



UNICAMP

CÉDULA DE GRAU
DEFESA DE TESE OU DISSERTAÇÃO

NOME DO ALUNO

ANDRÉ FORNARI

TÍTULO DA TESE OU DISSERTAÇÃO

GEOLOGIA E METALOGÊNESE DA PORÇÃO MERIDIONAL DO
CRÁTON LUÍS ALVES - SC

GRAU ATRIBUÍDO

Aprovado

ASSINATURA DO MEMBRO DA BANCA

Alfonso Duarte

VISTO DO PRESIDENTE DA BANCA

Alfonso Duarte



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

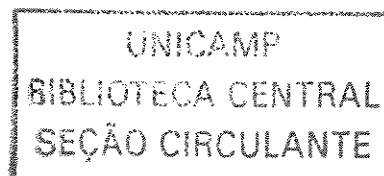
ANDRÉ FORNARI

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DA PORÇÃO
MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES - SC**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como requisito parcial para
obtenção do título de Doutor em Geociências, Área de Metalogênese.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank – IG/UNICAMP

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Asit Choudhuri - IG/UNICAMP



**CAMPINAS - SÃO PAULO
OUTUBRO - 1998**



7903471

UNIDADE	BC
N.º CHAMADA:	T/UNICAMP
	F. 767g
V.	Ex.
TEMP. BC	36382
P. C.	229/99
C	☐
D	☒
PREÇO	88,11,00
DATA	29/01/99
N.º CPD	

CM.00120370-1

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA I.G. UNICAMP

F767g Fornari, André
 Geologia e metalogênese da porção meridional do cráton Luís Alves - SC
 / André Fornari.- Campinas,SP.: [s.n.], 1998.

Orientador: Alfonso Schrank.
 Tese Doutorado Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
 Geociências.

1. Petrografia - Luís Alves - SC. 2. Geoquímica . 3. Metamorfismo
 (geologia). 4. Metalogênese. I. Schrank, Alfonso. II. Univerisdade
 Estadual de Campinas, Instituto de Geocências. III. Título.



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

ANDRÉ FORNARI

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DA PORÇÃO
MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES - SC**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências, como
parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor
em Geociências.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank

**CAMPINAS - SÃO PAULO
OUTUBRO - 1998**

F767g

36382/BC

**UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE**



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

Autor: ANDRÉ FORNARI

GEOLOGIA E METALOGÊNESE DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS
ALVES - SC

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Aprovada em : ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. Alfonso Schrank

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alfonso Schrank

- Presidente

Prof. Dr. Job Jesus Batista

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Profa. Dra. Maria Ângela Cândia

Prof. Dr. Léo Afrâneo Hartmann

Campinas, de novembro de 1998.

*À Liege e Gustavo
À minha mãe Iria (in memoriam)
Ao meu pai Antonino*



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO
METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CRÁTON LUÍS ALVES**

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

André Fornari

No Cráton Luís Alves, foram identificados dois conjuntos litológicos. Um primeiro, composto pelas Associações Máfico-ultramáfica, Enderbítica e Metassedimentar que sofreu metamorfismo em fácies granulito. O segundo, composto pela Suíte Alcalina Braço do Gavião, Suíte Granítica Pomerode e por diques de hornblenditos, posterior ao evento metamórfico granulítico.

A porção ígnea que sofreu metamorfismo de alto grau possui uma bimodalidade composicional: a Associação Máfico-Ultramáfica representa parte de um Complexo Máfico-Ultramáfico estratificado e teve sua evolução por cristalização fracionada de um magma toleítico, enquanto que a Associação Enderbítica, provavelmente, teve sua evolução a partir da fusão parcial de rochas máficas.

No Cráton Luís Alves foram identificados três eventos deformacionais bem marcantes: o primeiro, cisalhante dúctil, é definido por uma deformação progressiva desde condições de fácies granulito até anfibolito, com direções de foliação variando de N30°E a N40°W. Os mergulhos são variáveis com predomínio para NW. As lineações de estiramento mineral possuem caimentos de 30° até subverticais, com um azimute preferencial para 310°. O segundo evento deformacional ocorre, em faixas de dois metros de largura, no máximo. Sua direção varia de E-W até N30°W com mergulhos de 40°NW até subverticais. O terceiro evento deformacional possui caráter rúptil, sendo representado por zonas de falhamentos e fraturamentos com direções preferenciais NNE e N-S.

A temperatura do metamorfismo granulítico ficou balizada em torno de 800 °C utilizando-se o geotermômetro de Berman (1988) e as estimativas de pressão, utilizando-se métodos gráficos, com curvas experimentais, situaram-se em torno de 5 e 6 kbar.

A partir das características observadas na região, tais como: bimodalidade composicional, encurtamento crustal e intercalações tectônicas, sedimentos transportados para a crosta média/inferior e amplo predomínio de enclaves de natureza máfica, sugerimos a junção dos modelos de hot spot e de subducção intra-continental para explicar esta diversidade de características.

No Complexo Granulítico de Santa Catarina, à semelhança com outros complexos máfico-ultramáficos do mundo, como Bushveld, por exemplo, os magnetitos estão mineralizados em titânio e vanádio ou representam minérios de vanádio.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO
METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA
ÁREA DE METALOGÊNESE

GEOLOGY AND METALOGENESIS OF MERIDIONAL
PORTION OF LUÍS ALVES CRATON

ABSTRACT

DOCTORATE THESIS

André Fornari

In the Luís Alves Cráton, there are two litological groups. The first is composed of mafic-ultramafic associations, enderbites, and metasedimentary units that have undergone granulite facies metamorphism. The second group is made up of the Braço do Gavião Alkaline Suite, Pomerode Granitic Suite, and hornblendites dikes, postdating the granulite metamorphic event.

The igneous sequences, that suffered high grade metamorphism, possess a bimodal composition: the mafic-ultramafic association represents part of a layered complex which evolved by fractional crystallization of a tholeiitic magma, while the enderbitic association probably formed by partial melting of mafic rocks.

In the study area three deformational events could be identified. The first event developed ductile shear zones, and is characterized by a progressive deformation from granulite facies to amphibolite facies conditions, with a strike varying from N30°E to N40°W. The dip of foliation is variable with predominance to NW. The stretching mineral lineations dips 30° to subvertical, with a preferential azimuth of 310°. The second deformational event has left its mark in strips of two meters width, at the most. Its direction varies of E-W to N30°W with a plunge of 40°NW to subvertical. The third event is brittle in character, being represented by fault zones and fractures with preferential directions NNE and N-S.

The temperature of the granulite metamorphism was estimated around 800 °C after the method of Berman (1988), and the pressure was estimated graphically at 5 to 6 kb, based on experimental curves from the literature.

From the characteristics observed in the area, such as bimodal composition, crustal shortening and tectonic mixing, sediments transported to middle and lower crust, and wide prevalence of mafic enclaves, we suggest a combination of the *hot spot* and *intra-continental subduction* models to explain this diversity of characteristics.

As in mafic-ultramafic complexes of the world, e.g. Bushveld, the magnetitites in the Santa Catarina Granulite Complex are mineralized in titanium and vanadium and are potential vanadium ores.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho e em especial:

- À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro (Proc. N° 94/2710-3) e pela bolsa de doutorado concedida (Proc. N° 93/5003-2).
- À Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) pelo fornecimento das fotografias aéreas da região e lâminas delgadas do Projeto Timbó-Barra Velha.
- Ao orientador, Prof. Dr. Alfonso Schrank, pelo incentivo, contribuições e discussões científicas durante o desenvolvimento desta pesquisa.
- Ao co-orientador, Prof. Dr. Asit Choudhuri, pelas discussões científicas, pelo apoio nas descrições petrográficas e pelo constante incentivo.
- Aos professores: Dr. Job Jesus Batista, Dra. Maria Ângela Cândia e Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, pelas sugestões feitas no exame de qualificação.
- Aos professores e funcionários do Instituto de Geociências da UNICAMP pela acolhida durante o período em que convivemos, em especial aos funcionários e amigos Valdirene e Juarez.
- Ao amigo e Prof. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Ruy Phillip, pelas discussões científicas e pela leitura crítica da Tese.
- Aos geólogos e amigos, Paulo Varela, Paulo Roberto, Marcelo, Eduardo e José Renato, pelas discussões e sugestões feitas no campo.
- Aos geólogos e amigos que de certa forma me ajudaram de maneira especial: Irian, Márcia, Amintas, Ronaldo, Catarina, Cabral, Cabeça, Pastor, Carla, Hector, Cesar, Guilherme, Monge, Rodox e Enrico.
- À minha família, meus pais e minhas irmãs, pelo carinho e constante incentivo.
- À Liege, de maneira muito especial, que sempre esteve a meu lado, compreensiva e incentivando e ao Gustavo, meu filho, que com sua alegria e carinho me deu muita força para superar dificuldades.

SUMÁRIO

<i>DEDICATÓRIA</i>	<i>i</i>
<i>RESUMO</i>	<i>ii</i>
<i>ABSTRACT</i>	<i>iii</i>
<i>AGRADECIMENTOS</i>	<i>iv</i>
<i>SUMÁRIO</i>	<i>v</i>
<i>LISTA DE FIGURAS</i>	<i>vii</i>
<i>LISTA DE TABELAS</i>	<i>xii</i>
<i>LISTA DE ABREVIATURAS DE MINERAIS</i>	<i>xiii</i>
 <i>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</i>	 <i>1</i>
1.1 - Localização e Acesso	3
1.2 - Geologia Regional	3
1.3 - Trabalhos Anteriores	9
 <i>CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DA ÁREA E PETROGRAFIA</i>	 <i>13</i>
2.1 - Considerações Sobre o Arcabouço Estrutural	16
2.2 - Associação Máfico-Ultramáfica	18
2.2.1 - Piroxenitos	19
2.2.2 - Noritos, Gabronoritos e Gabros	20
2.2.3 - Magnetitos	22
2.3 - Associação Enderbítica	23
2.3.1 - Características Indicativas de um Possível Processo de Assimilação na Geração de Gnaisses Enderbíticos.	24
2.4 - Associação Metassedimentar	25
2.5 - Suíte Alcalina Braço do Gavião	28
2.6 - Diques de Hornblendito	31
2.7 - Suíte Granítica Pomerode	32
2.8 - Considerações Finais sobre a Geologia da Área e a Petrografia	33
 <i>CAPÍTULO 3 - QUÍMICA MINERAL E METAMORFISMO</i>	 <i>42</i>
3.1 – Química Mineral	43
3.1.1 - Mineralogia da Associação Máfico-Ultramáfica	43
3.1.2 - Mineralogia da Associação Enderbítica	48
3.1.3 - Mineralogia da Associação Metassedimentar	49
3.1.4 - Mineralogia da Suíte Alcalina Braço do Gavião	51
3.1.5 - Mineralogia dos Diques de Hornblendito	51
3.2 - Metamorfismo	51
3.2.1 - Metamorfismo de Fácies Granulito	51
a) O Papel dos Fluidos no Metamorfismo Granulítico	53
b) Trajetórias de Pressão-Temperatura-Tempo do Metamorfismo Granulítico	56

3.2.2 - Equilíbrio Químico Entre os Piroxênios no Metamorfismo Granulítico	57
3.2.3 - Condições Físicas do Metamorfismo no Complexo Granulítico de Santa Catarina	60
a) Características Mineralógico-Texturais do Fácies Granulito	60
b) Características Mineralógico-Texturais do Retrometamorfismo	62
c) Temperatura e Pressão do Metamorfismo Granulítico	63
3.3 – Considerações Finais sobre a Química Mineral e o Metamorfismo	66
CAPÍTULO 4 - LITOGEOQUÍMICA	67
4.1 – Associação Máfico-Ultramáfica	67
4.1.1 – Série Magmática	67
4.1.2- Comportamento dos Elementos Maiores Frente ao Processo de Diferenciação Magmática	72
4.1.3 - Comportamento de Elementos Compatíveis e Incompatíveis Frente ao Processo de Diferenciação	76
a) Elementos Compatíveis	76
b) Elementos Incompatíveis	78
4.1.4 – Cálculo dos Vetores de Cristalização Fracionada	80
4.1.5 - Elementos Terras raras dos noritos, gabronoritos e gabros	84
4.2 – Associação Enderbítica	86
4.2.1 - Características Químicas Gerais	86
4.2.2 – Assimilação: Processo Gerador de Enderbitos?	90
4.3 - Diques de Hornblenditos	93
4.4 – Suíte Alcalina Braço do Gavião	95
4.5 – Considerações Finais sobre a Litogeoquímica	99
CAPÍTULO 5 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS	105
5.1- Evolução Geotectônica do Complexo Granulítico de Santa Catarina	107
5.2 – Considerações Metalogenéticas	109
5.2.1 - Mineralizações Associadas a Complexos Máfico-Ultramáficos Estratiformes	109
5.2.2 - Mineralizações de ferro-titânio-vanádio associadas a corpos máfico-ultramáficos	111
5.2.3 - Mineralizações de Ferro-Titânio-Vanádio no Complexo Granulítico de Santa Catarina	112
5.2.4 – Ocorrências de Coríndon no Complexo Granulítico de Santa Catarina	114
CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
ANEXOS	137

ANEXO 1 – Síntese dos trabalhos anteriores realizados no Cráton Luís Alves

ANEXO 2 – Mapa geológico da porção meridional do Cráton Luís Alves

ANEXO 3 – Mapa de caminamento e pontos de amostragem

ANEXO 4 - Tabela 2.1- Paragêneses minerais das principais unidades da porção meridional do Cráton Luís Alves

ANEXO 5 - Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Tabela 3.3 - Análises Químicas de Plagioclásios

Tabela 3.4 - Análises Químicas de Anfibólios

Tabela 3.5 - Análises Químicas de Biotitas

Tabela 3.6 - Análises Químicas de Granadas

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de Localização da Área de Pesquisa	4
Figura 1.2 - Mapa de Domínios Tectônicos (Adaptado de Kaul 1980 e Basei et al. 1992)	6
Figura 1.3 - Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina (Adap. de Awdziej et al. 1986)	8
Figura 2.1 - Mapa Geológico da Porção Meridional do Cráton Luís Alves - SC	14
Figura 2.2 – Vista parcial do afloramento de piroxenito na cidade de Barra Velha.	37
Figura 2.3 – Afloramento de piroxenito na Praia do Grant (Barra Velha). Observar o crescimento de porfiroblastos de hornblenda.	37
Figura 2.4 – Fotomicrografia de um piroxenito. Observar textura adcumulática de cristais de Opx e Cpx; exsoluções em gotas e finas lamelas em cristal de Opx (ao centro).	37
Figura 2.5 – Fotomicrografia de um piroxenito. Observar cristais subédricos ígneos de Opx e Cpx; recristalizações de Opx e Cpx (textura granoblástica) ao redor dos cristais ígneos. Estes cristais granoblásticos não possuem exsoluções. Observar também o retrometamorfismo com a geração de hornblenda ao redor dos cristais de piroxênio.	37
Figura 2.6 – Vista parcial de um afloramento de piroxenito da Ilha de Canas (Praia do Grant). Observar a brechação causada pela entrada de um líquido de composição quartzo-feldspática. A talhadeira que está como escala possui 25cm de comprimento.	37
Figura 2.7 – Detalhe do afloramento anterior mostrando o contato entre o veio quartzo-feldspático e o piroxenito. Observar a transformação retrometamórfica do piroxênio para hornblenda no contato.	37
Figura 2.8 – Fotomicrografia de um retro-piroxenito. Observar a formação de actinolita a partir de um cristal de hornblenda.	38
Figura 2.9 – Fotomicrografia de um metagabronorito. Observar cristal de Cpx com exsolução, maclado e zonado. Cristal de Opx no canto inferior direito com exsolução de Cpx. Geração de textura granoblástica ao redor dos cristais ígneos maiores.	38
Figura 2.10 – Fotomicrografia de um metagabronorito com textura poiquilítica. Fenocristal de Cpx maclado e exsolvido englobando cristal euédrico de Opx.	38
Figura 2.10A – Mesma fotomicrografia anterior vista com nicóis paralelos.	38
Figura 2.11 – Fotomicrografia de um metagabro. Detalhe de um fenocristal euédrico de plagioclásio zonado. Os pontos correspondem aos locais onde foram realizadas análises de microsonda. As análises demonstram que o zoneamento é normal.	38
Figura 2.12 – Fotomicrografia de um granulito máfico sendo percolado por veio de quartzo. Observar contato reto cortando os minerais.	38
Figura 2.13 – Fotomicrografia de um magnetito. Cristais de magnetita formando textura adcumulática.	39
Figura 2.14 – Fotomicrografia mostrando o detalhe de um cristal de magnetita do magnetito. Observar as exsoluções de ilmenita possivelmente segundo os planos cristalográficos (111) da magnetita (<i>trellis type</i>).	39

- Figura 2.15 – Fotomicrografia de um gnaiss enderbítico. Observar a presença de cristais de Cpx contendo exsoluções, e cristais menores granoblásticos, ao redor deste, sem exsolução. Avançado estágio de retrometamorfismo com a transformação dos cristais de Cpx em hornblenda. _____ 39
- Figura 2.16 – Vista parcial do afloramento da pedreira de Luís Alves. A rocha mais escura possui composição gabronorítica (1), a mais clara é um trondhjemitó (2), e a mesocrática é um enderbito (3). Processo de assimilação da rocha (1) pelo líquido (2), gerando um produto *híbrido* (3). _____ 39
- Figura 2.17 – Vista parcial, com maior detalhe, do afloramento da foto anterior, mostrando o mesmo processo. _____ 39
- Figura 2.18 – Detalhe do enderbito, produto da assimilação. Nas bandas máficas os piroxênios se dispõem de forma alinhada, e muitas vezes sofrem recristalização, demonstrando que esta deformação iniciou em fácies granulito. Superposto a essa, progressivamente ocorre retrometamorfismo em fácies anfibolito, com a geração de hornblendas a partir dos piroxênios. _____ 39
- Figura 2.19 – Fotomicrografia de um "gnaiss kinzigítico"/"restito". Observar a presença de sillimanita (Sil) (seção basal), granada (Grt) e plagioclásio (Pl). _____ 40
- Figura 2.20 – Fotomicrografia de um "metassedimento"/"restito". Observar a presença de coríndon (Crn), granada (Grt) e biotita (Bt). _____ 40
- Figura 2.21 – Vista parcial de um afloramento de rochas alcalinas. metadiorito (D), metasienito (S) e metamonzonito (M). _____ 40
- Figura 2.22 – Vista parcial de um afloramento de rochas alcalinas. Observar estrutura agmática formada pela injeção de um líquido sienítico (S) em um metadiorito (D). _____ 40
- Figura 2.23 – Fotomicrografia de um metadiorito. O Cpx possui composição entre diopsídio e salita, enquanto que o plagioclásio é albita. _____ 40
- Figura 2.24 – Fotomicrografia de um metamonzonito. Presença de grande quantidade de apatitas (cristais de cor de interferência cinza sem macla). _____ 40
- Figura 2.25 – Fotomicrografia de metamonzonito. Observar a grande quantidade de titanita (Ttn), orientada. _____ 41
- F Figura 2.26 – Fotomicrografia de metassienito contendo microclínio (Mc) e carbonato (Cal) _____ 41
- Figura 2.27 – Vista parcial de um afloramento de dique de hornblendito cortando metagabro (Praia do Grant - Barra Velha). _____ 41
- Figura 2.28 – Vista parcial de um afloramento de dique de hornblendito. Observar o contato gradacional entre plagioclásio hornblendito de textura fina (PHTF), plagioclásio hornblendito de textura grossa (PHTG) e hornblendito (Horn). _____ 41
- Figura 2.29 – Fotomicrografia de um PHTG. Textura poiquilítica de hornblenda ferrotchermaquítica, euédrica, inclusa em fenocristal de plagioclásio, anortita. _____ 41
- Figura 2.30 – Fotomicrografia mostrando o contato entre um dique de hornblendito e um leucogabro. Observar o contato interdigitado e lobado, sem bordas resfriadas no hornblendito. _____ 41
- Figura 3.1 – Quadrilátero de composição dos piroxênios, mostrando o caminho de evolução a partir dos piroxenitos em direção aos noritos, gabronoritos e gabros da Associação Máfico-Ultramáfica. Os caminhos tracejados são dos pares de piroxênios de

- Skaergard, segundo Wager & Brown (1968). As flechas vermelhas representam a evolução dos piroxênios do Complexo Máfico-Ultramáfico de Piên (Girardi & Ulbrich (1980)). As flechas azuis são da evolução dos piroxênios do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra Velha (Soares 1975). _____ 44
- Figura 3.2 – Diagrama Ab x An x Or. Evolução na composição de plagioclásios ígneos da Associação Máfico-Ultramáfica. AF-194B (piroxenito), AF-130A (norito), AF-212A (gabronorito), AF- 131A (norito) AF- 214A (gabronorito). _____ 44
- Figura 3.3 – Diagrama binário de Si versus $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. Classificação de anfibólios segundo Leake et al. (1997). O prefixo ferri deve ser utilizado sempre que o valor de Fe^{3+} for maior que 1, com exceção do grupo sódico. _____ 47
- Figura 3.4 - Diagrama ternário de almandina x grossulária x piropo. Classificação de granadas. 183A, 197C - metassedimentos; 135C, 82A - amostras do contato entre magnetitito e gabro; 185B - tectonito formado sobre rocha gabrótica. A paragênese das rochas pode ser vista no anexo 4, e as composições das granadas no anexo 5. _____ 47
- Figura 3.5 - Quadrilátero de composição dos piroxênios. Amostras 43A e 8L - enderbitos; amostra 8K – gabronorito. Vide texto para explicações. _____ 50
- Figura 3.6 - Diagrama Ab x An x Or. Classificação dos plagioclásios das amostras representativas do processo de assimilação (círculos vazados) e metassedimentos (quadrados amarelos). _____ 50
- Figura 3.7 - Quadrilátero dos piroxênios. Amostras representativas da Suíte Alcalina Braço do Gavião. _____ 52
- Figura 3.8 - Diagrama Ab x An x Or. Classificação de plagioclásios. Metadiorito da Suíte Alcalina Braço do Gavião (círculos vermelhos) e plagioclásio hornblenditos (círculos verdes). _____ 52
- Figura 3.9 – Diagrama PxT com as curvas de fusão do granito para diferentes aH_2O-CO_2 . Campo de formação de granulitos de diversas partes do mundo (Newton 1987). _____ 55
- Figura 3.10 – Modelos de trajetórias P-T-t segundo Ellis (1987). (A) - modelo de *underplating* magmático; (B) - modelo de denudação de uma crosta duplamente espessada _ 55
- Figura 3.11 – Diagrama mostrando a curva de equilíbrio entre os pares de piroxênios metamórficos analisados. O Kd desta curva é de 0,55. _____ 61
- Figura 3.12 – Diagrama de P(bar) versus Temperatura (°C). As retas paralelas representam a reação de equilíbrio entre os piroxênios, para os pares de Opx e Cpx analisados. As retas foram obtidas usando-se o geotermômetro de Berman (1988). Estão representadas as retas univariantes dos polimorfos de alumínio, com a posição do ponto invariante segundo Holdaway (1971). _____ 61
- Figura 3.13 – Diagrama P x T com a separação dos campos de Granulito, Grt-Granulito e Eclogito. As retas mais grossas representam a composição de olivina toleíto, enquanto que as retas finas são de composição de quartzo toleíto, segundo Ringwood (1975). _____ 65
- Figura 3.14 - Diagrama P x T representando a junção das figuras 3.10 e 3.11, e mais as curvas de aparecimento de Opx e desaparecimento de anfibólio para rochas máficas. ____ 65
- Figura 4.1 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971). Separação dos campos cálcio-alcalino e toleítico (linha tracejada). Noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis); gabronoritos que não fazem parte do *trend* (losangos amarelos); piroxenitos (círculos

- vermelhos) e magnetitito (círculo preto). A linha azul representa o caminho de evolução das amostras do grupamento dois. _____ 69
- Figura 4.2 – Diagrama de SiO_2 versus álcalis (Irvine & Baragar 1971). Separação dos campos alcalino e sub-alcalino (linha tracejada). Mesma legenda da figura 4.1. _____ 69
- Figura 4.3 - Diagrama binário de $\text{SiO}_2 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ (Miyashiro 1974). Divisão dos campos cálcio-alcalino e toleítico. Piroxenitos (círculos vermelhos) noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis). _____ 69
- Figura 4.4 – Diagramas binários de MgO versus elementos maiores. Noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis); gabronoritos que não fazem parte do *trend* (triângulo amarelo - AF-182A; quadrado amarelo - AF-126A); piroxenitos (círculos vermelhos). A linha azul tracejada mostra o caminho de evolução dos noritos em direção aos gabros _____ 73
- Figura 4.5 (A) – Diagrama MgO versus CaO . Mesma legenda da figura 4.4. Hexagonos amarelos representam a média de 21 ortopiroxênios e clinopiroxênios de piroxenitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. (B) – Diagrama MgO versus $\text{Fe}^* + \text{MgO} + \text{CaO}$. Mesma legenda da figura 4.5A. Obs: Fe^* significa todo ferro expresso como Fe_2O_3 nas rochas e FeO nas análises dos minerais. _____ 75
- Figura 4.6 - Piroxenitos de Santa Catarina e campo de 5 clinopiroxênios de enclaves de Websteritos no *Hyblean Plateau* na Itália. Normalizados pelo condrito de Evensen et al (1978). _____ 75
- Figura 4.7 - Diagramas binários de MgO versus elementos traço. Legenda como da figura 4.4 _____ 77
- Figura 4.8 - Diagrama binário V versus $\text{Ni} + \text{Co}$ (ppm). Média das análises de minério de ferro magmático de Kiruna (Suécia), El Lago (Chile) e amostra AF-77A do C.G.S.C _____ 79
- Figura 4.9 (A) – Diagrama $\text{Sr} \times \text{Cr}$. Vetores de cristalização fracionada de olivina (Ol), granada (Grt), ortopiroxênio (Opx), hornblenda (Hbl), clinopiroxênio (Cpx) e magnetita (Mag). Noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis), piroxenitos (círculos vermelhos). _____ 79
- Figura 4.9 (B) – Diagrama $\text{Sr} \times \text{Sc}$; (C) – Diagrama $\text{Ti} \times \text{Sc}$; (D) – Diagrama $\text{Ce} \times \text{Y}$; (E) – Diagrama $\text{Ti} \times \text{Y}$. As setas são os vetores de cristalização fracionada. Legenda como da figura 4.9 (A). O círculo preto corresponde a análise química de um magnetitito do CGSC _____ 82
- Figura 4.10 – Diagrama esquemático demonstrando a evolução do líquido (retângulos azuis), as fases que estão sendo fracionadas na cristalização e os resíduos esperados (elipses) _____ 85
- Figura 4.11 - Diagrama de ETR das amostras de noritos, gabronoritos e gabros do C.G.S.C. Campo de cinco amostras de granulitos máficos do Complexo Lewisian. Normalização: Evensen et al 1978. _____ 85
- Figura 4.12 – Diagramas de SiO_2 versus elementos maiores. Círculos pretos representam as análises químicas de enderbitos e charno-enderbitos do CGSC. _____ 87
- Figura 4.13 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971). Os círculos pretos representam as amostras de enderbitos e charno-enderbitos do CGSC. _____ 89
- Figura 4.14 – Diagrama de Elementos Terras Raras das amostras de enderbitos e charno-enderbitos do CGSC, normalizadas pelo condrito de Evensen et al. (1978). _____ 89

- Figura 4.15 – Diagrama multielementos dos enderbitos e charno-enderbitos do CGSC, normalizados pelo manto primitivo de McDonough et al. (1992). _____ 89
- Figura 4.16 – Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). Gabronorito (triângulos), trondhjemitos (círculos), rocha enderbítica produto da assimilação (quadrados). Campo sombreado representa o conjunto dos enderbitos e charno-enderbitos do CGSC. _____ 92
- Figura 4.17 – Diagrama multielementos normalizado pelo manto primitivo de McDonough et al. (1984). Gabronorito (AF-8L), trondhjemitos (AF-8J), enderbito produto da assimilação (AF-8K). Campo sombreado representa a variação dos enderbitos e charno-enderbitos do CGSC. _____ 92
- Figura 4.18 – Diagrama AFM. Hornblendito (triângulo), plagioclásio hornblenditos (hexágonos). _____ 94
- Figura 4.19 – Diagrama de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito de Evensen et al. 1978. _____ 94
- Figura 4.20 – Diagrama multielementos normalizados pelo manto primitivo de McDonough et al. 1984. _____ 94
- Figura 4.21 – Diagrama binário de SiO_2 versus álcalis. Delimitação dos campos alcalino e sub-alcalino. Sienito (círculo), monzodiorito (quadrado), diorito (triângulo). _____ 96
- Figura 4.22 – Diagrama binário de SiO_2 versus elementos maiores. Símbolos iguais aos da figura 4.21. _____ 96
- Figura 4.22 (continuação) - Diagrama binário de SiO_2 versus elementos maiores. Símbolos como na figura 4.21. _____ 97
- Figura 4.23 – Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). Sienito (círculos), monzodiorito (quadrados), diorito (triângulos). _____ 98

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1- Paragêneses minerais das principais unidades do CGSC (em anexo)	137
Tabela 3.1- Espectrômetros (1-TAP, 2-PET, 3-LIF, 4-TAP); elementos analisados em cada espectrômetro; orbitais ($K\alpha$ e $L\alpha$); padrões internacionais utilizados na calibragem das microssondas (CaF ₂ , Susi, Anor, Clap, Asbe, Cr ₂ O, Mn, BaSO, TiO ₂ , NiO e Jade)	42
Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios (em anexo)	137
Tabela 3.3 - Análises Químicas de Plagioclásios (em anexo)	137
Tabela 3.4 - Análises Químicas de Anfibólios (em anexo)	137
Tabela 3.5 - Análises Químicas de Biotitas (em anexo)	137
Tabela 3.6 - Análises Químicas de Granadas (em anexo)	137
Tabela 3.7 - Análises Químicas e Fórmulas Estruturais dos Pares de Piroxênios	59
Tabela 3.8 - Tabela com as paragêneses em fácies granulito e fácies anfibolito. Opx (ortopiroxênio), Cpx (clinopiroxênio), Pl (plagioclásio), Fk (feldspato alcalino), Hbl (hornblenda), Flog (flogopita), Bt (biotita), Sill (sillimanita), Grt (granada), Qtz (quartzo) e Sp (espinélio). As setas estão indicando que as paragênese se encontram em equilíbrio desde o fácies anfibolito superior a granulito.	63
Tabela 4.1 - Análises Químicas das Rochas da Porção Meridional do Cráton Luís Alves	69
Tabela 4.2 - Tabela contendo coeficientes de partição (Kd), extraída de Rollinson (1993).	80
Tabela 5.1 - Coluna litoestratigráfica da porção oriental do Complexo de Bushveld, modificada de Walraven (1986).	110
Tabela 5.2 - Amostra AF-77A, magnetito do CGSC; Amostras A e B são minérios de titânio e vanádio do Complexo de Bushveld (CB); a Amostra C é um minério de titânio do CB. Os valores obtidos dos minérios de Bushveld foram extraídos de Reynolds (1986)	113

LISTA DE ABREVIATURAS DE MINERAIS (Kretz 1983)

Act - actinolita
Ab - albita
An - anortita
Ap - apatita
Bt - biotita
Cpx - clinopiroxênio
Cal - calcita
Chl - clorita
Di - diopsídio
En - enstatita
Fs - ferrossilita
Grt - granada
Hd - hedembergita
Hbl - hornblenda
Jd - jadeíta
Ky - cianita
Mag - magnetita
Ol - olivina
Opx - ortopiroxênio
Pl - plagioclásio
Qtz - quartzo
Sil - sillimanita
Spl - espinélio
Ttn - titanita

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Os estudos petrográficos, estruturais, litogeoquímicos, isotópicos, de quimismo mineral, entre outros, possuem como um de seus objetivos a compreensão das semelhanças e diferenças dos diversos ambientes geológicos, a fim de procurar entender os processos de evolução mantélica e crustal. Da mesma forma que o estudo de enclaves de peridotitos em *pipes* kimberlíticos e o estudo de lavas komatiíticas em *greenstone belts* nos proporcionam uma janela para compreender os processos de evolução do manto superior, os terrenos granulíticos nos abrem a possibilidade, de além de estudar a natureza e composição de segmentos profundos da crosta continental, analisar os processos tectono-metamórficos e químicos responsáveis pela acreção e crescimento crustal. Da mesma forma, a compreensão da natureza dos ambientes geológicos permitem fazer inferências sobre a metalogênese a nível regional.

Entretanto, algumas questões intrigantes em relação aos terrenos granulíticos devem ser respondidas a fim de compreendermos melhor estes segmentos de crosta inferior:

(1) Os terrenos granulíticos são todos similares no seu estilo estrutural e evolutivo? Weaver & Tarney (1984) acreditam que sim e que o Complexo Lewisian poderia ser usado como modelo. Por outro lado, Rudnick & Taylor (1986) e Harley (1989) apontam para diferenças que são melhor explicadas por modelos evolutivos diferentes.

(2) O típico empobrecimento em LILE (*Large Ion Litophile Elements*) que ocorre em diversos terrenos granulíticos seria uma característica inerente e diagnóstica do seu modelo evolutivo?

(3) Qual o papel dos fluidos na formação de rochas granulíticas? O influxo de CO₂, conforme visto na Índia (Janardhan et al. 1982, Friend 1983), é realmente responsável pela ampla formação de granulitos, ou a natureza primária das rochas na crosta inferior é caracterizada por condições de ausência de vapor (*vapor absent*)?

(4) Qual ou quais os ambientes geotectônicos capazes de agregar as diversas características de terrenos granulíticos, tais como: bimodalidade composicional; sobretaxa de calor para ocasionar o metamorfismo granulítico; compressão e encurtamento crustal; rochas supracrustais metamorfisadas em alto grau?

Apesar da existência de um número incontável de trabalhos a respeito de terrenos gnáissicos de alto grau, estas questões permanecem ainda controversas.

Com o nosso trabalho esperamos poder ter contribuído para o entendimento de uma pequena porção da litosfera continental arqueana no Estado de Santa Catarina e assim auxiliar na compreensão dos processos envolvidos na geração e evolução da crosta inferior. Para tanto, se fez necessário uma série de trabalhos que objetivaram:

a) cartografar geologicamente a região em escala 1:200.000, procurando definir com clareza a relação de contato entre as litologias, principalmente os corpos máfico-ultramáficos e os gnaisses intermediários ali encontrados;

b) realizar o levantamento estrutural, a fim de se estabelecer um quadro da evolução deformacional dessa área, e de sua relação com o contexto tectônico regional;

c) detalhar geoquimicamente as rochas máfico-ultramáficas em termos dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os Terras Raras, o que possibilitou determinar a filiação do magma gerador dessas rochas, bem como definir qual o processo envolvido na sua diferenciação. Possibilitou, também, estudar o comportamento dos elementos químicos dos gnaisses intermediários a ácidos;

d) analisar a composição química dos minerais das rochas máfico-ultramáficas, nas diversas etapas da diferenciação que estas rochas representam. Isso possibilitou uma melhor compreensão do ou dos processos envolvidos na sua geração. Também permitiu a utilização de métodos termo-barométricos para definir as condições físicas do metamorfismo a que foram submetidas essas rochas;

e) definir, com base na cartografia, petrografia e litogeoquímica, um modelo tectônico evolutivo para a área e levantar suas implicações metalogenéticas gerais.

1.1 - Localização e Acesso

A região em estudo está situada no Estado de Santa Catarina, e tem uma área de aproximadamente 1500 km², limitada pelos meridianos 48°35' e 49°15' a Oeste de Greenwich e entre os paralelos 26°30' e 27° a Sul do Equador (figura 1.1).

O principal acesso se faz pela estrada BR-101 que corta a área de norte a sul passando pelo litoral. Conectam-se a ela algumas estradas estaduais e uma federal, BR-470, em direção a Oeste. Esta última é a mais importante, pois liga as cidades de Itajaí e Blumenau, dirigindo-se ainda até a cidade de Indaial, no limite oeste da área.

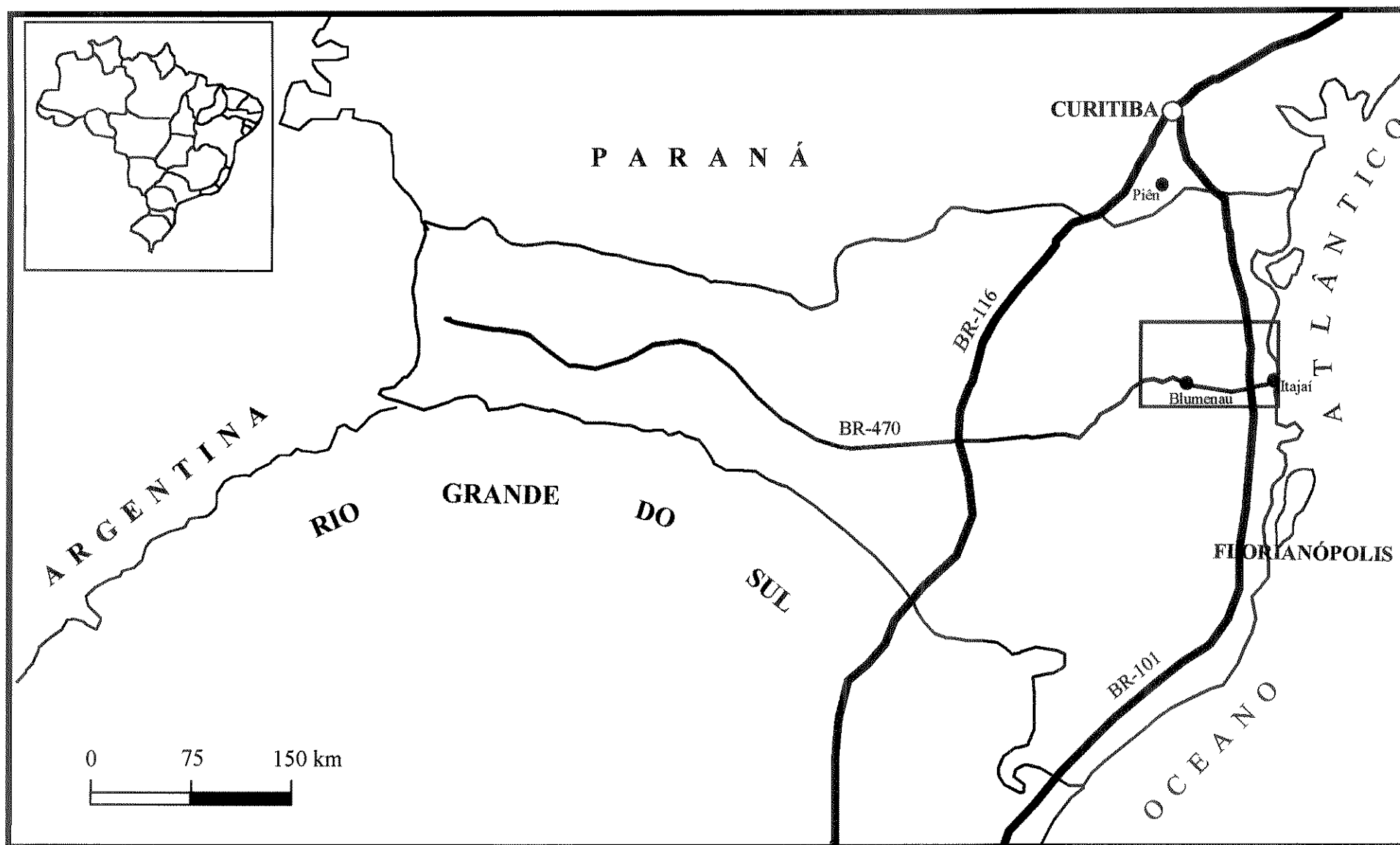
1.2 - Geologia Regional

A área de enfoque do presente trabalho faz parte da Plataforma Sul-Americana e representa um conjunto de litologias do embasamento dos terrenos mais antigos que limitam, a leste, a Bacia do Paraná no Estado de Santa Catarina (figuras 1.2 e 1.3).

