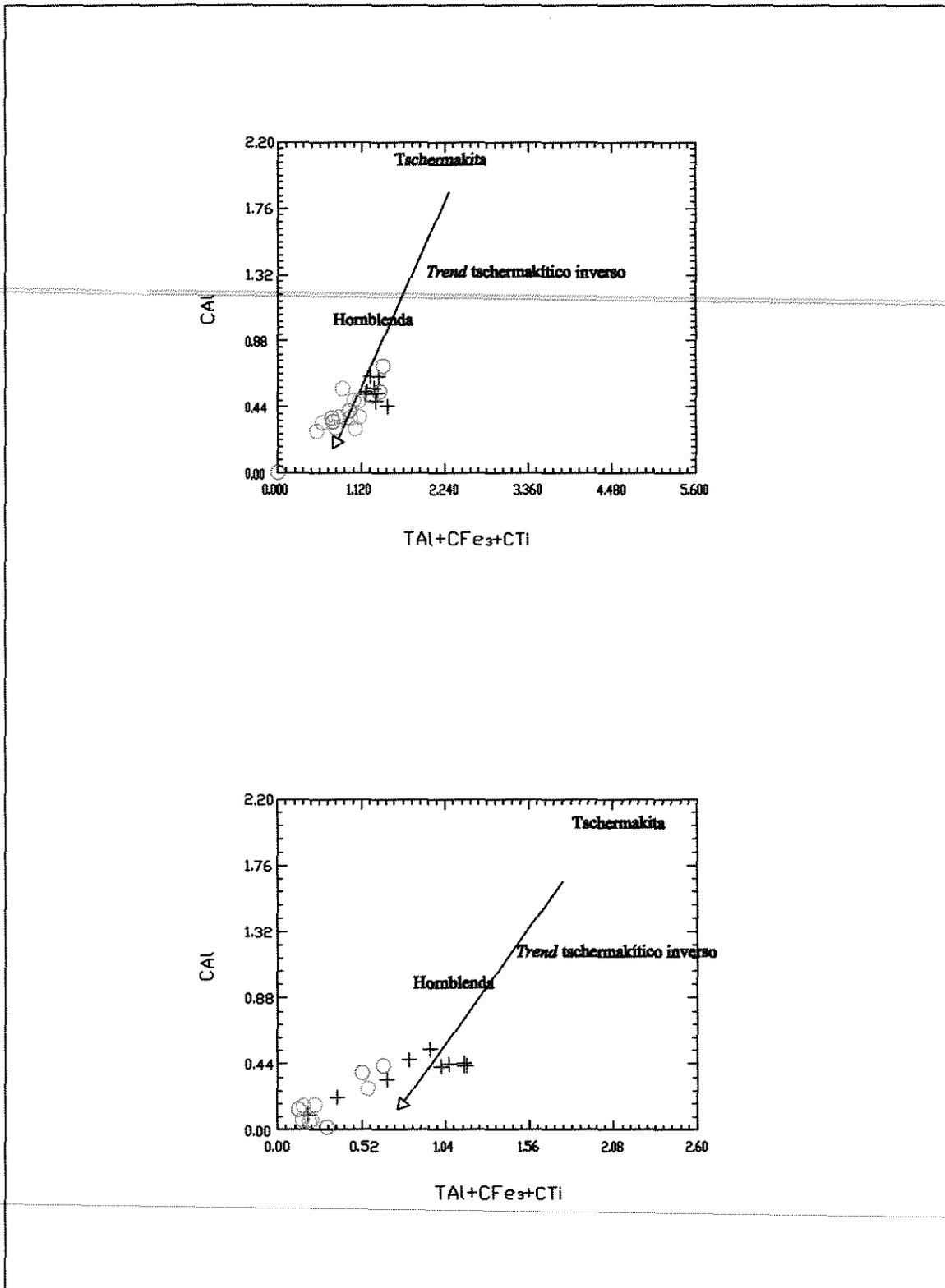


Figura VI.2 - Diagramas de tendências composicionais de anfibólios. Bordas incolores (○), bordas verdes (◌) e núcleos (+) dos grãos. Análises em amostras de metapiroxenitos.

Nos plagioclásios, o retrometamorfismo M_{2b} resulta na descalcificação dos grãos de plagioclásio, que se tornam mais sódicos dos núcleos para as bordas, produzindo minerais do grupo do epidoto (Ep_2) nas bordas. As composições dos plagioclásios variam entre bytownita e labradorita (Figura V.4.b, Cap. V.3.1). A formação de epidoto (Ep_1) está associada ao retrometamorfismo dos Ca-anfibólios (M_{2a}), favorecida em relação aos demais minerais do grupo do epidoto em função da maior quantidade de Fe^{3+} e Al necessários a sua formação, e que são liberados na mudança de composição dos Ca-anfibólios, enquanto zoisitas e clinozoisitas ficam desfavorecidas devido à ausência de Fe^{3+} em suas estruturas. O epidoto constitui, portanto, a fase mineral que pode assimilar o Fe^{3+} liberado juntamente com o Al. O aparecimento de Ep_1 é atribuído ao metamorfismo M_{2a} , enquanto uma última geração de epidoto (Ep_2), em veios, seria resultante de processos hidrotermais e relacionados ao metamorfismo M_{2b} .

Deformação

A identificação de diversas texturas em rochas de um mesmo protólito reflete a ação diferenciada dos esforços durante o metamorfismo, resultando em desequilíbrio textural/mineral observado nos metagabros e em praticamente todos os litotipos da faixa *greenstone*.

A maioria das feições microscópicas deformacionais preservadas nos metagabros e metapiroxenitos são resultantes dos eventos deformacionais D_{n+1} , de maior intensidade, e D_{n+2} . Os porfiroclastos de Mg-hornblenda de granulação média, pseudomorfos de Cpx (pré D_{n+1}), defletem a foliação constituída pelos grãos de Ca-anfibólio (actinolita) (sin D_{n+1}), de granulação fina (Fotografia 46, Cap. V.3.1). Esta relação entre os Ca-anfibólios é melhor observada nos metagabros, enquanto que nos metapiroxenitos, as composições actinolíticas dos Ca-anfibólios são mais comuns nas bordas dos antigos grãos, preservando a textura cumulática do litotipo. O caráter dúctil da deformação D_{n+1} é refletido no tipo de deformação observada nos grãos de Ca-anfibólio, com microdobras de arrasto, em zonas de microcisalhamento dúctil, extinção ondulante, resultando na perda da clivagem nas bordas dos grãos (Fotografia 37, Cap. V.3.1), chegando quase a nuclear outros grãos finos de Ca-anfibólio. Os grãos de Ca-anfibólio nas zonas de cisalhamento apresentam bordas corroídas indicativas de deformação magmática, e de condições pré-dúcteis.

Nos grãos de plagioclásio, a deformação promoveu a recristalização dos grãos em mosaicos em junções tríplices (120°) de grãos poligonizados, indicando temperaturas elevadas

durante a deformação. Também estão presentes feições mais comuns como geminação polissintética descontínua e em cunha nos grãos de plagioclásio. Localmente, microzonas de cisalhamento promovem a diminuição brusca na granulação dos metagabros.