As rochas granulíticas que representam as porções mais antigas desse embasamento foram agrupadas sob a denominação formal de Complexo Granulítico de Santa Catarina, (Hartmann et al. 1979). Essa região granulítica, localizada na porção nordeste do Estado de Santa Catarina e sudeste do Paraná, possui uma área aproximada de 8.500 km². O seu limite setentrional encontra-se no Estado do Paraná, próximo à região de Piên e Tijucas do Sul e o limite sul ultrapassa a Bacia do Rio Itajaí (Silva 1984). A leste, o Complexo é limitado pelo Oceano Atlântico e a oeste, pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná.

Uma das primeiras propostas de compartimentação tectônica do Pré-Cambriano catarinense foi feita por Takeda (1958). Foi assim caracterizada a existência de três blocos crustais, sendo os blocos setentrional e meridional constituídos por rochas granítico-migmatíticas de embasamento. Estes seriam

Figura 1.1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA



separados por um bloco central, constituído de rochas de cobertura da "Série Itajaí" (Dutra 1926), e por rochas metassedimentares da "Série Brusque" (Carvalho & Pinto 1938).

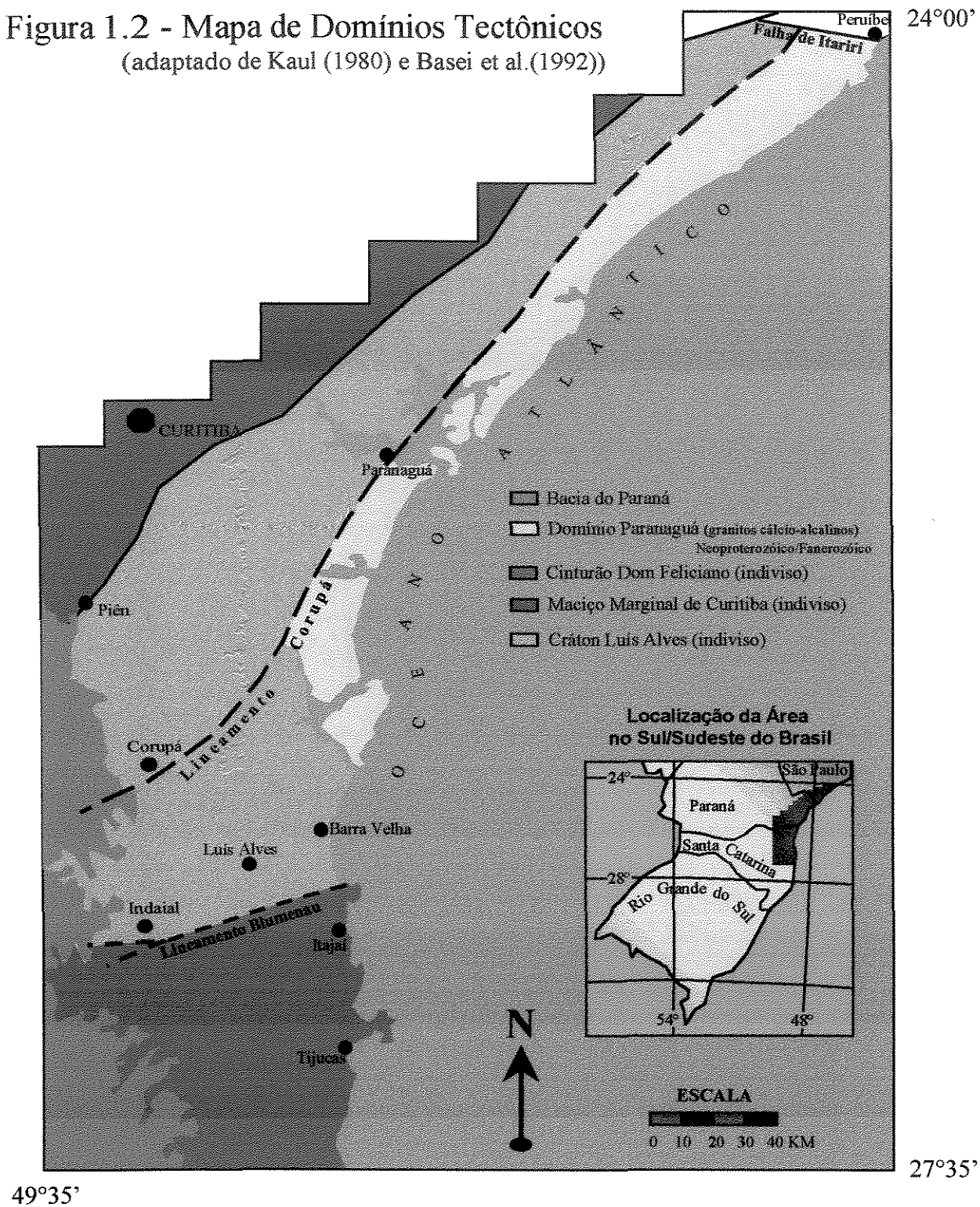
Seguiu-se a proposta de Hasui et al. (1975), os quais denominaram de "Maciço Mediano de Joinville" as rochas gnáissico-migmatíticas e granulíticas de Santa Catarina e Paraná. Este Maciço seria balizado pelo Sistema de Dobramentos Apiaí, que ocorre a norte, e o Sistema de Dobramentos Tijucas, a sul, apresentando em suas bordas rejuvenescimentos introduzidos pelo desenvolvimento destes Sistemas brasileiros. A sul do Sistema de Dobramentos Tijucas, ocorreriam as rochas granito-migmatíticas do Maciço Mediano de Pelotas.

Basei (1985) sugeriu um esboço tectônico para o sul-sudeste brasileiro, destacando quatro unidades tectônicas maiores: porção sul do Cinturão Ribeira, Terrenos Granulito-Migmatíticos, Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1980) e a Bacia do Paraná. Seus estudos enfocaram, no entanto, somente os Terrenos Granulito-Migmatíticos e o Cinturão Dom Feliciano (figura 1.2).

Os Terrenos Granulito-Migmatíticos, que apresentam uma complexa estruturação interna, foram agrupados em duas unidades maiores: "Maciço Marginal de Curitiba" e "Cráton Rio de La Plata" definido por Almeida et al. (1973) e Fragoso Cesar (1980).

O Maciço Marginal de Curitiba representa as rochas adjacentes a sul do Cinturão Ribeira, retrabalhadas ou formadas durante o Ciclo Brasileiro. Basei (1985) coloca ainda o limite setentrional deste maciço nos falhamentos de Lancinha-Ribeira e Itariri e o limite meridional, considerado transicional, é sugerido situar-se nas proximidades de Piên, pois desta localidade para sul diminuem as ocorrências de migmatizações relativas ao Ciclo Brasileiro (figura 1.2). As litologias que predominam nesse maciço são gnaisses e migmatitos diversos, com restos de cobertura metassedimentar afetados por intrusões de granitóides, destacando-se os núcleos ultrabásico-granulítico-charnockíticos de Piên, Serra Negra e Itatins. Esses terrenos, segundo Basei (1985), representariam rochas menos afetadas pelo retrabalhamento Brasileiro.

Figura 1.2 - Mapa de Domínios Tectônicos
(adaptado de Kaul (1980) e Basei et al.(1992))



O Cráton Rio de La Plata foi denominado formalmente por Almeida et al. (1973) para se referir a terrenos antigos que ocorrem em diversas localidades da Argentina e Uruguai. Kaul (1979) propôs o nome "Cráton Luís Alves" para a região granulítica que ocorre a norte do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Esta área seria limitada a norte pelo lineamento de Corupá e a sul pelo lineamento de Blumenau (Kaul 1980) (figura 1.2). Posteriormente Fragoso Cesar (1980) prolongou o Cráton Rio de La Plata de Almeida et al. (1973) até o Rio Grande do Sul e também aos terrenos antigos que ocorrem a norte do Grupo Itajaí em Santa Catarina. Essa denominação de cráton é bem aplicada às rochas granulíticas que representam os terrenos antigos de idade arqueana a proterozóica inferior de Santa Catarina, pois as mesmas estão preservadas da superimposição termo-tectônica brasileira, mesmo nas proximidades do Cinturão Dom Feliciano. Por esta razão é que Basei (1985) sugere que as rochas granulito-migmatíticas tenham se comportado como uma entidade única no espaço compreendido entre os dois cinturões, que sua porção norte teria se comportado como um Maciço Marginal ao Cinturão Ribeira e a parte sul como um ante-país para a evolução do Cinturão Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano, entidade geotectônica desenvolvida no Proterozóico Superior na borda sul do Cráton Rio de La Plata, no Estado de Santa Catarina, foi definido primeiramente por Fragoso Cesar (1980). Caracteriza-se por metamorfismo, deformação, geração de rochas e retrabalhamento de terrenos mais antigos durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. Segundo Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987) esse cinturão pode ser dividido em três domínios: (i) domínio interno, caracterizado pela presença de rochas granitóides foliadas associadas a migmatitos, que provavelmente representem zonas profundas do Cinturão Dom Feliciano; (ii) domínio intermediário, formado pelos metassedimentos do Grupo Brusque e intrusões de granitóides pertencentes às Suítes Valsungana (maciços granodioríticos foliados) e Guabiruba (pequenos stocks de granitóides isótipos); (iii) domínio externo caracterizado pelos sedimentos anquimetamórficos do Grupo Itajaí, que preenchem a antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano, sendo este composto por sedimentos turbidíticos com magmatismo ácido associado (fig. 1.3).

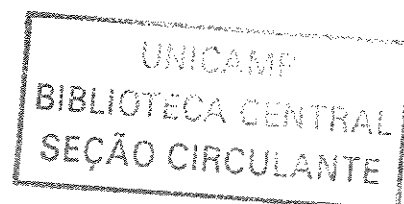
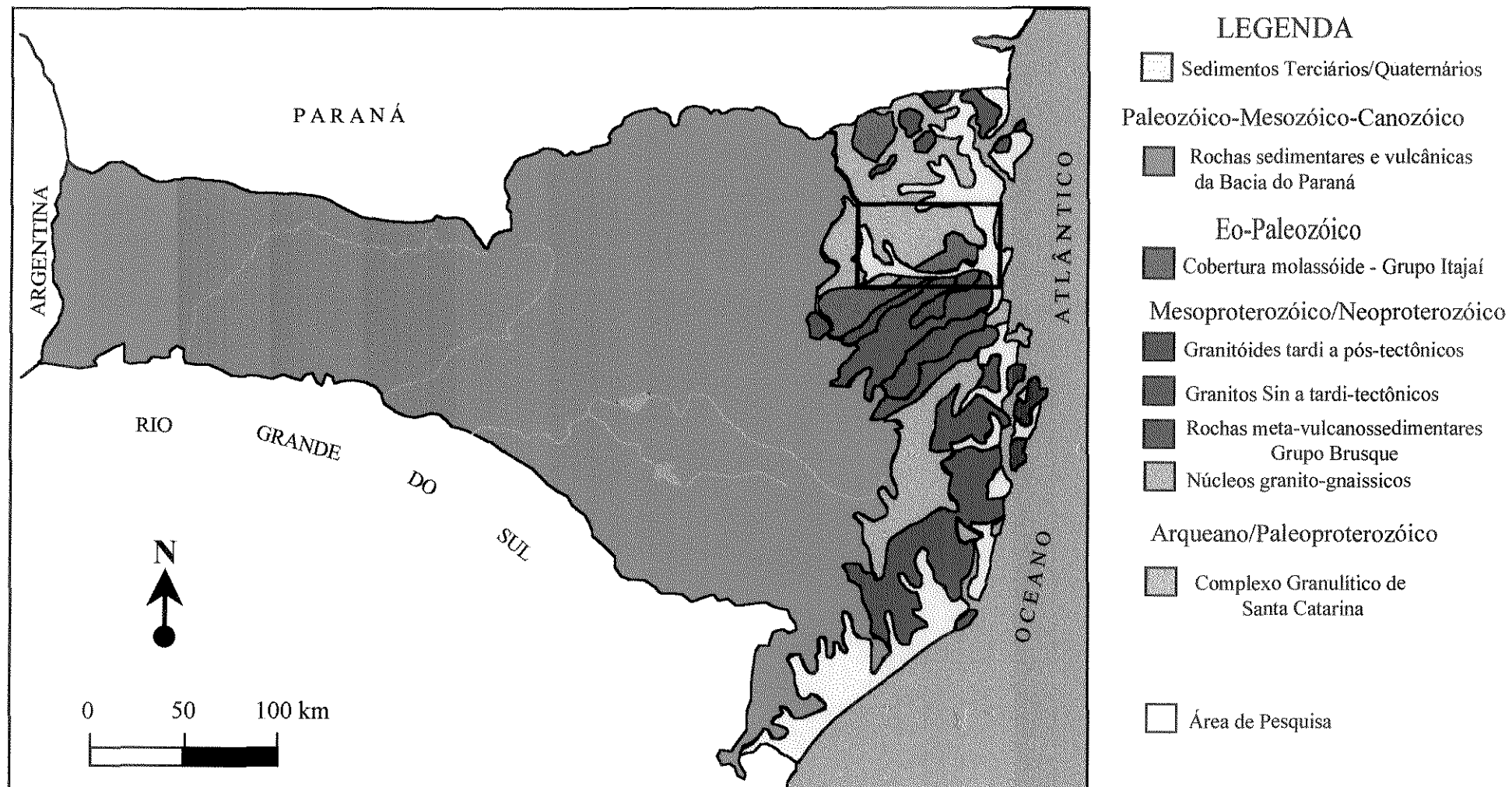


Figura 1.3 - MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SANTA CATARINA
(adaptado de AWDZIEJ et al. 1986)



A Bacia do Paraná que ocupa uma área de cerca de 1.000.000 de km² no Brasil, alongando-se ainda pelo Paraguai, Uruguai e Argentina, delimita os terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos do Estado de Santa Catarina, a oeste (figura 1.3). Essa bacia teve sua evolução iniciada com sedimentos marinhos, fossilíferos eossilurianos e culminou com a deposição dos sedimentos do Cretáceo Superior sobre as rochas vulcânicas toleíticas da Formação Serra Geral (Santos et al. 1984).

1.3 - Trabalhos Anteriores

Neste item a respeito dos trabalhos que foram anteriormente realizados no Complexo Granulítico de Santa Catarina, procuramos condensar as informações que consideramos serem as mais relevantes e atualizadas e para a nossa pesquisa. Por outro lado devemos ter em mente que todos os trabalhos que foram realizados anteriormente são de extrema importância para a evolução do conhecimento acerca dessa porção da litosfera continental. Portanto, além do resumo apresentado aqui, consta no anexo 1, uma ampla revisão bibliográfica contando com a enumeração dos trabalhos realizados no CGSC.

Entre os trabalhos de cartografia geológica regional básica destacam-se os realizados pelo DNPM, convênio CPRM/DNPM e pelo RADAMBRASIL. Estes foram desenvolvidos desde o final da década de 60 até o início da década de 80. Podemos citar os trabalhos de Schulz Jr. et al. (1969), Albuquerque et al. (1971) e Silva & Dias (1981 c).

Concomitantemente a estes trabalhos regionais, inúmeras publicações, de caráter mais local, passaram a ser apresentadas, principalmente em revistas nacionais e comunicações de congressos.

Um dos objetivos destas publicações, entre outros, foi o de caracterizar os diversos litotipos encontrados no hoje denominado Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC).

As primeiras referências feitas a rochas do fácies granulito em Santa Catarina são devidas a Albuquerque et al. (1971), ao qual se seguiram outros

trabalhos que também demonstraram a existência de rochas granulíticas: Miniolli (1972), Mônico et al. (1974), Cordani (1974), Girardi (1974, 1976), na região de Piên no estado do Paraná e Hartmann (1976), na região de Luís Alves.

Soares (1975), chamou pela primeira vez de "Complexo máfico-ultramáfico de Barra Velha" as rochas de composição piroxenítica, gabróica e norítica da região homônima. Neste mesmo local já havia sido noticiada a existência de rochas "ultrabásicas" por Bartorelli et al. (1968), que as definiram como piroxenitos e anfibolitos, e também por Miniolli (1972) que acrescentou a presença de migmatitos bandados e websteritos.

Além das rochas máfico-ultramáficas que ocorrem de maneira esparsa por todo o CGSC, temos a presença marcante de rochas de composição enderbítica, que já havia sido noticiada por Moreira & Marimon (1980). Hartmann et al. (1979), Hartmann & Nardi (1980 b), denominaram estas rochas de gnaisses quartzo-feldspáticos, enquanto Figueiredo et al. (1991) as chamaram de granulitos intermediários a ácidos.

Ocorrem também metassedimentos em fácies granulito, no entanto de maneira restrita (Figueiredo et al. 1991). Os metassedimentos descritos para a região são quartzitos, formação ferrífera bandada e rochas cálcio-silicáticas (Hartmann et al. 1979, Silva e Dias 1981(a,b,c), Basei 1985, Hartmann 1988). Também foi noticiada a presença de gnaisses kinzigíticos por Silva e Dias (1981a,b,c).

Estimativas das condições do metamorfismo granulítico foram feitas por Girardi (1974) e Girardi & Ulbrich (1980) para a região de Piên no Estado do Paraná. As temperaturas obtidas, utilizando-se os geotermômetros de Wood & Banno (1973), Banno (1974) e Wells (1977), situaram-se aproximadamente entre 720 °C e 850 °C. As pressões, utilizando-se os geobarômetros de Obata (1976) e Herzberg (1978), foram estimadas entre 5 e 7 Kbar. Hartmann (1988), admitiu para o Complexo Granulítico de Santa Catarina a existência de cinco eventos metamórficos, sendo os três primeiros do fácies granulito, o quarto retrometamórfico do fácies anfibolito e o quinto do fácies xisto verde, localizado nas zonas cataclásticas. Ainda neste trabalho, Hartmann, utilizando o geotermômetro de Wells (1977) corrigido pelo método de Evans & Trommsdorff

(1978, *apud* Hartmann 1988), obteve a temperatura do segundo evento metamórfico, a qual situou-se em torno de 800 °C.

Vários trabalhos realizados na região tiveram o objetivo de caracterizar geoquimicamente as rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Dentre estes podemos destacar os de Moreira & Marimon (1980), que afirmaram que as rochas granulíticas de protólito ígneo representam um *trend* de diferenciação magmática, com as máfico-ultramáficas sendo cogenéticas com os granulitos intermediários enderbíticos. Sugerem ainda, que esta região possa representar um *greenstone belt*, ou seja, um cinturão vulcano-sedimentar. Hartmann (1988) admitiu que o CGSC mostra características de um complexo de base da crosta, com a granada, a hornblenda e mais o plagioclásio sendo minerais importantes na sua geração.

Figueiredo et al. (1991) e Figueiredo (*in memoriam*) et al. (1997), sugeriram que os granulitos de Santa Catarina possam representar uma seqüência cálcio-alcalina cogenética, com os termos básicos correspondendo a toleíitos de alto-Al e os intermediários-ácidos a tonalitos de alto-Al e granodioritos. Concluem que a cristalização fracionada seria um mecanismo dominante em sua gênese. Como estes mesmos autores salientam, esse fato é intrigante, tendo em vista que "terrenos arqueanos de alto grau de outras partes do mundo são bimodais e seus componentes (máfico e silício) têm petrogêneses diferentes" (Tarney & Weaver 1987, Park & Tarney 1987). Apresentam como provável gênese a geração de toleíitos de alto-Al por fusão parcial do manto e posterior diferenciação desse magma por cristalização fracionada, em um ambiente de subducção. Essa diferenciação geraria uma seqüência cálcio-alcalina cogenética desde os termos básicos, noríticos, até ácidos. Como fases minerais mais importantes do fracionamento os autores sugerem uma grande predominância de plagioclásio, seguido pelo clinopiroxênio, olivina e/ou ortopiroxênio, Ti-magnetita e apatita. O tamanho relativamente pequeno do complexo e a ausência de crosta continental mais antiga sugerem, para os autores, um ambiente de arco insular em vez de margem continental ativa.

Desde o trabalho pioneiro de Bartorelli et al. (1968), na região de Barra Velha, muitos trabalhos de geocronologia foram realizados no CGSC. Ao longo

dos anos diversas compilações e reinterpretações dos dados disponíveis, acrescentando-se por vezes dados inéditos, foram realizadas. Como exemplos temos os trabalhos de Cordani (1974) e Teixeira (1979).

Os dados geocronológicos mais recentes, apresentados por Figueiredo (*in memoriam*) et al. (1997), são fruto de compilação dos trabalhos de Girardi et al. (1974), Hartmann et al. (1979), Basei (1985), Machiavelli et al. (1993) e Siga Jr. (1995). A partir dos dados levantados os autores consideram que a idade de geração dos precursores ígneos é dada pelo intercepto superior U-P (em zircões) de 2,4Ga e por dados isocrônicos Rb/Sr se situando entre 2,6Ga e 2,8Ga. O metamorfismo de fácies granulito teria ocorrido por volta de 2,1Ga (Rb/Sr), durante o Ciclo Transamazônico.

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DA ÁREA E PETROGRAFIA

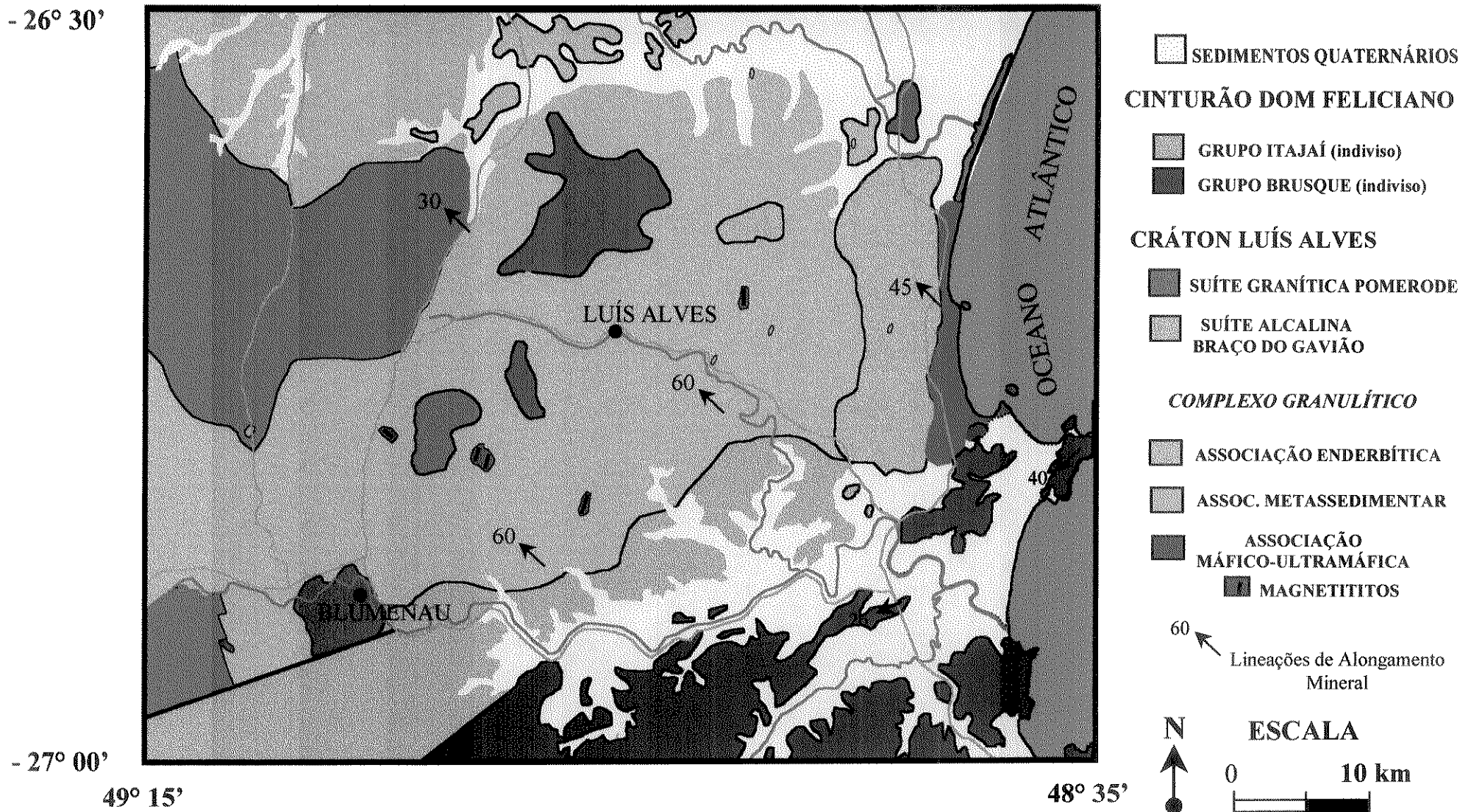
Na área coberta pelo estudo existem dois domínios geológicos distintos, com diferentes idades, associações litológicas, grau de metamorfismo e estruturação regional: o primeiro (i), é formado por rochas meta-vulcanossedimentares do Complexo Metamórfico Brusque, granitos intrusivos e por sedimentos molassóides do Grupo Itajaí. Esta associação constitui a unidade geotectônica denominada de Cinturão Dom Feliciano (Fragoso César 1980), de idade brasileira. O segundo, (ii), é formado por um conjunto de protólitos ígneos e sedimentares que foram reequilibrados em fácies granulito e pelas demais rochas que não sofreram metamorfismo de fácies granulito: a Suíte Alcalina Braço do Gavião, a Suíte Granítica Pomerode e os diques de hornblenditos, definidos aqui para destacar sua natureza distinta, (figura 2.1). As rochas granulitizadas, de idade arqueana e paleoproterozóica, que fazem parte do denominado Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al. 1979), foram agrupadas em três associações litológicas informais: associação máfico-ultramáfica, associação enderbítica e associação metassedimentar.

A estruturação da região é bem nítida em fotografias aéreas e imagem de satélite e mostra a diferença contrastante entre os dois domínios acima mencionados. No domínio (i), os traços de foliações e fraturas apresentam uma direção preferencial nordeste enquanto que no domínio (ii), ocorre uma variação de norte-noroeste para norte-nordeste.

Devido à predominância de rochas do fácies granulito no domínio (ii), continuaremos a utilizar a denominação Complexo Granulítico de Santa Catarina, quando fizermos referência a este. Nele estarão compreendidas as Associações máfico-ultramáfica, enderbítica, metassedimentar, bem como as Suíte Alcalina Braço do Gavião, a Suíte Granítica Pomerode e os diques de hornblenditos.

Não tivemos como objetivo, neste trabalho, estudar o domínio (i), no entanto procuramos observar as regiões de contato entre os dois domínios a fim de estabelecer qual a influência exercida pelo Cinturão Dom Feliciano sobre o Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC). De fato os contatos são

**FIGURA 2.1 - MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CRÁTON LUÍS ALVES - SC**



nitidamente tectônicos, sendo que na porção oeste da área ocorre um falhamento normal, subvertical, elevando a porção sul em relação à norte (mapa geológico em anexo, proximidades do ponto AF-199). Na parte leste o contato se dá na forma de uma zona de cisalhamento dúctil, dextral, que inclusive ocasiona forte intercalação tectônica entre as rochas do CGSC e do Cinturão Dom Feliciano. Na região central o CGSC está em contato com as rochas sedimentares do Grupo Itajaí. Em alguns locais, como nos pontos AF-144 e AF-175, bem como na parte oeste da área, ponto AF-199, foram observados falhamentos inversos com vergência para norte e norte-noroeste. Apesar da existência de contatos tectônicos entre estes dois domínios geológicos, não ocorre uma propagação destes efeitos para o interior do Complexo Granulítico, a não ser a geração de estreitas zonas de falhas e fraturas.

As rochas da Associação Máfico-Ultramáfica, da Associação Enderbítica e da Associação Metassedimentar, que ocorrem na porção meridional do Complexo Granulítico de Santa Catarina, foram submetidas a três eventos metamórficos que reequilibraram total ou parcialmente as paragêneses primárias magmáticas, e obliteraram quaisquer estruturas sedimentares. O principal evento foi de fácies granulito, fato evidenciado na geração de textura granoblástica poligonal, principalmente de cristais de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. Esta textura metamórfica pode ser a única observada nas amostras, ou é restrita a grãos menores formados ao redor de cristais reliquiais ígneos. Subseqüentemente o Complexo foi submetido a condições metamórficas de fácies anfibolito. Esse retrometamorfismo foi principalmente dinâmico, relacionado a zonas de cisalhamento dúctil, presentes em toda a região, ou estático, como visto na região de Barra Velha, em rochas máficas e ultramáficas. Localmente, em zonas de fraturamento intenso que cortam a área com direções N-S e NE-SW, observamos a presença de retrometamorfismo de fácies xisto verde e geração de palhetas de clorita alongadas, desenvolvidas nos planos de falhas.

Em todo o Complexo são observados veios de epidoto, discordantes da estruturação da rocha, no entanto esses estão presentes em maior quantidade nas zonas de fraturas, juntamente com veios pegmatíticos de composição granítica. O fluido que percolou as rochas e gerou os veios de epidoto também transportou o elemento K, ocasionando metassomatismo, com a geração de feldspato alcalino,

nas zonas de contato dos veios. Nas regiões de contato entre o Cinturão Dom Feliciano e o Complexo Granulítico de Santa Catarina estes veios de epidoto cortam os dois domínios geotectônicos, demonstrando que sua geração está relacionada, principalmente, a fases magmáticas tardias da evolução do cinturão neo-proterozóico, que ocasionou expressiva granitogênese tardi a pós-tectônica.

2.1 - Considerações Sobre o Arcabouço Estrutural

A escassez e a descontinuidade de afloramentos dificultou a elaboração de um levantamento estrutural detalhado na região de estudo. Por esse motivo as observações que seguem se baseiam em uma análise estrutural qualitativa ao invés de quantitativa.

A estrutura mais marcante em todo o complexo é uma foliação desenvolvida por cisalhamento dúctil. A direção desta foliação é variável, desde N30°E, até N40°W, predominando direções NNE (mapa geológico em anexo). Os mergulhos também são variáveis com predomínio para NW. Sobre estes planos de foliação desenvolveram-se lineações de estiramento mineral (Lx), de hornblenda, plagioclásio, moscovita e quartzo, a depender da litologia. Estas lineações possuem caimentos variáveis, desde 30° até subverticais, com um azimuth preferencial para 310°. Esta lineação corresponde à direção X do elipsóide de deformação finita e representa a principal direção de transporte à época. As atitudes dessas lineações foram observadas de forma repetitiva em uma área bastante ampla, coberta pelo mapeamento. O sentido de transporte não está bastante claro pela escassez de informação, mas indicadores cinemáticos como foliação SC e sombras de pressão assimétricas, que puderam ser observadas nas regiões de Barra Velha, Luís Alves e Massaranduba, indicaram um sentido geral de cavalgamento para SE. O desenvolvimento de hornblenda e plagioclásio constituindo as lineações nas zonas de cisalhamento demonstra que esta deformação principal ocorreu em condições metamórficas de fácies anfibolito. Ou seja, a lineação melhor impressa no complexo é contemporânea ao retrometamorfismo generalizado, para a fácies anfibolito. A existência de piroxênios estirados, sendo retrogradados nas zonas de cisalhamento, sugere que este cisalhamento dúctil se desenvolveu, pelo menos no início, em

condições ainda mais elevadas de temperatura, a ponto de deformar ductilmente estes minerais. Estas observações nos levam à interpretação de que esta deformação está relacionada a um soerguimento crustal à mesma época em que houve a passagem de condições metamórficas de fácies granulito para anfibolito.

Em alguns locais como na pedreira de Luís Alves, ponto 8, e na pedreira localizada no ponto 115, (mapa de pontos em anexo), observa-se um processo de assimilação magmática concomitante com o processo de deformação. Trata-se de um resquício da deformação que aconteceu em condições de alto grau metamórfico, pois os piroxênios que aí ocorrem em finas bandas alinhadas, não estão retrogradados e em muitos casos estão sendo recristalizados. No ponto 8 vemos que a deformação que se deu em fácies anfibolito se superpõe a uma deformação mais antiga em fácies granulito. Na verdade uma das interpretações que podemos dar para este fato é a de que o episódio deformacional é o mesmo, sendo progressivo desde condições crustais mais profundas até o soerguimento da área para uma posição crustal onde as condições de pressão, temperatura e pressão de água, tornaram-se compatíveis com o fácies anfibolito. Uma interpretação alternativa, colocaria um lapso de tempo entre dois episódios deformacionais, um em fácies granulito e o outro em fácies anfibolito, baseada no fato de que a deformação tenha iniciado e se concentrado em anisotropias estruturais prévias.

Estreitas zonas de cisalhamento dúctil, de mais baixo grau metamórfico, com no máximo dois metros de largura, aparecem em toda a região cortando as mais variadas litologias. Estas zonas de cisalhamento possuem planos de foliação variáveis desde E-W até N30°W, com mergulhos também variáveis, desde 40° NW até subverticais. Na parte oeste da área, ponto AF-66, a clorita desenvolve lineações de estiramento mineral, nestes planos de cisalhamento. O caimento destas lineações é de 40° para o azimuth 250°. Na parte leste da área, no Costão de Barra Velha, a actinolita forma lineação mineral com caimento de 25° para o azimuth 125°. Características comuns a estas estreitas zonas de cisalhamento são os fatos de, além de serem secantes ao cisalhamento principal, no local onde ocorrem, formarem lineações de estiramento de minerais em condições de fácies xistos-verdes. Há portanto uma translação geométrica dos tensores e provavelmente um lapso de tempo em relação à deformação de fácies anfibolito.

Isto nos leva a concluir que este evento de deformação não pode ser considerado como um evento progressivo em relação àquele do fácies anfibolito.

Na região de contato entre o CGSC e o Cinturão Dom Feliciano, observamos, na parte leste da área, intercalações tectônicas entre granitos e granulitos máficos, provocada por uma deformação por cisalhamento dúctil com direção média de foliação de N30°E;80°NW. Nesses planos de foliação observamos lineações de alongamento formadas por quartzo, nos granitos, com caimento de 40° para o azimuth 210°. As estruturas "SC" indicam um sentido de cisalhamento dextral. O cisalhamento observado, apesar de ser bastante intenso no local, não se propaga para o interior do Complexo Granulítico.

Na parte oeste da área, o contato entre o CGSC e os sedimentos molassóides do Grupo Itajaí se dá por falhamento normal, havendo abatimento relativo do bloco norte.

Observações feitas, também nesta porção oeste, mostram que os sedimentos do Grupo Itajaí, antes de serem afetados pelo falhamento normal, sofreram empurrão de SSE para NNW, sobre o CGSC.

Outra influência do Cinturão Dom Feliciano sobre o CGSC, é a geração de zonas de falha/fraturamento, que cortam o complexo com direções preferenciais N-S e NNE. Nestas zonas de falha/fraturamento ocorre a formação de clorita ao longo dos planos de falhas, mostrando que estes foram gerados em condições de fácies xisto-verde.

Fases mais tardias de magmatismo, possivelmente relacionadas aos granitos gerados no Cinturão Dom Feliciano, fazem com que ocorra a injeção de veios de quartzo, veios graníticos e veios de epidoto nestas zonas de falha/fraturas.

Outras observações sobre a relação entre metamorfismo e deformação serão discutidas quando estivermos tratando das litologias específicas.

2.2 - Associação Máfico-Ultramáfica

Na área estudada a Associação máfico-ultramáfica aflora em três regiões do Complexo Granulítico de Santa Catarina: Barra Velha, Blumenau e Luís Alves,

sendo que os afloramentos mais contínuos estão na região de Barra Velha, (figura 2.1).

Esta associação inclui piroxenitos, noritos, gabronoritos, gabros e magnetititos, que possuem uma história magmática e metamórfica comum.

2.2.1 - Piroxenitos

Os principais afloramentos de piroxenitos se encontram na região de Barra Velha (figura 2.2). A coloração destas rochas varia de cinza escuro, preto a cinza escuro esverdeado nas mais ricas em clinopiroxênio. São rochas inequigranulares com textura média a grossa, inclusive, em vários locais, são observadas texturas porfiroblásticas com porfiroblastos de hornblenda de até 2 cm, (figura 2.3).

A paragênese mineral principal observada em lâmina delgada e classificada com precisão a partir das análises na microsonda eletrônica, é composta basicamente de clinopiroxênio (diopsídio) e ortopiroxênio (bronzita a hiperstênio), que perfazem mais de 90% da rocha. Temos, ainda, plagioclásio intersticial ou em grãos de até 1 mm, em quantidades abaixo de 5%. Como minerais secundários aparecem hornblenda, flogopita, opacos e actinolita. (tabela 2.1).

Os cristais maiores de piroxênios, de até 4mm, possuem formas euédricas a subédricas e um arranjo ígneo com a formação de textura adcumulática, (figura 2.4). Ao redor destes cristais ígneos são formados piroxênios menores, de até 1mm, que possuem formas poligonais, na sua maioria. Estes cristais com textura granoblástica evidenciam a atuação do metamorfismo de fácies granulito sobre os piroxenitos (figura 2.5).

Os cristais ígneos de piroxênios apresentam exsoluções em gotas e finas lamelas, segundo o plano cristalográfico (100), ao passo que nos cristais menores de piroxênios recristalizados, não são observadas exsoluções (figura 2.5).

Os plagioclásios dos piroxenitos são bastante cálcicos, tendo composição de bitownita e teores de An em torno de 80%.

Os minerais opacos são principalmente magnetita e mais raramente pirita, com formas irregulares, localizando-se nos interstícios dos cristais de piroxênios.

As hornblendas possuem, na sua maioria, formas irregulares, e contatos reativos, sendo formadas a partir da desestabilização dos piroxênios. O tamanho médio dos grãos situa-se em torno de 1,5 mm.

Em porções localizadas, relacionadas à percolação de fluidos que causaram fraturamento hidráulico nos piroxenitos, temos também a geração de hornblendas nos contatos entre o piroxenito e os veios quartzo-feldspáticos depositados a partir destes fluidos, (figuras 2.6 e figura 2.7).

A geração de actinolitas fibrosas é bastante restrita, sendo vista somente nos locais afetados por zonas de cisalhamento dúctil, bastante estreitas, que foram observadas cortando os piroxenitos no Costão de Barra Velha e na Ilha de Canas (figura 2.8).

2.2.2 –Noritos, Gabronoritos e Gabros

Os principais afloramentos destas rochas são encontrados na região localizada a norte de Luiz Alves. São principalmente blocos e matacões nas encostas dos morros, sem continuidade entre os afloramentos. Pequenas pedreiras abertas para a exploração de “macadame”¹ também expõem estas rochas.

A coloração das rochas varia de cinza claro a cinza escuro. Nas que apresentam um baixo grau de recristalização a estrutura é maciça com a granulação variando de média a grossa, podendo se observar, em lupa de mão, plagioclásios euédricos de até 4mm de comprimento.

A paragênese mineral principal, determinada em lâmina delgada, é formada por clinopiroxênios que possuem composições que variam de salita a augita, classificados a partir dos valores obtidos na microsonda eletrônica, ortopiroxênio (hiperstênio) e plagioclásios (andesina a labradorita com teores de An variando de 45,7 a 64,7%). Os minerais secundários são hornblenda, biotita, clorita, opacos e quartzo e como acessórios temos zircão e apatita (tabela 2.1, em anexo).

Os piroxênios ocorrem como cristais de até 4mm e tem forma euédrica a subédrica formando um arranjo ígneo juntamente com cristais de até 8 mm de

¹ “Macadame” é um nome popular dado ao material friável, argilo-arenoso, proveniente da alteração das rochas. Este material é utilizado em aterros de estradas e construções.

plagioclásios, também euédricos a subédricos. Os contatos entre estes grãos é reto, sem bordas reativas, mostrando estarem em equilíbrio. Outra paragênese, envolvendo estes mesmos minerais, é desenvolvida em consequência do metamorfismo de fácies granulito. São gerados pequenos cristais, de no máximo 1mm, formando textura granoblástica poligonal, ao redor dos cristais maiores, (figura 2.9).