A partir da análise das rochas da faixa *greenstone* estudada, considera-se que essas rochas passaram por no mínimo dois eventos metamórficos M_1 , M_{2a} e M_{2b} . A fácies metamórfica de grau mais elevado foi, provavelmente, a fácies anfíbolito médio, indicada pela associação mineral metamórfica Hbl-Pl, que ainda se encontra preservada nos metabasaltos. As rochas dos demais litotipos preservam apenas assembléias minerais resultantes de M_1 e as feições metamórficas dos dois últimos eventos metamórficos de caráter retrógrado (metagabros-metapiroxenitos e rochas ultramáficas vulcânicas). Quanto à deformação, foram reconhecidas feições estruturais que puderam ser associadas às três fases deformacionais reconhecidas regionalmente D_n , D_{n+1} e D_{n+2} , que são associadas a M_1 e M_{2a} e M_{2b} , respectivamente. Na tabela VI.1. encontra-se, de forma bastante simplificada e resumida, a evolução metamórfica das rochas máficas e ultramáficas estudadas na área, representada pelas associações minerais que caracterizam cada uma das fases metamórficas. As rochas estudadas apresentam associações minerais instáveis, na medida em que diversos minerais mostram-se parcialmente substituídos por outros, alguns em agregados de granulação fina, perfazendo um número elevado de minerais em cada litotipo.

Tabela VI.1. - Evolução simplificada das principais assembleias minerais representantes dos eventos metamórficos M_1 , M_2 , M_{2b}) nas rochas máficas e ultramáficas da área estudada, e possível relação temporal com as fases de deformação (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}).

LITOTIPOS	M_1 (progrado) (D_n)	M_{2a} (retrógrado) (D_{n+1})	M_{2b} (retrógrado) (D_{n+2})
Anfibolitos (metabasaltos)	(Cpx \Rightarrow) Fe-Hbl (verde claro-escuro) \Rightarrow Fe-Tschermakita (verde-azulado) \pm Cum, Ca-plag, ilmenita	Cum, titanita, Na-pl, (clorita), (Ep ₁)	Ep ₂
Metagabros (Rio Grande)	(Cpx \Rightarrow) Mg-Hbl (verde-claro), Ca-plag, ilmenita	Act, Ca-pl, ilmenita, titanita, Ep ₁ , clorita	Ep ₂
Metapiroxenitos	(Cpx \Rightarrow) Mg-Hbl (verde claro), Ca-plag, ilmenita	Act, Na-plag, Ep ₁ , clorita, ilmenita, titanita	Ep ₂
Metakomatiitos	(Cpx \Rightarrow) Mg-Hbl (verde claro) (Olivina \Rightarrow) Al-clorita ₁	Tremolita/Actinolita, Mg-clorita ₂ , Al-lizardita	Srp ₂ , talco
XUM Indivisos	(Cpx \Rightarrow) tremolita (olivina \Rightarrow) Al-clorita ₁	Tremolita, Mg-clorita ₂ , (serpentina)	Srp ₂ , talco

INTRODUÇÃO

De acordo com os objetivos propostos, as análises químicas em rocha total foram realizadas em rochas máficas vulcânicas (anfíbolitos/metabasaltos), plutônicas (metagabros), e em rochas ultramáficas de origem vulcânica (metakomatiito e xisto ultramáfico). Em termos quantitativos, o enfoque das análises foi dado aos anfíbolitos (metabasaltos), enquanto que, no caso dos metakomatiitos, foi selecionada apenas uma amostra para fins classificatórios.

As análises trazem a possibilidade de confirmação da classificação determinada para essas rochas através das descrições petrográficas, assim como a visualização de grupos composicionais distintos, procurando reconhecer semelhanças ou diferenças entre as rochas que compõem as unidades de mapeamento e, eventualmente, determinar a possível afinidade em termos de ambiente tectônico de sua formação.

As composições químicas permitiram também a identificação de rochas menos modificadas, que tenham preservado o padrão geoquímico original (ígneo/komatiítico), e compará-las com outras rochas com padrões diversos, na tentativa de esclarecer a relação destes com processos metamórficos, deformacionais ou hidrotermais.

Em função do número reduzido de amostras analisadas, deve-se considerar que as análises geoquímicas em rocha total no presente trabalho funcionam como uma ferramenta auxiliar na tentativa de contribuir para o entendimento da interrelação dessas rochas. Desta forma, mecanismos de diferenciação por fracionamento, estabelecidos por diversos autores (Rollinson 1993, Arndt 1983b, Pearce 1987, entre outros), nem sempre aparecem claramente, mas apenas como sutis tendências de variação composicional. As interpretações colocadas no âmbito da geoquímica são sempre estruturadas nas descrições petrográficas realizadas anteriormente, não se destacando em momento algum destas. As análises químicas de minerais foram realizadas em amostras também selecionadas para a química de rocha total, com a finalidade de classificá-las com precisão, tendo em vista que a petrografia por si só tem suas limitações nesse contexto.

Os critérios para a seleção das amostras no campo foram baseados na representatividade, na homogeneidade e no grau de preservação destas, escolhendo aquelas que apresentassem o

mínimo indício de alteração intempérica. Esses critérios foram, em segunda estância, transportados para a análise das lâminas delgadas, destacando as amostras de maior interesse.

O grupo das rochas analisadas inclui seis anfibolitos (metabasaltos), incluindo dois xenólitos em rochas graníticas, cinco metagabros (Rio Grande, Fazenda São Jerônimo e porção NE da área), um metakomatiito da Fazenda Chapadinha, e um xisto ultramáfico (porção sudoeste da área), totalizando treze amostras. Os pontos das rochas amostradas para geoquímica de rocha total encontram-se localizados no Mapa de Pontos (ANEXO 2).

Entre os primeiros trabalhos de caráter geoquímico com o objetivo de tentar estabelecer critérios de correlação química entre magmas e os diversos ambientes tectônicos estão Pearce & Cann (1971, 1973). Os diagramas classificatórios e/ou discriminantes possibilitam a distinção entre magmas gerados em diferentes ambientes geotectônicos através da comparação de suas assinaturas químicas com as de rochas cujo ambiente de formação é conhecido.

Nesta pesquisa, foram analisados os elementos maiores, menores e traços das rochas selecionadas. Em função de todas as rochas sofrerem alteração hidrotermal ou metamorfismo e, conseqüentemente, mobilização dos elementos, torna-se de importância significativa a utilização desses elementos em estudos petrogenéticos. O grupo de elementos considerados móveis é constituído de Cs, Sr, K, Rb, Ba, e o grupo dos elementos imóveis é composto por Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta e P (Pearce 1983). De forma geral, os metais transicionais Mn, Zn e Cu tendem a ser móveis, especialmente a altas temperaturas, enquanto Co, Ni, V e Cr são imóveis (Rollinson 1993). Os elementos imóveis são estáveis sob condições de alteração hidrotermal e de fundo oceânico, e em graus metamórficos razoáveis (anfíbolito médio). Por esta razão, os diagramas discriminantes construídos com elementos imóveis, insensíveis a processos secundários, são mais adequados para a investigação dos prováveis protólitos das rochas estudadas. Os fatores que controlam a mobilidade dos elementos são a estabilidade e a composição dos minerais, a temperatura, e o volume da fase fluida, por esta razão, a mobilidade dos elementos é detectada através de mudanças composicionais nas rochas e das fases minerais, que são resultantes de processos metamórficos e hidrotermais. Os diagramas discriminantes podem ser utilizados como uma ferramenta a mais na sugestão de possíveis filiações e afinidades químicas das rochas em relação aos ambientes tectônicos de formação destas.

Os principais fatores determinantes no sucesso da utilização dos diagramas são: o número de amostras analisadas, o grau de sobreposição dos campos propostos, os efeitos da mobilidade dos elementos na utilidade dos diagramas, e os intervalos representados pelos ambientes tectônicos (Rollinson 1993).

Na área estudada, o metamorfismo regional em fácies anfíbolito/xisto-verde e algum metassomatismo ocasionado pelas intrusões graníticas são os principais processos que possam vir a influenciar a variação dos elementos analisados.

Elementos maiores

O diagrama TAS $((\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2)$ (Irvine & Baragar 1971) (Figura VII.1) é utilizado para a classificação de rochas, e divide as rochas entre ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas, com base no conteúdo de sílica, e discrimina as rochas vulcânicas e plutônicas entre as séries subalcalina e alcalina. Apesar de originalmente aplicado para rochas vulcânicas, no presente trabalho, as rochas plutônicas também encontram-se plotadas neste diagrama. As amostras de rochas vulcânicas e plutônicas analisadas plotam no campo da série de rochas subalcalinas. A amostra de metakomatiito plota no intervalo de SiO_2 referente a rochas ultrabásicas, os metabasaltos e metagabros foram classificados como rochas básicas e a amostra de xisto ultramáfico plota no intervalo de rochas intermediárias quanto ao teor de sílica. Como poderá ser observado nos demais diagramas, a análise da mostra de xisto ultramáfico (AN-45.c) não apresentou resultados representativos ou confiáveis, talvez em função das modificações ocorridas durante processos hidrotermais.

O diagrama AFM $(\text{FeO}, \times (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times \text{MgO})$ (Irvine & Baragar 1971) (Figura VII.2), apesar de não representar totalmente a composição química das rochas analisadas, é utilizado para a representação de tendências (*trends*) que podem ser utilizadas na identificação de séries de rochas, em função das três variáveis do diagrama. O diagrama distingue, portanto, a tendência de diferenciação tholeiítica ou calcio-alcalina em magmas da série subalcalina. Neste diagrama, as rochas analisadas mostram uma tendência tholeiítica, que pode ser explicada em função do aumento de Fe em relação ao magma original. No entanto, seria necessário um maior número de amostras e que estas fossem representativas de um área mais extensa da região estudada, para que o diagrama AFM possibilitasse interpretações mais concisas.

Apesar do número reduzido de análises, a representação dos metabasaltos e dos metagabros encontram coerência na classificação obtida, em parte em função de constituírem rochas com a mesma classificação relativa à porcentagem de sílica, em um mesmo intervalo composicional no diagrama álcali-total x SiO₂ (TAS) (Figura VII.1), minimizando distorções decorrentes da plotagem de séries de rochas de composições variadas e, conseqüentemente, resultando em graus diferentes de representatividade de uma rocha para outra.

Outro diagrama usado para fins classificatórios é diagrama (Fe_T+Ti) x Al x Mg de Jensen (1973). A versão apresentada na figura VII.3 é a utilizada por Rollinson (1993), modificada por Jensen & Pyke (1982), com valores mais baixos de Mg para a delimitação entre os campos dos basaltos komatiíticos e dos komatiitos (Figura VII.3). A utilidade deste diagrama ternário encontra-se na variabilidade dos elementos envolvidos (Fe⁺², Fe⁺³, Ti, Al e Mg) em rochas subalcalinas, na medida que esta variação é proporcionalmente inversa entre eles, somada à estabilidade desses elementos em rochas que sofreram metamorfismo de baixo grau. Portanto, como todas as análises plotadas referem-se a rochas metamorfisadas, o diagrama mostra-se de grande utilidade. A representação do campo dos komatiitos é bem definida, separando-o do campo dos basaltos e das rochas calcio-alcalinas. Por estas razões, o diagrama em questão é adequado para a representação das rochas vulcânicas metamórficas, neste caso de uma análise, e dos metabasaltos. Apesar de o diagrama da figura VII.3 ser direcionado para rochas vulcânicas, nesta pesquisa representadas pelos metabasaltos e metakomatiitos, duas amostras de metagabro (contato com metapiroxenito e afloramento destacado do corpo de metagabro) foram plotadas, com o objetivo de observar possíveis semelhanças ou aproximações com metabasaltos, tendo em vista que essas mesmas amostras apresentam valores intermediários entre os metabasaltos e os metagabros no diagrama AFM (Figura VII.2). De fato, as amostras de metagabro plotam no mesmo campo dos metabasaltos, dos basaltos tholeiíticos ricos em ferro. A afinidade komatiítica das rochas ultramáficas, interpretadas petrograficamente como metakomatiíticas com base em texturas primárias *spinifex* e na mineralogia, foi confirmada pela análise representante dessas rochas que plota no campo dos komatiitos ultramáficos.

PRANCHA A

Figura VII.1 - Diagrama TAS $[(Na_2O + K_2O) \times SiO_2]$, para classificação entre rochas das séries subalcalina e alcalina (delimitação segundo Irvine & Baragar 1971).

Figura VII.2 - Diagrama AFM $[FeO, x (Na_2O+K_2O) \times MgO]$, mostrando o limite entre os campos de rochas tholeiíticas e calcio-alcalinas, para rochas da série subalcalina (delimitação segundo Irvine & Baragar 1971).

Figura VII.3 - Diagrama $[(Fe,Ti) \times Al \times Mg]$ - Discriminação entre das rochas komatiíticas basálticas, komatiíticas ultramáficas, e basaltos tholeiíticos ricos em ferro (Jensen & Pyke 1982).

Figura VII.4 - Diagrama $[Ti/100 \times Zr \times Sr/2]$ - Discriminação entre basaltos tholeiíticos de arco de ilha (A), basaltos calcio-alcalinos (B) e basaltos de fundo oceânico-MORB (C) (campos delimitados por Pearce & Cann 1973).

Elementos-traço

Os diagramas discriminantes com elementos-traço são comumente utilizados na determinação de possíveis ambientes tectônicos de rochas basálticas, através da comparação das concentrações de elementos-traço da amostra de rocha desconhecida com as concentrações dos mesmos elementos nas rochas atuais de ambientes tectônicos conhecidos (Pearce & Cann 1973).

Os diagramas envolvendo os elementos-traço Ti, Zr, Sr e Y têm o objetivo de apurar as possíveis interpretações relativas a ambientes tectônicos de formação das rochas estudadas. A associação das rochas vulcânicas analisadas com rochas do tipo MORB é evidenciada pelo diagrama Ti x Zr x Sr (Pearce & Cann 1973) (Figura VII.4), onde as análises dos anfibolitos (metabasaltos) plotam, predominantemente, no campo C do diagrama, referente a basaltos do tipo MORB. O diagrama da figura VII.4 é aplicado para amostras frescas de basaltos tholeiíticos e cuja soma (CaO+MgO) encontra-se no intervalo de 12 a 20%.