Outras duas texturas atestam, também, o caráter ígneo preservado das superimposições metamórficas, quais sejam: textura poiquilítica com ortopiroxênio euédrico dentro de um cristal exsolvido de clinopiroxênio, (figura 2.10 e figura 2.10A), e zoneamento normal em plagioclásio euédrico (figura 2.11). Este cristal zonado foi analisado à Microsonda Eletrônica e os resultados estão discutidos no capítulo referente à química mineral.

Da mesma maneira que os cristais ígneos de piroxênios dos piroxenitos, os piroxênios destas rochas também possuem exsoluções, e novamente a recrystalização granoblástica de fácies granulito forma cristais menores de piroxênios sem exsoluções.

Estas rochas apresentam graus variáveis de recrystalização no fácies granulito, podendo ser pouco recrystalizadas, quando apresentam ainda as diversas texturas ígneas que já mencionamos, ou serem completamente recrystalizadas, formando exclusivamente texturas granoblásticas poligonal e interlobulada.

A superimposição de anisotropias provocadas pela deformação sobre estas rochas ígneas proporcionam uma maior facilidade para a percolação de fluidos e, por consequência, uma maior geração de hornblendas retrometamórficas, a partir dos piroxênios. Estas hornblendas são anédricas, podendo chegar até a 4mm de comprimento. Juntamente com estas hornblendas é formada pequena quantidade de biotita de coloração avermelhada.

O quartzo que aparece nestas rochas, em vários locais, demonstra nitidamente a forma de vênulas que foram injetadas na rocha encaixante. As formas das lentes de quartzo são irregulares e os contatos com os minerais é truncado e reto (figura 2.12). Em alguns raros casos pode ser que o quartzo tenha sido primário, mas sempre em ínfimas proporções.

Os minerais opacos são representados por cristais anédricos de magnetita que se formam nos interstícios dos cristais da paragênese principal.

2.2.3 - Magnetititos

Os magnetititos se dispõem como lentes estreitas de poucos metros de largura, paralelas à foliação e em íntima associação com as rochas máfico-ultramáficas, inclusive com contatos gradativos em alguns locais. Sua ocorrência é esparsa pela região, embora se observe maior concentração na parte central da área estudada. São rochas maciças, formadas por mais de 95% de magnetita, 3% de ilmenita e 2% divididos entre plagioclásio e piroxênios. Como minerais traços ocorrem hematita, ulvoespinélio e sulfetos. A textura predominante é poligonal, com contatos de 120° entre os grãos de magnetita e ilmenita (figura 2.13).

Magnetititos de textura poligonal, associados com camadas de silicatos, são considerados como rochas cumuláticas formadas a partir de um processo de sedimentação magmática (Wager & Brown 1968, Reynolds 1986). As porções maciças dos magnetititos de Bushveld, contendo menos de 5% de silicatos, são classificadas como *adcumulus* (Reynolds 1986). Feições semelhantes às descritas por estes autores em maciços ígneos foram encontradas nas rochas aqui estudadas (figura 2.13).

No interior dos grãos de magnetita são observadas lamelas de ilmenita, resultantes de um processo de exsolução por oxidação (*oxidation-exsolution*), onde as lamelas de exsolução de ilmenita são formadas nos planos (111) da magnetita hospedeira (figura 2.14). Este tipo de exsolução é chamado de *trellis type* por Buddington & Lindsley (1964). Ocorrem também, em alguns grãos de magnetita, finas lamelas de ulvoespinélio. A exsolução de ulvoespinélio se dá pela separação deste da estrutura da magnetita, durante o resfriamento *subsolidus*, e é indicativa de uma baixa fugacidade de oxigênio, durante a cristalização magmática (Reynolds 1986).

Os grãos de magnetita e ilmenita estão um pouco oxidados nas suas bordas e ao longo de fraturas, tendo formado hematita, provavelmente como produto de

reações metamórficas, resultado de condições oxidantes durante a passagem de fluidos.

2.3 - Associação Enderbítica

Esta associação de rochas ocorre em toda a porção meridional do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos dentro das drenagens e também como matacões na encosta de morros. Algumas pedreiras e cortes de estrada proporcionam boas exposições. As rochas desta associação são mesocráticas de coloração cinza médio a esverdeadas.

As rochas predominantes são os enderbitos, formados principalmente por plagioclásio (andesina), quartzo, ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio (augita). Em raros afloramentos é observada pequena quantidade de granada almandina que ocorre em agregados metamórficos juntamente com anfibólio. Como minerais secundários, retrógrados, aparecem normalmente a hornblenda e a biotita. Os acessórios mais comuns são o zircão, a apatita e os opacos. O tamanho médio dos grãos é de 2mm.

São encontradas também rochas de composição trondhjemítica, no entanto em pequenas quantidades, comparada com o grande volume de rochas de composição enderbítica. Estes trondhjemitos são formados principalmente por plagioclásio e quartzo, podendo ter até 2% de feldspato potássico (tabela 2.1 anexo 2).

A estrutura gnáissica é a que ocorre com maior frequência, presente em quase todos os afloramentos. É formada por bandas de plagioclásio e quartzo intercaladas com bandas finas de piroxênios, anfibólio e biotita. Estruturas migmatíticas também estão presentes nesta unidade, principalmente, agmatitos e nebulitos. Em alguns poucos afloramentos podemos notar uma estrutura maciça.

As rochas desta unidade apresentam graus variados de recristalização. É possível observar, em várias amostras, que ainda encontram-se preservadas texturas ígneas com grandes cristais prismáticos subédricos de plagioclásio, associados a cristais bem desenvolvidos, também subédricos, de piroxênios. Em

alguns destes piroxênios foram visualizadas texturas de exsolução que são uma das características dos piroxênios ígneos das rochas da associação máfico-ultramáfica (figura 2.15). Outras rochas possuem grau mais avançado de recristalização, tendo como textura principal a granoblástica interlobulada.

Em zonas miloníticas, que ocorrem localmente em faixas estreitas variando de poucos metros até no máximo 100 metros, encontramos enderbitos que desenvolveram bandas de deformação, formação de subgrãos, quartzo *ribbon*, além de forte retrogressão de piroxênios para hornblendas e biotitas. Devido à presença de piroxênios estirados em condição dúctil, podemos considerar que este retrometamorfismo ocorreu em níveis crustais profundos, principalmente pela infiltração de fluidos nestas zonas miloníticas. O processo de recristalização com geração de textura granoblástica poligonal de plagioclásio e quartzo também é evidenciado nestas rochas.

Em muitos afloramentos desta associação encontramos enclaves máficos com granulação fina de composição gabronorítica e com granulação grossa de composição piroxenítica e também enclaves de rochas ultramáficas hornblendíticas com granulação média.

2.3.1 - Características Indicativas de um Possível Processo de Assimilação na Geração de Gnaisses Enderbíticos.

Em alguns locais, onde a continuidade dos afloramentos permite uma melhor visualização das relações entre os vários tipos de rochas, observamos que as rochas enderbíticas que ali estão sendo formadas, representam o que se pode interpretar como sendo o produto de um processo de assimilação, concomitante a processos tectônicos. Uma rocha máfica, gabronorítica, composta principalmente de plagioclásios, ortopiroxênio e clinopiroxênio, é assimilada por um magma félsico que possui uma composição que varia de granodiorítica a trondhjemítica, sendo formado por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino pertítico, em porcentagens variáveis. Não estão presentes minerais máficos neste magma félsico. As rochas geradas por assimilação podem ter a composição de enderbitos típicos, em porções onde o feldspato alcalino está ausente ou em pequenas porcentagens, até termos charno-

enderbíticos, quando ocorrem concentrações maiores deste mineral, (figura 2.16, e figura 2.17).

O feldspato alcalino está ausente na grande maioria das rochas da associação enderbítica, e quando ocorre aparece em ínfimas proporções. Em várias lâminas delgadas estudadas observamos uma nítida bimodalidade composicional, com uma banda de composição gabróica ou gabronorítica e outra de composição enderbítica, com o aumento da quantidade de plagioclásio e quartzo em relação aos piroxênios. Em algumas destas lâminas analisadas observamos que nestas bandas félsicas o quartzo é nitidamente posterior aos minerais máficos, tendo sido introduzido na forma de veios, portanto, não fazendo parte da paragênese primária, mas sim sendo resultado da injeção a partir de outra fonte.

Os ortopiroxênios e clinopiroxênios presentes nos enderbitos, nestes locais onde ocorre o processo de assimilação, são provenientes dos gabronoritos. A assimilação ocorrendo concomitantemente com a tectônica indica que a deformação impressa na pedreira de Luís Alves, ocorreu em condições de alto grau metamórfico, tendo em vista a orientação de piroxênios em trilhas/bandas, sem serem retrogradados (figura 2.18). Em outros locais, na mesma pedreira, é possível ver que os enderbitos já estão recrystalizados, inclusive com a formação de cristais de ortopiroxênio com até 0,5 cm de comprimento.

O processo de assimilação, aqui descrito, foi observado em vários locais por toda a região, nos levando a considerá-lo como sendo um mecanismo importante na geração das rochas de composição intermediária, enderbíticas, na porção meridional do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

2.4 - Associação Metassedimentar

Esta associação é formada por metassedimentos de protólitos pelíticos e arenosos, hoje representados por gnaisses “kinzigíticos” e quartzitos.

As rochas metassedimentares ocorrem sempre em pequenos afloramentos difíceis de localizar sem muita continuidade lateral.

Os gnaisses kinzigíticos localizam-se principalmente na parte oeste da área, sua estrutura é bandada, gradando para quartzitos a granada. Estão intercalados tectonicamente com granulitos máficos.

Ao redor destes gnaisses encontramos granitos deformados, com a mesma orientação estrutural dos kinzigitos. Estes granitos são representantes da associação granítica, que será tratada adiante.

A paragênese mineral que compõe os gnaisses kinzigíticos é formada por sillimanita, granada, biotita, plagioclásio, quartzo, espinélio e opacos. O tamanho de grãos varia de fino, menores que 0,5 mm, até porfiroblastos de 1cm de comprimento (figura 2.19). A textura principal é granoblástica inequigranular.

A sillimanita ocorre na forma de agregados microcristalinos, fibrolita, até porfiroblastos com 1 cm de comprimento. Seus prismas laterais normalmente possuem formas alongadas, anédricas a subédricas, enquanto as seções basais são perfeitamente euédricas. O contato da sillimanita com os demais minerais é reativo, indicando seu estado de desequilíbrio físico-químico. Finas palhetas de sillimanita ocorrem também, orientadas pela deformação, contornando cristais de granada.

Os cristais de granada normalmente são anédricos, de formas globulares. Seu tamanho médio está em torno de 2 mm. Seus contatos são normalmente reativos e irregulares, mas retilíneos com o quartzo.

As biotitas ocorrem como finos cristais de no máximo 0,5 mm de comprimento, orientados pela deformação, circundando os porfiroblastos de granada.

Os plagioclásios são anédricos, com o tamanho médio dos grãos em torno de 0,5 mm.

O quartzo é anédrico, possuindo formas preferencialmente globulares, com tamanho de grãos entre 0,5 e 1 mm.

O espinélio de cor verde-escura, hercinita, ocorre como finos grãos menores que 0,5 mm. Suas formas são arredondadas e estão sempre em contato com minerais opacos. Estes por sua vez são anédricos, variando de grãos finos com menos de 0,5 mm até grãos médios de 1,5 mm de comprimento.

Os quartzitos, outra rocha representante desta associação, aparecem em maior quantidade que os gnaisses kinzigíticos. Ocorrem como afloramentos de não mais do que 50 metros de largura, encaixados entre granulitos máficos ou gnaisses enderbíticos. Em alguns locais ocorrem alinhamentos de cristas formadas por quartzitos, que se estendem por mais de 300 metros de extensão.

Estes quartzitos estão sempre muito deformados e pudemos verificar o desenvolvimento de lineações de estiramento de moscovita e quartzo.

Sempre associados aos quartzitos, encontramos veios de quartzo leitoso, sem deformação, contendo megacristais de moscovita, de até 10 cm, e também a presença de pequenos cristais, de no máximo 0,5 cm de comprimento, de carbonato e pirita euédricos.

Os minerais que compõem os quartzitos, além do quartzo, são: plagioclásio, sillimanita, moscovita, fuchsita e os minerais resistentes zircão, rutilo e monazita. Estes últimos estão, na sua maioria, com formas arredondadas, sugerindo tratarem-se de grãos detríticos.

Outra rocha da associação metassedimentar foi identificada nas proximidades da cidade de Blumenau, ponto AF-183A (mapa de pontos de amostragem, em anexo). Esta rocha apresenta-se como um enclave em um granulito bandado. Este enclave é composto de coríndon, granada, espinélio, plagioclásio e pequenas quantidades de biotita secundária (figura 2.20).

Paragêneses contendo coríndon foram identificadas em outros terrenos gnáissicos de alto grau em outras partes do mundo, como por exemplo nos terrenos granulíticos da Índia, e representam produto de reações metamórficas em metassedimentos (Santosh 1987, Golani 1989).

A existência de poucos afloramentos da associação metassedimentar pode ser devida às pequenas proporções de sedimentos no ambiente geológico inicial.

Outro fato a ser levado em consideração é a proximidade do afloramento de gnaisses kinzigíticos com os granitos encontrados na parte oeste da área. A relação direta de contato não foi observada, devido ao elevado grau de intemperismo e à cobertura de solo. Em certos locais, dentro do corpo granítico, observamos uma intercalação entre bandas de granito e granada-biotita gnaiss. O granito possui típica textura ígnea com plagioclásios subédricos e fenocristais de feldspatos

alcalinos subédricos a euédricos, enquanto que o gnaissé é composto por finas bandas de biotitas e granadas e bandas de quartzo e feldspatos. Este granada-biotita gnaissé, bem como os gnaisses kinzigíticos, poderiam ser restitos de fusão de metassedimentos e os granitos associados poderiam representar o produto da acumulação dos fundidos. Um modelo semelhante a este é apresentado por Carson et al. (1997), para a região de *Larsemann Hills* na Antártica. Para aquele local os autores concluem que durante um evento de descompressão, com temperaturas de 750° C e pressões entre 4 e 5 Kbar ocorreu um extensivo processo de fusão parcial de metassedimentos, deixando como produto sólido, e excesso de reagentes do processo de fusão parcial, uma rocha com paragênese composta de cordierita-granada-espinélio-ilmenita-sillimanita. A extração e acumulação do fundido levou à formação de pegmatitos sintectônicos e extensos corpos graníticos.

Esse modelo de anatexia também poderia explicar as pequenas proporções de paragnaisses encontrados na região, pois estes seriam apenas os remanescentes da fusão parcial.

2.5 - Suíte Alcalina Braço do Gavião

Esta associação ocorre de forma bastante expressiva na parte leste da área, no entanto esta região carece de exposições contínuas de rochas, devido ao elevado grau de intemperismo e erosão.

O principal afloramento localiza-se em uma pedreira, na margem oeste da BR-101, em frente à praia do Grant, em Barra Velha.

As rochas que compõem esta associação possuem coloração que varia de cinza escuro, nas porções dioríticas, passando por cinza claro nas porções monzodioríticas e monzoníticas, até rosada nas rochas sieníticas (figura 2.21).

A estrutura predominante é a gnáissica, com bandas centimétricas a métricas, ocorrendo também estrutura migmatítica de injeção. Estas injeções geram agmatitos, nos quais a rocha que está sendo brechada possui composição diorítica e o líquido composição monzonítica/sienítica (figura 2.22)

Nos metadioritos a paragênese principal é formada por plagioclásio (albita), e clinopiroxênio (salita), tendo como minerais secundários hornblenda e opacos. Como acessórios ocorrem titanita e apatita. Algumas porções aproximam-se bastante do campo de composição dos clinopiroxenitos, tendo a quantidade de plagioclásios muito baixa, próxima de 10% (figura 2.23).

Nos metamonzonitos e metamonzodioritos, além dos minerais encontrados nos dioritos, aparece o feldspato alcalino pertítico e o microclínio na paragênese principal. Nos acessórios, temos um aumento das porcentagens de titanita, e quantidades expressivas de até 10% de apatita. São encontrados também cristais de carbonato (figura 2.24 e figura 2.25).

Nas porções metassieníticas tanto o plagioclásio quanto o clinopiroxênio decrescem para quantidades menores na paragênese principal, que é composta, além destes minerais, por microclínio, ortoclásio e biotita. O plagioclásio chega no máximo a 5%, enquanto que o clinopiroxênio atinge somente 3%. Os sienitos são formados quase que exclusivamente por microclínio, ocorrendo também biotita ígnea subédrica, de cor marrom esverdeada, e também carbonato. Os acessórios apatita e esfeno também ocorrem de forma expressiva nesta unidade (figura 2.26).

As rochas desta associação possuem textura inequigranular variando de fina, 0,5 mm a grossa, com fenocristais de até 1,5 cm de comprimento. Localmente foi encontrado fenocristal de carbonato, de cor alaranjada, com aproximadamente 6 cm de comprimento.

A textura granoblástica poligonal ocorre em todas as unidades desta associação, no entanto em algumas porções sieníticas e monzoníticas os cristais de microclínio são anédricos formando uma textura interlobulada.

Os piroxênios variam de 0,5 mm até 3 mm de comprimento. São anédricos na sua maioria. Possuem contatos retos, não reativos, com os feldspatos.

A albita e o feldspato potássico (microclínio e ortoclásio pertítico), variam de 0,5 mm até 2 mm de comprimento.

A apatita também varia de 0,5 a 2 mm de comprimento. Ocorre como grãos esparsos e também como agregados de vários grãos formando lentes.

A biotita ocorre na forma de finos grãos, subédricos de cor marrom esverdeada, com comprimento máximo de 1,5 mm.

A titanita tem tamanho variável, ocorrendo na matriz com grãos de aproximadamente 1mm. Esta pode formar também, fenocristais de até 1,5 cm de comprimento.

Em trabalhos anteriores (Hartmann et al. 1979, Hartmann 1981,1988 e Silva & Dias 1981a,b,c), essas rochas foram descritas como sendo calciossilicáticas. Mais recentemente, Hartmann & Simas (1992) descreveram-nas como sienitos, de natureza shoshonítica, metamorfizados no fácies granulito.

Os contatos entre as diferentes unidades que compõem esta associação podem ser concordantes ou discordantes. Os contatos concordantes, por sua vez, podem ser tectônicos ou representar gradações magmáticas em porções mais preservadas da deformação. Os contatos discordantes são fruto de injeções tardias, ou posteriores ao evento deformacional (figura 2.22).

A hipótese que nos parece mais viável para a geração destas rochas é a de múltiplas injeções de líquidos alcalinos. O que nos leva a esta interpretação é, principalmente, a grande quantidade de dioritos brechados devido à injeção de líquidos sienítico/monzoníticos, que produzem uma estrutura agmática por injeção, e a presença de veios monzoníticos e sieníticos tanto concordantes como discordantes do bandamento gnáissico.

Não foi observada até o momento a presença de ortopiroxênio, no entanto a textura principal é granoblástica poligonal o que poderia sugerir uma condição metamórfica de alto grau e, portanto, estas rochas estariam associadas aos granulitos regionais. Por outro lado a sua composição química, evidenciada por sua composição mineralógica, favoreceria a formação de ortopiroxênio em condições de fácies granulito, o que aparentemente não ocorre.

Outro fato relevante é a idade relativa desta unidade com o evento deformacional que está melhor impresso em todo o complexo. Esta deformação está relacionada ao fácies anfibolito, conforme já foi mencionado anteriormente. Como esta unidade possui rochas que foram intrusivas sintectonicamente e outras que são pós-tectônicas, devemos considerar que estas rochas alcalinas foram colocadas em condições de fácies anfibolito, portanto posteriormente ao metamorfismo regional granulítico.

2.6 - Diques de Hornblendito

Os hornblenditos e os hornblenditos com plagioclásio possuem suas melhores exposições na Praia do Grant em Barra Velha. Eles ocorrem como diques intrusivos nos piroxenitos, nos gabros e nos gnaisses enderbíticos, (figura 2.27). Os hornblenditos tem coloração preta. Sua granulação nos diques varia de média a pegmatítica com cristais de hornblenda subédrica a euédrica de até dez centímetros de comprimento. Nos diques ocorrem também hornblenditos com plagioclásio que possuem coloração cinza médio a cinza escuro e variam de granulação fina a média. Algumas estruturas ígneas estão preservadas nestes diques: estruturas de interdigitação, sem contatos tectônicos, entre hornblendito e plagioclásio-hornblendito; diques de plagioclásio-hornblendito com textura fina (PHTF) cortando plagioclásio-hornblendito com textura grossa (PHTG) e gradação granulométrica entre hornblendito, PHTF e PHTG, (figura 2.28).

A paragênese mineral principal, determinada em lâmina delgada é formada essencialmente por hornblenda, nos hornblenditos e hornblenda mais plagioclásio nos hornblenditos com plagioclásio. São observados ainda tanto numa quanto na outra rocha, minerais opacos e plagioclásios que ocorrem nos interstícios entre os grãos de hornblenda.

A hornblenda possui uma coloração verde musgo, em luz natural. Os cristais são euédricos a subédricos e mantêm contatos retos e lobados entre os grãos, sem bordas reativas. O equilíbrio entre minerais é observado também no contato com os plagioclásios. A hornblenda possui tamanhos variáveis, constituindo pequenos grãos de no máximo 1mm nos PHTF, tamanho médio de 4mm nos PHTG e são médias a pegmatóides nos hornblenditos, podendo chegar, em alguns locais, a ser maiores que 10 cm de comprimento.

Os plagioclásios variam de finos grãos encontrados nos PHTF a fenocristais de até 1 cm nos PHTG. Ocorrem também plagioclásios intersticiais anédricos. Os fenocristais de plagioclásio são bitownitas com teores de An variando de 71% a 78%.

Os minerais opacos são anédricos ocorrendo nos interstícios dos grãos de hornblenda e são formados principalmente por magnetita, ocorrendo pirita e calcopirita de forma mais restrita.

Além das estruturas primárias, magmáticas, que foram observadas em campo, também foram identificadas em lâminas delgadas texturas ígneas, preservadas, que não sofreram efeito de superimposições metamórficas subseqüentes. Nos hornblenditos com plagioclásio de textura grossa, ocorrem texturas poiquilíticas com pequenos cristais de hornblenda euédrica inclusos nos fenocristais de plagioclásios (figura 2.29).

Estas rochas apesar de estarem relacionadas espacialmente com os piroxenitos e com gnaisses enderbíticos, na forma de diques na praia do Grant, não sofreram as condições metamórficas de fácies granulito. Não foram observadas texturas de recristalização nas hornblendas, nem reequilíbrios das paragêneses nos contatos com as encaixantes. Feições indicativas de fusão parcial, que deveriam ser esperadas em rochas hidratadas em condições metamórficas de alto grau, também não foram observadas.

A ausência de bordas resfriadas nestes diques, bem como os contatos interdigitados e lobados com as encaixantes (figura 2.30), sugerem que eles foram intrusivos em condições crustais relativamente profundas.

Os diques de hornblendito, em alguns locais, sofreram deformação em suas bordas, no contato com as encaixantes. Esta deformação cisalhante dúctil ocorreu em condições de fácies anfibolito gerando lineações de estiramento de hornblenda.

2.7 - Suíte Granítica Pomerode

Na parte oeste do complexo, foi encontrada uma quantidade expressiva de rochas graníticas a tonalíticas, perfazendo uma área de aproximadamente 250 km², nas imediações de Pomerode e sul de Indaial (mapa geológico anexo). Possuem coloração variando de rosada, nas rochas graníticas, a cinza escuro nos tonalitos.

Esta suíte é intrusiva nas rochas máficas granulitizadas, fato evidenciado pela presença de enclaves de metagabros nas regiões de contato.

As rochas desta associação sofreram a deformação cisalhante dúctil que está melhor impressa no CGSC, inclusive com o desenvolvimento de lineações de estiramento de quartzo e anfibólio com a mesma direção. Em alguns locais encontramos granitos com deformação incipiente, demonstrando que sua colocação se deu em uma fase tardia deste evento de deformação.

A estrutura varia de isótropa, nas porções pouco deformadas, a bandada, onde a deformação foi mais atuante.

Nas rochas menos deformadas a textura é fanerítica grossa, inequigranular, inclusive com a presença de fenocristais de feldspato alcalino de até dois centímetros. Nas partes bastante deformadas, milonitizadas, ocorre uma foliação bem marcada.

Em lâminas delgadas destas porções miloníticas vemos o desenvolvimento de bandas de deformação, geração de subgrãos e a formação de quartzo *ribbon*.

A paragênese mineral principal observada nas diversas unidades que compõem esta associação é formada por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e anfibólio. A secundária é formada de biotita, anfibólio, opacos, sericita e clorita, enquanto que os acessórios são zircão, apatita e opacos, (tabela 2.1).

Os feldspatos alcalinos (FK), são do tipo ortoclásio perfitico e microclínio. Em média o tamanho dos FK fica em torno de 4mm com grãos subédricos a anédricos, ao passo que os fenocristais de até 2cm variam de subédricos a euédricos.

Os plagioclásios possuem tamanho médio de 4mm, podendo chegar no máximo a 8 mm de comprimento. Os cristais variam de anédricos a subédricos.

O anfibólio aparece como cristais ígneos, subédricos, de até 5mm, e como grãos recristalizados, anédricos de tamanho pequeno.

A biotita aparece quase sempre na forma de finas lamelas, formadas durante a deformação, contornando os grãos maiores.

2.8 - Considerações Finais sobre a Geologia da Área e a Petrografia

Frente às observações realizadas, tanto no campo quanto petrográficas podemos inferir que as rochas piroxeníticas, noríticas, gabronoríticas e gabróicas

possuam uma história evolutiva cogenética, com os piroxenitos representando a porção cumulática de um processo de cristalização fracionada, e as demais os líquidos separados desta fração residual que evoluíram por diferenciação.

Os magnetitos maciços que ocorrem na área sempre relacionados espacialmente às rochas máfico-ultramáficas, com às quais eventualmente mantêm relações de contato gradativas, nunca são observados junto a metassedimentos. Eles devem ser entendidos portanto como fazendo parte do mesmo processo magmático de geração da suíte máfico-ultramáfica. Os diques de hornblendito que poderiam ser interpretados como parte do mesmo conjunto das rochas anteriores, à semelhança do *Complexo de Bushveld*, onde também são encontrados hornblenditos, representam diques que foram colocados posteriormente ao metamorfismo granulítico, que afetou somente as outras rochas máfico-ultramáficas. Porém são anteriores à deformação cisalhante dúctil, em fácies anfibolito que deformou todas as rochas do complexo.

A associação enderbítica é formada predominantemente por enderbitos, ocorrendo ainda charno-enderbitos em pequena quantidade. Não foram encontrados charnockitos conforme havia sido noticiado na literatura da área, em trabalhos anteriores.

As rochas enderbíticas possuem graus variados de recrystalização e apresentam, em vários dos locais descritos, injeções posteriores de quartzo e feldspatos que são deformadas juntamente com as encaixantes. Essa observação, assim como a constatação da existência de processos de assimilação, em alguns locais gerando enderbitos, sugerem que esses, ao menos em parte, podem ter sido gerados pela assimilação de rochas máficas por magmas félsicos, trondhjemiticos/granodioríticos.

No entanto, este processo não deve ser o principal, considerando-se o grande volume de líquidos trondhjemiticos/granodioríticos necessário para assimilar uma grande quantidade de rochas máficas a fim de gerar o volume amplamente dominante de rochas enderbíticas observado por toda a região.

O processo de geração de enderbitos poderá ser melhor avaliado uma vez apresentadas as características químicas das rochas estudadas.

A relação dos metassedimentos com as encaixantes não está muito clara ainda, devido à dificuldade de se encontrar afloramentos do contato entre ambos. Uma das possibilidades aventadas neste capítulo foi a de que processos de fusão parcial de metassedimentos durante o metamorfismo progressivo, sejam responsáveis pela extensiva formação de fundidos de composição granítica e consumo de sedimentos.

Os processos de fusão parcial são muito comuns em terrenos gnáissicos de alto grau, podendo ser citados vários exemplos em todo o mundo, como nos Himalaias (Harris & Massey 1994), Rauer Group, East Antarctica (Rhoda & Harley 1988), Larsemann Hills, East Antarctica (Carson et al 1997) e Limpopo Belt (Stevens & Van Reenen 1992), entre outros. Este processo decorre da superposição das condições de P e T do metamorfismo granulítico com aquelas de fusão parcial de muitos tipos comuns de rochas da crosta (rochas quartzo-feldspáticas, pelitos, e rochas intermediárias a máficas), (Clemens & Vielzeuf 1987).

A fusão parcial de metassedimentos ocorre em condições não saturadas em água, processo denominado *vapor absent melting*. Clemens & Vielzeuf (1987) e Spear (1995), argumentam que se houvesse saturação em água na rocha, não encontraríamos tantos minerais desidratados nos metassedimentos em alto grau, pois as temperaturas e pressões de fusão da rocha com saturação em água são inferiores à temperatura e pressão da formação das paragêneses desidratadas. Outro argumento é com relação a porosidade das rochas em condições de crosta profunda, que seria muito baixa, não podendo acomodar consideráveis quantidades de água. Portanto, neste modelo de *vapor absent melting*, a água requerida vem da quebra de minerais hidratados, essa por sua vez será dissolvida na fusão segundo a reação:



Em xistos pelíticos, os dois candidatos óbvios para a fusão com ausência de vapor são a moscovita e a biotita. A água liberada pela desidratação destes minerais pode reagir com quartzo e feldspatos para produzir fundidos de composição granítica (Spear 1995, Carson et al. 1997).

A quantidade de fundido produzido por este processo depende do tipo de rocha, ou seja da quantidade de fases hidratadas presentes, e da pressão (Spear

1995). Clemens e Vielzeuf (1987), demonstraram experimentalmente que uma rocha de composição típica de pelito que sofre *vapor absent melting* de moscovita, produz pequena quantidade de fundido, ao passo que a quebra da biotita pode produzir até 50% em volume de fundido granítico.

As rochas da associação metassedimentar ocorrem de maneira restrita. Este fato pode ter algumas explicações. Uma delas seria a existência de poucos sedimentos no ambiente geológico original. Outra poderia ser o fato de que estas rochas são mais facilmente intemperizadas e desagregadas que as rochas ígneas, portanto poderiam estar em locais onde existe hoje espessa cobertura sedimentar quaternária. Uma terceira hipótese poderia ser o fato de que estas rochas são mais facilmente fundidas em condições de alto grau metamórfico. Essa nos parece bastante viável, tendo em vista também que, na parte oeste da área os metassedimentos ocorrem muito próximos de corpos graníticos, podendo portanto, estes granitos, serem produto de anatexia dos metassedimentos. Para reforçar esta idéia encontramos restitos de paragnaisses com biotita e granada deformados juntamente com granitos, na região entre Pomerode e Maçaranduba.

Outras possibilidades são as de que os sedimentos esparsos que encontramos correspondam a restos das encaixantes primitivas quando da intrusão das rochas máfico-ultramáficas ou de encaixes tectônicos que se seguiram à intrusão mas precedem ao metamorfismo de alto grau.

Uma escolha coerente entre estas alternativas necessita um enfoque específico que não foi possível no decorrer deste estudo, pela falta de boas exposições.

A Suíte Alcalina Braço do Gavião, representa múltiplas injeções de líquidos que variam de composição diorítica à sienítica e não são rochas calciossilicáticas como foi sugerido anteriormente em outros trabalhos. Estas rochas possuem idade relativa mais nova em comparação com as da associação máfico-ultramáfica e da associação enderbítica, pois a colocação destes líquidos se deu em fase tardi- a pós-tectônica, em relação ao evento deformacional principal. Como este evento deformacional está relacionado ao fácies anfibolito, estas rochas alcalinas não chegaram a sofrer metamorfismo de fácies granulito.

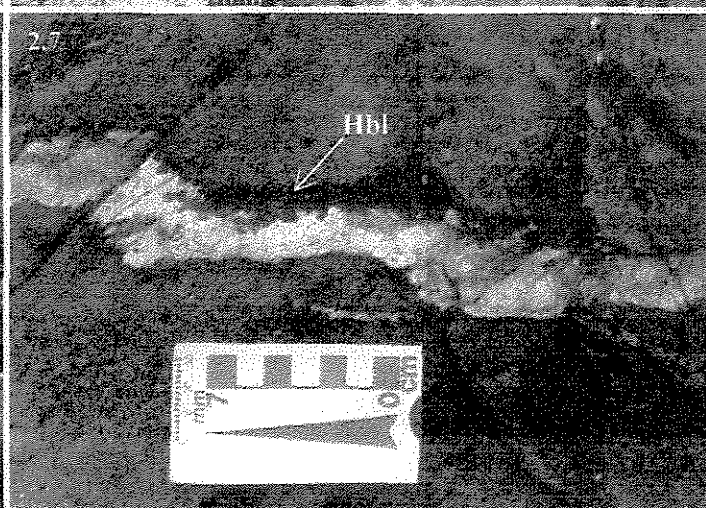
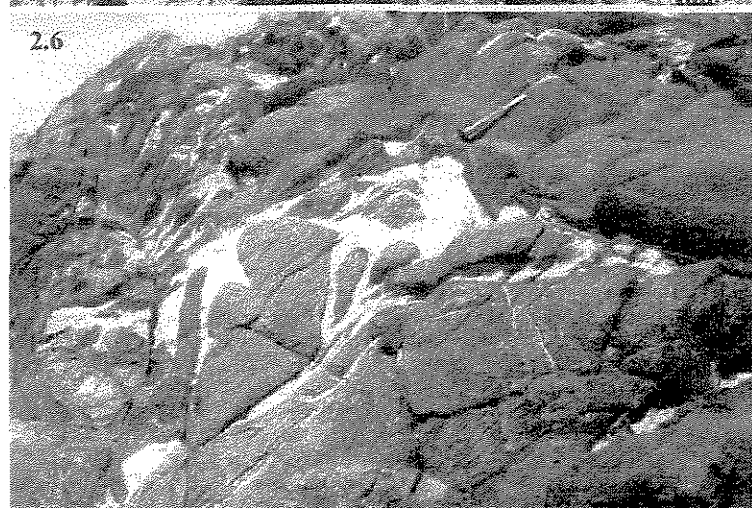
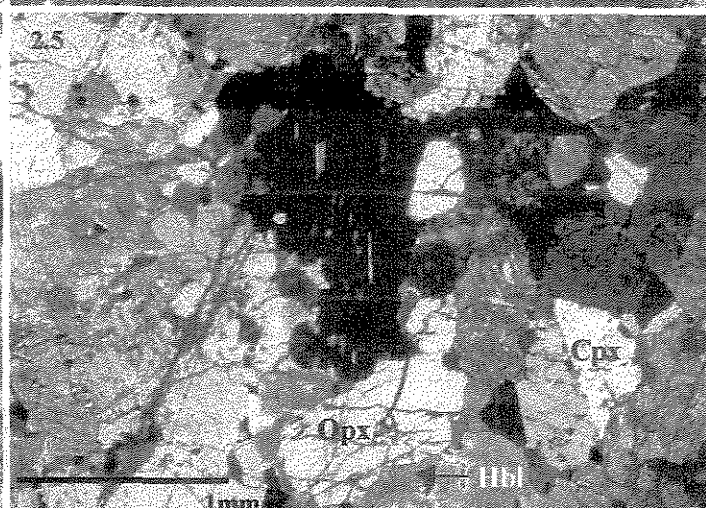
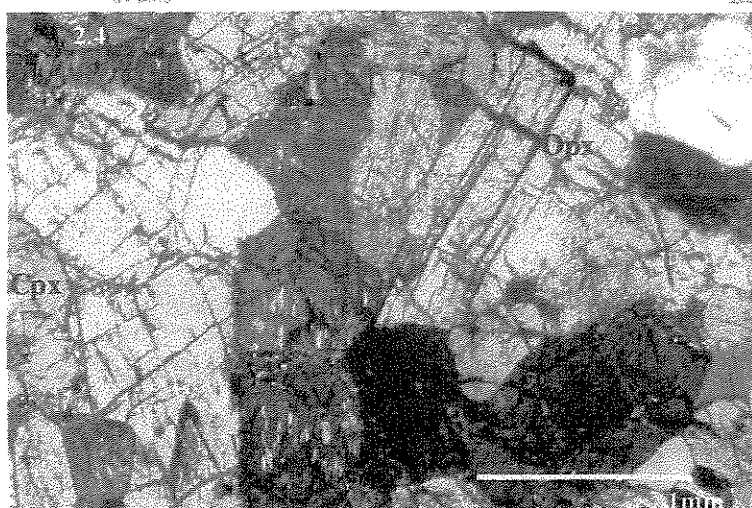
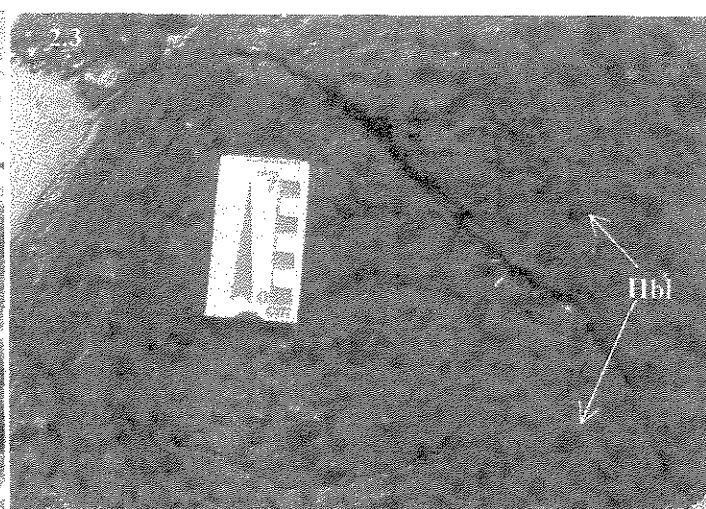


Figura 2.2 – Vista parcial do afloramento de piroxenito na cidade de Barra Velha.

Figura 2.3 – Afloramento de piroxenito na Praia do Grant (Barra Velha). Observar o crescimento de porfiroblastos de hornblenda.

Figura 2.4 – Fotomicrografia de um piroxenito. Observar textura adcumulática de cristais de Opx e Cpx; exsoluções em gotas e finas lamelas em cristal de Opx (ao centro).

Figura 2.5 – Fotomicrografia de um piroxenito. Observar cristais subédricos ígneos de Opx e Cpx; recrystalizações de Opx e Cpx (textura granoblástica) ao redor dos cristais ígneos. Estes cristais granoblásticos não possuem exsoluções. Observar também o retrometamorfismo com a geração de hornblenda ao redor dos cristais de piroxênio.

Figura 2.6 – Vista parcial de um afloramento de piroxenito da Ilha de Canas (Praia do Grant). Observar a brechação causada pela entrada de um líquido de composição quartzo-feldspática. A talhadeira que está como escala possui 25cm de comprimento.

Figura 2.7 – Detalhe do afloramento anterior mostrando o contato entre o veio quartzo-feldspático e o piroxenito. Observar a transformação retrometamórfica do piroxênio para hornblenda no contato.