Em função da imobilidade relativa do Nb, o diagrama Zr x Nb x Y (Meschede 1986) (Figura VII.5) é utilizado com sucesso na separação de diferentes tipos de basaltos de fundo oceânico. As rochas analisadas (metabasaltos e 1 metagabro) plotam no campo dos MORB tipo N (empobrecidos em elementos traços incompatíveis) e basaltos de arcos vulcânicos. As amostras analisadas apresentam a soma dos óxidos (CaO+MgO) no intervalo de 12 a 20%. Possíveis dúvidas referentes a grupos de análises plotadas nos campos C e D deste diagrama podem ser amenizadas com a comparação com o diagrama anterior (Figura VII.4).

O diagrama TiO_2 x Zr (Figura VII.6) (Pearce 1980) forneceu resultados satisfatórios quanto à interpretação do possível ambiente tectônico de formação dos metabasaltos e do metakomatiíto. Todas as análises dos metabasaltos plotam concentradas no campo dos basaltos tipo MORB, confirmando mais uma vez a afinidade com rochas de fundo oceânico. Este diagrama é indicado pelo autor para amostras alteradas.

PRANCHA B

Figura VII.5 - Diagrama $[Zr/4 \times 2Nb \times Y]$ - Discriminação entre basaltos alcalinos intra-placas (AI), basaltos alcalinos intra-placas e tholeiítos intra-placas (AII), MORB tipo E (B), basaltos tholeiíticos intra-placas e basaltos de arcos vulcânicos (C), e MORB tipo N e basaltos de arco vulcânico (D) (campos delimitados por Meschede 1986).

Figura VII.6 - Diagrama $[TiO_2 \times Zr]$ - Discriminação entre basaltos tholeiítos de arco de ilha (A), MORB, basaltos calcio-alcalinos e tholeiítos de arco de ilha (B), basaltos calcio-alcalinos (C) e MORB (D) (delimitação dos campos segundo Pearce 1980).

Figura VII.7 - Diagrama $[V \times Ti/1.000]$ - Discriminação entre basaltos tholeiíticos de arco de ilha (10-20 V/Ti), basaltos tipo MORB e de bacia de retro-arco (20-50), e basaltos de arco oceânico e basaltos alcalinos (50-100) (campos delimitados por Shervais 1982).

Figura VII.8 - Diagrama $[TiO_2 \times K_2O \times P_2O_5]$ - Discriminação entre basaltos subalcalinos de origem oceânica (MORB e arco de ilha oceânico) acima da linha divisória, e basaltos subalcalinos de origem continental, acima da linha divisória definida por Pearce *et al.* (1975).

PRANCHA B

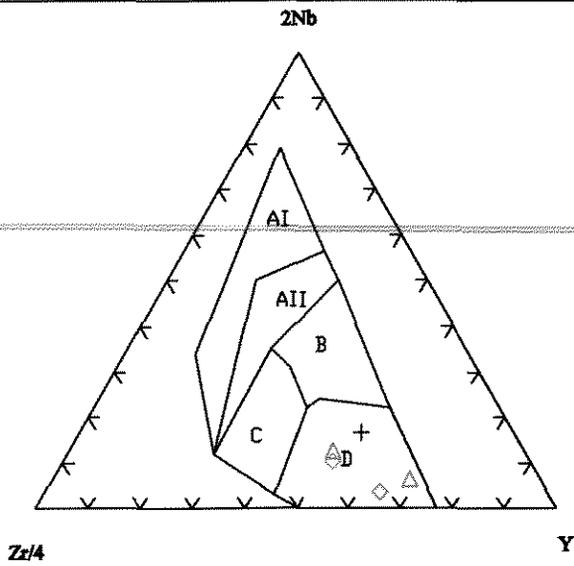


Figura VII.5

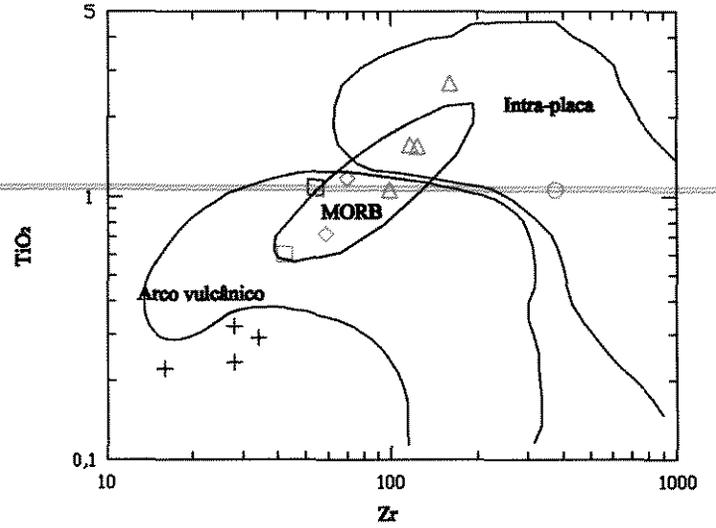


Figura VII.6

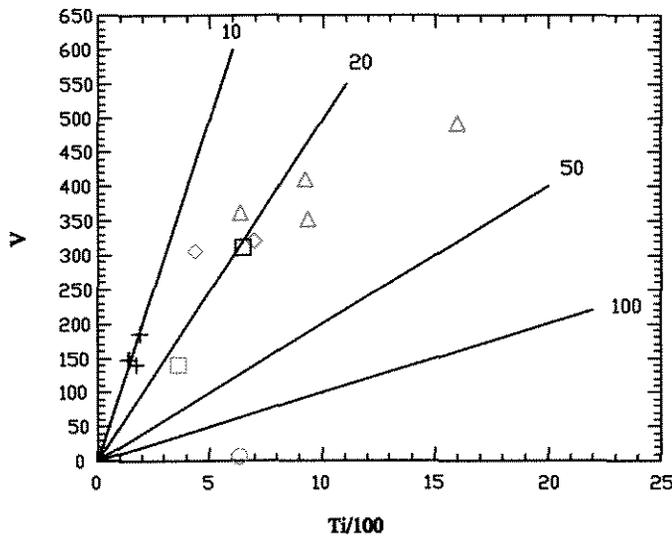


Figura VII.7

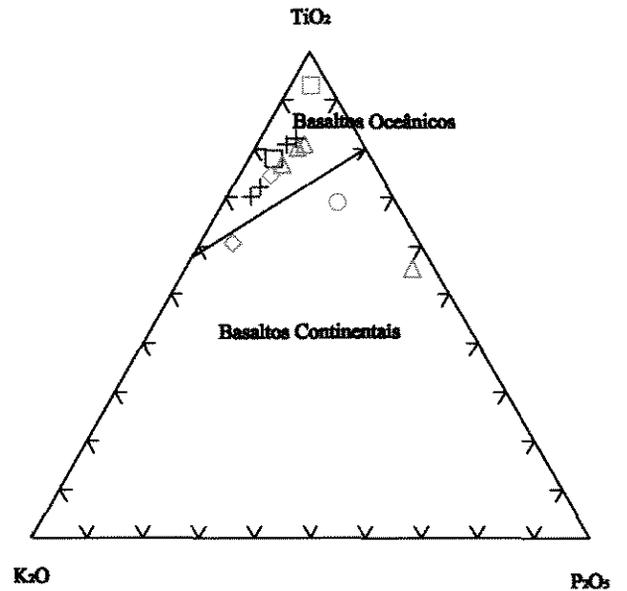


Figura VII.8

Legenda: Metabasaltos (Δ), xenólito de metabasalto em granito (\diamond), metakomatiíto Fazenda Chapadinha (\square), metagabros da porção NE da área ($+$), metagabro Fazenda São Jerônimo (\square), xisto ultramáfico (\circ).

O diagrama Ti x V (Figura VII.7) (Shervais 1982) possibilita a discriminação entre os basaltos tholeiíticos de arcos vulcânicos, os MORB e os basaltos alcalinos. Os coeficientes de partição para o V são bastante variáveis e, em minerais como Cpx e magnetita, a variação aumenta em função da fO_2 (V^{3+} ou V^{4+} , V^{5+}). Em contraste, Ti existe apenas como Ti^{4+} . A variação de V, em relação a Ti, funciona então como um indicador da fO_2 do magma e dos processos de fracionamento que atuaram. Magmas tholeiíticos meso-oceânicos (MORB) possuem fO_2 menor em relação aos magmas alcalinos, apresentando maior coeficiente de distribuição do V, resultando no campo limitado pelos valores 20 e 50 da razão Ti/V no diagrama Ti x V. As análises em metabasaltos, realizadas nesta pesquisa, com exceção de uma amostra (AN-48), plotam no campo dos MORB. As amostras de metagabros plotam no campo dos basaltos tholeiíticos de arco de ilha.

A maioria dos elementos-traço discriminantes unificam os campos dos basaltos de arco de ilha e continentais, dificultando a distinção entre os dois campos. O diagrama TiO_2 x K_2O x P_2O_5 (Figura VII.8) (Pearce *et al.* 1975), por sua vez, visa a diferenciação entre basaltos oceânicos e continentais. Em princípio, este diagrama possibilita esta separação com uma simples linha reta limite na parte superior do diagrama, próximo ao vértice de TiO_2 .

Os autores ressaltam que a utilização de amostras metamorfas pode influenciar na plotagem das análises em relação ao valor de K_2O , na medida em que essas rochas provavelmente registram um incremento no valor de K_2O , deslocando as análises em direção ao vértice de K_2O , para o campo dos basaltos continentais. Portanto, análises de rochas metamorfas que plotam no campo dos basaltos oceânicos, como ocorre com a maior parte das análises deste trabalho, podem ser classificadas com algum grau de certeza, associadas aos resultados obtidos com os demais diagramas de mesma finalidade. As duas amostras que plotam abaixo da referida linha limite constituem xenólitos nas rochas graníticas e, talvez por esta razão, destoem do restante das análises.

Para a discussão do possível ambiente tectônico para as rochas estudadas, verificou-se que os diagramas construídos com os elementos-traço, com os elementos Ti, Zr e Sr, em associação ao diagrama de Jensen & Pyke (1982) e o de Pearce *et al.* (1975), se mostraram mais efetivos na discriminação de rochas basálticas de diferentes ambientes, indicando afinidade dos

metabasaltos e do metakomatiito com basaltos do tipo MORB, e de arco de ilha para os metagabros.

A utilização dos diagramas discriminantes nesta pesquisa tem como objetivo a caracterização preliminar simplificada dos teores de elementos maiores e traços em rochas básicas metamorfisadas, considerando uma possível equivalência entre os basaltos metamórficos estudados, de idade mais antiga, e as rochas vulcânicas recentes. Esta correlação é feita a partir do reconhecimento das feições químicas das rochas estudadas, destacando possíveis afinidades com basaltos de ambientes conhecidos. Os metabasaltos analisados quimicamente são semelhantes às rochas basálticas de alto Ti (0,63-1,53 % TiO_2) e alto Fe (9,8-15,1 % FeO) e baixo Cr (64-420 ppm) da porção superior da sucessão vulcânica do *Greenstone Belt* arqueano Sula Montain (Sierra Leone) no oeste do Cráton Africano (Rollinson 1999). No entanto, esta comparação deve ser feita com cautela, tendo em vista o número reduzido de amostras analisadas neste trabalho. As amostras analisadas da região de Itutinga-Nazareno não apresentam a tendência contínua composicional entre basaltos tholeiíticos e andesitos que aquelas rochas apresentam.

As amostras de metagabros de afloramentos a SW do Rio Grande e outras a NE do Rio Grande mostraram-se bastante semelhantes quimicamente, reforçando a interpretação sugerida pela análise petrográfica de constituírem um único corpo, expostos juntamente com as encaixantes aos vários ciclos de deformação e metamorfismo que atuaram na área, tornando-os concordantes com a estruturação regional atual.

A assinatura geoquímica dos metagabros da área pesquisada mostrou-se similar à dos metabasaltos, indicando a possibilidade de fases líquidas próximas, confirmando as observações de campo e petrográficas que indicam alguma correlação entre esses dois conjuntos de rochas. Mac Geehan (1978) descreve em rochas do *Greenstone Belt* Abitibi, em Matagami-Quebec, gabros intrusivos e basaltos encaixantes, associados a dioritos e quartzo-dioritos, que apresentam composições químicas semelhantes, interpretados como consanguíneos.

As variações composicionais nos metabasaltos, refletida em diferenças químicas entre os metabasaltos analisados e os MORB típicos são, provavelmente, produto de cristalização fracionada de magmas basálticos, resultando na partição de Zr e Nb do fundido (Erlank & Kable

1976). Estes pesquisadores sugerem, ainda, que a razão Zr/Nb seria representativa da fonte e, assim, útil avaliador do grau de empobrecimento em elementos incompatíveis da região fonte. Os diversos tipos de basaltos poderiam representar regiões do manto que exibem variados graus de empobrecimento. Os metabasaltos da região de Itutinga-Nazareno são, portanto, interpretados como gerados em ambiente de fundo oceânico.

A validade dos diagramas discriminantes para rochas muito antigas é incerta, na medida que é diminuto o conhecimento atual sobre a gênese de magmas no Pré-cambriano. Deve-se ter em mente as prováveis condições do manto pré-cambriano, com menos episódios de fusão e mais rico em elementos incompatíveis (Pearce & Cann 1973).

A importância da investigação química das rochas em foco se encontra na possibilidade de associação destas a ambientes geodinâmicos individuais, após o tratamento dos dados e reconhecida a assinatura geoquímica das rochas analisadas, estas podem ser, ainda, relacionadas a terrenos específicos propícios à prospecção de uma classe particular de depósito.

Nos arredores das cidades de Itutinga e Nazareno, afloram metabasaltos, metakomatiitos, rochas metassedimentares associadas, e metagabros-metapiroxenitos intrusivos. Essas rochas constituem a porção SW da faixa *greenstone* existente na região citada. Os resultados apresentados nesta dissertação referem-se à pesquisa geológica realizada nessa região, e teve por objetivo investigar a geoquímica das rochas máficas e ultramáficas das sucessões vulcano-sedimentares da região, e relacioná-las a possíveis ambientes tectônicos, discutindo de forma simplificada o contexto geotectônico reinante na época de formação dessas rochas. De forma geral e sucinta, são abordados também aspectos relacionados à ocorrência de lentes de sulfeto maciço na área, descrita por Teixeira *et al.* (1996), com a finalidade de contribuir indiretamente para um melhor entendimento da formação de depósitos minerais em *greenstone belts*. A partir das relações de campo entre essas rochas e a análise das mesmas sob os aspectos petrográfico e químico, foi possível esclarecer algumas questões que envolvem as rochas da sucessão vulcano-sedimentar da porção aflorante do *greenstone belt* Barbacena na área pesquisada.