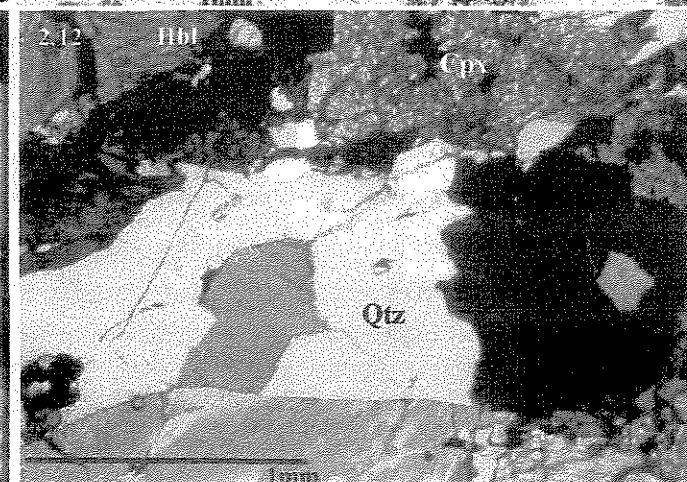
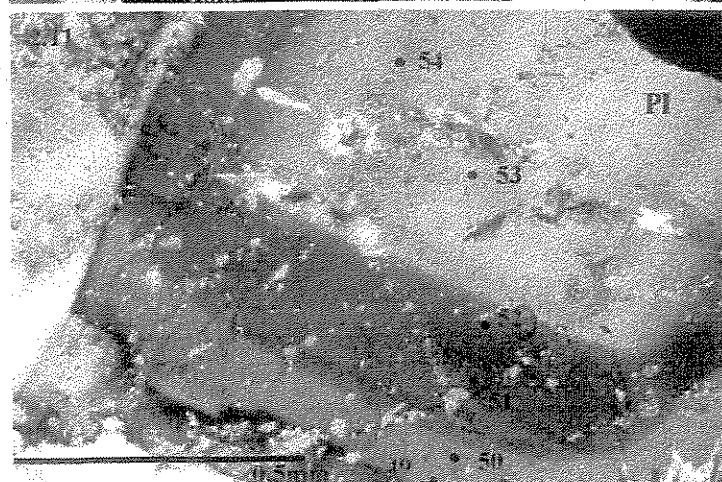
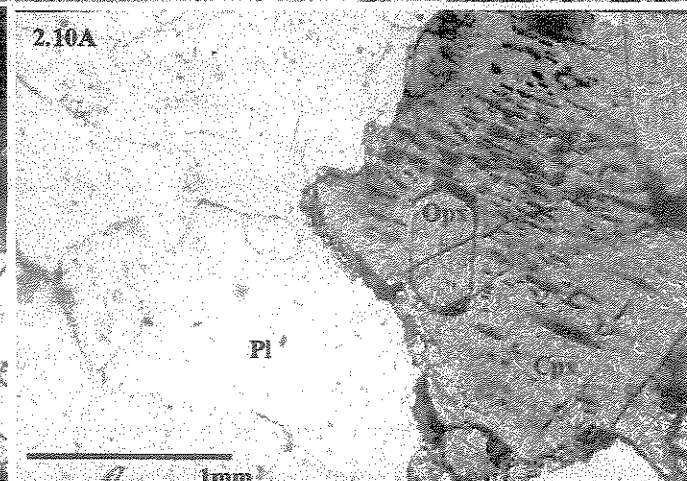
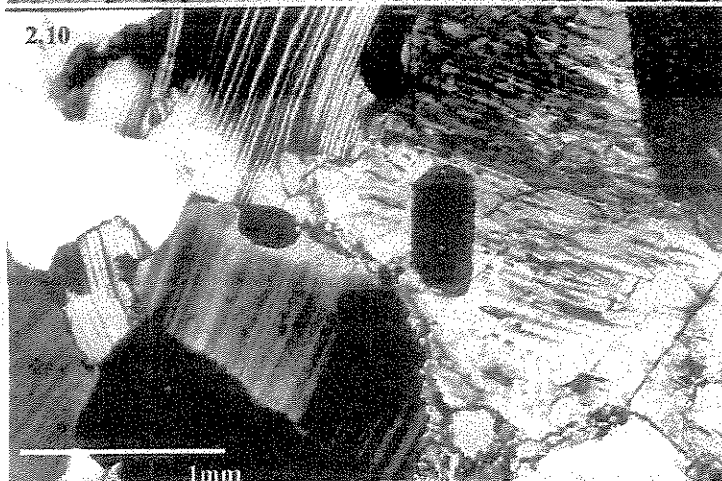
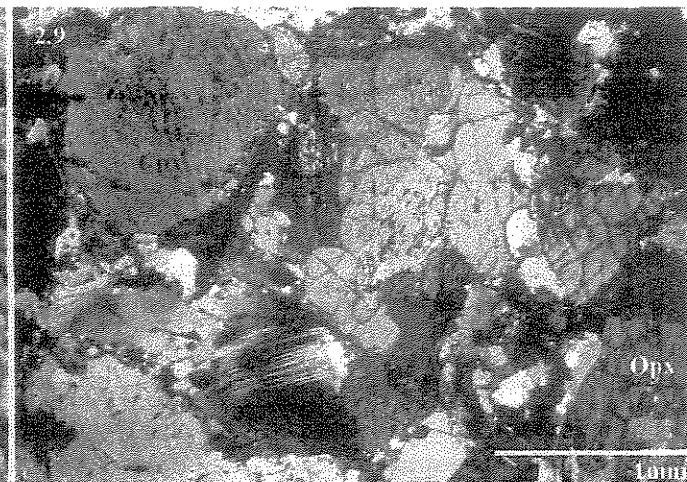


Figura 2.8 – Fotomicrografia de um retro-piroxenito. Observar a formação de actinolita a partir de um cristal de hornblenda.

Figura 2.9 – Fotomicrografia de um metagabronorito. Observar cristal de Cpx com exsolução, maclado e zonado. Cristal de Opx no canto inferior direito com exsolução de Cpx. Geração de textura granoblastica ao redor dos cristais ígneos maiores.

Figura 2.10 – Fotomicrografia de um metagabronorito com textura poiquilitica. Fenocristal de Cpx maclado e exsolvido englobando cristal euédrico de Opx.

Figura 2.10A – Mesma fotomicrografia anterior vista com nicóis paralelos.

Figura 2.11 – Fotomicrografia de um metagabro. Detalhe de um fenocristal euédrico de plagioclásio zonado. Os pontos correspondem aos locais onde foram realizadas análises de microsonda. As análises demonstram que o zoneamento é normal.

Figura 2.12 – Fotomicrografia de um granulito máfico sendo percolado por veio de quartzo. Observar contato reto cortando os minerais.

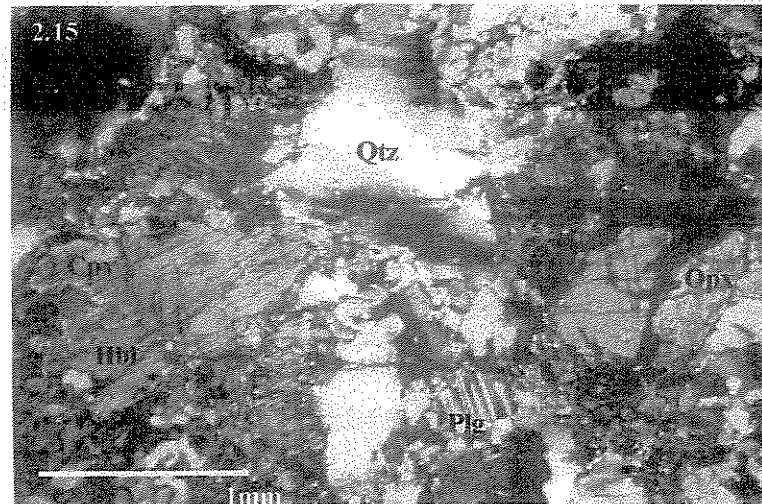
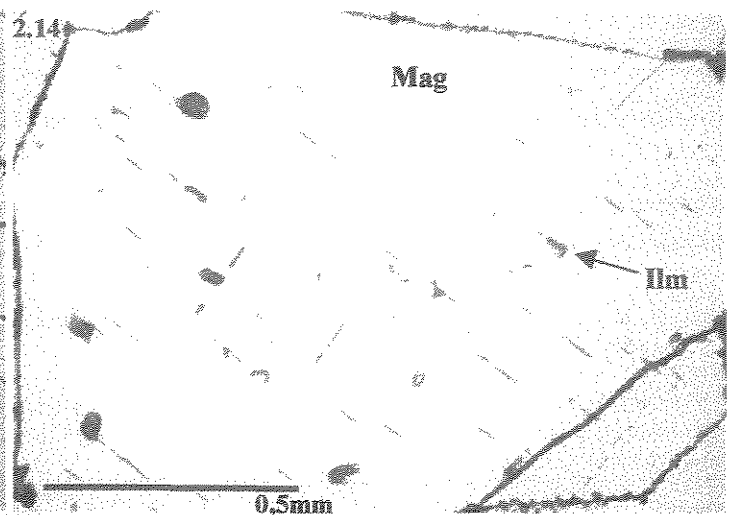
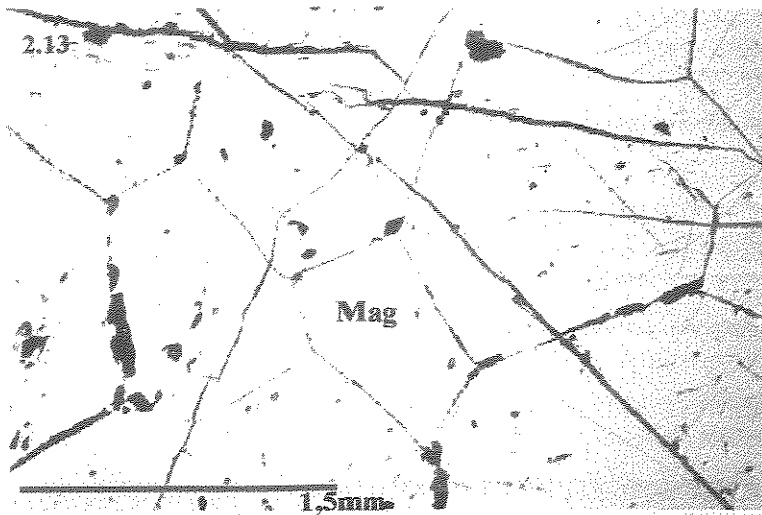


Figura 2.13 – Fotomicrografia de um magnetitito. Cristais de magnetita formando textura adcumulática.

Figura 2.14 – Fotomicrografia mostrando o detalhe de um cristal de magnetita do magnetitito. Observar as exsoluções de ilmenita possivelmente segundo os planos cristalográficos (111) da magnetita (*trellis type*).

Figura 2.15 – Fotomicrografia de um gnaiss enderbítico. Observar a presença de cristais de Cpx contendo exsoluções, e cristais menores granoblásticos, ao redor deste, sem exsolução. Avançado estágio de retrometamorfismo com a transformação dos cristais de Cpx em hornblenda.

Figura 2.16 – Vista parcial do afloramento da pedreira de Luís Alves. A rocha mais escura possui composição gabronorítica (1), a mais clara é um trondhjemitito (2), e a mesocrática é um enderbito (3). Processo de assimilação da rocha (1) pelo líquido (2), gerando um produto *híbrido* (3).

Figura 2.17 – Vista parcial, com maior detalhe, do afloramento da foto anterior, mostrando o mesmo processo.

Figura 2.18 – Detalhe do enderbito, produto da assimilação. Nas bandas máficas os piroxênios se dispõem de forma alinhada, e muitas vezes sofrem recrystalização, demonstrando que esta deformação iniciou em fácies granulito. Superposto a essa, progressivamente ocorre retrometamorfismo em fácies anfibolito, com a geração de hornblendas a partir dos piroxênios.

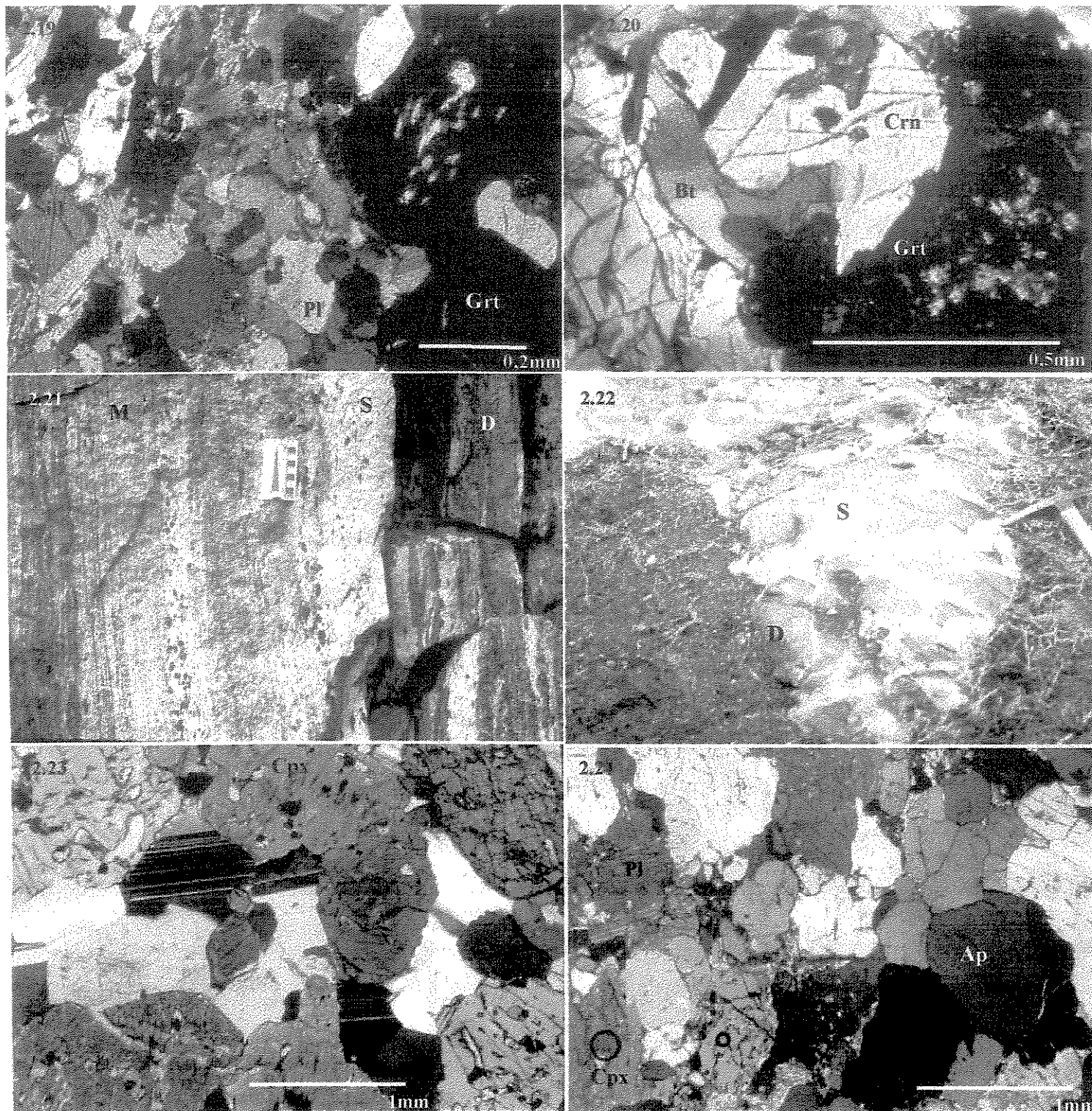


Figura 2.19 – Fotomicrografia de um "gnaisse kinzigítico"/"restito". Observar a presença de sillimanita (Sil) (seção basal), granada (Grt) e plagioclásio (Pl).

Figura 2.20 – Fotomicrografia de um "metassedimento"/"restito". Observar a presença de coríndon (Crn), granada (Grt) e biotita (Bt).

Figura 2.21 – Vista parcial de um afloramento de rochas alcalinas. metadiorito (D), metasienito (S) e metamonzonito (M).

Figura 2.22 – Vista parcial de um afloramento de rochas alcalinas. Observar estrutura agmática formada pela injeção de um líquido sienítico (S) em um metadiorito (D).

Figura 2.23 – Fotomicrografia de um metadiorito. O Cpx possui composição entre diopsídio e salita, enquanto que o plagioclásio é albita.

Figura 2.24 – Fotomicrografia de um metamonzonito. Presença de grande quantidade de apatitas (cristais de cor de interferência cinza sem macia).

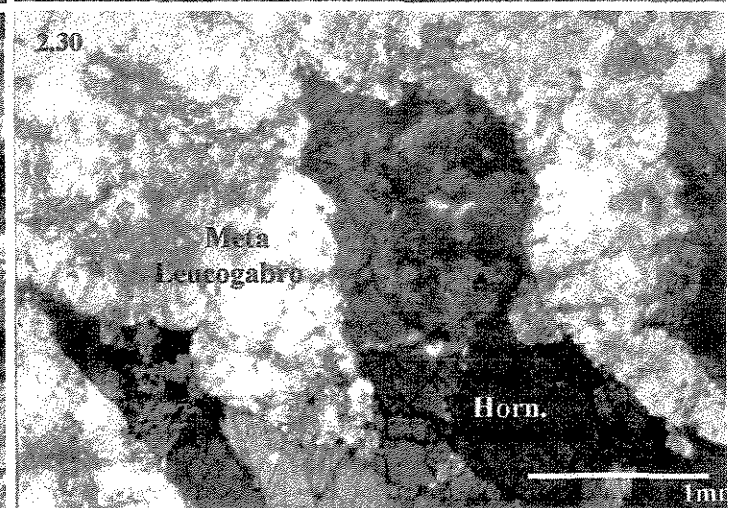
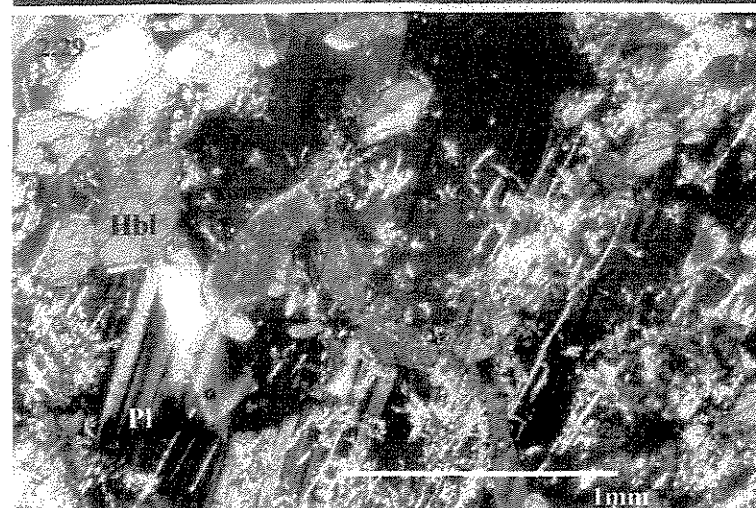
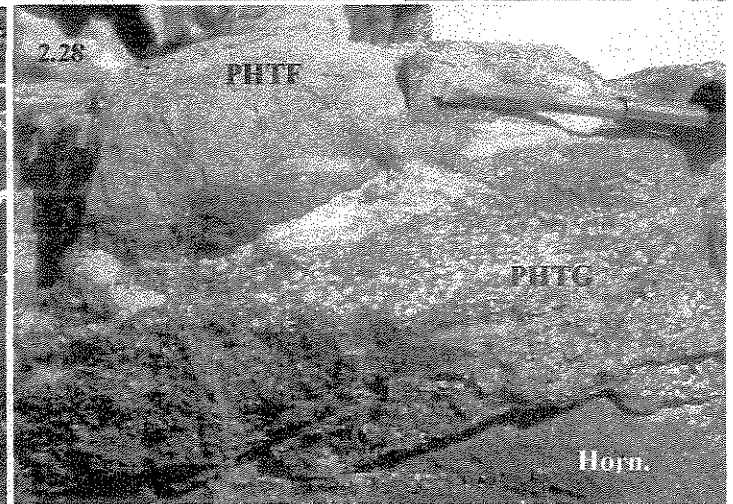
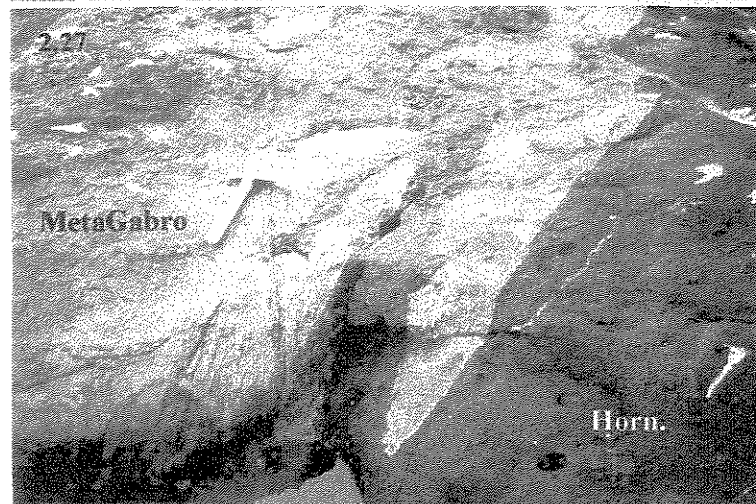
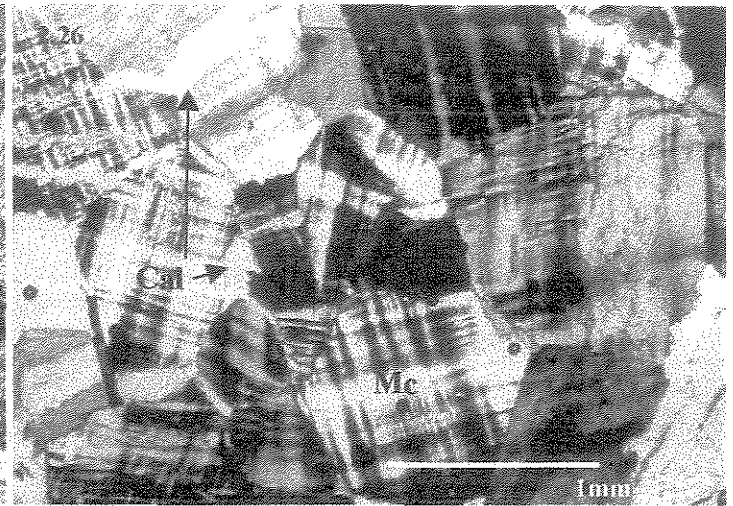
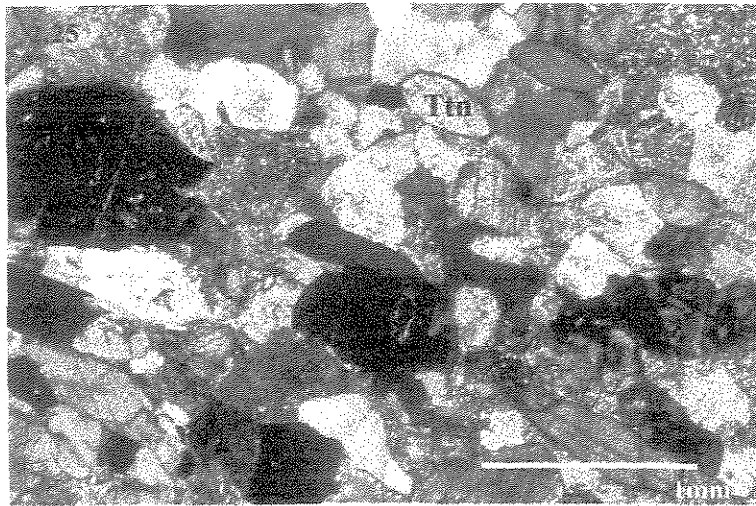


Figura 2.25 – Fotomicrografia de metamonzonito. Observar a grande quantidade de titanita (Ttn), orientada.

Figura 2.26 – Fotomicrografia de metassienito contendo microclínio (Mc) e carbonato (Cal).

Figura 2.27 – Vista parcial de um afloramento de dique de hornblendito cortando metagabro (Praia do Grant - Barra Velha).

Figura 2.28 – Vista parcial de um afloramento de dique de hornblendito. Observar o contato gradacional entre plagioclásio hornblendito de textura fina (PHTF), plagioclásio hornblendito de textura grossa (PHTG) e hornblendito (Horn.).

Figura 2.29 – Fotomicrografia de um PHTG. Textura poikilitica de hornblenda ferrotchermackítica, euédrica, inclusa em fenocristal de plagioclásio, anortita.

Figura 2.30 – Fotomicrografia mostrando o contato entre um dique de hornblendito e um leucogabro. Observar o contato interdigitado e lobado, sem bordas resfriadas no hornblendito.

CAPÍTULO 3 - QUÍMICA MINERAL E METAMORFISMO

Nosso objetivo com o estudo de química mineral, não é somente o de classificar com maior precisão os minerais que compõem as diferentes unidades, mas também estudar as diferentes fases minerais das rochas máfico-ultramáficas nas diferentes etapas de diferenciação. A composição química de algumas fases minerais podem auxiliar ainda na delimitação das condições de temperatura do metamorfismo, com a utilização de geotermômetros.

Para o estudo de química mineral e metamorfismo foram realizadas 284 análises de Microsonda Eletrônica CAMECA SX 50, na Universidade Federal do Rio Grande do Sul e na Universidade Federal da Bahia. Os parâmetros físicos utilizados pela microsonda foram os seguintes: tensão de 15 KeV; corrente de 10 nA. O diâmetro do feixe de elétrons foi de 1µm. Estão resumidos na tabela 3.1, abaixo: os elementos analisados em cada espectrômetro, as linhas analíticas $K\alpha$ e $L\alpha$ correspondentes às transições eletrônicas entre as respectivas camadas, e também, os padrões internacionais utilizados para a calibragem das microssondas.

Espec. 1 TAP			Espec.2 PET			Espec.3 LIF			Espec.4 TAP		
F^{-1}	$K\alpha$	CaF ₂	Cl^{-1}	$K\alpha$	Clap	Ti^{+4}	$K\alpha$	TiO ₂	Na^{+1}	$K\alpha$	Jade
Mg^{+2}	$K\alpha$	Susi	K^{+1}	$K\alpha$	Asbe	Fe^{+2}	$K\alpha$	Susi	Si^{+4}	$K\alpha$	Anor
Al^{+3}	$K\alpha$	Anor	Ca^{+2}	$K\alpha$	Anor	Ni^{+2}	$K\alpha$	NiO			
			Cr^{+3}	$K\alpha$	Cr ₂ O						
			Mn^{+2}	$K\alpha$	Mn						
			Ba^{+2}	$L\alpha$	BaSO						

Tabela 3.1- Espectrômetros (1-TAP, 2-PET, 3-LIF, 4-TAP); elementos analisados em cada espectrômetro; orbitais ($K\alpha$ e $L\alpha$); padrões internacionais utilizados na calibragem das microssondas (CaF₂, Susi, Anor, Clap, Asbe, Cr₂O, Mn, BaSO, TiO₂, NiO e Jade).

Das análises realizadas 128 foram obtidas em piroxênios, 69 em plagioclásios, 38 em anfibólios, 21 em biotitas e 28 em granadas.

Como foram utilizadas análises realizadas em duas microssondas eletrônicas, em locais diferentes, tivemos o cuidado de repetir análises, sendo os resultados obtidos muito próximos entre si.

3.1 – Química Mineral

3.1.1 - Mineralogia da Associação Máfico-Ultramáfica

Foram analisados, diversos cristais ígneos de piroxênios em rochas máfico-ultramáficas, previamente selecionadas pelos estudos petrográficos e litogeoquímicos. Estas análises demonstraram que a composição da maioria dos piroxênios não varia significativamente do centro para as bordas, não sendo possível a caracterização precisa de um zoneamento químico (tabela 3.2, anexo 5).

Uma das características texturais destes cristais ígneos, conforme já relatado no capítulo 2, é a presença de exsoluções em gotas e finas lamelas, segundo o plano cristalográfico (100). A tentativa de análise destas exsoluções não foi bem sucedida, devido ao diminuto tamanho das mesmas, o que ocasionou análises da mistura entre a exsolução e o cristal hospedeiro.

Na figura 3.1 podemos observar os pontos de análises dos pares de piroxênios Opx-Cpx. Estes demonstram uma evolução da composição dos piroxenitos em direção aos gabronoritos e gabros. Nos ortopiroxênios notamos a diminuição do MgO e o aumento do FeO, ao passo que nos clinopiroxênios percebemos uma progressão com diminuição de CaO e aumento de FeO.

Estas tendências de variação reforçam a sugestão de que as rochas evoluíram por diferenciação e que a cristalização fracionada pode ser o processo dominante. Para efeito de comparação, foram colocados neste mesmo diagrama os caminhos de evolução dos pares de piroxênios do Complexo de Skaergaard (Wager & Brown 1968), que demonstram a evolução por cristalização fracionada de um líquido de afinidade toleítica, bem como os caminhos de evolução das rochas máfico-ultramáficas de Piên (Girardi & Ulbrich 1980) e de Barra Velha (Soares 1975).

Os piroxênios metamórficos também não possuem variações significativas da composição do centro para as bordas dos cristais. (tabela 3.2, anexo 5).

Outro fato importante a ser ressaltado a respeito das análises em piroxênios, é o de que não podendo obter a composição das exsoluções, não pudemos recalcular a composição total dos cristais ígneos de ortopiroxênios e clinopiroxênios,

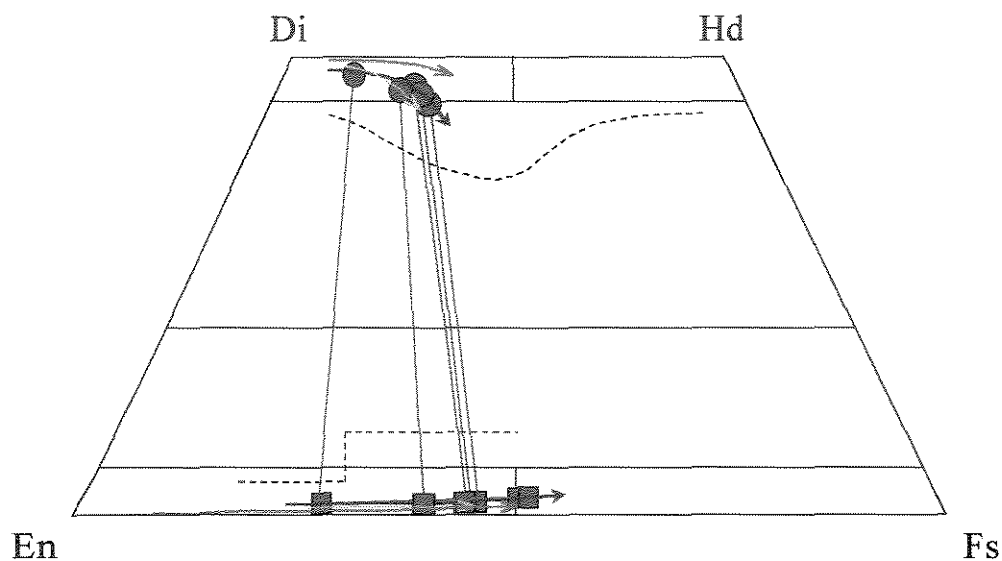


Figura 3.1 – Quadrilátero de composição dos piroxênios, mostrando o caminho de evolução a partir dos piroxenitos em direção aos noritos, gabronoritos e gabros da Associação Máfico-Ultramáfica. Os caminhos tracejados são dos pares de piroxênios de Skaergard, segundo Wager & Brown (1968). As flechas vermelhas representam a evolução dos piroxênios do Complexo Máfico-Ultramáfico de Piên (Girardi & Ulbrich (1980)). As flechas azuis são da evolução dos piroxênios do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra Velha (Soares

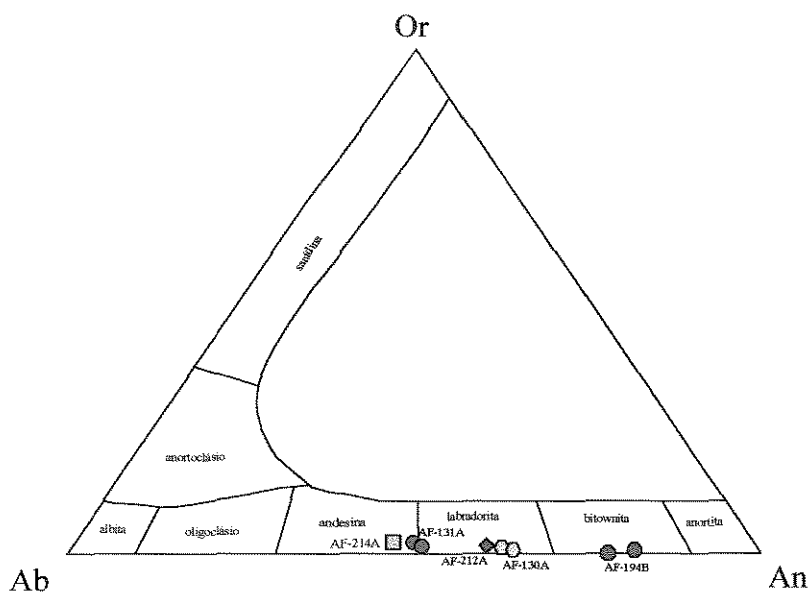


Figura 3.2 – Diagrama Ab x An x Or. Evolução na composição de plagioclásios ígneos da Associação Máfico-Ultramáfica. AF-194B (piroxenito), AF-130A (norito), AF-212A (gabronorito), AF- 131A (norito) AF- 214A (gabronorito).

o que impossibilitou a utilização destes minerais nos cálculos termobarométricos (Lindsley 1983).

As análises de plagioclásio das rochas máfico-ultramáficas também foram realizadas em cristais reliquiais ígneos. Procuramos utilizar, quando possível, as mesmas amostras que tiveram os piroxênios analisados. Como pode ser visto na figura 3.2 e na tabela 3.3 (anexo 5), o teor de "An" dos plagioclásios decresce, como esperado em um processo de cristalização fracionada, dos piroxenitos em direção aos noritos, gabronoritos e gabros. As composições variam de bitownita, nos piroxenitos, para labradorita e andesina, nos noritos, gabronoritos e gabros.

Em um plagioclásio zonado de gabronorito (figura 2.11) foi possível realizar um perfil analítico com seis pontos. Observa-se pelos teores relativos de CaO um decréscimo normal do centro para a borda, embora haja oscilações que podem refletir variações na pressão de H₂O no curso da diferenciação (Yoder 1965). Os valores obtidos foram listados na tabela 3.3 (anexo 5), (amostra AF-182A, pontos C2P53; 54; 52; 51; 50; 49). O ponto 53 representa o centro e o ponto 49 a borda do cristal.

Cinco amostras de piroxenitos tiveram seus anfibólios retrometamórficos analisados (tabela 3.4, anexo 5). Estes foram classificados segundo a classificação proposta por Leake et al. (1997). Os anfibólios da amostra AF-60A localizam-se no limite do campo entre ferritschermakita e ferrimagnesiohornblenda (figura 3.3). A amostra AF-69A possui anfibólios variando de magnesiohornblenda a ferrimagnesiohornblenda. Os anfibólios das amostras AF-132A e 194B, possuem composição de magnesiohornblenda.

Os anfibólios retrometamórficos da amostra AF-52A (gabronorito), possuem composição de ferritschermackita.

Os piroxenitos de Barra Velha e da Ilha de Canas foram cortados por estreitas zonas de cisalhamento vertical com azimuth 125°, posterior ao cisalhamento principal $\pm$ N-S, subvertical, que é a feição estrutural mais marcante na área. A amostra AF-194C que foi coletada sobre esta zona de cisalhamento, na Ilha de Canas, teve seus anfibólios retrometamórficos, que definem uma lineação de estiramento mineral, com caimento de 25° para 125°, analisados. Estes cristais, aí desenvolvidos, mostram um zoneamento composicional, sendo que uma das

metades do grão possui composição de ferrimagnesiohornblenda e a outra metade composição de actinolita (figura 2.8 e figura 3.3). As actinolitas possuem concentrações de Al^{IV} entre 0,051 e 0,081, enquanto que as ferrimagnesiohornblendas variam entre 1,032 e 1,151. O Si também varia significativamente entre 7,846 e 7,939, nas actinolitas, e entre 6,849 e 6,968 nas ferrimagnesiohornblendas, enquanto que o Mg não possui variação entre estes minerais, situando-se em torno de 3,5. O Fe^{+2} também demonstra uma significativa variação, demonstrando valores entre 1,205 e 1,289 nas actinolitas e ficando abaixo de 0,2 nas ferrimagnesiohornblendas.

A formação de anfibólios com composição de actinolita, na zona de cisalhamento, demonstra que esta foi gerada em condições metamórficas de fácies xistos verdes.

A maioria das biotitas encontradas na associação máfico-ultramáfica possuem coloração avermelhada, sugerindo tratarem-se de biotitas ricas em Ti, minerais estáveis em temperaturas mais elevadas.

As análises químicas destas biotitas confirmam esta observação. Na amostra AF-185B (tabela 3.5, anexo 5) de um norito, temos teores de até quase 5,5% de TiO_2 . Elas podem representar biotitas primárias, magmáticas.

Em várias amostras de rochas máficas que sofreram pequena recristalização metamórfica temos biotita recristalizada com teores de TiO_2 mais baixo, como na amostra AF-182A, ponto C1P48. Essa biotita já não possui coloração avermelhada tão intensa, predominando cores amarronadas.

Partindo-se destas observações, concluímos que não é necessário um aporte de fluidos ricos em potássio sobre as rochas máficas para formar a biotita. A origem desta pode estar relacionada a uma origem primária, magmática. As recristalizações da biotita fariam com que a composição desta fosse transformada, liberando parte do TiO_2 para a geração de Ti-magnetita e ilmenita que também são encontradas.

Outras biotitas observadas em rochas da associação máfico-ultramáfica, em zonas de forte retrogressão dos piroxênios, sugerem que sua formação esteja relacionada principalmente ao aporte de fluidos, inclusive com metassomatismo potássico. Estas retrogressões ocorrem em zonas de cisalhamento dúctil e a biotita aparece juntamente com grande quantidade de hornblenda.

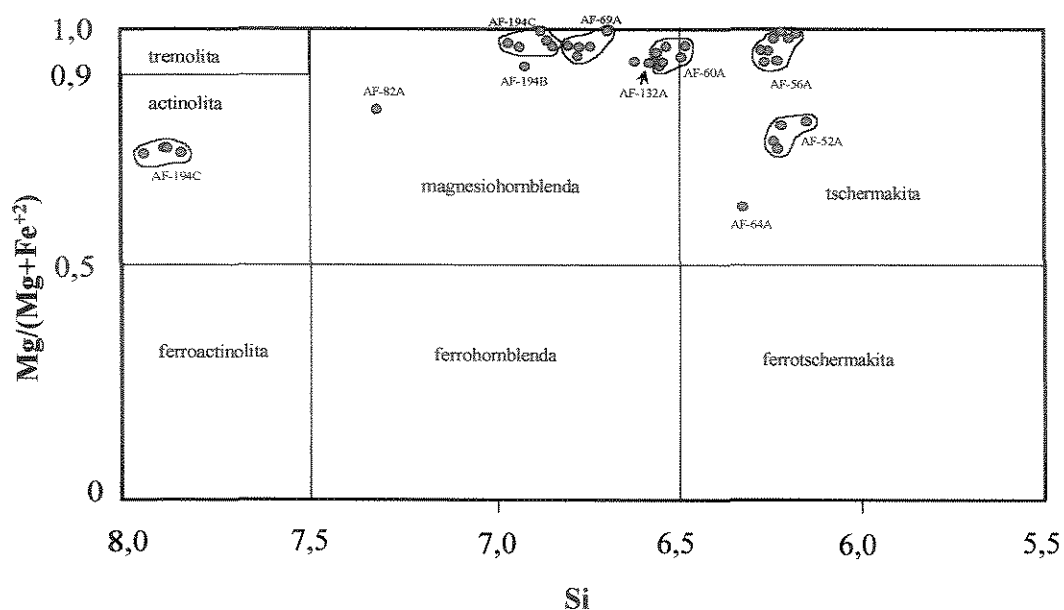


Figura 3.3 – Diagrama binário de Si versus $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. Classificação de anfibólios segundo Leake et al. (1997). O prefixo ferri deve ser utilizado sempre que o valor de Fe^{3+} for maior que 1, com exceção do grupo sódico.