A sucessão de rochas máficas e ultramáficas da faixa *greenstone* da região de Itutinga-Nazareno, intensamente desmembrada e reorganizada estrutural e texturalmente, é constituída predominantemente por anfíbolitos finos (derrames basálticos), e por rochas ultramáficas vulcânicas. Associadas a estas rochas, ocorrem metagabros-metapiroxenitos e, em proporção inferior, *metachert* manganésíferos intercalados. Entre as feições geológicas que caracterizam a sucessão vulcano-sedimentar estudada como *greenstone belt* encontram-se sua constituição predominantemente vulcânica, a presença de rochas komatiíticas com textura primária *spinifex* preservada, rochas intrusivas de composição gabroíca, rochas metassedimentares associadas e metamorfismo em fácies xisto-verde/anfíbolito. Na área pesquisada não foram identificadas ocorrências de rochas vulcânicas félsicas, no entanto, a nordeste de Nazareno afloram andesitos, riolitos e riodacitos cuja relação com as rochas do *greenstone* ainda não foi estabelecida (D.Dutra, comunicação verbal), destacando a possibilidade de essas rochas constituírem parte do *Greenstone Belt* Barbacena.

Três fases de deformação, D_n , D_{n+1} , D_{n+2} que atuaram nas rochas da região de Itutinga-Nazareno foram reconhecidas no decorrer desta pesquisa. Estas fases deformacionais são identificadas regionalmente como D_1 , D_2 e D_3 , respectivamente (Ribeiro *et al.* 1998). As duas primeiras fases são de desenvolvimento em regime dúctil e a terceira em regime dúctil-rúptil. A fase deformacional D_n promoveu a formação do bandamento composicional e da foliação, e a entrada de veios tonalíticos concordantes, observados nas rochas do *greenstone*, principalmente, nos anfibolitos (metabasaltos). Na fase D_{n+1} , o cisalhamento produziu a foliação principal SW-NE ($135-190^\circ/40-90^\circ$), transposição do bandamento/foliação D_n , e dobramento responsável pela estruturação regional SW-NE das unidades da faixa. À fase D_{n+2} associam-se zonas de cisalhamento, redobramento das estruturas D_{n+1} e falhamentos, em grande parte na direção NW-SE, e extensões centimétricas, melhor observadas nos metagabros.

Correlacionadas às fases deformacionais, foram identificadas assembléias minerais metamórficas representantes de no mínimo três fases de metamorfismo (M_1 , M_{2a} e M_{2b}). O evento metamórfico M_1 , de caráter progrado, situa-se na fácies metamórfica anfibolito médio, de baixa pressão, melhor caracterizado nos metabasaltos. Este litotipo apresenta registro das transformações e da assembléia mineral metamórfica resultantes do metamorfismo M_1 , enquanto os metakomatiitos e metagabros-metapiroxenitos registram apenas a associação metamórfica produzida neste evento. O metamorfismo M_{2a} teve caráter retrógrado, atingiu condições de temperatura e pressão transicionais entre as fácies xisto-verde e anfibolito, e encontra-se bem caracterizado nos metagabros-metapiroxenitos. O metamorfismo M_{2b} teve caráter retrógrado hidrotermal, e encontra-se registrado em todos os litotipos estudados.

A questão da equivalência das rochas basálticas arqueanas e as rochas basálticas MORB atuais é inevitável. No entanto, a comparação direta dos elementos maiores, menores e traços dos basaltos arqueanos com os mesmos elementos dos MORB deve ser realizada com cautela.

A associação de cada litotipo a possíveis ambientes tectônicos a partir das análises químicas de rocha total, foi estruturada nas relações de campo e na petrografia das rochas analisadas. Todas as rochas plutônicas e vulcânicas da região de Itutinga-Nazareno analisadas pertencem à série de rochas subalcalinas, e foram classificadas como tholeiíticas. Os metabasaltos e metagabros foram classificados como rochas básicas e o metakomatiito como rocha ultrabásica. Os metabasaltos e o metakomatiito analisados mostram assinatura química de

basaltos do tipo MORB, de fundo oceânico, e os metagabros mostram afinidade com rochas de ambiente de arco magmático oceânico.

A ocorrência da associação metabasaltos-metagabros/metapiroxenitos em *greenstone belt* foi descrita por Mac Geehan (1978), na Província Superior, *Greenstone Belt* Abitibi. O autor descreve ainda, intrusões maiores de dioritos a quartzo-dioritos, também associadas regionalmente, semelhante ao que ocorre na área a oeste de Itutinga, na região de Itumirim, área alvo da Dissertação de Mestrado do geólogo F.Couto (UFRJ), onde ocorre uma associação de rochas cuja composição grada entre dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos (Cherman 1999; F.Couto, comunicação verbal).

A presença de texturas primárias *spinifex* e de disjunção poliedral preservadas nos metakomatiitos atribui a estas rochas a origem vulcânica refletida nas análises geoquímicas. A origem vulcânica dos metabasaltos é confirmada pelas feições petrográficas identificadas, como a granulação fina das rochas, as assembléias minerais presentes, sua ocorrência associada aos metakomatiitos, e sua distribuição por toda a faixa *greenstone*. Em função do avançado processo de talcificação e intemperismo dos xistos ultramáficos, não foi possível distinguir a origem plutônica ou vulcânica dessas rochas, apenas associá-las, com base na petrografia, aos metakomatiitos. Os protólitos das rochas estudadas são, portanto, basaltos subalcalinos tholeiíticos para os anfibolitos (metabasaltos), komatiitos para as rochas metamórficas ultramáficas (Fazenda Chapadinha e Fazenda Lagoa), e gabros e piroxenitos (corpo gabróico diferenciado).

Com base nas afinidades químicas semelhantes apresentadas por metabasaltos e metagabros nos diagramas discriminantes, considera-se que estas são rochas consanguíneas e, portanto, geradas em um mesmo ambiente tectônico ou ambientes tectônicos contínuos entre si. O ambiente mais provável considerado neste trabalho é o de bacia de retro-arco. Rochas da série alcalina, que fechariam o ciclo de rochas representantes deste ambiente tectônico, não foram ainda descritas na região da área pesquisada, impossibilitando obter maior grau de certeza quanto à afirmação do ambiente de formação dessas rochas.

A evolução da sucessão vulcano-sedimentar desta região, sugere uma íntima relação entre uma crosta diferenciada e magmas ricos em magnésio que ascendem do manto. Alguns desses magmas atingem a superfície como komatiitos, enquanto a maioria fica retida na base da crosta, fracionam e resultam em rochas de composição basáltica, segundo modelo proposto por alguns

autores para explicar a evolução de certos *greenstone belts*, como Seymor & Francis (1988), para as rochas da Província Superior de Québec, do *Greenstone Belt* de Lac Guyer, Canadá. A diferenciação do magma basáltico originário do corpo gabróico foi, ainda, controlada por processos de acumulação de cristais.