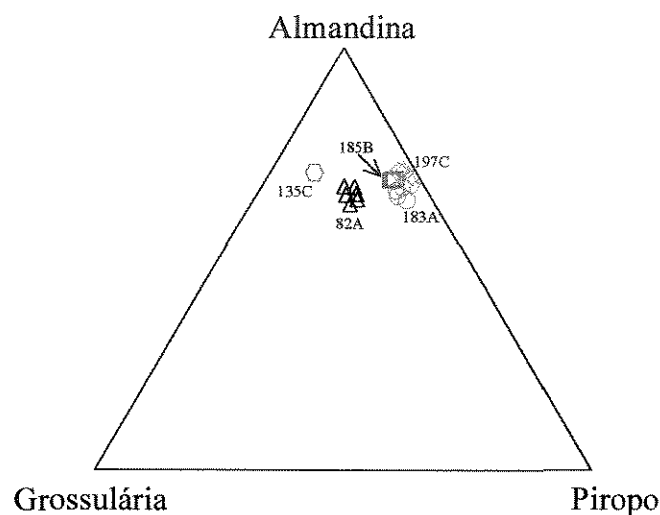


Figura 3.4 - Diagrama ternário de almandina x grossulária x piropo. Classificação de granadas. 183A, 197C - metassedimentos; 135C, 82A - amostras do contato entre magnetito e gabro; 185B - tectonito formado sobre rocha gabróica. A paragéneses das rochas pode ser vista no anexo 4, e as composições das granadas no anexo 5.

As granadas observadas por toda a região são principalmente de composição almandina e bastante variáveis em tamanho.

As granadas da amostra AF-135C (tabela 3.6, anexo 5), que é uma rocha proveniente do contato entre o magnetito maciço e a encaixante gabróica, possuem granulação média a grossa com cristais de até 0,5 cm, e localizam-se mais próximas do vértice da almandina (figura 3.4), ou seja mais ricas em ferro.

A amostra AF-82A possui granadas que se localizam em uma posição mais central no gráfico, no entanto mais próximas do vértice da almandina, demonstrando novamente que o principal componente destas granadas é o ferro. Esta amostra é proveniente também de uma rocha encaixante do minério de ferro, porém não tão próxima do contato com o minério como a amostra AF-135C. A granulação destas granadas é grossa, com cristais de até 1,5 cm.

O tectonito, AF-185B, foi gerado sobre uma rocha de composição gabronorítica, sem granada, em uma zona de cisalhamento dúctil. Este tectonito é composto por quartzo, em abundância, porfiroblastos de granada de até 4 cm de diâmetro, biotita, e feldspato, em menor proporção. A formação de granada não está restrita à zona de cisalhamento. Esta foi encontrada em pequenas fraturas preenchidas por quartzo, que cortam a estrutura da rocha encaixante. Portanto a geração da granada ocorre desde condições sin-tectônicas, sendo envolvidas por biotitas que as contornam, até pós-tectônicas, pois estas fraturas preenchidas, contendo granada não são mais afetadas pela deformação.

3.1.2 - Mineralogia da Associação Enderbítica

Nas rochas da associação enderbítica procuramos analisar minerais que pudessem auxiliar na comprovação do processo de assimilação, que foi observado em campo e petrograficamente, e que, pelo menos em parte, pode ser o mecanismo gerador de rochas enderbíticas.

Na figura 3.5 foram colocadas as análises de piroxênios das amostras AF-8K e AF-8L, sendo que a amostra AF-8K representa o enderbito proveniente do processo de assimilação, na pedreira de Luís Alves, e a amostra AF-8L, o gabronorito que está sendo assimilado pelo magma trondhjemitico. Como podemos constatar a composição do Opx destas duas amostras é semelhante, confirmando

as observações petrográficas de que o Opx dos enderbitos é proveniente dos gabronoritos.

Neste mesmo diagrama (figura 3.5), foi colocada a análise de outra amostra de enderbito (AF-43A). Esta localiza-se afastada do enderbito AF-8K. Este fato pode ser explicado, pois a composição das rochas máficas que estão sendo assimiladas podem ser variáveis, formando também piroxênios de composições variáveis nos enderbitos gerados.

As rochas da pedreira de Luís Alves, que representam o processo de assimilação (AF-8L, AF-8K e AF-8J), tiveram seus plagioclásios analisados. As análises dos plagioclásios do gabronorito (AF-8L), possuem composições semelhantes às do trondhjemito (AF-8J), por consequência as análises dos plagioclásios do enderbito (AF-8K) também apresentam a mesma composição. Todos os pontos das análises se localizam no campo da andesina com teores de "An" variando de 35,1 a 38,5 (figura 3.6).

3.1.3 Mineralogia da Associação Metassedimentar

As amostras AF-197C e AF-183A são representativas da associação metassedimentar. As análises de plagioclásios metamórficos das duas amostras mostraram teores de An_{29} na amostra AF-183A e An_{38} na amostra AF-197C (figura 3.6).

Apesar do pequeno número de amostras disponíveis a variação observada pode indicar composições iniciais distintas para os sedimentos, o que não seria inesperado.

Uma característica química marcante das biotitas encontradas nos metassedimentos, amostras AF-183A e AF-197C, é principalmente a dos teores mais elevados de Al_2O_3 , cerca de 2 a 3% maior que nas outras amostras analisadas. Portanto a composição química mais rica em alumina dos metassedimentos está também marcada nessas biotitas. Os teores de TiO_2 destas amostras apresentam em média variações em torno de 3%.

As granadas dos metassedimentos são mais pobres em cálcio do que as granadas das outras unidades, mas possuem ainda ferro elevado e são classificadas como almandina.

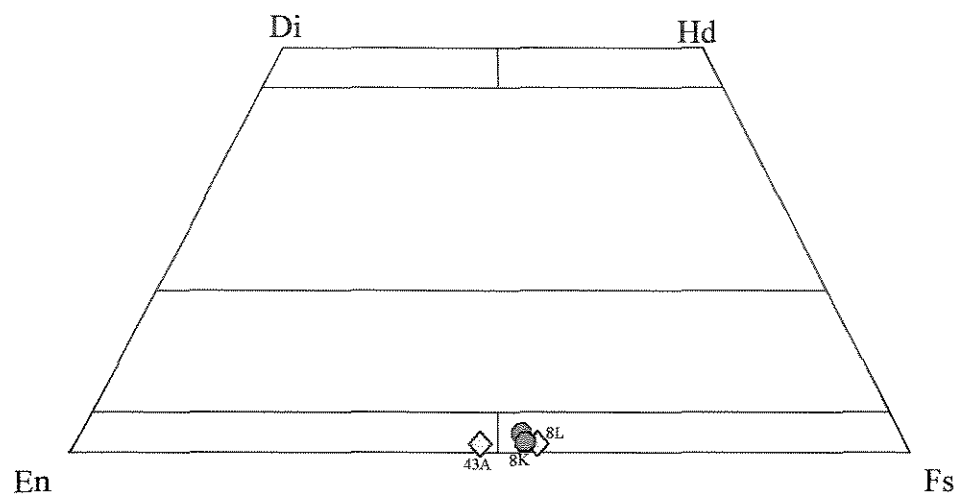


Figura 3.5 - Quadrilátero de composição dos piroxênios. Amostras 43A e 8L - enderbitos; amostra 8K – gabronorito. Vide texto para explicações.

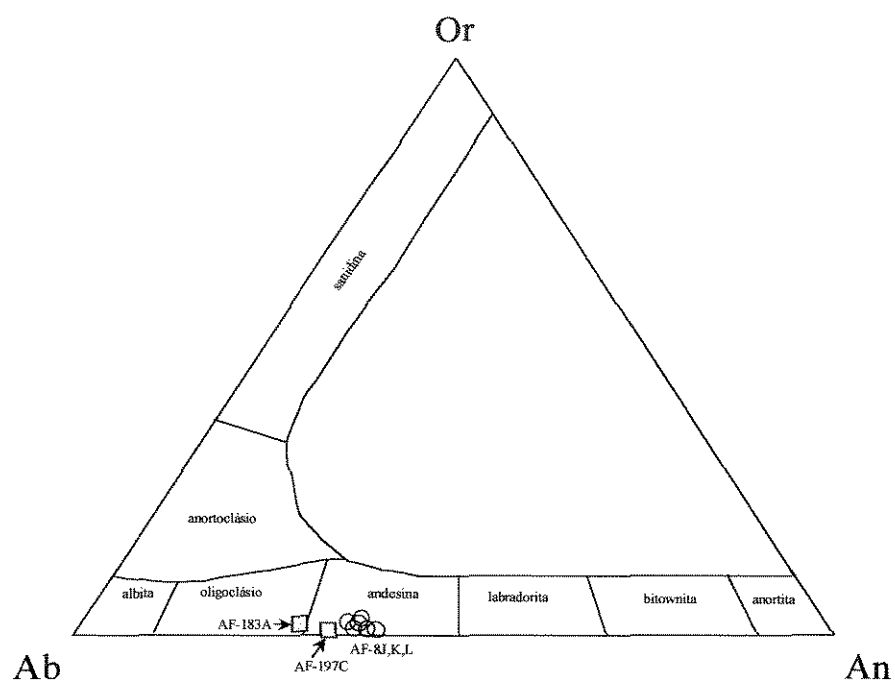


Figura 3.6 - Diagrama Ab x An x Or. Classificação dos plagioclásios das amostras representativas do processo de assimilação (círculos vazados) e metassedimentos (quadrados amarelos).

3.1.4 - Mineralogia da Suíte Alcalina Braço do Gavião

Os clinopiroxênios das amostras AF-64A e AF-64C são mais ricos em FeO do que os dos piroxenitos, gabronoritos e gabros (figura 3.7). Oticamente estes cristais já demonstravam características diferentes, principalmente sua cor verde oliva, em luz natural.

Os feldspatos da amostra AF-64C (metadiorito da Suíte Alcalina Braço do Gavião) possuem composição principal de albita (figura 3.8) e formam juntamente com os piroxênios e feldspatos potássicos (microclínio e ortoclásio), textura granoblástica poligonal. A coexistência de feldspato sódico e feldspato potássico é comum em rochas alcalinas (Deer et al. 1966)

Os anfibólios retrometamórficos da Suíte Alcalina Braço do Gavião (AF-64A), são classificados como ferritschermakita (figura 3.3).

3.1.5 - Mineralogia dos Diques de Hornblendito

Os plagioclásios ígneos dos diques de hornblendito com plagioclásio (AF-56A,B) são ricos em CaO (bitownita) enquanto que plagioclásios intersticiais anédricos, nestas mesmas rochas, possuem composição de albita. Esta fase rica em sódio pode representar líquidos finais do processo de cristalização dos diques (figura 3.8).

Os anfibólios ígneos do hornblendito (AF-56A) localizam-se no campo de composição das ferritschermakitas (figura 3.3).

3.2 - Metamorfismo

3.2.1 - Metamorfismo de Fácies Granulito

O metamorfismo regional granulítico ocorre em rochas da crosta inferior. Os granulitos estão amplamente distribuídos em terrenos gnáissicos de alto grau em diversas partes do mundo. Nestes terrenos metamórficos de alto grau encontramos

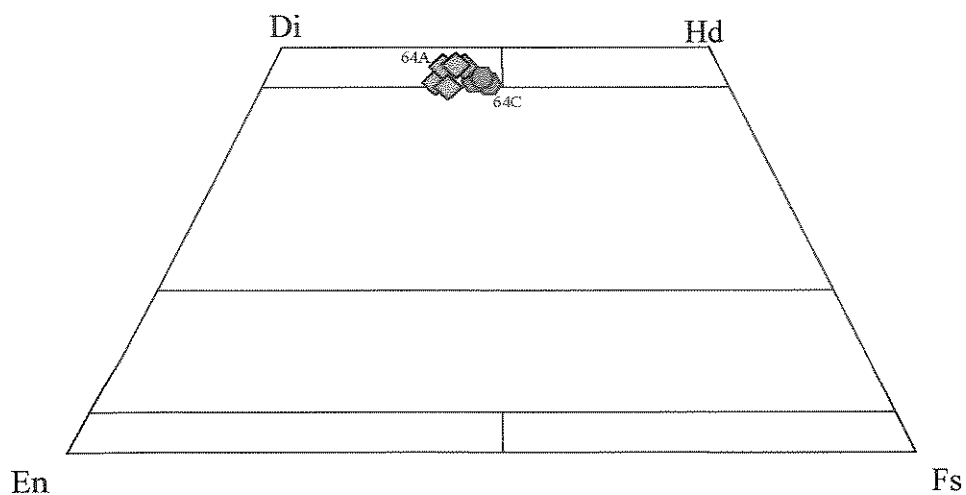


Figura 3.7 - Quadrilátero de composição dos piroxênios. Amostras representativas da Suíte Alcalina Braço do Gavião.

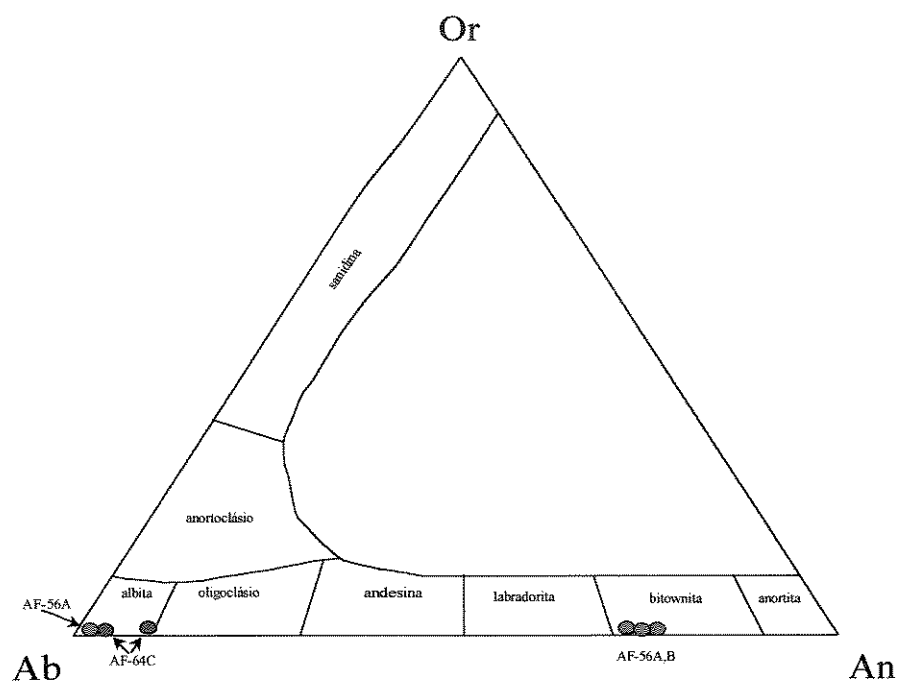


Figura 3.8 - Diagrama Ab x An x Or. Classificação de plagioclásios. Metadiorito da Suíte Alcalina Braço do Gavião (círculos vermelhos) e plagioclásio hornblenditos (círculos verdes).

também migmatitos formados em fácies anfibolito superior/granulito e granitos anatéticos.

Algumas características são peculiares aos terrenos granulíticos:

(a) são rochas formadas essencialmente por uma paragênese que demonstra uma baixa a_{H_2O} (atividade de água);

(b) a grande maioria dos terrenos granulíticos possuem como fase fluida predominante o CO_2 (Touret 1981);

(c) a variação da temperatura do metamorfismo, na maioria dos terrenos granulíticos, se situa entre 650 °C e 900 °C (Newton 1987), portanto a T foi elevada pelo menos 200°C acima da geoterma anorogênica de 15 a 20 °C Km^{-1} (Valley 1992), considerando que o metamorfismo atuou em crosta inferior típica de 20 a 30 km de espessura;

(d) muitos terrenos granulíticos apresentam um empobrecimento em elementos litófilos de íons grande (LILE - *large-ion lithophile elements*) (Weaver & Tarney 1980, Lamb et al. 1986);

(e) mais de 90% dos xenólitos granulíticos são de composição máfica (Griffin & O'Reilly 1986, Harley 1989, Bohlen & Mezger 1989).

(f) todos os terrenos granulíticos mostram evidência de tectônica horizontal em grande escala (Newton 1987).

a) O Papel dos Fluidos no Metamorfismo Granulítico

É amplamente reconhecido que a formação de uma paragênese mineral de fácies granulito nas suas condições normais de P-T requerem uma baixa atividade de H_2O . Esta pode ser obtida pela ausência total de fluidos, ou pela diluição da H_2O por outras fases fluidas que podem acompanhar o metamorfismo (CO_2 , CH_4 , N_2) (Harley 1989).

A baixa a_{H_2O} é necessária para estabilizar as paragêneses anidras (Opx-Ksp; Opx-Cpx-Plag) e para impedir que seja produzida uma quantidade abundante de fusão a partir dos metassedimentos e das rochas básicas. Tendo em vista que as condições físicas do metamorfismo se sobrepõem àquelas requeridas para a fusão de muitos tipos de rochas (Clemens & Vielzeuf 1987, Clemens 1992).

Na figura 3.9, extraída de Newton (1987), onde são colocadas as curvas de fusão do granito em diferentes condições de aH_2O - CO_2 , podemos observar o campo de condições $P \times T$ de formação da ampla maioria dos terrenos granulíticos conhecidos (Newton 1987, Harley 1989). Verificamos que a maioria das rochas de fácies granulito são formadas em condições "secas" abaixo de $aH_2O=0,5$. Valley (1992), afirmou que uma grande quantidade de terrenos granulíticos possuem atividade de H_2O em torno de $0,2 \pm 0,1$.

Considerando as condições de P ($\pm 6,5$ kbar) e T (± 800 °C) do metamorfismo granulítico para o Complexo Granulítico de Santa Catarina, obtida por Girardi & Ulbrich (1980), verificamos que este se situa em condições de aH_2O inferiores a 0,3.

Segundo Newton (1987) a água não pode escapar como uma fase de vapor pura durante as reações de desidratação em condições de fácies granulito sem causar extensiva fusão. Portanto sugere que três mecanismos de desidratação podem ocorrer:

(a) absorção de água dentro de fundidos anatóticos em uma escala regional. Este modelo, segundo Fyfe (1973), seria também o responsável pelo empobrecimento em LILE, que seriam retirados pela extração granítica da crosta inferior, deixando um resíduo de fácies granulito empobrecido em tais elementos;

(b) influxo de fluidos ricos em CO_2 e com baixa aH_2O (Touret 1981). Este mecanismo que é sugerido como sendo o responsável pela geração de charnockitos no sul da Índia (Janardhan et al. 1982, Friend 1983), requer um influxo de fluidos ricos em CO_2 que percolariam os gnaisses de fácies anfibolito, promovendo a "quebra" na estrutura dos minerais hidratados e a liberação da água para a fase fluida. O aumento de aH_2O na fase fluida leva a um aumento da aH_2O no sistema, promovendo a fusão parcial das rochas, quando são ultrapassadas as curvas de fusão do granito, para as condições de P e T atuantes;

(c) metamorfismo de contato em torno de intrusões rasas antes do metamorfismo granulítico. Se a pressão é bastante baixa a água pode escapar para a superfície em um evento de desidratação, sem a formação de fundidos silícicos.

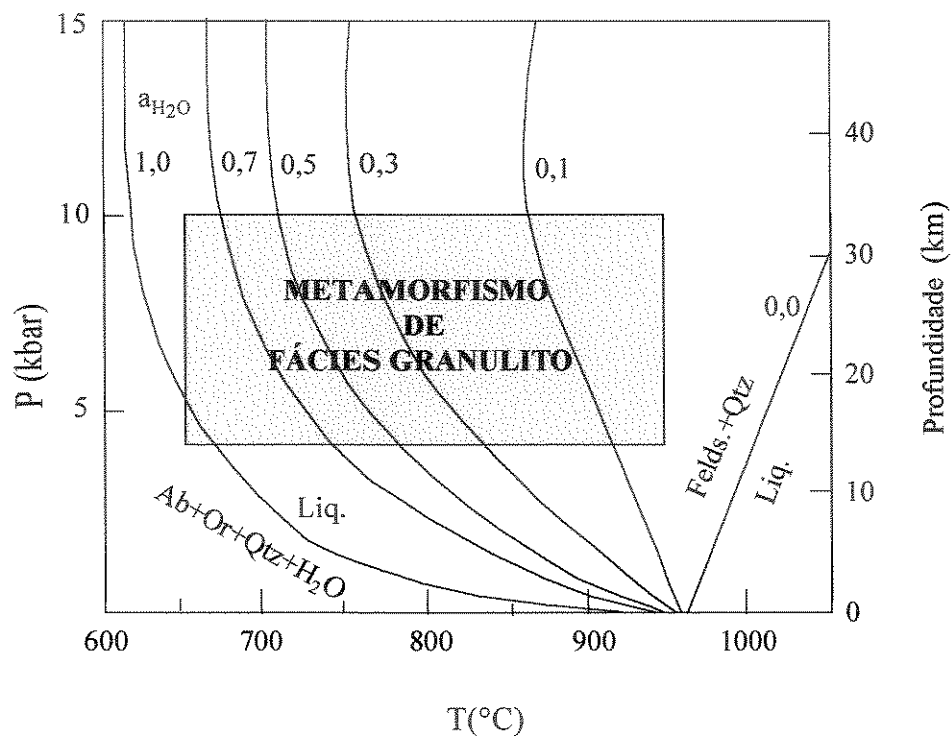


Figura 3.9 – Diagrama P-T com as curvas de fusão do granito para diferentes $a_{H_2O-CO_2}$. Campo de formação de granulitos de diversas partes do mundo (Newton 1987).

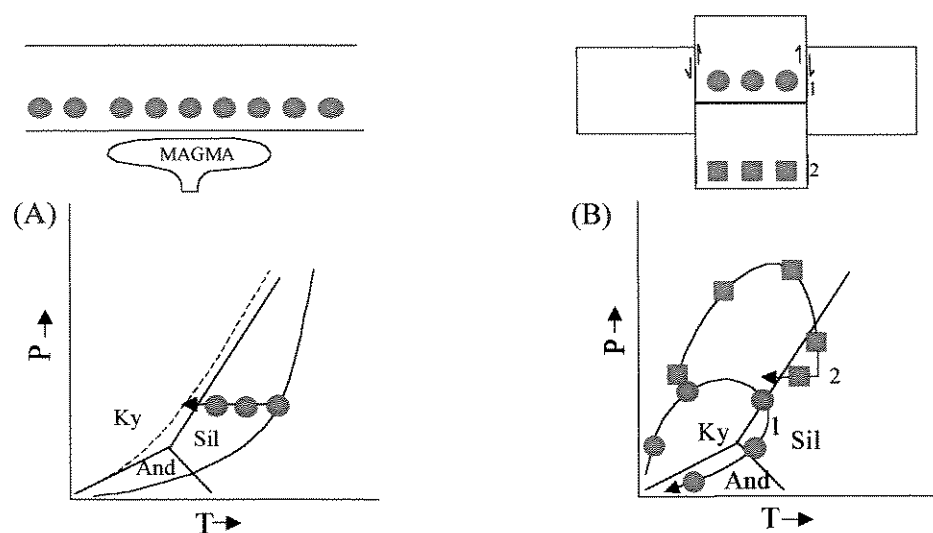


Figura 3.10 – Modelos de trajetórias P-T-t segundo Ellis (1987). (A) - modelo de *underplating* magmático; (B) - modelo de denudação de uma crosta duplamente espessada.

b) Trajetórias de Pressão-Temperatura-Tempo do Metamorfismo Granulítico

As paragêneses minerais em equilíbrio nas rochas metamórficas representam uma porção preservada da evolução das condições de T e P de um terreno ao longo do tempo. Estas condições de T e P são variáveis de acordo com os processos tectônicos maiores atuantes em cada ambiente geológico (Bohlen 1987, Harley 1989, Brown 1993).

De uma maneira geral, existem dois tipos de trajetória P-T-t (Brown 1993):

(a) *as trajetórias que resultam de um metamorfismo colisional*. Estas descrevem uma trajetória horária no diagrama P-T (*clockwise* - Bohlen 1987), também chamada de descompressão isotérmica (*isothermal decompression-ITD* - Harley 1989). Esta trajetória é produzida por um espessamento tectônico da crosta, seguida por exumação dominada por erosão ou denudação tectônica (England & Thompson 1984);

(b) *as trajetórias resultantes de uma tectônica extensional*. No diagrama P-T estas trajetórias descrevem uma curva anti-horária (*counter-clockwise* - Bohlen 1987), também chamada de resfriamento isobárico (*isobaric cooling* - IBC - Ellis 1987, Harley 1989, Brown 1993). As trajetórias de resfriamento isobárico são mais difíceis de serem interpretadas. O problema reside no fato de que normalmente somente as fases finais das trajetórias estão representadas nas paragêneses minerais em equilíbrio. É reconhecido que as trajetórias ITD representam um estágio final de um caminho horário, ao passo que a trajetória IBC pode tanto representar um caminho P-T horário quanto anti-horário (Ellis 1987, Bohlen 1987, Harley 1989, Brown 1993, Spear 1995).

Para o desenvolvimento de uma trajetória IBC é necessário uma elevação do gradiente geotermal acima do seu estado padrão (Spear 1991, 1995). Esta elevação pode ser obtida através de alguns processos:

(a) *underplating* magmático (Bohlen 1987, Ellis 1987, Bohlen & Mezger 1989) figura 3.10. Este modelo requer uma pluma mantélica que transporta material mantélico quente para a base da crosta. O magma deve ter sido máfico com a finalidade de ser armazenado em grande quantidade na base da crosta (Newton 1987). Uma outra observação que parece suportar um crescimento vertical por

underplating magmático é a de que a grande maioria dos xenólitos são máficos e que este caráter máfico aumenta com a profundidade (Bohlen & Mezger 1989).

(b) *emplacement* de uma camada quente cavalgada sobre um embasamento frio (Spear 1991, 1995).

(c) denudação de uma crosta duplamente espessada. Este é o modelo de Ellis (1987) figura 3.10b, onde as rochas da base da crosta superior (1) terão trajetórias P-T-t, horária, de baixa temperatura e serão exumadas possivelmente durante um primeiro ciclo orogênico. Ao passo que as rochas formadas na base da crosta inferior (2) também terão trajetória P-T-t horária, no entanto, estas rochas estão com temperaturas muito altas e serão somente soerguidas para a base da espessura normal da crosta. Tais granulitos podem então esfriar isobaricamente. Uma outra orogenia é portanto necessária para expor estas rochas na superfície;

(d) Influxo de calor proveniente diretamente do manto. Este processo ocorre quando temos um encurtamento crustal com a deslaminação (*delamination*) da litosfera mantélica subcrustal que mergulha no manto, permitindo a ascensão de astenosfera mantélica quente para a base da crosta (Kröner 1983, Newton 1987).

3.2.2 - Equilíbrio Químico Entre os Piroxênios no Metamorfismo Granulítico

As bases termodinâmicas para a distribuição dos íons Mg^{+2} e Fe^{+2} entre ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes foi apresentada por Kretz (1961), onde definiu que para um número de pares de piroxênios coexistentes, um gráfico de $X_{Opx}^{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ no ortopiroxênio contra $X_{Cpx}^{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ no clinopiroxênio descreve uma curva de equilíbrio entre os pontos, se ambos os minerais estão próximos de misturas ideais ou representam tais misturas. O coeficiente de distribuição com referência a troca entre Mg – Fe pode ser expresso por:

$$Kd^{Mg-Fe} = X_{MgSiO_3} / (1 - X_{MgSiO_3}) \times (1 - X_{CaMgSi_2O_6}) / X_{CaMgSi_2O_6}$$

onde, X_{MgSiO_3} e $X_{CaMgSi_2O_6}$ são frações molares e o equilíbrio de troca é:



Kretz (1963) demonstrou que o Kd^{Mg-Fe} para orto e clinopiroxênio para rochas metamórficas varia de 0,51 a 0,65, utilizando 25 pares de ortopiroxênio e clinopiroxênio de rochas metamórficas de alto grau, enquanto que com 15 pares de piroxênios de rochas ígneas obteve Kd variando de 0,65 a 0,86.

Saxena (1968, *apud* Deer et al. 1978) apresentou duas curvas de equilíbrio da média de pares de piroxênios metamórficos e ígneos, os resultados obtidos foram de Kd 0,54 e 0,73 respectivamente.

Foi demonstrado por Binns (1965) que o Kd^{Mg-Fe} entre ortopiroxênio e clinopiroxênio, em granulitos básicos de Broken Hill, decresce até $\cong 0,5$ para os mais magnesianos e cresce até $\cong 0,6$ para os piroxênios mais ricos em ferro. Esta mesma constatação foi feita por Davidson (1968), para rochas do *Quairading district Western Australia*. Naldrett & Kullerud (1967), a partir da análise de trinta e três pares de piroxênios de rochas máficas da intrusão de Sudbury, concluem que existe um aumento sistemático do Kd com o aumento da razão Fe/Mg dos pares individualmente.

Foram analisados pares de ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes do Complexo Granulítico de Santa Catarina, que representam a paragênese de reequilíbrio metamórfico (tabela 3.7). Estes cristais são os que possuem textura granoblástica poligonal entre si e são isentos de exsoluções. Para estes cristais foi obtido um Kd^{Mg-Fe} da ordem de 0,55, que se situa dentro dos padrões obtidos por Binns (1965), para os granulitos básicos de Broken Hill, bem como se assemelha ao valor de 0,55 obtido por Sen e Manna (1976), para os granulitos básicos de Saltora, *West Bengal*.

Na figura 3.11 podemos observar o coeficiente de partição Kd^{Mg-Fe} entre nove pares de ortopiroxênios e clinopiroxênios-Ca, que se situou em torno de 0,55. Os pontos localizados ao longo da curva neste diagrama de distribuição para misturas ideais, indicam uma aproximação do equilíbrio químico com respeito às trocas de Mg-Fe²⁺. Este equilíbrio é importante, pois somente a partir da sua constatação é que poderemos utilizar os pares de minerais nas formulações matemáticas para os cálculos de termobarometria.

Tabela 3.7 - Análises Químicas e Fórmulas Estruturais dos Pares de Piroxênios

Amostra	AF-126A	AF-126A	AF-131A	AF-131A	AF-132A	AF-132A	AF-212A	AF-212A	AF-51A	AF-51	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-69A	AF-69A	AF-8L	AF-8L
Mineral	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Cpx
Posição	17-Borda	15-Borda	8-Borda	6-Borda	61-Centro	64-Centro	32-Centro	31-Centro	10-Borda	9-Borda	2-Borda	11-Borda	4-Centro	8-Centro	26-Centro	28-Centro	45-Borda	41-Borda
SiO ₂	51,0582	51,8369	51,9934	52,3941	55,1722	54,0924	52,3159	52,0623	53,2819	52,1489	54,5197	53,5405	54,4059	53,2321	55,1572	54,2182	50,8815	51,9687
TiO ₂	0,0584	0,2134	0,0661	0,2525	0,2580	0,1398	0,0330	0,2772	0,0166	0,2784	0,1351	0,3722	0,0369	0,3338	0,0371	0,1287	0,0409	0,1990
Al ₂ O ₃	1,1148	1,7950	0,9279	1,8407	1,1648	1,8350	1,0742	2,2640	0,9187	2,5953	1,8561	2,4695	1,5635	2,4909	1,6085	2,0784	1,0367	1,7357
Cr ₂ O ₅	0,0526	0,0643	0,0000	0,0000	0,0436	0,1296	0,0000	0,0049	0,0077	0,0295	0,0092	0,0269	0,0400	0,0415	0,1258	0,3557	0,0205	0,0132
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,3510	0,0000	0,0000	0,0000	0,7525	0,0031	1,1373	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2108	0,0000
MgO	18,4874	12,8765	18,9963	12,8828	26,1244	15,3504	19,3571	12,6525	20,8101	13,4302	24,5707	14,4533	24,4229	14,4468	26,2959	15,2688	15,3536	11,3497
CaO	0,4211	21,8476	0,4535	21,9319	0,4881	23,0877	0,3873	21,6686	0,4023	21,3452	0,3125	22,8546	0,3114	23,2838	0,2641	23,3202	0,4595	20,1980
MnO	0,7269	0,2853	0,9953	0,4152	0,4288	0,0877	0,9781	0,3736	0,7125	0,2454	0,4949	0,2653	0,4564	0,1742	0,4314	0,0595	1,2047	0,4497
FeO	27,8637	10,6816	26,7346	9,7117	17,7824	5,7065	26,3814	10,4803	25,3701	9,2900	19,9749	6,6075	19,7063	6,4554	17,6443	5,2767	31,6913	13,4204
NiO	0,0380	0,0620	0,0000	0,0388	0,0757	0,0456	0,0816	0,0000	0,0000	0,0024	0,0075	0,0201	0,0827	0,0428	0,0000	0,0000	0,0146	0,0221
Na ₂ O	0,0189	0,4421	0,0000	0,3557	0,0000	0,3860	0,0000	0,2791	0,0000	0,3809	0,0000	0,2580	0,0000	0,2449	0,0000	0,3134	0,0000	0,3953
K ₂ O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0395	0,0000	0,0096	0,0062	0,0000	0,0232	0,0024	0,0012	0,0095	0,0000	0,0000	0,0000	0,0133
TOTAL	99,8399	100,1047	100,1671	100,1744	101,5380	100,9002	100,6086	100,8246	101,5292	100,8835	101,9038	100,8703	101,0272	100,7557	101,5643	101,0196	100,9141	99,7651
T Si	1,9550	1,9410	1,9780	1,9600	1,9790	1,9710	1,9770	1,9420	1,9800	1,9330	1,9660	1,9640	1,9790	1,9530	1,9740	1,9740	1,9720	1,9770
Al	0,0450	0,0590	0,0220	0,0400	0,0210	0,0290	0,0230	0,0580	0,0200	0,0670	0,0340	0,0360	0,0210	0,0470	0,0260	0,0260	0,0280	0,0230
M1 Al	0,0060	0,0200	0,0200	0,0410	0,0280	0,0500	0,0250	0,0420	0,0200	0,0470	0,0450	0,0700	0,0460	0,0610	0,0410	0,0630	0,0190	0,0550
Ti	0,0020	0,0060	0,0020	0,0070	0,0070	0,0040	0,0010	0,0080	0,0000	0,0080	0,0040	0,0100	0,0010	0,0090	0,0010	0,0040	0,0010	0,0060
Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,0000	0,0210	0,0000	0,0320	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0060	0,0000
Fe ⁺²	0,0000	0,2520	0,0000	0,2220	0,0000	0,1070	0,0000	0,2260	0,0000	0,1710	0,0000	0,1280	0,0000	0,1370	0,0000	0,0940	0,0860	0,2950
Cr	0,0020	0,0020	0,0000	0,0000	0,0010	0,0040	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0010	0,0010	0,0040	0,0100	0,0010	0,0000
Mg	0,9900	0,7190	0,9790	0,7190	0,9620	0,8340	0,9710	0,7040	0,9800	0,7420	0,9510	0,7900	0,9500	0,7900	0,9540	0,8290	0,8870	0,6440
Ni	0,0010	0,0020	0,0000	0,0010	0,0020	0,0010	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0020	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
M2 Mg	0,0650	0,0000	0,0990	0,0000	0,4350	0,0000	0,1190	0,0000	0,1730	0,0000	0,3690	0,0000	0,3740	0,0000	0,4490	0,0000	0,0000	0,0000
Fe ⁺²	0,8920	0,0830	0,8510	0,0820	0,5330	0,0670	0,8340	0,1010	0,7880	0,1170	0,6020	0,0750	0,5990	0,0610	0,5280	0,0660	0,9410	0,1320
Mn	0,0240	0,0090	0,0320	0,0130	0,0130	0,0030	0,0310	0,0120	0,0220	0,0080	0,0150	0,0080	0,0140	0,0050	0,0130	0,0020	0,0400	0,0140
Ca	0,0170	0,8760	0,0180	0,8790	0,0190	0,9010	0,0160	0,8660	0,0160	0,8480	0,0120	0,8980	0,0120	0,9150	0,0100	0,9100	0,0190	0,8230
Na	0,0010	0,0320	0,0000	0,0260	0,0000	0,0270	0,0000	0,0200	0,0000	0,0270	0,0000	0,0180	0,0000	0,0170	0,0000	0,0220	0,0000	0,0290
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
Soma Cat.	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9980	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990
Xw	0,8690	45,2080	0,9340	45,6800	0,9560	47,1470	0,7960	44,8840	0,8090	44,2160	0,6190	47,2870	0,6220	47,9470	0,5180	47,8550	0,9640	43,1390
Xen	53,0730	37,0730	54,4530	37,3350	71,1940	43,6160	55,3210	36,4660	58,2300	38,7090	67,7210	41,6080	67,9150	41,3930	71,7900	43,5960	44,8240	33,7280
Xfs	46,0580	17,7190	44,6120	16,9850	27,8500	9,2370	43,8840	18,6500	40,9610	17,0760	31,6600	11,1050	31,4630	10,6600	27,6920	8,5480	54,2120	23,1320
Mg/Fe ⁺²	1,1827	2,1463	1,2667	2,3651	2,6210	4,7931	1,3070	2,1529	1,4632	2,5764	2,1927	3,8916	2,2104	3,9899	2,6572	5,1813	0,8637	1,5082
Mg/(Mg+Fe)	0,5419	0,6822	0,5588	0,7028	0,7238	0,8274	0,5665	0,6828	0,5940	0,7204	0,6868	0,7956	0,6885	0,7996	0,7266	0,8382	0,4634	0,6013
Kd	0,5511		0,5356		0,5468		0,6071		0,5679		0,5634		0,5539		0,5128		0,5727	

De todos os pontos analisados, a amostra AF-212A é a que possui o maior valor de K_d para os pares Opx-Cpx, (0,607), mais próximo de valores esperados para rochas ígneas, como os obtidos por Kretz (1963) entre 0,65 e 0,86. As análises destes piroxênios foram realizadas no centro dos cristais e estes são os únicos analisados que possuem algumas exsoluções. Portanto estas análises podem refletir ainda a composição ígnea dos cristais, ou locais que não foram reequilibrados totalmente pelo metamorfismo granulítico. Como estes cristais ígneos possuem exsoluções, possivelmente a composição analisada não represente nem as condições de cristalização ígnea, nem as condições de pico metamórfico, e sim uma composição do momento da exsolução, que fornecerá as condições de temperatura do resfriamento que as provocou.

3.2.3 - Condições Físicas do Metamorfismo no Complexo Granulítico de Santa Catarina

a) Características Mineralógico-Texturais do Fácies Granulito

O CGSC é formado por uma grande variedade de protólitos ígneos e sedimentares que foram reequilibrados em condições metamórficas de alto grau. Dentre estas rochas encontramos metapiroxenitos, metanoritos, metagabronoritos, metagabros, gnaisses enderbíticos, quartzitos e "гнаisses kinzigíticos".

Nas rochas máfico-ultramáficas em fácies granulito a característica textural marcante das condições de alto grau metamórfico é evidenciada pela formação de grãos de ortopiroxênios e clinopiroxênios, sem exsoluções, e plagioclásios, formando textura granoblástica poligonal ao redor dos cristais ígneos.

Nos gnaisses enderbíticos, além da textura granoblástica poligonal, presente na maioria das rochas, a cristalização de ortopiroxênio e clinopiroxênio caracteriza o fácies metamórfico granulítico.

Nos metassedimentos, mais especificamente nos "гнаisses kinzigíticos", a paragênese com sillimanita e granada, e também com espinélio rico em ferro e quartzo, atestam condições metamórficas de alto grau. Essas paragêneses podem ocorrer desde condições de fácies anfibolito superior até granulito.