A interpretação da existência de fragmento fóssil de crosta oceânica arqueana para a região de Itumirim-Nazareno (Teixeira 1992) é embasada na íntima associação de lavas peridotíticas (metakomatiitos) com basaltos tholeíticos (metabasaltos) e níveis silicosos (chert) na base do *greenstone*, somada às feições litológicas e estratigráficas, descritas pelo autor, em analogia com ambientes similares descritos no Canadá, no depósito de Chipre (Arndt 1983a). No entanto, ocorreram mudanças de estilo nos depósitos de Cu-Pb-Zn maciços hospedados em rochas vulcânicas desde o tipo arqueano Abitibi até o tipo Chipre fanerozóico, é devido ao decréscimo gradiente termal, que devem ser consideradas.

De acordo com Teixeira *et al.* (1996), a formação dos sulfetos maciços nos arredores da Fazenda São Jerônimo (Itutinga) teria sido promovida pela circulação convectiva da água do mar ao longo de fraturas sob o fundo oceânico. Na sequência, ocorria a reentrada desses fluidos aquecidos no oceano, promovendo a precipitação de sulfetos de granulação fina, formando fumaças negras (“black smokers”) ou fumarolas.

A solubilização de metais (Fe, Mn, Cu, Ni) durante a interação água-basaltos é comprovada por estudos experimentais, onde os metais são solubilizados a 200°, aproximadamente, em proporções altas o suficiente para permitir o transporte desses metais pela água do mar alterada para sedimentos submarinos.

A mineralização sob a forma de sulfetos maciços polimetálicos de Fe-Cu-Zn-Ag-Au, na Fazenda São Jerônimo, próximo ao corpo diferenciado de metapiroxenito-metagabro pode indicar a existência de uma correlação entre essas rochas e as lentes de sulfetos, na medida que, em níveis subvulcânicos e plutônicos, os processos magmáticos de cristalização são acompanhados de diferenciação, podendo ter ocorrido acumulação de metais próximo aos contatos com o corpo de metagabro-metapiroxenito com os metabasaltos. A intrusão do corpo gabróico nos metabasaltos possivelmente forneceu calor suficiente ao fluido percolante, resultando na precipitação de sulfetos nos metabasaltos. Este processo magmático de segregação

foi, provavelmente, promovido pela introdução de enxofre (H₂S) proveniente de fora do sistema magmático (fundo oceânico), para a precipitação dos metais em forma de sulfetos.

Não foram observados indícios em superfície da ocorrência de lentes de sulfetos maciços, hospedadas em metabasaltos (anfíbolitos), descrita por Teixeira (1992) em subsuperfície nos arredores da Fazenda São Jerônimo.

A área pesquisada encontra-se em uma região de alta complexidade geológica e faminta de maior número de trabalhos de detalhe. Para trabalhos futuros, sugere-se o enfoque no esclarecimento da relação entre as rochas graníticas e as rochas do *greenstone*, a datação de rochas máficas e ultramáficas do *greenstone*, das rochas graníticas e migmatitos, assim como a realização de uma análise estrutural detalhada das rochas metamórficas, com a finalidade de se estabelecer a íntima ligação entre a deformação e o metamorfismo nessas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andreis, R.R.; Ribeiro A.; Paciullo, F.V.P. 1987. Observações preliminares em sequências siliciclásticas da Formação Tiradentes (Grupo São João del Rei) nas áreas das Serras do Lenheiro e São José, MG. *In: SBG, Simp. Geol. de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, Anais, 7: 214-225.*
- Andreis, R.R.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1989a. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste. Resumos, 97-98.*
- Andreis, R.R.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1989b. Caracterização preliminar de ciclos deposicionais proterozóicos do sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis, 1:250.000). *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste. Resumos, 101-102.*
- Arndt, N.T.; Naldrett, A.J.; Pyke, D.R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology, 18: 319-369.*
- Arndt, N.T. 1983a. Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archean plate-tectonic process. *Geology, 11: 372-375.*
- Arndt, N.T. 1983b. Element mobility during komatiite alteration. *Eos, 64: 331.*
- Ávila, C. 1992. *Geologia, petrografia e geoquímica das rochas Precambrianas (unidade metadiorítica Itutinga e unidade metatrandjemítica Caburu) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais.* Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 268 p.
- Ávila, C.A.; Valença, J.G.; Moura, C.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1998. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões de corpos metaplutônicos da região de São João Del Rei, Borda Sul do Craton do São Francisco, Minas Gerais. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 45, Belo Horizonte, Anais, 34.*
- Ávila, C.A.; Valença, J.G.; Neto, A.A.; Couto, F.M. 1999. Geologia e petrografia de rochas piroxeníticas-gabróicas arqueanas/paleoproterozóicas da borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. *Bol. Mus. Nac. N S., Geol., Rio de Janeiro, 50: 1-30.*
- Barbosa, I.M. 1998. *Complexo Ultramáfico acamadado Morro das Almas, região de Bom Sucesso e Ibituruna (MG): Geologia, Magmatismo e Metamorfismo.* Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 212 p.
- Best, M.G. 1982. *Igneous and metamorphic petrology.* San Francisco, W.H. Freeman and Company, 630 p.
- Binns, R.A. 1965. Hornblendes from some basic hornfels in the New England region, New South Wales. *Mineralog. Mag., 34: 52-65.*

- Bonatti, E.; Zerbi, M.; Kay, R.E.; Rydell, H. 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 83-94.
- Brooks, C.K. 1976. The Fe₂O₃ ratio of basalt analyses: an appeal for a standardized procedure. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **25**: 117-120.
- Bucher, K.; Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Germany, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 318 p.
-
- Cherman, A.F. 1999. *Geologia e petrografia de áreas dos Greenstone Belts Rio Capivari-Rio das Mortes e Itumirim-Tiradentes e rochas granitoides associadas, entre Nazareno e Lavras (estado de Minas Gerais)*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 163 p.
- Condie, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- Cooper A.F.; Lovering J.F., 1970. Greenschist amphiboles from Haast River, New Zealand: *Countr. Mineralogy Petrology*, **27**:11-24.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1966. *An introduction to the rock-forming minerals*. London, Longman Scientific & Technical, 528 p.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2 ed. New York, Longman Scientific & Technical, 696 p.
- Donaldson, C.H. 1992. Spinifex-texture komatiites: a review of textures, compositions and layering. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (eds.) *Komatiites*. London, UK, 213-244.
- Engel A.E.J.; Engel C.G. 1962. Progressive metamorphism of amphibolite, northwest Adirondack Mountains, New York: Boulder, Colo.. *Geol. Soc. America*, *Buddington Volume*, 37-82.
- Erlank, A.J.; Kable, E.J.D. 1976. The significance of incompatible elements in mid-atlantic ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral. Petrol.* **54**: 281-291.
- Evans, B.E. 1982. Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. In: Veblen, A.; Ribbbo, P.H. (eds). *Amphiboles - Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America Reviews*, **9B**: 98-113.
- Fortes, P.T.F.O.; Laranjeiras, N.P.F. 1987. Mapeamento geológico e aspectos petrográficos e petrológicos do Grupo Barbacena na região de Itumirim-Nazareno, Minas Gerais. In: SBG, *Simp. Geol. de Minas Gerais*, 4, Belo Horizonte, *Anais*, **2**: 164-177.

- Heilbron, M. 1984. *Evolução metamórfica-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus, MG*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 151 p.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *In: Can. J. Earth Sci*, **8**: 523-548.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines. Misc. Pap.*, 66.
-
- Jensen, L.S.; Pyke, D.R. 1982. Komatiite in the Ontario portion of the Abitibi belt. *In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (eds.), Komatiites*. London, UK, 147-157.
- Jolly, W.T. 1982. Progressive metamorphism of komatiites and related Archaean lavas of the Abitibi area, Canada. *In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (eds.), Komatiites*. London, UK, 247-266.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.
- Leake, B.E. 1965. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. *In: Picher, W.S. and Flinn, G.W. (eds.), Controls of Metamorphism*. New York, John Wiley & Sons, 299-318.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hathorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.V.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, **82**: 1019-1037.
- Mac Geehan, P.J. 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. *Can. J. Earth Sci*, **15**: 551-570.
- Mackenzie, W.C.; Donalson, C.H.; Guilford, C. 1982. *Atlas igneous rocks and their textures*. England, John Wiley & Sons, 102 p.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**: 207-218.
- Nesbitt, R.W. 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of Yilgarn Block, Western Australia, evidence for an Archaean ultramafic liquid. *In: Geological Society of Australia, Symposium on Archaean Rocks, Sydney, N.S.W., Australia, Special Publication*, **3**: 331-346.
- Noce, C.M.; Hoppe, A.; Trouw, R.A.J.; Karfunkel, J. 1987. O Pré-Cambriano inferior na região de Barbacena-Tiradentes, Minas Gerais. *In: SBG, Simp. Geol. de Minas Gerais*, **4**, Belo Horizonte, *Anais*, **2**: 149-163.

- Paciullo, F.V.P. 1980. *Mapeamento Geológico-Estrutural da área de Minduri, Minas Gerais*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 80 p.
- Paciullo, F.V.P. 1997. *A Sequência Depositional Andrelândia*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 248 p.
- Paschier, C.; Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*, Berlim. ed. Spring Verlog, 282 p.
-
- Pearce, J.A. 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethvan ophiolites. *In: Proc. Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus, Institute of Mining and Metallurgy, 261-272.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.). Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A.; Cann, J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**: 339-349.
- Pearce, J.A.; Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- Pearce, T.H. 1987. An expert system for the tectonic characterisation of the ancient volcanic rocks. *Jour. Volc. Geothermal Res.*, **32**: 51-65.
- Pearce, T.H.; Gorman B.E. and Birkett T.C., 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**: 419-426.
- Pires, F.R.M.; Porto Jr, R. 1986. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o Granito Santa Rita, São João del Rei, Minas Gerais. *In: Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, *Anais* **5**: 2023-2034.
- Pires, F.R.M. 1977. *Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Inst. de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 344 p.
- Pires, F.R.M. 1978. The Archaean Barbacena *Greenstone Belt* in its typical development and the Minas Itabirite distribution at the Lafaiete District. *An. Acad. bras. ciências*, **50**: 599-600.
- Pires, F.R.M.; Ribeiro, A.; Barbosa, M.I.M., 1990. Distribuição do Greenstone Belt Barbacena na região de São João Del Rei, Minas Gerais. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, *Anais*, **5**: 2941-2951.

- Quéméneur, J.J.G. 1987. Petrography of pegmatites from Rio das Mortes Valley, southeast Minas Gerais, Brazil. *Rev.Bras.Geociências*, **17(4)**: 595-600.
- Quéméneur, J.J. G.; Vidal, P.H. 1989. Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João Del Rei. *In*: SBG, Simp. Geol. de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, *Boletim*: 50-54.
- Ribeiro, A. 1980. *Mapeamento geológico-estrutural da área de Itumirim, Sul de Minas Gerais*. Inst. de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 57 p.
-
- Ribeiro, A. 1983. Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim-MG. *In*: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, 2, *Anais*: **3**: 461-468.
- Ribeiro, A. 1997. Estratigrafia e paleoambientes nas sucessões metassedimentares proterozóicas das Serras do Lenheiro e São José, São João Del Rei, sul de Minas Gerais. Inst. de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 167 p.
- Ribeiro, A.; Paciullo, .F.V.P.; Andreis, R.R.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **6**: 2605-2614.
- Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valença, J.G.; Ávila, C.A.; Andreis, R.R.; Trouw, R.A.J. 1998. Domínios do embasamento na região de São João Del rei, borda sul do Cráton de São Francisco, sul de Minas Gerais. *In*: SBG Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, **2**: 21.
- Ribeiro, A.; Trouw, R.A.J.; Andreis, R.R.; Paciullo, .F.V.P.; Valença, J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o Termo-Tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **25 (4)**: 235-248.
- Robinson, P.; Spear, F. S.; Schumacher, J. C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B. W.; Doolan, B. L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *In*: Veblen, A.; Ribbbe, P. H. (eds.) *Amphiboles: petrology and experimental phase relation - Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America Reviews*, **9B**: 1-227.
- Rollinson, H.R. 1983. The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Archaean greenstone belts of Sierra Leone. *Mineral. Mag.*, **47**: 267-280.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. England, Longman Scientific & Technical. 352 p.
- Rollinson, H.R. 1999. Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Sula Mountains greenstone belt, Sierra Leone. *Contrib. Mineral. Petrol*, **134**: 86-101.

- Seymour, K.St. & Francis, D. 1988. Magmatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guyer greenstone belt, New Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, **25**: 691-700.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci. Lett.*, **59**: 101-118.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Sci. Reviews*, **12**: 1-33.
- Spear, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. Jour. Sci.*, **281**: 697-734.
- Szabó, G.A.J. 1996. *Petrologia da Suite Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na Região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Inst. de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 354 p.
- Szabó, G.A.J.; Candia, M.A.F.; Choudhuri, A.; Filgueiras, A.M. da C. O Dilema dos Serpentinóis: Metacumulatos, ou Metassomatitos? 1999. In: 6, Simp. Geol. do Sudeste, São Pedro. *Boletim de resumos*, 31.
- Teixeira, W.; Figueiredo, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, **53**: 1-22.
- Teixeira, N.A. 1992. Contribuição à geologia do "Greenstone Belt" Itumirim-Nazareno (MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, **1**: 476-477.
- Teixeira, N.A.; Franke, N.D.; Brenner, T.L.; Marchetto, C. 1996. Polymetalic sulfides and manganese deposits of Itumirim-Nazareno *Greenstone Belt*. An example of sub-seafloor geothermal system. In: Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 326-328.
- Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *Acad. Bras. Ciênc.*, **55** (1): 71-85.
- Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P. 1986 In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, **2**: 974-486.
- Valença, J.G.; Paciullo, F.V.P.; Ribeiro, A.; Andreis, R.R. 1998. Komatitos da Fazenda Chapadinha, Faixa *Greenstone Belt* Itumirim-Tiradentes, Borda Sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 45, Belo Horizonte, *Anais*, **3**: 64.
- Valeriano, C.M. 1985. *Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei*. Inst. de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 83 p.

Viljoen, M.J.; Viljoen, R.P., 1969. Evidence for the Existence of a Mobile Extrusive Peridotitic Magma from the Komati formation of the Onverwacht Group. *Sp. Publ. Geol. Soc. S. Africa*, 2: 87-112.

Windley, B.F. 1994. *The Evolving Continents*. 2nd Edition, London, John Wiley & Sons Ltd., 399 p.

Yardley, B.W.D 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Trad: Reinhart A. Fuck. Brasília: Editora Universidade de Brasília. 340 p. Trad. de: *An introduction to metamorphic petrology* (1989).