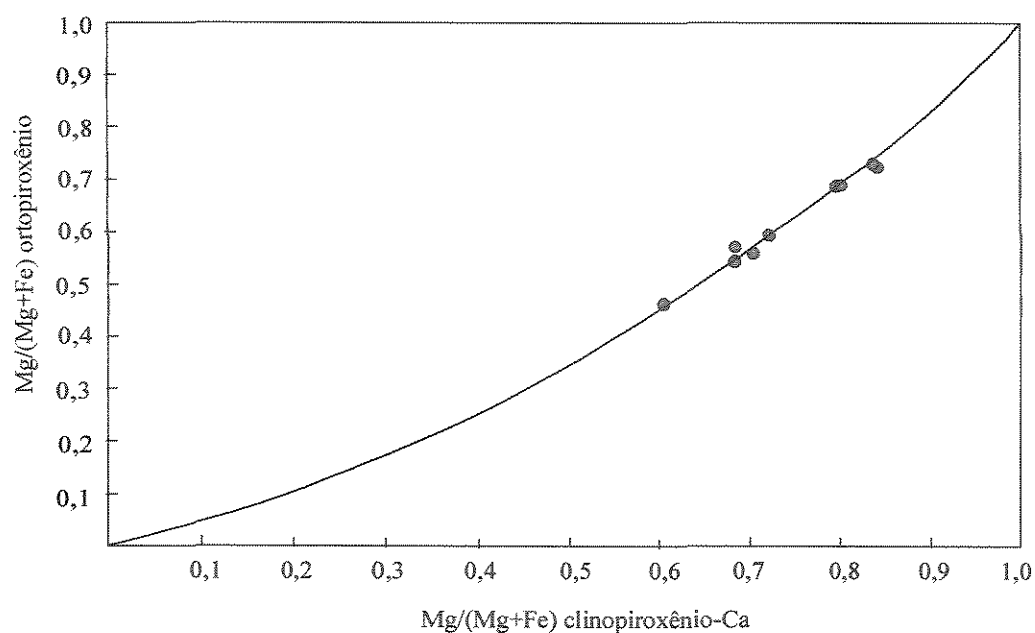


Figura 3.11 – Diagrama mostrando a curva de equilíbrio entre os pares de piroxênios metamórficos analisados. O K_d desta curva é de 0,55.

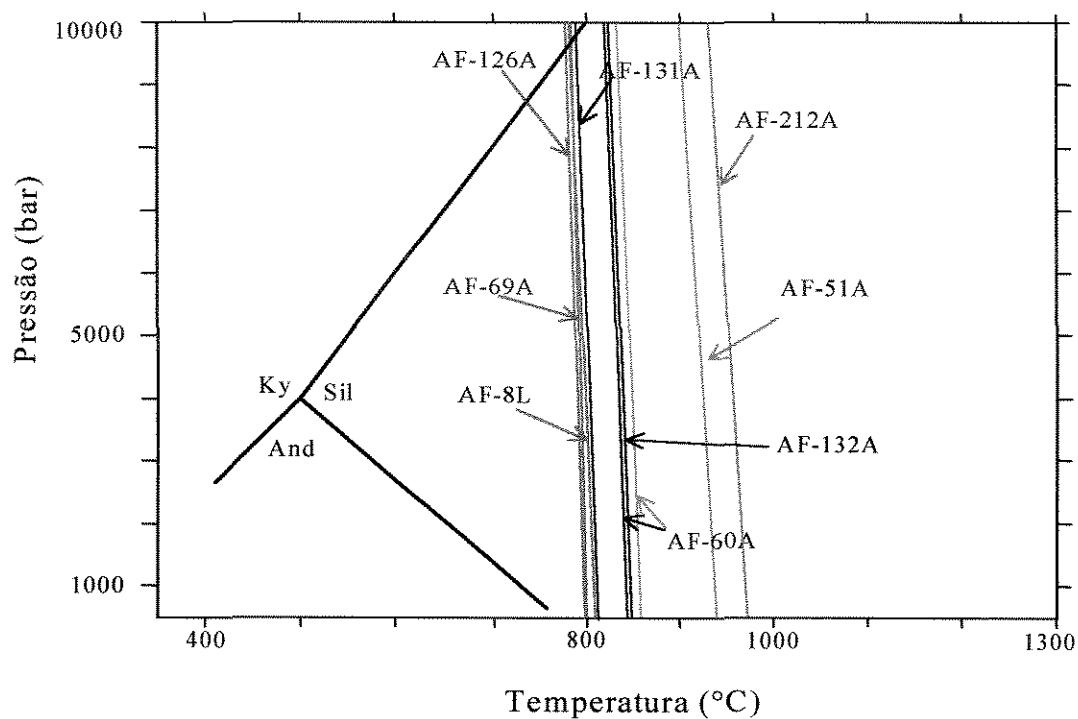
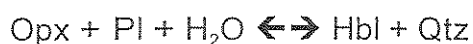


Figura 3.12 – Diagrama de $P(\text{bar})$ versus Temperatura ($^{\circ}\text{C}$). As retas paralelas representam a reação de equilíbrio entre os piroxênios, para os pares de Opx e Cpx analisados. As retas foram obtidas usando-se o geotermômetro de Berman (1988). Estão representadas as retas univariantes dos polimorfos de alumínio, com a posição do ponto invariante segundo Holdaway (1971).

Os quartzitos não possuem uma paragênese característica de fácies granulito, a não ser a presença de sillimanita que indica condições de temperatura elevada. Estes no entanto, encontram-se associados lateralmente a rochas máfico-ultramáficas granulitizadas e gnaisses enderbíticos.

b) Características Mineralógico-Texturais do Retrometamorfismo

Todas as rochas consideradas acima foram submetidas a um retrometamorfismo de fácies anfibolito. Este ocorreu de forma estática, como visto em muitas amostras da associação máfico-ultramáfica, ou dinâmico, relacionado ao principal evento deformacional que está presente no CGSC. O retrometamorfismo estático é caracterizado pela transformação dos ortopiroxênios e clinopiroxênios em anfibólios segundo as reações:



O retrometamorfismo dinâmico para o fácies anfibolito está relacionado principalmente à percolação de fluidos nas zonas de intenso cisalhamento e apresenta como característica principal a geração de anfibólios e biotitas estirados pela deformação. Estes minerais se formam pela desestabilização dos piroxênios. O potássio necessário para a formação de biotitas pode ser proveniente da própria rocha, nas que possuem feldspato alcalino ou biotita primária. Também pode acompanhar os fluidos que percolam as zonas de cisalhamento.

De uma forma mais restrita, localizadas em estreitas zonas de cisalhamento secundário, ou ao longo de planos de falhas, encontramos paragêneses de fácies xistos verdes. Na região de Barra Velha, ao longo de estreitas zonas de cisalhamento, que cortam os piroxenitos, observamos a geração de cristais fibrosos de actinolita formados a partir de cristais de hornblenda. Mais para o interior do Complexo, em zonas de falhas, encontramos a geração de cloritas.

Abaixo apresentamos a tabela 3.8, com as paragêneses de fácies granulito e anfibolito, nas diferentes unidades que compõem o Complexo Granulítico de Santa Catarina:

ROCHA	Paragênese em Fácies Granulito	Paragênese em Fácies Anfibolito
Piroxenito	Opx + Cpx ± Pl	Hbl ± Flog
Norito	Opx + Pl	Hbl
Gabronorito	Opx + Cpx + Pl ± Qtz	Hbl ± Bt
Gabro	Cpx + Pl ± Qtz	Hbl ± Bt
Gnaiss enderbítico	Opx + Pl + Qtz ± Cpx ± Fk	Hbl + Bt
Gnaiss Kinzigítico	← Sill + Grt + Sp + Qtz →	
Quartzito	← Sill + Qtz + Pl →	

Tabela 3.8 - Tabela com as paragêneses em fácies granulito e fácies anfibolito. Opx (ortopiroxênio), Cpx (clinopiroxênio), Pl (plagioclásio), Fk (feldspato alcalino), Hbl (hornblenda), Flog (flogopita), Bt (biotita), Sill (sillimanita), Grt (granada), Qtz (quartzo) e Sp (espinélio). As setas estão indicando que as paragênese se encontram em equilíbrio desde o fácies anfibolito superior a granulito.

c) Temperatura e Pressão do Metamorfismo Granulítico

Partindo-se do equilíbrio químico obtido entre os pares de piroxênios, que foi demonstrado na figura 3.11, foi possível utilizar estes minerais nos cálculos de temperatura do metamorfismo granulítico. Para tanto usamos geotermômetros *internamente consistentes*¹ (Bermann 1988).

Devido à paragênese relativamente "pobre" que está em equilíbrio em fácies granulito foi possível obter somente uma curva de reação entre ortopiroxênio e clinopiroxênio (figura 3.12). Entretanto as condições de temperatura do metamorfismo obtidas foram bem balizadas e se situaram principalmente entre 800-850°C, considerando as pressões entre 5 e 7 kbar obtidas por Girardi & Ulbrich (1980).

Outros dois valores mais elevados, que foram obtidos, demonstram possivelmente condições incompletas de reequilíbrio metamórfico das paragêneses ígneas. A amostra AF-212A que possui os valores mais elevados de temperatura da ordem de 950°C é a que possui o valor de Kd maior, conforme já foi salientado anteriormente. Tendo-se em vista que as análises realizadas nesta amostra foram feitas no centro de cristais de piroxênios que possuíam exsoluções e que tais cristais são considerados como remanescentes ígneos, a temperatura obtida pode

¹ A consistência interna é testada pela utilização de várias reações independentes entre os minerais que estão em equilíbrio, sendo que o modelo de atividade utilizado para uma determinada fase é sempre o mesmo para qualquer reação, tanto em geotermômetros quanto em geobarômetros.

refletir em parte as condições de cristalização ígnea. Como estes cristais são exsolvidos, é mais provável que esta temperatura não possua, em termos absolutos, um significado que represente qualquer processo ígneo ou metamórfico, no entanto reforça a idéia de que estes cristais exsolvidos são ígneos e que suas exsoluções também o são, tendo em vista que as temperaturas obtidas em cristais sem exsolução e com recristalização granoblástica poligonal, tipicamente reequilibrados pelo metamorfismo granulítico, geralmente apresentam temperaturas mais baixas.

A paragênese de espinélio rico em ferro e quartzo, observada em metassedimentos do CGSC, também é típica de temperaturas elevadas e condições de pressão baixa a média no metamorfismo de seqüências pelíticas (Spear 1995).

Não foi possível determinar as condições de pressão do metamorfismo com a utilização de geobarômetros, devido à inexistência de paragêneses apropriadas e em equilíbrio no fácies granulito. No entanto, a inexistência de granada nas rochas da associação máfico-ultramáfica, mesmo havendo condições químicas para a formação deste mineral durante o metamorfismo granulítico, demonstra que as assembléias não alcançaram o fácies Granada Granulito de Ringwood (1975), (figura 3.13), sugerindo que o CGSC foi reequilibrado no máximo sob pressões baixas à médias.

Além disso, nos gnaisses kinzigíticos observamos uma paragênese a sillimanita, que indica temperaturas mais elevadas e não cianita que indicaria uma pressão maior. Por outro lado, o campo de estabilidade da sillimanita se estende além de 10 kbar se as temperaturas são superiores a 800°C. Como as temperaturas do metamorfismo se situaram em torno de 800°C, o limite máximo superior de pressão não deve ultrapassar 10 Kbar.

Fazendo a junção dos diagramas das figuras 3.12 e 3.13 podemos delimitar melhor as condições de pressão para o metamorfismo do CGSC. No diagrama resultante (figura 3.14), podemos observar que sendo as temperaturas balizadas em torno de 800°C, considerando as curvas de formação da granada de Ringwood (1975) e as curvas de aparecimento do Cpx e do Opx em rochas máficas sob condições progressivas entre o fácies anfibolito e granulito (Spear 1981), podemos indicar que as condições de pressão devem se situar em torno de 5 ou 6 kbar. Estes

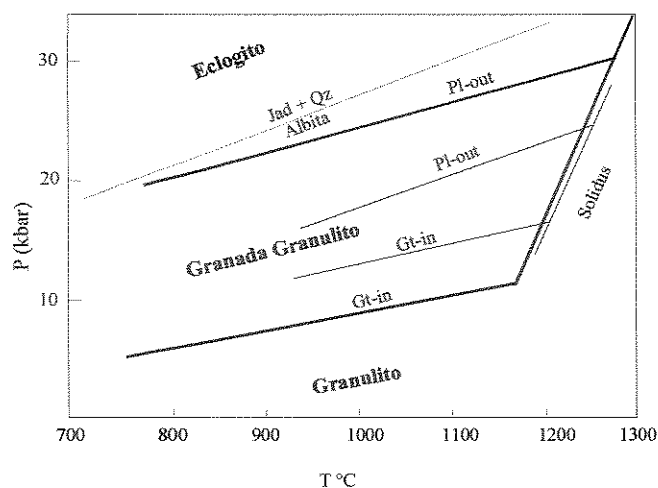


Figura 3.13 – Diagrama P x T com a separação dos campos de Granulito, Grt-Granulito e Eclogito. As retas mais grossas representam a composição de olivina toleíto, enquanto que as retas finas são de composição de quartzo toleíto, segundo Ringwood (1975).

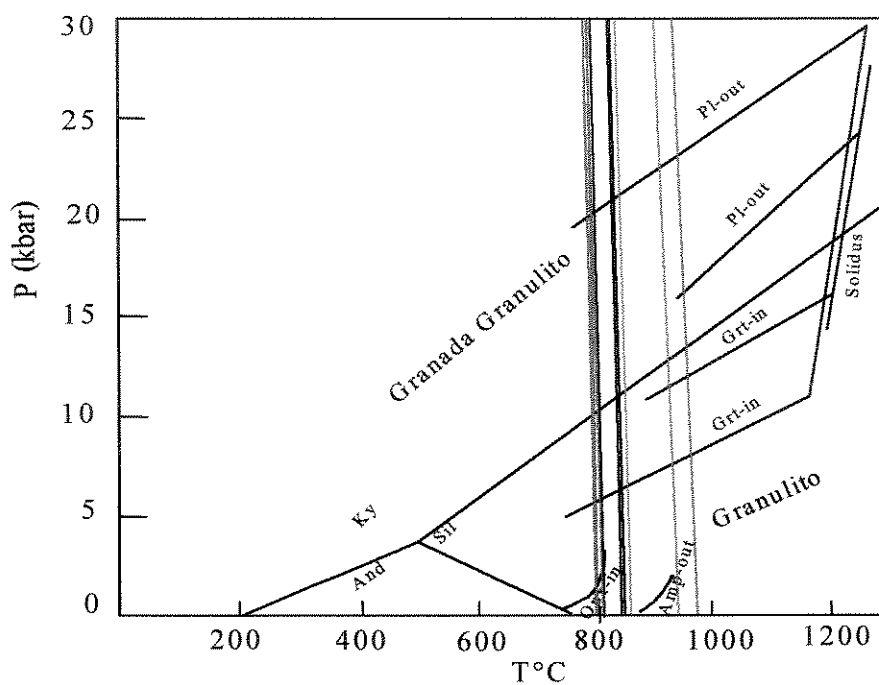


Figura 3.14 - Diagrama P x T representando a junção das figuras 3.10 e 3.11, e mais as curvas de aparecimento de Opx e desaparecimento de anfíbólio para rochas máficas.

valores se assemelham àqueles obtidos por Girardi & Ulbrich (1980) para a região de Piên (6,5 kbar).

3.3 - Considerações Finais sobre a Química Mineral e o Metamorfismo

Os aspectos mais marcantes a respeito do quimismo mineral são as variações químicas observadas nos cristais de piroxênios e plagioclásios da Associação Máfico-Ultramáfica, desde os termos piroxeníticos até gabronoríticos e gabróicos. Notamos uma evolução química coerente com um processo de diferenciação magmática.

Na Associação Enderbítica, a composição química de piroxênios e plagioclásios das rochas representativas do processo de assimilação, na pedreira de Luís Alves, atestam a possibilidade deste ser um dos processos de geração de rochas enderbíticas, mesmo que de forma restrita, em escala local.

Com relação ao metamorfismo, observamos que os pares de piroxênios, ortopiroxênio e clinopiroxênio, metamórficos, que foram analisados, demonstraram a existência do equilíbrio químico entre os cristais através da curva de equilíbrio (figura 3.11), sendo obtido o K_d para a curva de 0,55, compatível com o K_d metamórfico para pares de piroxênios.

As condições de temperatura do metamorfismo granulítico ficou balizada em torno de 800 °C e as estimativas de pressão, utilizando-se métodos gráficos, com curvas experimentais, situam-se em torno de 5 ou 6 kbar.

CAPÍTULO 4 - LITOGEOQUÍMICA

O estudo litogeoquímico envolveu a análise de 40 amostras cuidadosamente escolhidas a partir da análise petrográfica. Foram feitas determinações para elementos maiores, menores e traços, inclusive as terras raras, no ACTLABS (Activation Laboratories LTD - Canadá) (tabela 4.1).

Os métodos analíticos utilizados para determinar os diferentes elementos foram os seguintes: espectrometria ICP, para determinar os elementos maiores, Sc, V, Cu, Pb, Zn, Co, Sr, Y, Zr, Ba, Ni e Cr; ativação neutrônica para os elementos Cs, Hf, Ta, U, Th e ETR e fluorescência de raios X para Nb, Rb e Ga.

O objetivo principal foi de averiguar as relações genéticas existentes no interior da associação máfico-ultramáfica e da associação enderbítica e testar as hipóteses levantadas pelas observações de campo, petrográficas e mineralógicas.

4.1 – Associação Máfico-Ultramáfica

A Associação Máfico-ultramáfica, conforme já foi salientado no capítulo de geologia da área e petrografia, é formada por piroxenitos, noritos, gabronoritos, gabros e magnetititos maciços. A estreita relação quanto à composição mineralógica, continuidade e proximidade dos afloramentos, gradação com os magnetititos, além da variação composicional dos piroxênios e dos plagioclásios dos piroxenitos em direção aos gabros, nos levou a sugerir a cogeneticidade entre estas rochas.

4.1.1 – Série Magmática

Na análise do quadrilátero de composição dos piroxênios (figura 3.1), no capítulo de mineralogia, constatamos a existência de enriquecimento em ferro dos piroxenitos em direção aos noritos. Esse processo é característico da evolução de magmas basálticos por cristalização fracionada, conforme observado na evolução dos piroxênios da intrusão de Skaergaard (Brown 1957, Brown & Vincent 1963).

No diagrama AFM (álcalis x Fe_2O_3^* x MgO), figura 4.1, podemos observar quatro grupamentos distintos: o primeiro (1), formado por cinco amostras de piroxenitos e o segundo (2), formado por sete amostras de norito, gabronorito e gabro (AF-51, 130, 131, 212, 213, 214, 222). Juntos eles determinam um caminho que pode ser o resultado de um processo contínuo de diferenciação. Um terceiro grupo (3), formado por duas amostras de gabronorito (AF-126, 182) e um quarto (4), formado por um magnetitito que situa-se próximo ao vértice do Fe_2O_3^* . Uma informação relevante é que os locais de coleta para as amostras do grupo dois são próximos entre si, representando provavelmente uma série contínua, enquanto as amostras do grupo três provêm de distâncias de 15 Km (amostra AF-126A) e de 40 Km (amostra AF-182A) das anteriores.

Concentrando a atenção nas rochas do grupamento (2), observamos, neste mesmo diagrama, o enriquecimento em ferro a partir da amostra AF-51, até as amostras AF-130 e AF-212 e posteriormente um decréscimo de ferro e enriquecimento em álcalis na direção do leucogabro (AF-213). Este decréscimo em ferro pode ser explicado como consequência do início da cristalização de magnetita, que por sua vez leva ao processo de acumulação deste mineral, responsável pela formação dos magnetititos maciços.

O comportamento da concentração de ferro no líquido ao curso da diferenciação pode ser tanto representativo de uma série toleítica quanto alcalina. A observação do diagrama álcalis x SiO_2 (figura 4.2), que separa os campos de rochas alcalinas e sub-alcalinas, indica que todas as amostras localizam-se no campo sub-alcalino. Os piroxenitos apresentam baixa concentração em álcalis e as amostras do grupamento 2 estão orientadas segundo a mesma tendência, com enriquecimento em álcalis ao curso da diferenciação.

O diagrama binário da figura 4.3 de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ versus SiO_2 , de Miyashiro (1974), aponta para um caráter toleítico das rochas máfico-ultramáficas que fazem parte do caminho de diferenciação.

Portanto estamos tratando com uma série toleítica, que apresenta como característica principal o enriquecimento em ferro no líquido, nas fases iniciais da diferenciação. Osborne (1959), explica a diferença entre as séries toleíticas e calcioalcalinas, baseado na diferença da fugacidade de oxigênio durante a

* Todo ferro está expresso na forma de Fe_2O_3

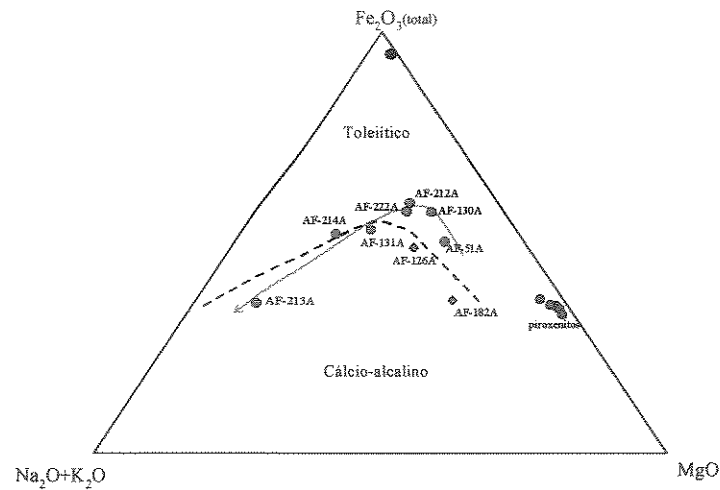


Figura 4.1 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971). Separação dos campos cálcio-alcálico e toleítico (linha tracejada). Noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis); gabronoritos que não fazem parte do *trend* (losangos amarelos); piroxenitos (círculos vermelhos) e magnetitito (círculo preto). A linha azul representa o caminho de evolução das amostras do grupo dois.

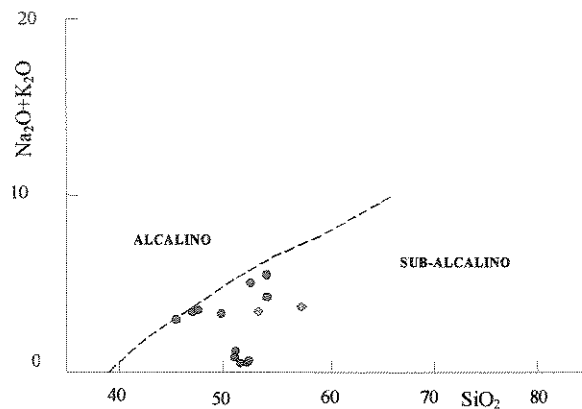


Figura 4.2 – Diagrama de SiO_2 versus álcalis (Irvine & Baragar 1971). Separação dos campos alcalino e sub-alcalino (linha tracejada). Mesma legenda da figura 4.1.

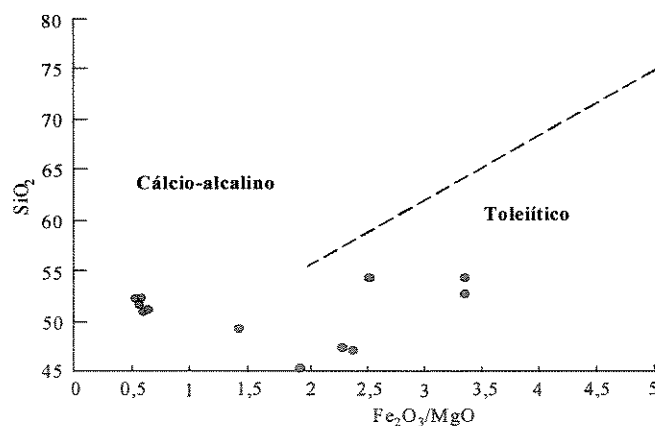


Figura 4.3 - Diagrama binário de SiO_2 x $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ (Miyashiro 1974). Divisão dos campos cálcio-alcálico e toleítico. Piroxenitos (círculos vermelhos) noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis).

Tabela 4.1 - Análises Químicas das Rochas da Porção Meridional do Complexo Granulítico de Santa Catarina

	AF-51A	AF-222A	AF-214A	AF-213A	AF-212A	AF-131A	AF-130A	AF-182A	AF-126A	AF-194B	AF-196A	AF-132A	AF-69B	AF-69A	AF-77A	AF-211	AF-56K	AF-56J	AF-56B	AF-56A
Rocha	NOR	GBN	GBN	GBR	GBN	NOR	NOR	GBN	GBN	PIR	PIR	PIR	PIR	PIR	MAG	HOR	HOR	PHOR	PHOR	PHOR
SiO ₂	49,54	47,82	52,86	54,12	46,98	54,23	45,38	52,72	57,07	50,29	51,55	51,37	50,48	51,73	1,58	43,36	45,02	41,77	39,29	40,64
TiO ₂	0,72	1,09	0,84	0,55	1,20	0,85	1,37	0,26	0,81	0,57	0,27	0,38	0,40	0,24	6,57	1,43	1,49	1,12	1,35	1,33
Al ₂ O ₃	16,20	19,56	21,36	24,45	18,05	18,58	16,85	18,79	14,01	5,86	4,26	2,53	5,09	3,36	5,37	12,06	12,34	18,53	16,87	17,20
Fe ₂ O ₃	11,87	12,60	8,79	3,97	14,04	9,64	14,55	6,79	9,85	11,83	11,25	11,08	11,75	10,78	79,80	13,21	15,15	15,45	18,92	17,82
MnO	0,18	0,18	0,15	0,06	0,21	0,14	0,21	0,12	0,17	0,17	0,27	0,20	0,21	0,24	0,22	0,14	0,20	0,16	0,20	0,18
MgO	7,50	5,00	2,37	1,07	5,35	3,45	6,83	7,48	5,70	17,07	18,50	17,71	18,32	18,88	1,12	14,21	11,10	6,35	8,23	8,10
CaO	9,92	10,39	8,26	9,55	9,72	8,19	11,05	9,06	7,96	11,11	13,03	13,96	11,78	12,95	0,17	11,02	9,71	10,56	10,97	10,91
Na ₂ O	2,62	3,06	4,60	4,69	2,87	3,50	2,23	2,67	2,81	0,87	0,40	0,44	0,72	0,47	0,03	1,97	1,92	2,47	1,90	2,09
K ₂ O	0,56	0,35	0,36	0,60	0,46	0,67	0,72	0,68	0,89	0,32	0,14	0,18	0,14	0,12	0,00	0,42	0,51	0,52	0,53	0,53
P ₂ O ₅	0,12	0,45	0,33	0,18	0,49	0,35	0,41	0,09	0,23	0,02	0,02	0,06	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,26	0,28	0,16
TOTAL	99,23	100,50	99,92	99,33	99,37	99,60	99,60	98,66	99,50	98,11	99,69	97,91	98,90	98,77	94,86	97,84	97,46	97,19	98,54	98,96
LOI	1,20	0,29	0,22	1,41	0,83	0,79	0,55	1,15	0,10	2,63	0,72	0,63	1,81	1,52	2,07	1,70	2,58	2,14	2,16	1,85
Cr	27	43	18	16	43	37	85	468	263	1030	1410	1680	1640	1740	385	506	27	8	8	13
Ni	175	0	0	0	0	0	16	150	49	275	330	292	296	309	187	327	21	18	7	27
Co	0	34	15	7	36	24	46	35	34	0	0	0	0	0	0	68	0	0	0	0
Sc	40	30	10	14	31	21	41	16	25	55	61	40	48	50	9	73	72	37	50	52
V	181	198	63	40	210	139	251	73	155	219	188	133	176	149	3247	443	431	312	375	368
Cu	74	42	18	17	63	57	46	143	16	18	54	23	25	12	41	152	95	102	19	71
Pb	0	9	10	10	11	10	9	10	12	0	0	0	8	0	0	7	0	0	0	0
Zn	82	91	76	23	106	66	94	62	74	78	54	68	70	63	191	35	98	107	63	100
K	4649	2905	2988	5728	3819	5562	5977	5645	7388	2656	1162	1494	1162	996	0	3487	4234	4317	4400	4400
Rb	11	1	1	7	2	4	8	16	20	3	6	4	3	0	0	9	4	7	6	5
Cs	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,60	0,30	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	226	198	233	302	228	567	259	223	630	113	57	116	42	82	24	1012	255	247	224	229
Sr	407	828	1004	948	745	750	547	493	377	84	53	101	70	47	2	204	245	633	444	466
Ga	0	23	23	24	23	21	22	15	17	0	0	0	0	0	54	13	0	0	0	0
Ta	0,00	0,26	0,32	0,26	0,30	0,24	0,43	0,16	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	5,0	9,0	9,5	8,0	9,9	8,1	12,0	3,3	11,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	5,0	2,0	2,0	3,0
Hf	2,00	2,40	12,00	6,50	5,70	5,30	7,40	1,40	3,90	1,00	0,80	0,50	0,00	0,60	0,80	1,10	2,00	0,00	1,70	1,30
Zr	67	85	541	284	243	223	325	55	166	35	15	31	16	13	21	31	59	39	46	41
Ti	4316	6535	5036	3297	7194	5096	8213	1559	4856	3417	1619	2278	2398	1439	39387	8573	8933	6714	8093	7973
Y	16	36	19	21	38	26	48	7	23	12	10	10	8	9	2	20	37	20	27	25
Th	1,50	0,43	0,53	0,90	0,62	0,36	1,09	2,38	0,91	0,40	0,00	0,30	0,00	0,20	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00
U	0,00	0,10	0,40	0,23	0,18	0,18	0,33	0,36	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
La	12,60	35,10	24,20	24,30	36,20	33,30	36,80	15,50	29,60	12,60	2,10	2,30	2,20	4,40	1,10	3,23	14,30	10,60	8,70	8,10
Ce	28,00	77,50	45,70	44,40	80,50	67,20	86,70	30,30	52,20	27,00	8,00	9,00	10,00	11,00	0,00	11,00	40,00	30,00	29,00	25,00
Pr	0,00	10,95	5,97	6,01	11,35	8,88	12,40	3,61	6,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	12,00	47,00	26,00	26,50	49,90	36,80	54,40	13,60	25,10	15,00	5,00	7,00	6,00	9,00	0,00	12,70	30,00	26,00	19,00	18,00
Sm	2,72	9,75	5,07	5,75	10,20	7,46	11,70	2,32	5,07	3,10	1,49	1,93	1,89	2,00	0,25	4,25	7,92	4,99	5,63	5,41
Eu	0,89	2,38	2,46	2,28	2,35	1,97	2,74	0,70	1,59	0,84	0,34	0,45	0,51	0,39	0,00	1,36	1,94	1,42	1,70	1,61
Gd	0,00	7,69	4,43	5,03	7,79	5,80	9,33	2,08	4,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Tb	0,50	1,30	0,68	0,82	1,34	0,95	1,62	0,24	0,75	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,74	1,10	0,60	0,90	0,90
Dy	0,00	7,02	3,65	4,38	7,50	5,24	9,22	1,28	4,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,21	0,00	0,00	0,00	0,00
Ho	0,00	1,32	0,70	0,79	1,41	0,95	1,74	0,24	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00
Er	0,00	3,83	2,20	2,26	4,06	2,84	5,00	0,73	2,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Tm	0,00	0,55	0,31	0,30	0,61	0,40	0,79	0,10	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb	1,51	3,24	1,98	1,79	3,49	2,46	4,79	0,70	2,34	0,93	1,08	0,70	0,64	0,65	0,00	1,59	2,70	1,59	2,17	2,02
Lu	0,23	0,44	0,32	0,25	0,50	0,35	0,67	0,11	0,35	0,15	0,14	0,06	0,11	0,12	0,00	0,21	0,40	0,28	0,35	0,36
Ce _N /Yb _N	4,799274	6,190863	5,973729	6,419843	5,969871	7,07015	4,68466	11,20312	5,773633	7,514071	1,91717	3,32766	4,044031	4,379997	0	1,790565	3,834341	4,883358	3,458858	3,203193
mg*	55,58	44,01	34,81	34,80	43,01	41,48	48,18	68,57	53,40	74,08	76,51	75,99	75,54	77,62	2,70	68,05	59,20	44,87	46,28	47,37

GBN: gabronorito; GBR: gabro; NOR: norito; PIR: piroxenito; MAG: magnetilito; HOR: hornblendito; PHOR: plagioclásio hornblendito; END: enderbita; CHED: charno-enderbita; TRON: trondhjemito; SIE: sienito; MZD: monzodiorito; DIOR: diorito.

Tabela 4.1 - Análises Químicas das Rochas da Porção Meridional do Complexo Granulítico de Santa Catarina

	AF-194A	AF-57A	AF-59L	AF-49A	AF-47A	AF-43A	AF-35A	AF-31A	AF-17A	AF-9A	AF-6A	AF-4A	AF-8L	AF-8K	AF-8J	AF-8C	AF-8A	AF-64Z	AF-64Y	AF-64X
	END	END	END	CHED	END	END	END	END	END	CHED	END	END	GBN	END	TRON	GBN	CHED	SIE	MZD	DIOR
SiO ₂	57,29	57,79	54,65	66,17	58,82	55,99	66,52	54,71	59,90	63,67	61,11	54,36	49,40	70,83	74,10	48,74	67,76	63,47	58,27	48,16
TiO ₂	0,57	0,79	0,61	0,40	0,62	0,77	0,67	0,87	0,75	0,52	0,51	0,89	1,97	0,30	0,09	1,46	0,22	0,63	0,51	1,25
Al ₂ O ₃	18,41	16,86	19,47	16,14	17,89	18,63	15,31	18,31	16,15	17,21	18,37	17,09	12,90	14,48	14,56	13,28	15,72	17,44	16,10	12,84
Fe ₂ O ₃	7,63	7,52	8,48	3,73	7,58	8,40	5,68	9,99	7,47	3,72	6,21	9,86	17,95	3,07	0,79	16,70	2,73	1,38	6,21	14,52
MnO	0,10	0,14	0,12	0,06	0,12	0,13	0,06	0,14	0,12	0,05	0,08	0,15	0,27	0,06	0,02	0,26	0,04	0,04	0,14	0,28
MgO	2,43	3,84	2,64	1,17	2,42	3,00	1,58	3,68	2,77	1,12	1,90	3,69	5,35	0,95	0,27	6,11	0,67	0,35	2,04	6,68
CaO	7,20	5,90	8,01	4,25	6,61	7,00	5,09	7,82	6,04	4,33	6,08	7,09	9,03	4,20	2,87	10,08	3,32	2,27	6,92	11,00
Na ₂ O	3,83	3,77	4,06	4,87	4,36	4,13	3,90	3,88	3,39	5,00	4,52	3,87	3,07	3,79	3,24	2,98	3,73	3,08	6,07	2,96
K ₂ O	0,99	2,90	0,38	0,98	0,87	1,12	0,55	0,62	1,82	1,76	1,09	1,60	0,72	1,08	3,74	0,93	3,56	9,90	1,92	1,79
P ₂ O ₅	0,29	0,35	0,35	0,19	0,34	0,33	0,17	0,30	0,23	0,23	0,28	0,58	0,35	0,12	0,02	0,25	0,07	0,09	0,24	0,30
TOTAL	98,74	99,86	98,77	97,96	99,63	99,50	99,53	100,32	98,64	97,61	100,15	99,18	101,01	98,88	99,70	100,79	97,82	98,65	98,42	99,78
LOI	1,57	0,92	1,52	1,25	0,10	1,45	0,79	0,05	0,25	0,45	0,65	0,35	0,00	0,64	0,97	0,20	1,24	0,87	0,72	0,94
Cr	34	181	21	61	58	45	102	52	51	57	67	50	134	37	42	171	73	11	11	179
Ni	8	83	67	0	0	0	0	0	0	0	0	0	279	0	0	0	0	0	0	144
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	9	2	0	0	3	14	36
Sc	10	13	11	3	8	17	6	23	16	4	8	19	46	4	0	46	1	1	8	21
V	77	82	87	0	0	0	0	0	0	0	0	0	250	35	10	0	0	21	62	175
Cu	165	37	105	0	0	0	0	0	0	0	0	0	192	16	0	0	0	28	17	12
Pb	0	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	15	20	0	0	14	13	8
Zn	135	87	87	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	11	0	0	474	60	118
K	8218	24074	3154	8135	7222	9297	4566	5147	15108	14610	9048	13282	5977	8965	31047	7720	29553	82183	15938	14859
Rb	21	50	4	4	4	18	2	1	27	21	12	38	5	14	84	7	74	89	18	11
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
Ba	840	2028	472	631	689	724	480	614	1019	829	534	1789	161	416	1425	115	1632	5212	881	994
Sr	738	832	867	799	718	634	548	706	443	646	851	1173	240	359	413	127	530	2211	784	781
Ga	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	16	14	0	0	13	16	18
Ta	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,70	0,00	0,00	0,50	0,00	1,06	0,36	0,42	0,00	0,00	4,30	0,65	0,53
Nb	5,0	9,0	4,0	4,4	7,8	10,9	5,4	10,8	11,1	19,0	3,9	8,1	18,0	5,8	3,8	11,3	2,8	52,0	19,0	13,0
Hf	4,40	5,10	4,30	2,80	3,80	5,40	5,80	7,10	5,50	4,40	5,60	6,00	4,40	2,30	2,20	3,30	4,10	0,90	3,10	2,80
Zr	202	236	172	118	174	250	248	349	221	169	242	270	166	87	79	135	147	28	121	110
Ti	3417	4736	3657	2398	3717	4616	4017	5216	4496	3117	3057	5336	11810	1799	540	8753	1319	3777	3057	7494
Y	15	18	14	7	16	32	8	50	29	10	10	22	55	7	1	44	3	30	25	23
Th	0,00	2,50	0,30	0,40	0,40	1,10	0,20	0,20	2,30	0,50	0,20	1,70	0,51	0,27	0,35	1,00	0,50	4,11	5,36	0,99
U	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,22	0,26	0,00	0,60	0,40	0,71	0,20
La	29,20	41,40	21,00	26,70	36,10	42,40	14,90	33,60	45,60	37,80	34,00	58,90	32,20	16,60	8,84	21,70	17,10	46,90	61,10	21,90
Ce	59,00	73,00	45,00	45,00	64,00	92,00	30,00	87,00	91,00	67,00	66,00	115,00	68,70	24,40	9,46	51,00	26,00	132,00	109,00	58,80
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,94	2,54	0,79	0,00	0,00	20,14	12,75	8,92
Nd	28,00	32,00	25,00	17,00	23,00	45,00	13,00	58,00	38,00	30,00	28,00	51,00	37,10	8,93	2,21	22,00	8,00	85,20	45,70	39,30
Sm	4,51	4,93	4,06	2,57	3,91	6,07	2,50	12,00	6,36	5,46	3,93	8,47	8,49	1,66	0,26	5,09	0,89	15,80	7,96	8,11
Eu	1,44	2,03	1,45	1,23	1,61	2,05	1,33	2,53	1,80	1,30	1,47	2,60	1,62	0,94	0,88	1,29	0,98	4,01	2,21	2,43
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,92	1,83	0,34	0,00	0,00	9,61	6,37	5,94
Tb	0,60	0,00	0,70	0,00	0,60	1,20	0,00	2,00	0,80	0,50	0,60	0,90	1,59	0,20	0,03	1,30	0,00	1,42	0,95	0,94
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,75	1,16	0,16	0,00	0,00	6,61	4,91	4,82
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,02	0,23	0,03	0,00	0,00	1,05	0,90	0,82
Er	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,96	0,84	0,12	0,00	0,00	3,16	2,67	2,40
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,11	0,02	0,00	0,00	0,35	0,37	0,31
Yb	1,39	1,50	1,13	0,68	1,51	2,68	0,71	3,91	2,73	0,76	0,84	1,73	6,22	0,69	0,14	4,93	0,38	2,10	2,15	1,89
Lu	0,22	0,28	0,16	0,09	0,22	0,38	0,10	0,50	0,38	0,08	0,11	0,29	0,89	0,12	0,04	0,76	0,06	0,26	0,32	0,28
Ce _N /Yb _N	10,9858	12,59581	10,30691	17,12766	10,96977	8,884797	10,93597	5,758866	8,627266	22,81685	20,3357	17,20466	2,858649	9,152404	17,4887	2,677428	17,7086	16,26856	13,12147	8,052115
mg*	38,68	50,28	38,14	38,32	38,74	41,43	35,52	42,18	42,34	37,35	37,73	42,57	37,12	38,00	40,36	42,01	32,71	33,43	39,41	47,67

GBN: gabronorito; GBR: gabro; NOR: norito; PIR: piroxenito; MAG: magnetito; HOR: hornblendito; PHOR: plagioclásio hornblendito; END: enderbitito; CHED: charno-enderbitito; TRON: trondhjemitito; SIE: sienito; MZD: monzodiorito; DIOR: diorito.

cristalização do magma. Se o sistema é aberto para oxigênio e a pressão de O_2 (P_{O_2}) é constante e alta durante a cristalização, a magnetita cristaliza a partir do líquido juntamente com olivina e subsequente com piroxênio. O líquido residual, portanto, será empobrecido em óxidos de ferro e enriquecido em sílica. Por outro lado se o sistema cristaliza sob baixa P_{O_2} (séries toleíticas), a olivina se separa sozinha a partir do líquido e o líquido residual fica enriquecido em óxidos de ferro e ligeiramente empobrecido em sílica.

4.1.2- Comportamento dos Elementos Maiores Frente ao Processo de Diferenciação Magmática

Os piroxenitos podem ser interpretados como a porção cumulática de um processo de cristalização fracionada, conforme já foi sugerido pela presença de texturas cumuláticas, e por sua relação espacial com os noritos, gabronoritos e gabros, que por sua vez seriam rochas representantes da evolução do líquido.

Para observarmos o comportamento dos elementos químicos, nos piroxenitos, e os caminhos de diferenciação magmática por cristalização fracionada das amostras do grupamento (2), foram testados, tanto o MgO, quanto o índice de solidificação (IS), de Kuno (1960). Devido à similaridade de comportamento verificada entre estes dois índices, escolhemos somente o MgO, para ser utilizado nos diagramas binários versus os demais elementos maiores, pois este apresenta um bom espalhamento dos pontos quando utilizado para rochas máfico-ultramáficas (figura 4.4).

Tendo os piroxenitos uma composição típica, possuem concentração elevada em MgO, FeO, bem como CaO, sendo ainda bastante pobres em álcalis e Al_2O_3 (figura 4.4).

Quando uma rocha representa a porção cumulática de um processo de evolução por cristalização fracionada ela deve se situar no mesmo caminho dessa diferenciação, no lado oposto de sua evolução, em diagramas binários construídos com os elementos que compõem os minerais que estão sendo fracionados (Cox et al. 1979 e Rollinson 1993).

Partindo-se desta premissa, podemos observar nos diagramas binários (figura 4.5), que representam as composições de amostras da porção meridional do CGSC

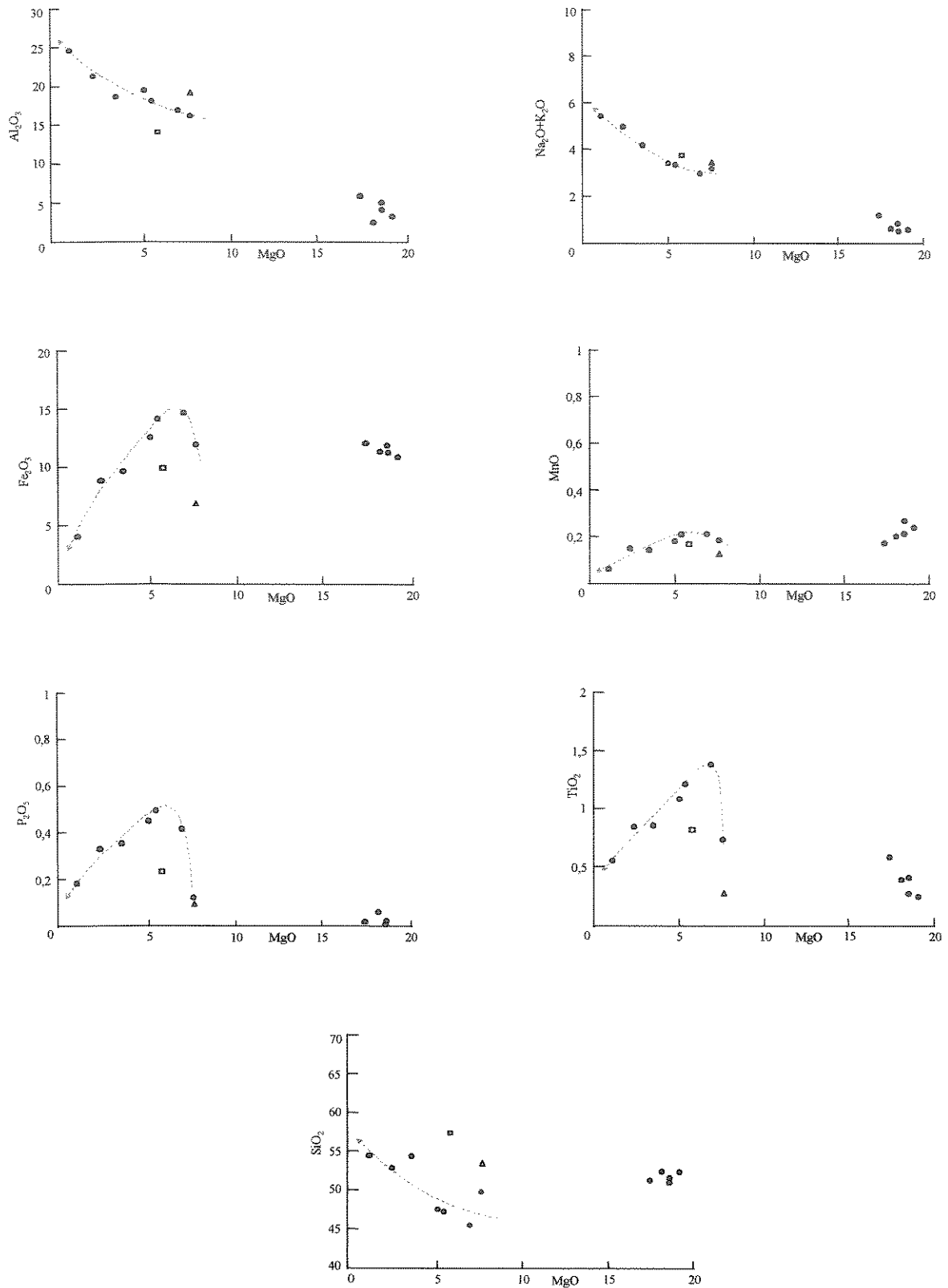


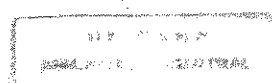
Figura 4.4 – Diagramas binários de MgO versus elementos maiores. Noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis); gabronoritos que não fazem parte do *trend* (triângulo amarelo - AF-182A; quadrado amarelo - AF-126A); piroxenitos (círculos vermelhos). A linha azul tracejada mostra o caminho de evolução dos noritos em direção aos gabros.

e também a composição média de 21 clinopiroxênios e 21 ortopiroxênios de piroxenitos, que: (1) - unindo-se por uma reta as composições médias dos piroxênios, o grupamento dos piroxenitos localiza-se em uma posição intermediária, mais próximo do ponto dos Cpx, demonstrando que este mineral é que está sendo principalmente fracionado, para formar os piroxenitos. (2) - o caminho de diferenciação intercepta a reta Cpx-Opx um pouco acima das composições dos piroxenitos, o que pode significar apenas que o caminho real de diferenciação não define uma reta e sim uma curva, quando fracionamos minerais que constituem soluções sólidas (Cox et al. 1979 e Rollinson 1993).

O padrão de Elementos Terras Raras dos piroxenitos, também demonstra um padrão de acumulação de piroxênios. Esta observação pode ser constatada na figura 4.6, onde estão representadas 4 amostras de piroxenitos. Essas foram comparadas com o padrão de ETR de clinopiroxênios de websteritos cumuláticos que ocorrem como enclaves no *Hyblean Plateau* na Itália. (Nimis & Vannucci 1995). Podemos observar a semelhança existente entre o padrão dos cumulados de piroxênios do CGSC e as análises de clinopiroxênios dos websteritos da Itália. Os piroxenitos apresentam um padrão convexo das Terras Raras Leves, com anomalia negativa de "Eu" e um baixo fracionamento demonstrado pela razão Ce_N/Yb_N que varia de 1,92 a 4,36. Para a melhor compreensão deste padrão de ETR, devemos estar atentos para o fato de que, apesar de os piroxenitos serem formados na sua maioria por cristais de clinopiroxênios, quantidades menores de ortopiroxênios estão presentes e uma pequena porcentagem de plagioclásios também pode ser encontrada. Portanto o padrão final dos ETR é uma composição entre os padrões de clinopiroxênio e ortopiroxênio, tendo em vista que estamos tratando de rochas cumuláticas onde os protólitos eram formados por mais de 95% de piroxênios.

Os noritos, gabronoritos e gabros, do grupamento (2), nos diagramas binários (figura 4.4), mostram um aumento progressivo de Al_2O_3 , com a diferenciação. Isto se deve à relação direta com a concentração de plagioclásio nas rochas mais diferenciadas. O mesmo comportamento, demonstrando uma correlação positiva com a diferenciação, é observado com os álcalis.

O P_2O_5 demonstra um aumento da sua concentração no líquido, nas fases iniciais da diferenciação. A partir de um dado momento da evolução deste líquido ocorre a diminuição progressiva deste óxido em direção ao leucogabro (AF-213).



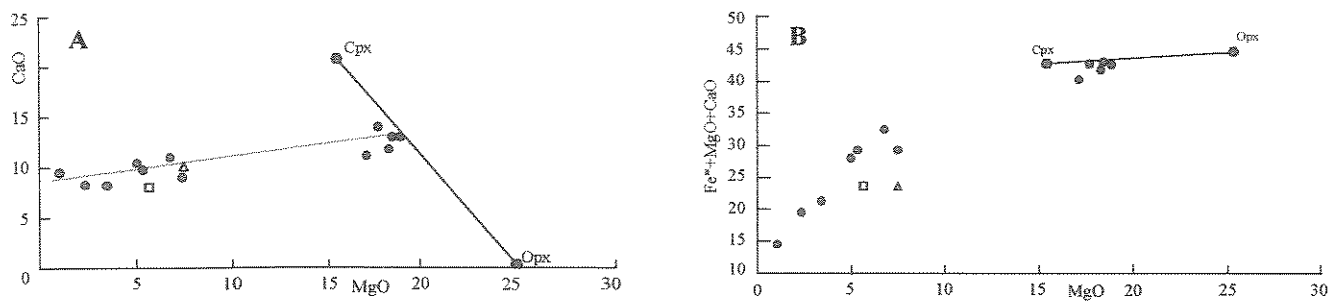


Figura 4.5 (A) – Diagrama MgO versus CaO. Mesma legenda da figura 4.4. Hexagonos amarelos representam a média de 21 ortopiroxênios e clinopiroxênios de piroxenitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. (B) – Diagrama MgO versus Fe*+MgO+CaO. Mesma legenda da figura 4.5A. Obs: Fe* significa todo ferro expresso como Fe_2O_3 nas rochas e FeO nas análises dos minerais.

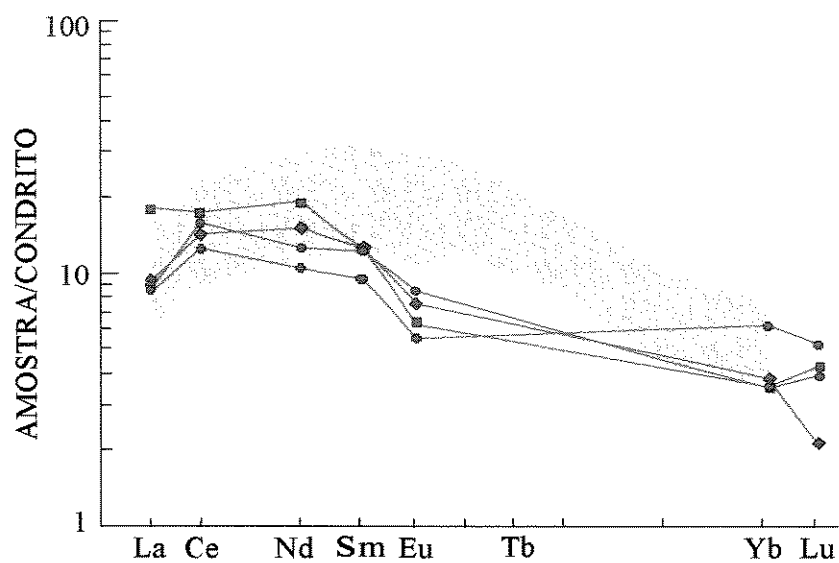


Fig. 4.6. - Piroxenitos de Santa Catarina e campo de 5 clinopiroxênios de enclaves de Websteritos no *Hyblean Plateau* na Itália. Normalizados pelo condrito de Evensen et al (1978).

O controle do comportamento do P_2O_5 está diretamente relacionado à cristalização de apatita.

Podemos observar na, figura 4.4, um aumento dos teores de Fe_2O_3 , do norito (AF-51A) até o norito (AF-130A), e posteriormente um progressivo decréscimo até o leucogabro (AF-213A). Este mesmo comportamento é também observado nos elementos TiO_2 e MnO , que normalmente acompanham o comportamento do ferro. O aumento da concentração do ferro nas fases iniciais da cristalização se dá pela baixa P_{O_2} , o que caracteriza a série toleítica (Osborne 1959), por outro lado, a inversão da tendência ocorre devido ao início da cristalização de magnetitas e ilmenitas. O processo de acumulação de magnetitas e ilmenitas leva à formação dos magnetitos que possuem teores elevados de ferro, titânio e vanádio, conforme podemos observar na tabela 4.1. Na figura 4.8, diagrama binário V(ppm) versus Ni+Co (ppm), colocamos a análise química da amostra AF-77A, representativa do magnetito maciço. Nesta mesma figura, são apresentados os campos dos minérios de ferro magmáticos com a média das análises de Kiruna e El Laco e o campo de variação normal das formações ferríferas sedimentares. Também foi locado neste diagrama o ponto representativo da média de 170 análises de itabiritos e minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Podemos notar que a análise da amostra AF-77A localiza-se perfeitamente dentro do campo dos minérios de ferro magmáticos, apesar de não ter sido dosado o teor de Co da amostra, à semelhança ao ponto da média das análises de *El Laco*. Acrescentando-se alguns ppm a mais do valor do Co a amostra seria deslocada um pouco mais para a direita no gráfico, permanecendo ainda dentro do campo dos minérios de ferro magmáticos.

4.1.3 - Comportamento de Elementos Compatíveis e Incompatíveis Frente ao Processo de Diferenciação

a) Elementos Compatíveis

Os elementos Cr, Y, Sc, V e Ce possuem um comportamento semelhante ao curso da diferenciação. Apresentam um ligeiro aumento nas fases iniciais e posteriormente decrescem gradualmente em concentração até as rochas mais diferenciadas (figura 4.7). Portanto, estes elementos possuem um caráter incompatível, na fase inicial de cristalização, passando a compatíveis a partir de um

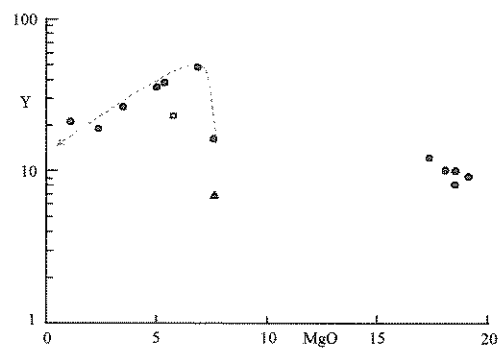
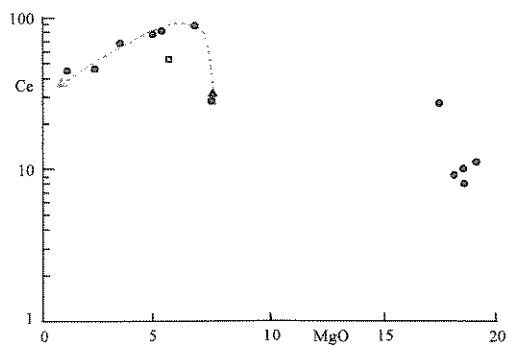
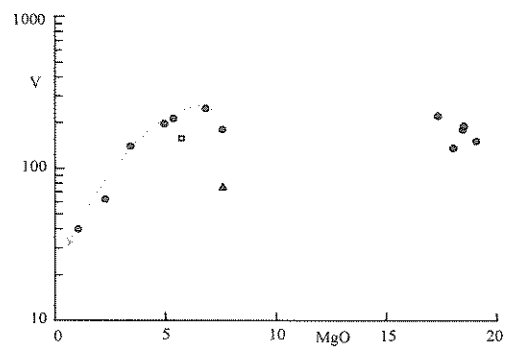
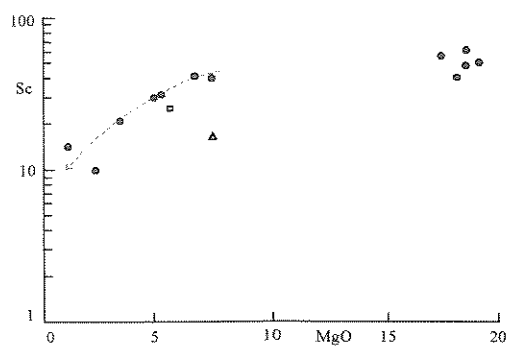
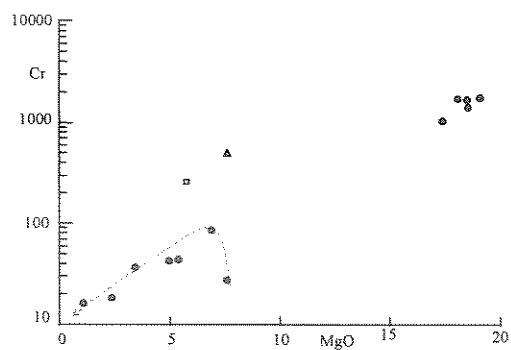
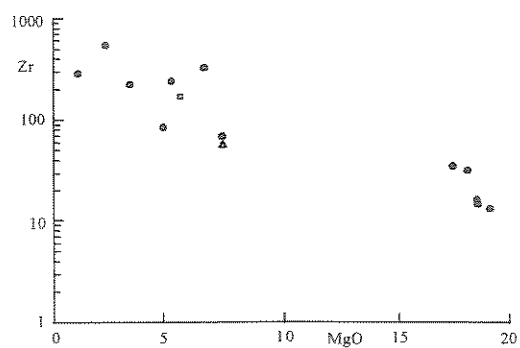
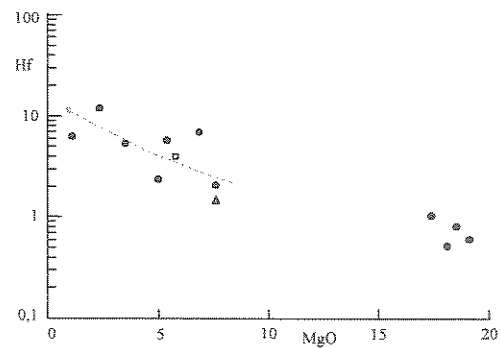
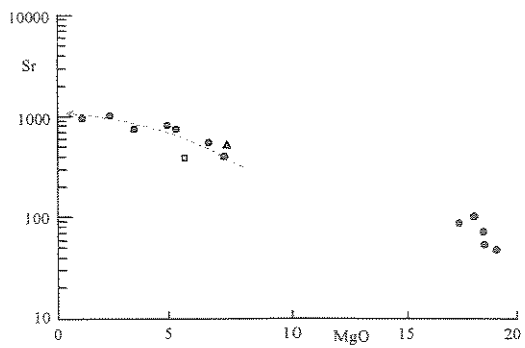


Figura 4.7 - Diagramas binários de MgO versus elementos traço. Legenda como da figura 4.4.

dado momento da evolução magmática, fato que deve estar relacionado à influência da fugacidade de oxigênio, que já foi comentada no item anterior.

O Cr está concentrado na porção cumulática piroxenítica, o que pode ser explicado pela presença deste elemento na estrutura dos clinopiroxênios, que pode alcançar até 0,3% de Cr_2O_5 . Os ortopiroxênios possuem até 0,1% (tabela 3.2, em anexo).

O Y e o Ce acompanham a mesma trajetória do P_2O_5 (figura 4.4), que por sua vez pode estar relacionado à cristalização de apatita. De fato, a curva de evolução do Y, do Ce e do P_2O_5 é ascendente a partir de noritos menos diferenciados, até a formação de noritos e gabronoritos, quando sofre uma inflexão, sugerindo que a partir daí estes elementos podem estar sendo incorporadas em apatitas, ou outros fosfatos (monazita, xenotima).

Já o Sc, que apresenta concentração muito baixa nas rochas analisadas, chegando a no máximo 61ppm nos piroxenitos, não está relacionado diretamente à cristalização de uma fase mineral específica, podendo ser incorporado na estrutura dos piroxênios que estão sendo fracionados, desde o início da cristalização.

O V concentra-se no líquido, nas fases iniciais da cristalização, e decresce progressivamente em direção as rochas mais diferenciadas, a partir de um dado momento da evolução magmática. Este comportamento acompanha o do ferro, e da mesma forma pode ser explicado pela cristalização de magnetitas e ilmenitas, que são segregadas do magma para formar os magnetitos.

b) Elementos Incompatíveis

Ao contrário, os elementos Sr, Zr e Hf comportam-se de maneira incompatível, desde o início da cristalização, concentrando-se gradativamente no líquido com a diferenciação magmática (figura 4.7).

Para o Sr, que está diretamente relacionado à cristalização do plagioclásio, podemos observar que possui o mesmo comportamento do Al_2O_3 (figura 4.4), ou seja concentra-se no líquido ao longo da diferenciação, o que pode ser facilmente explicado, pois as fases iniciais de cristalização, noríticas, são ricas em piroxênios, e ao curso da diferenciação aumenta a quantidade de plagioclásios.

Os elementos Zr e Hf, não entram normalmente na estrutura cristalina de nenhuma das fases principais encontradas nas rochas máfico-ultramáficas. Portanto

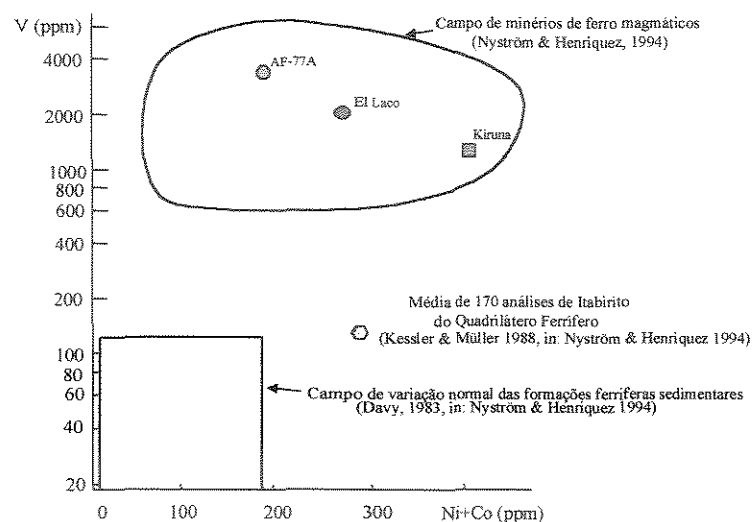


Fig. 4.8 - Diagrama binário V versus Ni+Co (ppm). Média das análises de minério de ferro magmático de Kiruna (Suécia), El Laco (Chile) e amostra AF-77A do C.G.S.C.

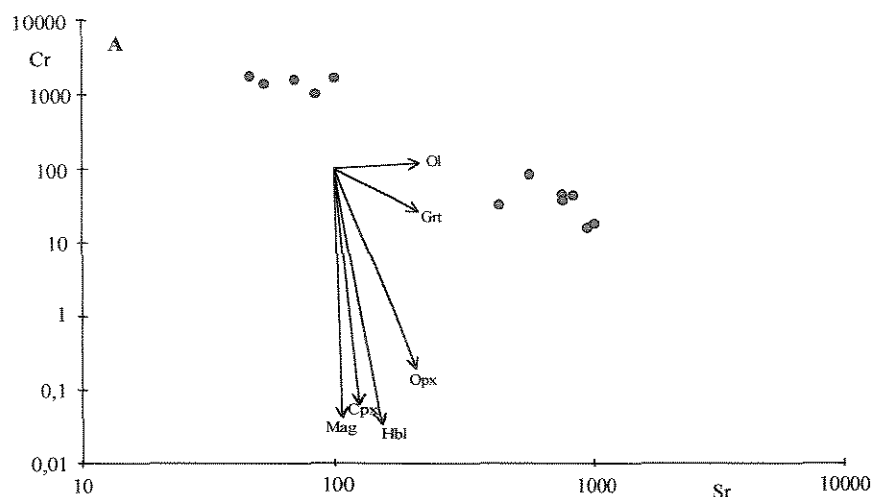


Figura 4.9 (A) – Diagrama Sr x Cr. Vetores de cristalização fracionada de olivina (Ol), granada (Grt), ortopiroxênio (Opx), hornblenda (Hbl), clinopiroxênio (Cpx) e magnetita (Mag). Noritos, gabronoritos e gabros (círculos azuis), piroxenitos (círculos vermelhos).

comportam-se de maneira incompatível concentrando-se no líquido. Inexistindo fases que entrem como elementos maiores (zircão) estes elementos devem estar incorporados como traços nos demais minerais presentes.

4.1.4 – Cálculo dos Vetores de Cristalização Fracionada

Comumente os cristais são removidos do seu local de formação após a cristalização e a distribuição de elementos traços não está em um processo de equilíbrio. Assim a cristalização fracionada é melhor descrita pela *Lei de Rayleigh*. O fracionamento de Rayleigh (*Rayleigh fractionation*) descreve o caso extremo onde os cristais são efetivamente removidos do fundido no momento que se formam (Rollinson 1993). A equação de *Rayleigh Fractionation* é:

$$C_L/C_O = F^{(D-1)}$$

onde: C_L é a concentração em peso de um elemento traço no líquido; C_O é a concentração em peso de um elemento traço no líquido parental; F é a fração de líquido remanescente da cristalização; e D é o coeficiente de distribuição de um elemento para uma dada fase mineral que está cristalizando. Os valores de D ou K_d foram extraídos de Rollinson (1993). Estes estão contidos na tabela 4.2, a seguir.

	Opx	Cpx	Pl	Hbl	Grt	Oliv.	Mag	Ap.
Cr	10	34	---	12,5	2,9	0,7	153	---
Sc	1,2	1,7	---	2,2	8,5	0,17	2,0	---
Y	0,18	0,9	0,03	1,0	9,0	0,01	0,5	40
Ce	0,02	0,15	0,12	0,2	0,03	0,0069	1,3	34,7
Sr	0,04	0,06	1,830	0,46	0,012	0,014	0,01	---
Zr	0,18	0,1	0,048	0,5	0,65	0,012	0,1	0,1
Ti	0,1	0,4	0,04	1,5	0,30	0,02	7,5	0,1

Tabela 4.2 - Tabela contendo coeficientes de partição (K_d), extraída de Rollinson (1993).

No diagrama Sr versus Cr (figura 4.9 A), foram colocados os vetores de 50% de cristalização fracionada para os minerais olivina, granada, ortopiroxênio e hornblenda, de 20% para clinopiroxênio e 95% para magnetita.¹ Por este diagrama

¹ O percentual de cristalização, para o cálculo dos vetores, foi escolhido de forma que esses pudessem ser representados graficamente. Nestes percentuais não existe, neste caso, nenhuma conotação de participação maior

podemos sugerir que a olivina não participa do fracionamento. O Opx e o Cpx demonstram fazer parte do fracionamento dos líquidos, bem como apontam para os piroxenitos como a fração cumulática desta evolução. A magnetita também parece participar do fracionamento dos líquidos, bem como a hornblenda e a granada. Como não observamos hornblenda primária nem granada nas rochas representantes da evolução dos líquidos, nem na porção cumulática, descartamos a participação destes minerais no processo de cristalização fracionada.

No diagrama Sr versus Sc (figura 4.9 B) foram calculados os vetores de 50% de cristalização fracionada para os minerais ortopiroxênio e clinopiroxênio e 99% para magnetita. Observamos novamente que o Opx e Cpx são fases participantes do fracionamento dos líquidos e que os mesmos ainda participam como fase cumulática em direção aos piroxenitos. A magnetita aponta mais claramente para sua participação na diferenciação, demonstrando um rápido empobrecimento de Sc a partir da cristalização dos noritos.

No diagrama Ti versus Sc (figura 4.9 C) foram colocados os vetores de 95% de cristalização fracionada para a magnetita e 50% para os piroxênios. Com a utilização destes dois elementos compatíveis ao longo da diferenciação, demonstramos que a magnetita participa efetivamente do fracionamento, a partir da cristalização dos noritos, e aponta no sentido oposto para a posição dos cumulados de magnetita, que coincide com a localização da amostra AF-77A, magnetitito maciço. Já para os piroxênios podemos observar claramente que o prolongamento dos vetores aponta no sentido dos cumulados. A tendência de evolução dos líquidos define quase uma reta que seria semelhante a um vetor resultante, intermediário, entre o da magnetita e dos piroxênios.

No diagrama Ce versus Y (figura 4.9 D) foram colocados os vetores de 5% de cristalização fracionada para a apatita e 50% para o plagioclásio. O vetor da apatita alinha-se perfeitamente à tendência de diferenciação, demonstrando sua participação como fase do fracionamento a partir dos noritos em direção aos gabros. Por outro lado, o plagioclásio aponta no sentido inverso ao da evolução dos líquidos, demonstrando que ao curso da diferenciação, este mineral está sendo acumulado.

ou menor de cada mineral, na cristalização da rocha. Estão sendo utilizadas, nas interpretações do modelamento, somente a direção e o sentido dos vetores.

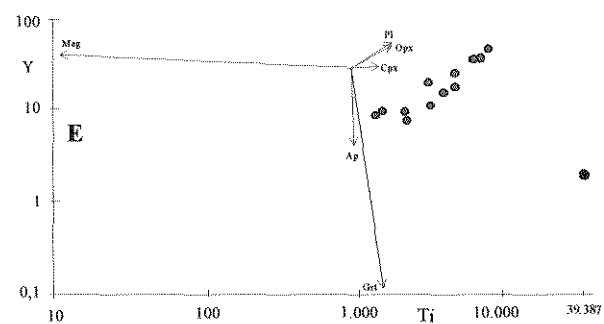
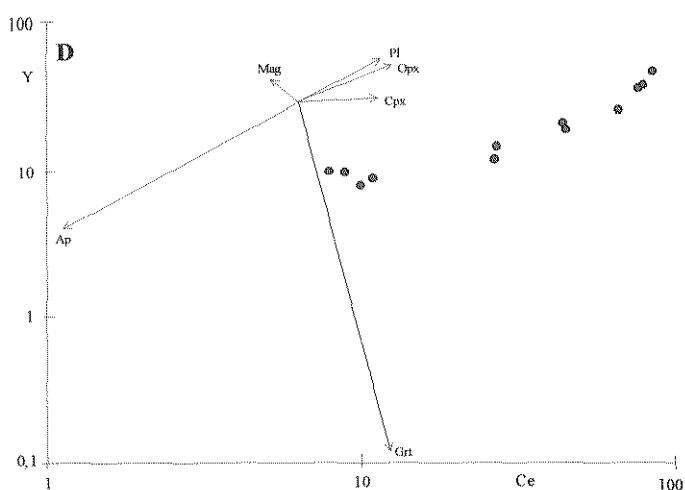
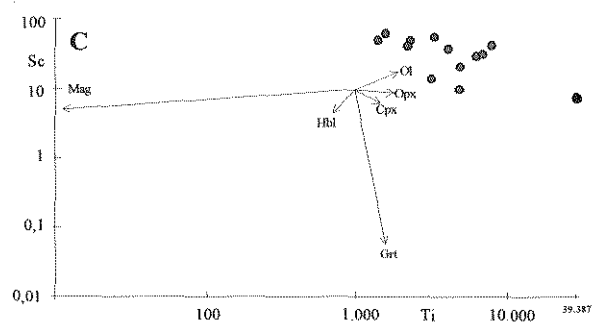
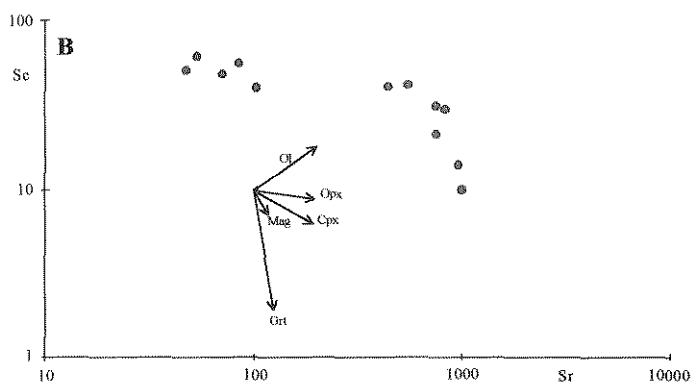


Figura 4.9(B) – Diagrama Sr x Sc; (C) – Diagrama Ti x Sc; (D) – Diagrama Ce x Y; (E) – Diagrama Ti x Y. As setas são os vetores de cristalização fracionada. Legenda como da figura 4.9 (A). O círculo preto corresponde a análise química de um magnetitito do CGSC.

Esta mesma constatação pode ser estabelecida no diagrama Ti versus Y (figura 4.9 E), onde novamente podemos observar que o plagioclásio aponta no sentido diametralmente oposto ao da evolução dos líquidos, sugerindo sua concentração ao curso da diferenciação. Novamente para estes dois elementos a magnetita demonstra sua importância como fase presente na diferenciação. Podemos ver que o sentido oposto da evolução dos líquidos aponta para os magnetitos maciços cumuláticos.

Não foram observadas, nas rochas representativas da evolução dos líquidos, texturas cumuláticas de plagioclásios, somente constatamos um aumento das quantidades deste mineral, em relação aos piroxênios, ao longo da diferenciação. Como o plagioclásio não é uma fase que está sendo separada do líquido ao curso da cristalização fracionada, ele permanece neste líquido, sofrendo uma acumulação relativa à medida que estão sendo fracionados os piroxênios, a magnetita e a apatita. Este processo de acumulação relativa é o que demonstra o sentido dos vetores nestes dois últimos diagramas.

Nos trabalhos de campo e petrográficos não foram identificadas rochas que pudessem representar as margens resfriadas da câmara magmática. Estas seriam as representantes da composição inicial do magma. Por outro lado, a inexistência de afloramentos contínuos impede um cálculo volumétrico relativo entre os diversos tipos petrográficos, que permitiria recalcular as quantidades e estabelecer a composição de um líquido inicial teórico.

As rochas menos diferenciadas, encontradas na área, com texturas ígneas preservadas e sem textura cumulática, são rochas básicas e apresentam a classificação petrográfica de noritos, baseada nas porcentagens de piroxênios e plagioclásios. Devido a todas as dificuldades de obtermos a composição do líquido inicial, mencionadas acima, estamos sugerindo como hipótese, que a composição deste líquido seja próxima da composição da rocha norítica menos diferenciada.

Na figura 4.10, apresentamos de maneira esquemática um modelo para a evolução da cristalização, partindo-se de um líquido (LN), com a participação de piroxênios, magnetita e apatita como fases que estão sendo fracionadas. Esse modelo é baseado nas constatações feitas em relação à evolução dos elementos maiores e traços por cristalização fracionada a baixa fugacidade de oxigênio. Trata-se de uma evolução típica dos complexos máfico-ultramáficos toleíticos.

4.1.5 - Elementos Terras Raras dos noritos, gabronoritos e gabros

Na figura 4.11 é apresentado o padrão de Terras Raras de sete amostras de noritos, gabronoritos e gabros com plagioclásios ígneos e pouca recristalização. A razão Ce_N/Yb_N varia de 4.68 a 7.07, demonstrando um baixo grau de fracionamento.

A evolução dos líquidos, no caso do CGSC se deu a partir de líquidos primitivos de conteúdo relativamente baixo em Elementos Terras Raras total (amostra AF-51A – figura 4.11). A amostra seguinte, no caminho da diferenciação (amostra AF-130A – figura 4.11) apresenta, ao contrário, o conteúdo mais elevado, indicando que as terras raras foram enriquecidas no líquido, sendo, logo em seguida, fracionadas continuamente pela separação de apatita. Esta separação conduz ao empobrecimento contínuo observado na figura 4.11, da amostra AF-130A até as amostras AF-213A e 214A. Além disso, o enriquecimento concomitante em plagioclásios no líquido é demonstrado, nestas duas últimas amostras pelas anomalias positivas de Eu.

Para efeito de comparação foi colocado nesta figura 4.11 o campo de cinco amostras de granulitos básicos do *Complexo Lewisian* (Weaver & Tarney 1980), com o que constatamos uma similaridade entre a concentração de Terras Raras pesadas das rochas destes dois terrenos granulíticos. No entanto, a concentração de Terras Raras Leves dos gabros e gabronoritos de Santa Catarina, na maioria, é mais elevada, fazendo com que o grau de fracionamento dessas seja maior quando comparado com as rochas máficas do *Complexo Lewisian*. Este fato possivelmente esteja relacionado às fases minerais participantes no processo de diferenciação em cada Complexo, ou seja, as quantidades elevadas de plagioclásio nas rochas da Associação Máfico-ultramáfica do CGSC fazem com que o padrão de terras raras leves seja maior neste caso.

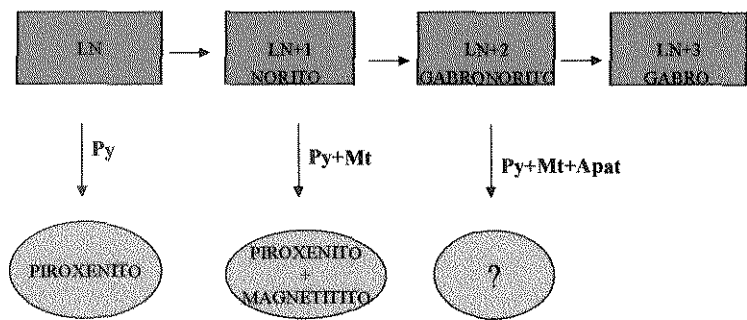


Figura 4.10 – Diagrama esquemático demonstrando a evolução do líquido (retângulos azuis), as fases que estão sendo fracionadas na cristalização e os resíduos esperados (elipses).

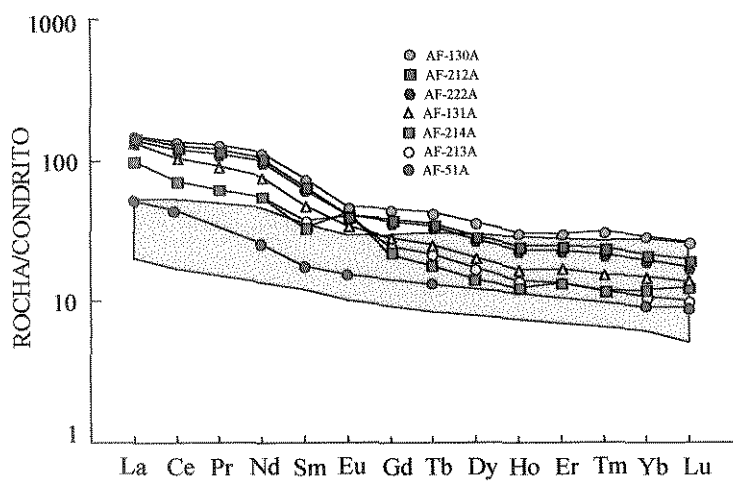


Fig. 4.11 - Diagrama de ETR das amostras de noritos, gabronoritos e gabros do C.G.S.C. Campo de cinco amostras de granulitos máficos do Complexo Lewisian. Normalização: Evensen et al 1978.

4.2 – Associação Enderbítica

4.2.1 - Características Químicas Gerais

Para o estudo litogeoquímico das rochas que possuem classificação petrográfica de enderbito, foram coletadas doze amostras por toda a região. Vale ressaltar que pontos de coleta chegam a distar cerca de 70 km uns dos outros.

Devido a um bom espalhamento dos pontos com a utilização de SiO_2 em rochas de composição intermediária a ácida este óxido foi usado para comparar e verificar o comportamento dos outros óxidos de elementos maiores.

Observando a figura 4.12, que apresenta os óxidos de elementos maiores versus a sílica, verificamos que o Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , MnO , MgO e o Al_2O_3 , mostram uma diminuição de suas concentrações com o aumento de SiO_2 . No entanto notamos uma leve dispersão dos pontos nos diagramas de alumínio e magnésio. Por outro lado podemos verificar o crescimento percentual dos óxidos de potássio e sódio com o aumento da sílica e, mais uma vez, verificar uma certa dispersão dos pontos no diagrama de K_2O . A variação coerente destes óxidos são sugestivas de uma cogeneticidade entre as rochas analisadas e uma evolução por diferenciação magmática.

No diagrama AFM (figura 4.13) podemos verificar um alinhamento, localizado no campo cálcio-alcálico, que poderia sugerir um caminho de evolução magmática. No entanto, Rollinson et al. (1993) salienta que, neste tipo de diagrama, o alinhamento pode representar um artifício geoquímico e não significar uma cogeneticidade e evolução magmática. Este autor cita como exemplo desta afirmativa, o trabalho de Le Maitre (1976) que plotou 26.000 amostras, de várias partes do mundo, em um diagrama AFM, obtendo um marcado *trend* cálcio-alcálico.

Os Elementos Terras Raras dos enderbitos, normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978), (figura 4.14), apresentam de uma maneira geral, um padrão com fracionamento de médio a alto das Terras Raras pesadas em relação às leves, com as razões $(\text{Ce/Yb})_N$ variando de 5,75 a 22,81. A razão $(\text{Ce/Yb})_N$ da média de dez amostras é de 14,02. As anomalias de Eu são variáveis, desde levemente negativas até levemente positivas.

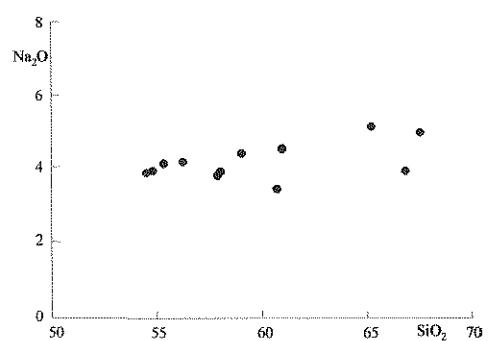
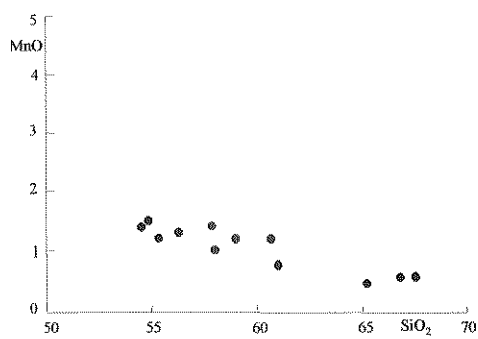
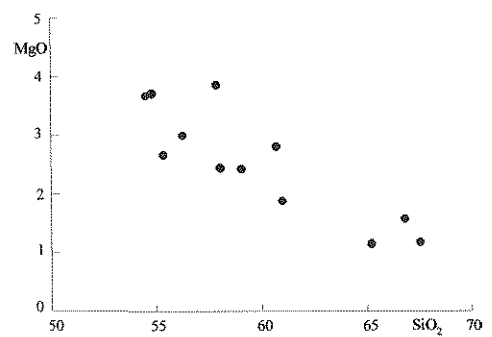
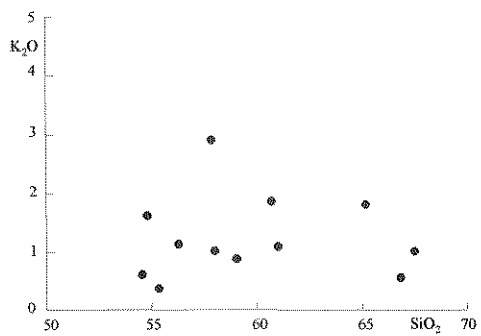
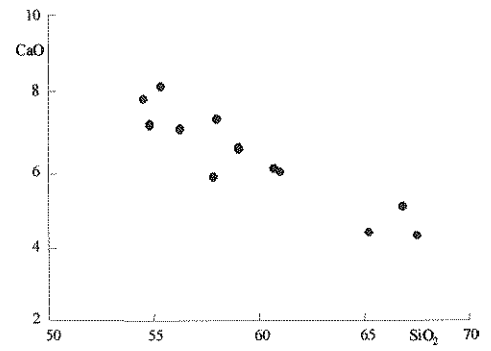
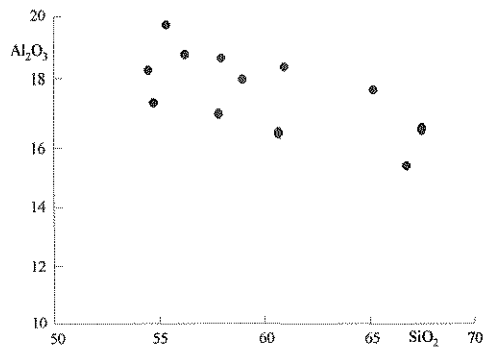
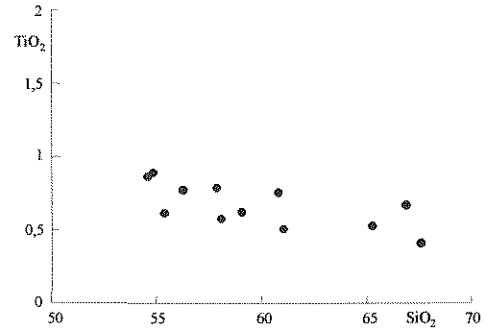
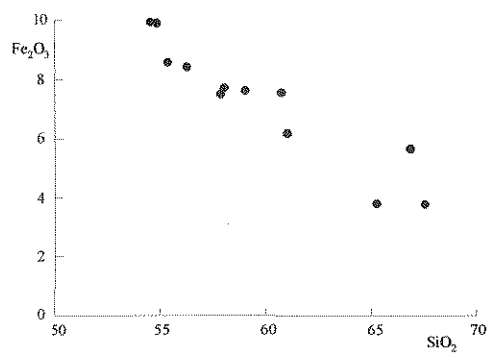


Figura 4.12 – Diagramas de SiO₂ versus elementos maiores. Círculos pretos representam as análises químicas de enderbitos e charno-enderbitos do CGSC.

No diagrama de multielementos, normalizados pelo manto primitivo de McDonough et al. (1992) (figura 4.15), notamos que apesar de existir uma amplitude bastante variável das anomalias dos elementos, principalmente dos litófilos de íons grandes, existe uma coerência na comparação das diversas rochas. Essa coerência de distribuição dos elementos poderia ser explicada pela mesma origem magmática dos diversos enderbitos.

Figueiredo et al. (1991) e Figueiredo (*in memoriam*) et al. (1997), apresentaram um modelo petrogenético que se propõe explicar a geração dos enderbitos através de um processo de cristalização fracionada a partir de um toleiíto de alto alumínio. Para estes autores, os enderbitos seriam cogenéticos com as rochas máfico-ultramáficas e representariam os estágios mais evoluídos da diferenciação.

Entretanto, a partir de nossas observações de campo, petrográficas e geoquímicas temos algumas restrições a este modelo:

(a) Demonstramos na seção anterior, referente às rochas máfico-ultramáficas, que as mesmas são cogenéticas, tendo evoluído por um processo de diferenciação por cristalização fracionada, e que os termos mais evoluídos da diferenciação atingem a composição de gabros leucocráticos, com a quantidade de minerais máficos permanecendo em torno de 10%. Como imaginar que a partir desta composição pudéssemos evoluir para composições enderbíticas, ricas em quartzo e com aumento na quantidade de minerais máficos para até 30% do total da rocha, como observado em certos enderbitos?

(b) Observamos em vários locais por toda a região, principalmente nos afloramentos grandes e contínuos, a existência de um processo de assimilação de rochas máficas por líquidos trondhjemíticos/tonalíticos/granodioríticos, gerando rochas de composição enderbítica e charno-enderbítica. Portanto, não podemos tratar todo o conjunto de rochas enderbíticas como representantes de um mesmo processo.

(c) Em todos os trabalhos apresentados até o momento, os enderbitos e charno-enderbitos, que são rochas polideformadas e polimetamorfisadas, foram coletados em uma área bastante grande, inclusive no presente trabalho, em uma região que carece de bons afloramentos com continuidade. Estes fatos, concomitantes à possibilidade de atuação de variados processos magmáticos, ao

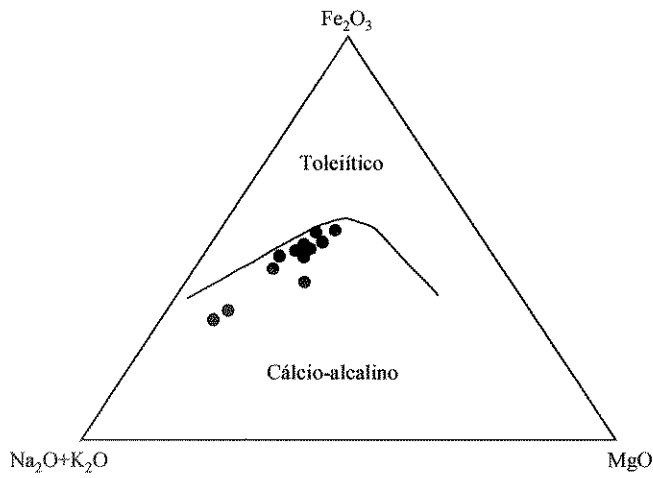


Figura 4.13 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971). Os círculos pretos representam as amostras de enderbitos e charno-enderbitos do CGSC.

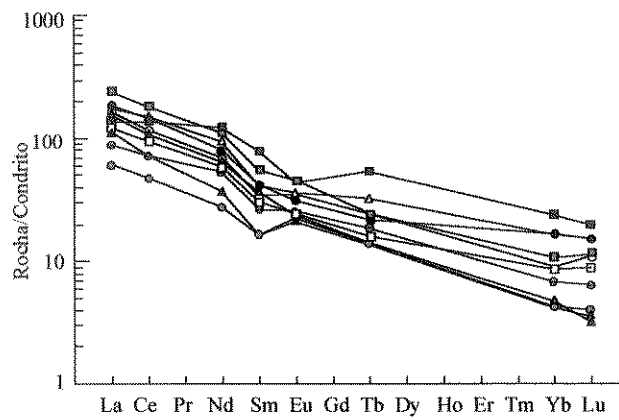


Figura 4.14– Diagrama de Elementos Terras Raras das amostras de enderbitos e charno-enderbitos do CGSC, normalizadas pelo condrito de Evensen et al. (1978).

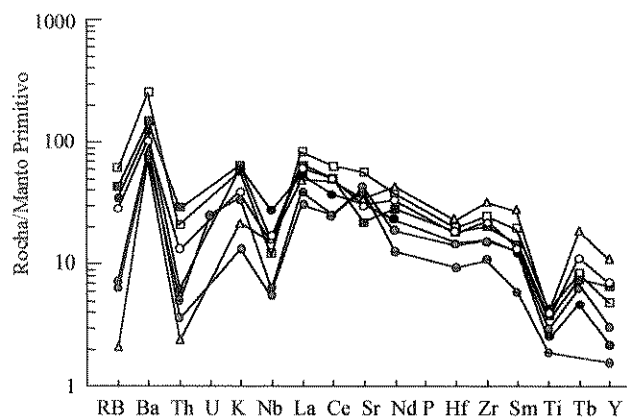


Figura 4.15 – Diagrama multielementos dos enderbitos e charno-enderbitos do CGSC, normalizados pelo manto primitivo de McDonough et al. (1992).

longo do tempo, dificulta acreditarmos que todas estas rochas representem diferentes estágios da cristalização de um magma único.

(d) a existência de porções migmatíticas com um melanossoma gabróico/gabronorítico e um leucossoma tonalítico/trondhjemítico/granodiorítico, em fácies granulito, sugere também a possibilidade da atuação de processos de fusão parcial atuando na geração das rochas enderbíticas/charno-enderbíticas.

Portanto, no estágio atual de conhecimento das rochas enderbíticas é bastante difícil obtermos, a partir dos estudos de litogeoquímica, o modelo genético para estas rochas, pois vários processos podem estar atuando concomitantemente.

Os caminhos de evolução observados nos diagramas binários de elementos maiores podem tanto ser resultado da evolução magmática por cristalização fracionada quanto por processos de fusão parcial, ou ainda em algumas amostras representar a assimilação localizada de rochas máficas por líquidos de composição tonalítica/trondhjemítica/granodiorítica.

Da mesma forma os padrões semelhantes de terras raras e de multielementos, analisados isoladamente, mesmo considerando as observações de campo e petrográficas, não nos conduzem a uma resposta conclusiva a respeito do processo gerador destas rochas.

4.2.2 – Assimilação: Processo Gerador de Enderbitos?

O processo de mistura de rochas básicas e tonalíticas tem sido um dos mecanismos apontados como hipótese para a geração de rochas de composição intermediária no *Complexo Lewisian* (Weaver & Tarney 1980). Juntamente com este processo também são sugeridos outros dois mecanismos, intrusões profundas de magma tonalítico, ou fusão parcial de rochas máficas. À semelhança deste Complexo, acreditamos na possibilidade da atuação concomitante de mais de um processo gerador de rochas para explicar as composições enderbíticas em Santa Catarina.

Entretanto, o processo que pode ser observado em vários locais, de forma localizada nos afloramentos, dentro do CGSC, é o de assimilação. Neste uma rocha máfica de composição gabronorítica é assimilada por um magma félsico

(trondjemítico), gerando um magma intermediário de composição enderbítica, (figura 2.16).

Este processo de assimilação pode ser observado através da figura 4.16, diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978), onde foram colocadas as amostras de gabronorito, trondhjemito e enderbito da pedreira de Luís Alves. Podemos constatar que a amostra representativa do produto da assimilação (AF-8K), como esperado, apresenta teores de ETR com valores intermediários entre os dois extremos que estão sendo "misturados" (amostras AF-8J e AF-8L).

Tanto as variações de fracionamento, quanto as de anomalia de Eu, vistas na figura 4.14, podem ser explicadas pela "introdução", em proporções variadas, de plagioclásio e quartzo durante o processo de assimilação. Tendo-se em mente que o plagioclásio é acumulador de Terras Raras leves e que o coeficiente de partição do Eu para o plagioclásio é elevado, a maior introdução deste mineral na "mistura" fará com que ocorra um aumento das concentrações de Terras Raras leves, tornando o padrão mais fracionado, e também um aumento na anomalia positiva de Eu. Por outro lado, a introdução de quartzo resultaria em diluição das Terras Raras (conteúdo total), pois este mineral não contém ETR.

No mesmo diagrama da figura 4.16, foi colocado o campo de variação dos enderbitos estudados, onde notamos uma relativa correlação com a amostra AF-8K. O padrão de fracionamento é bastante semelhante, apesar do conteúdo total de Terras Raras ser um pouco mais baixo. A razão $(Ce/Yb)_N$ da amostra AF-8K é de 9,1, localizando-se dentro do intervalo de variação da razão $(Ce/Yb)_N$ dos enderbitos.

A mesma correlação pode ser vista na figura 4.17, diagrama de multielementos normalizados pelo manto primitivo de McDonough et al. (1992). Neste diagrama foi colocado o campo de variação dos enderbitos e também a amostra AF-8K.

O fato de existir uma boa correlação entre as amostras de enderbitos, que foram coletadas por toda a região, e a amostra de enderbite produto da assimilação na pedreira de Luís Alves, reforça a hipótese de que, ao menos em parte, alguns dos enderbitos analisados podem representar produtos deste processo de assimilação.

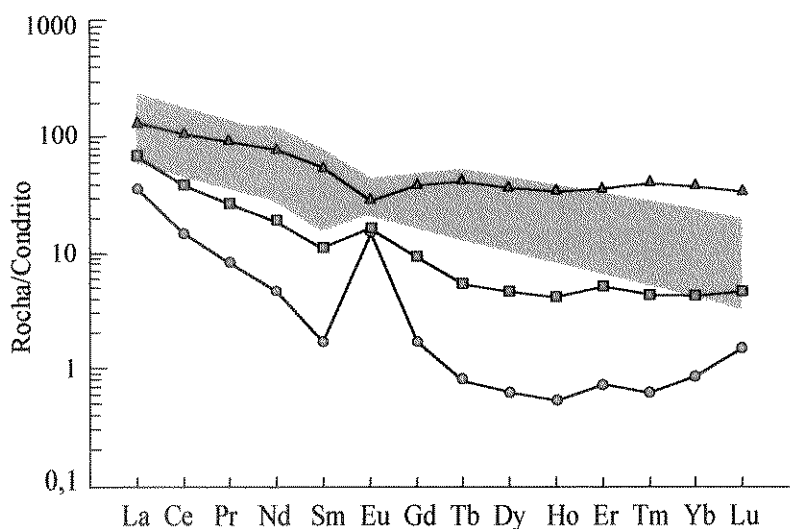


Figura 4.16 – Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). Gabronorito (triângulos), trondhjemito (círculos), rocha enderbítica produto da assimilação (quadrados). Campo sombreado representa a variação dos enderbitos e charno-enderbitos do CGSC.

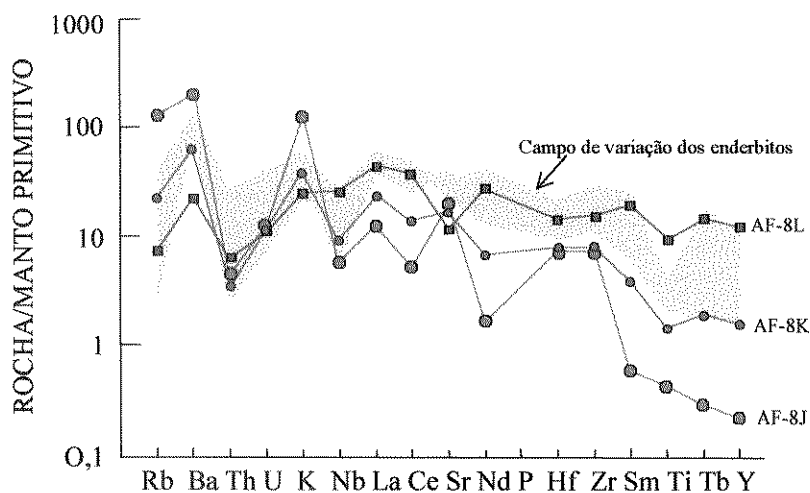


Figura 4.17 – Diagrama multielementos normalizado pelo manto primitivo de McDonough et al. (1984). Gabronorito (AF-8L), trondhjemito (AF-8J), enderbito produto da assimilação (AF-8K). Campo sombreado representa o conjunto dos enderbitos e charno-enderbitos do CGSC.

4.3 - Diques de Hornblendito

Foram analisadas quatro amostras de diques de hornblenditos, sendo três de plagioclásio hornblenditos e uma de hornblendito propriamente dito.

Os hornblenditos e plagioclásio hornblenditos são rochas ultrabásicas que possuem concentrações de SiO_2 variando de 39,29% a 45,02%. Estas rochas possuem elevadas concentrações de TiO_2 comparadas com a grande maioria das rochas do CGSC. Esta maior concentração de TiO_2 manifesta-se pela formação de minerais opacos ilmenita e magnetita que ocorrem de forma intersticial aos cristais de hornblenda e também pela presença de consideráveis concentrações de TiO_2 na estrutura das hornblendas. Estes hornblenditos apresentam também concentrações elevadas de ferro, variando de 15,15% a 18,92%, que se reflete na composição mais rica em ferro das hornblendas (ferritschermakíticas) que formam os hornblenditos e também resultam na presença de óxidos e sulfetos de ferro.

As amostras de hornblenditos foram colocadas no diagrama AFM (figura 4.18), onde constatamos que elas se localizam no campo toleítico, sendo muito pobres em álcalis e aproximando-se mais do vértice Fe_2O_3 .

O gráfico de ETR (figura 4.19) apresenta o padrão de um hornblendito e dois plagioclásio hornblenditos. Estas rochas possuem um padrão convexo das Terras Raras leves, à semelhança dos piroxenitos, no entanto com um conteúdo seis vezes maior. A anomalia negativa de “Eu” é mais acentuada nos hornblenditos, em comparação com os plagioclásios hornblenditos. O fracionamento das Terras Raras pesadas em relação as leves é baixo, o que pode ser observado pela razão Ce_N/Yb_N entre 3,2 e 4,88. Na figura 4.20 é apresentado o diagrama multielemento das amostras de hornblendito e plagioclásios hornblenditos, normalizadas pelo manto primitivo. Podemos observar que as três amostras apresentam o mesmo padrão, da mesma forma que foi demonstrado na figura 4.19. A única diferença reside no fato de que o hornblendito possui anomalia negativa de “Sr”, fato que pode ser explicado pela ausência de plagioclásios nesta rocha. Tanto as observações de campo quanto a geoquímica revelam que estas rochas são cogenéticas e possuem a mesma evolução.

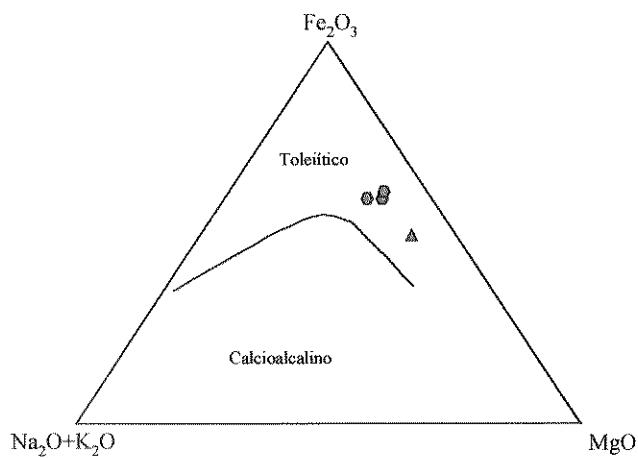


Figura 4.18 – Diagrama AFM. Hornblendito (triângulo), plagioclásio hornblenditos (hexagonos).

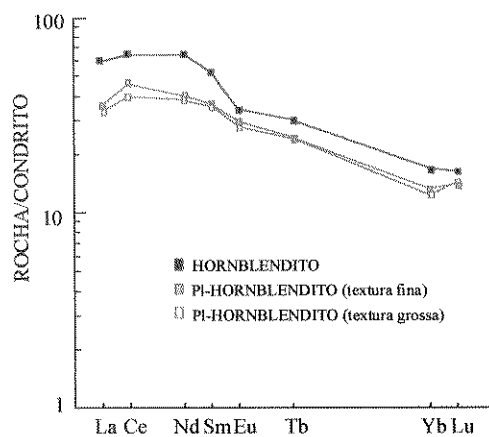


Figura 4.19 – Diagrama de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito de Evensen et al. 1978.

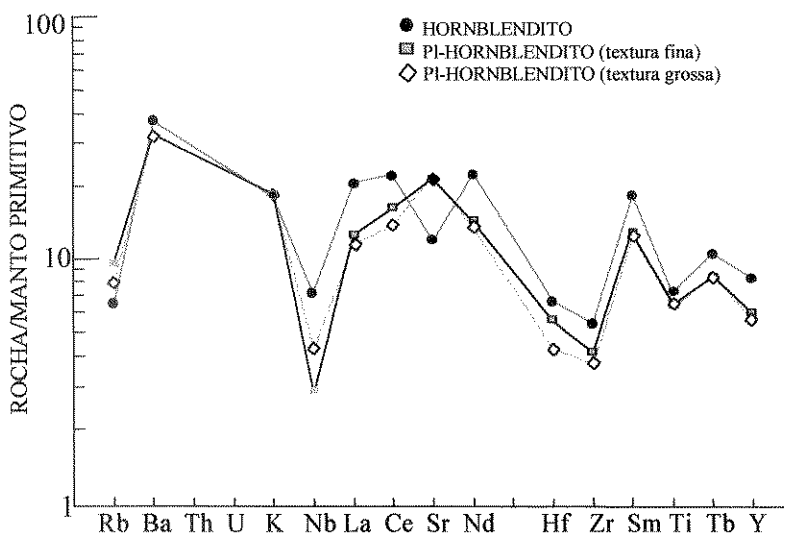


Figura 4.20 – Diagrama multielementos normalizados pelo manto primitivo de McDonough et al. 1984.

4.4 – Suíte Alcalina Braço do Gavião

Desde o início da nossa pesquisa tivemos como objetivo principal estudar quimicamente as rochas máfico-ultramáficas e os gnaisses enderbíticos. Porém com o desenrolar das pesquisas nos deparamos com uma associação de rochas alcalinas, que possuem uma variação desde termos dioríticos até sieníticos. Como não tínhamos o objetivo de estudar mais detalhadamente esta unidade, foram realizadas somente três análises químicas, sendo uma de um diorito, outra de monzodiorito e outra de um sienito. Esta composição alcalina pode ser visualizada no diagrama SiO_2 versus álcalis (figura 4.21).

As composições químicas destas rochas encontram-se na tabela 4.1, e podem ser visualizadas graficamente na figura 4.22, que são os diagramas binários de SiO_2 versus os demais elementos maiores.

Podemos observar uma diminuição dos óxidos Fe_2O_3 , MgO e CaO , com o aumento de SiO_2 , isto reflete a constante diminuição de clinopiroxênio que ocorre dos termos dioríticos até os sieníticos.

O Al_2O_3 está diretamente relacionado aos feldspatos, crescendo dos dioritos em direção aos sienitos.

A porcentagem de Na_2O encontrada nas rochas alcalinas está relacionada à quantidade de albita. Como nos dioritos temos uma quantidade maior de clinopiroxênio em relação aos feldspatos, a concentração de Na_2O nestas rochas é menor, quando comparada com as deste elemento nos monzodioritos, que são formados por grande quantidade de albita e menores de clinopiroxênios. As proporções de Na_2O dos dioritos se assemelha à dos sienitos, fato que pode ser explicado devido a pequena quantidade de albita também nos sienitos.

O K_2O é consumido do magma alcalino, principalmente para a formação de feldspato alcalino, mas também por conteúdos menores de biotita. Como podemos observar, existe um aumento muito grande de K_2O nos termos sieníticos. Por outro lado a variação é mais ou menos constante dos dioritos para os monzodioritos.

As porcentagens de TiO_2 e P_2O_5 , estão diretamente relacionadas à cristalização dos minerais esfero e apatita, respectivamente. O TiO_2 está presente também nas ilmenitas e magnetitas que são encontradas em maior proporção nos termos dioríticos.

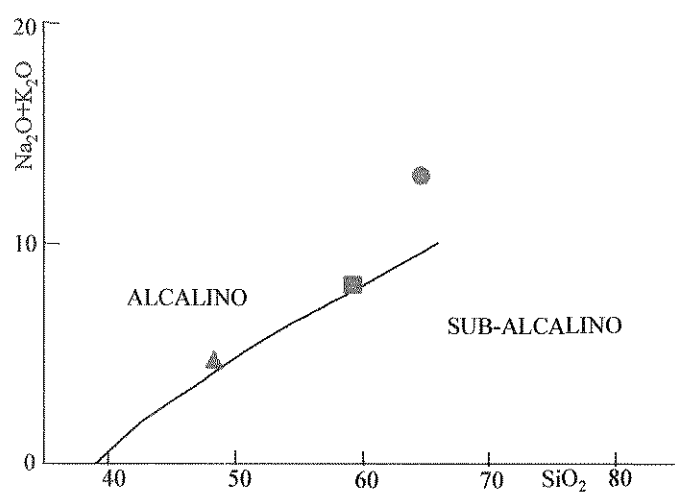


Figura 4.21 – Diagrama binário de SiO_2 versus álcalis. Delimitação dos campos alcalino e sub-alcalino. Sienito (círculo), monzodiorito (quadrado), diorito (triângulo).

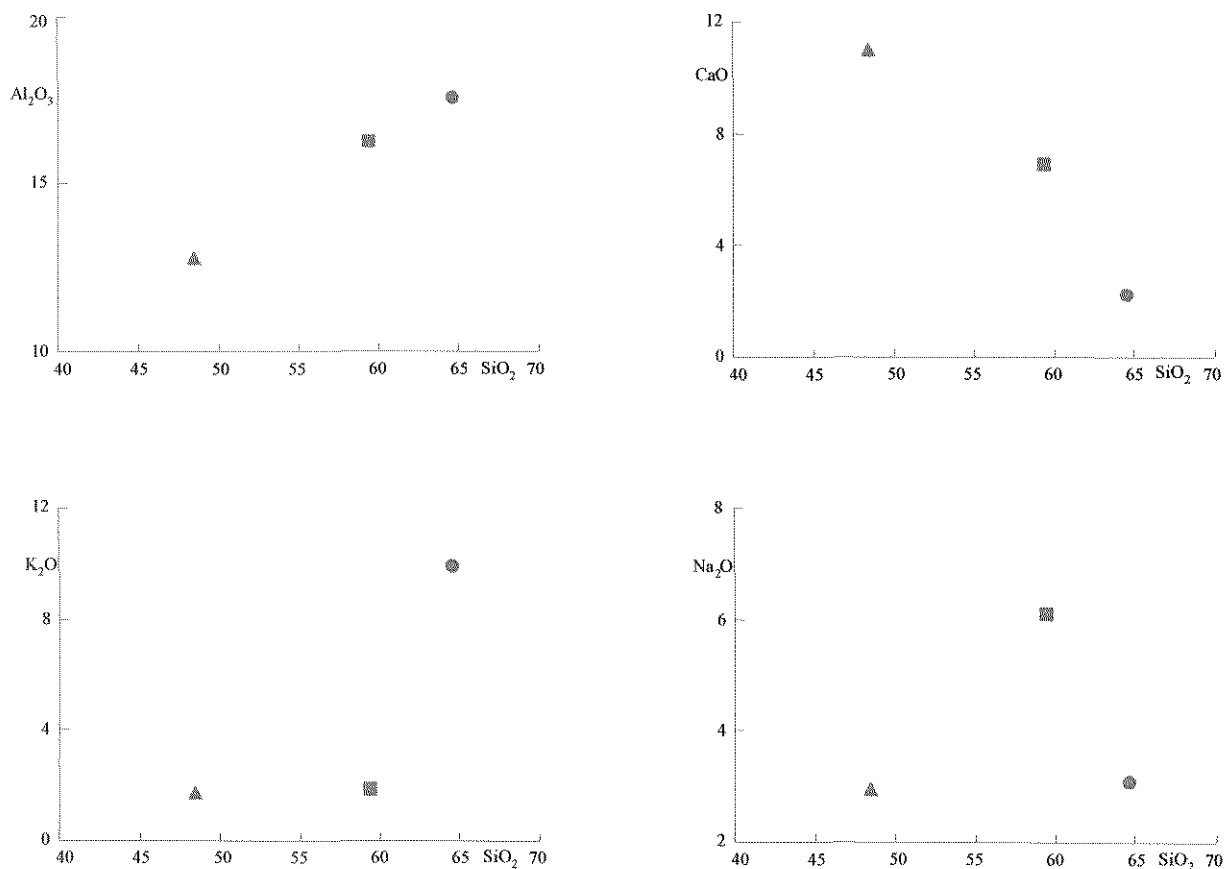


Figura 4.22 – Diagrama binário de SiO_2 versus elementos maiores. Símbolos iguais aos da figura 4.21.

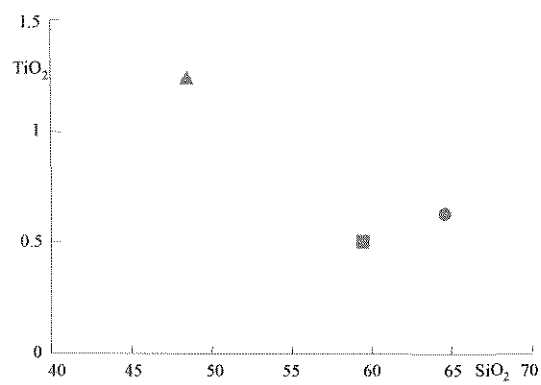
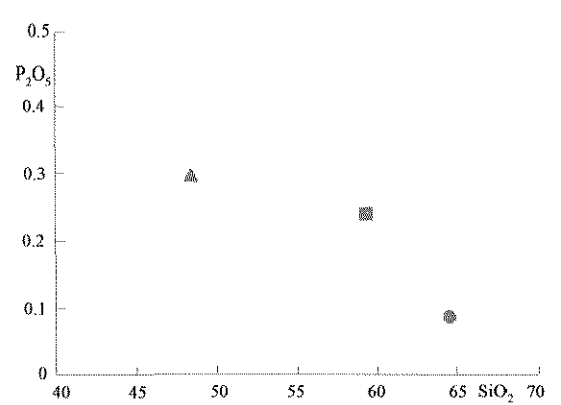
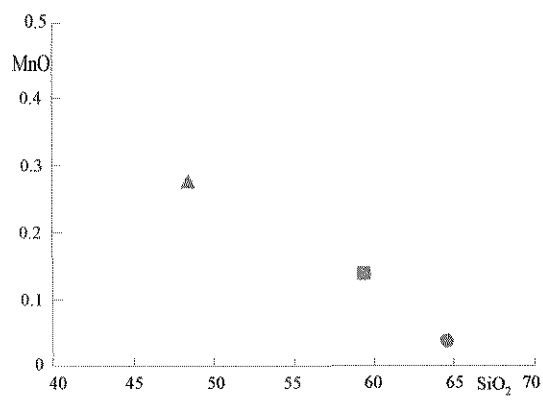
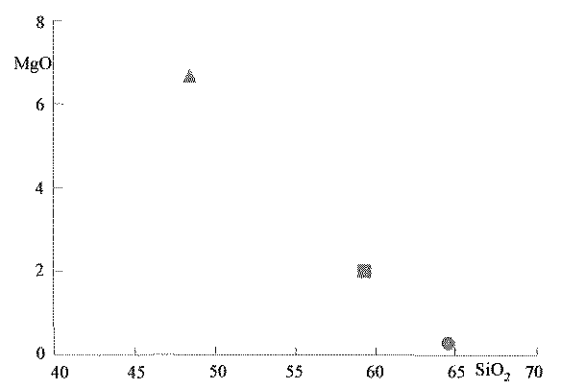
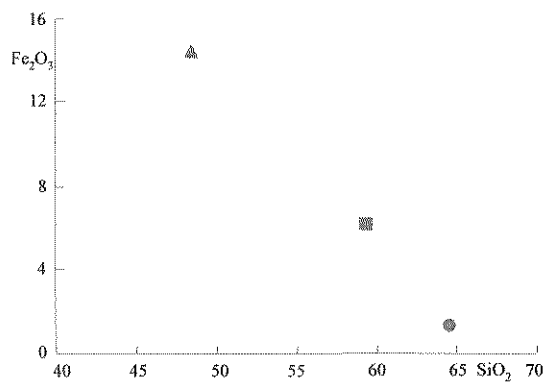


Figura 4.22 (continuação) - Diagrama binário de SiO₂ versus elementos maiores. Símbolos como na figura 4.21.

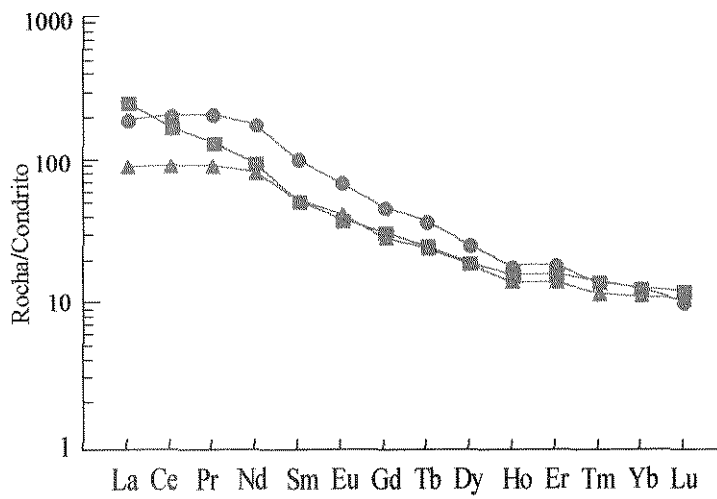


Figura 4.23 – Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). Sienito (círculos), monzodiorito (quadrados), diorito (triângulos).

Os Elementos Terras Raras, (figura 4.23), mostram uma similaridade entre os três tipos de rochas, com a razão $(Ce/Yb)_N$ de 16,26 para o sienito, 13,12 para o monzodiorito e 8,05 para o diorito. Nenhuma possui anomalia de Eu. A concentração de terras raras pesadas é bastante próxima nas três amostras. O monzodiorito apresenta um enriquecimento de terras raras leves em relação ao diorito, o que pode ser explicado pela quantidade maior de plagioclásios, pois este mineral possui um coeficiente de partição elevado para estes elementos.

A existência desta suíte ígnea de tendência alcalina, embora caracterizada com base em apenas três análises, se vê afirmada pela similaridade no comportamento dos ETR. Este comportamento apenas confirma as conclusões resultantes das observações de campo e petrográficas tratadas em capítulo anterior.

4.5 – Considerações Finais Sobre a Litogeoquímica

Em várias partes do mundo, como no Complexo Lewisian - Escócia (Weaver & Tarney 1981), *Qianxi Group* - China (Jahn & Zang 1984), os terrenos gnáissicos de alto grau arqueanos, são bimodais e seus componentes, máfico e silícico, possuem petrogêneses diferentes. Utilizando o Complexo Lewisian como modelo, Tarney & Weaver (1987) sugeriram que os gnaisses máficos resultariam de uma evolução por cristalização fracionada de magmas toleííticos sob baixa pressão, enquanto os gnaisses silícicos teriam sua gênese relacionada a um processo de fusão parcial de fonte máfica, sob pressão elevada. Afirmaram ainda que este caráter bimodal não está tão bem marcado nos granulitos, devido à extrema mistura tectônica dos dois componentes.

No Complexo Granulítico de Santa Catarina, também observamos esta bimodalidade composicional, de um lado com rochas máfico-ultramáficas diferenciadas e de outro com rochas intermediárias a ácidas tonalíticas-trondhjemíticas-granodioríticas.

As rochas máfico-ultramáficas que representam os remanescentes de um complexo estratiforme evoluíram por processos de cristalização fracionada, a baixa pressão de O_2 , sendo piroxenitos e magnetitos as porções cumuláticas reconhecidas, e noritos, gabronoritos e gabros os representantes dos líquidos. Este

processo de diferenciação de um magma toleítico, teve como fases minerais participantes do fracionamento piroxênios, magnetita e apatita.

Por outro lado acreditamos que os tonalitos/trondhjemitos/granodioritos, tiveram sua evolução a partir da fusão parcial de uma fonte máfica.

O processo de fusão parcial de rochas máficas é um modelo preferido para a geração de rochas de composição intermediária à ácida, arqueanas, tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica, para um grande número de autores, como Condie et al. (1982), Weaver & Tarney (1980, 1984), Jahn & Zhang (1984), Rudnick & Taylor (1986), Park & Tarney (1987), Tarney e Weaver (1987). Três tipos principais de fontes máficas são sugeridas: (1) – anfibolito com ou sem granada; (2) – granada-granulito máfico e (3) – eclogito (Rudnick & Taylor 1986).

Para Martin (1993), o processo capaz de responder por todas as características dos gnaisses TTG é um mecanismo em três estágios, que pode ser resumizado da seguinte forma:

(a) Fusão parcial do manto, gerando grande quantidade de magma toleítico.

(b) Fusão deste toleíto, transformado em granada anfibolito, dando origem ao magma parental dos TTG, deixando um resíduo de hornblenda + granada + clinopiroxênio + (pouco) plagioclásio.

(c) Cristalização Fracionada, principalmente de hornblenda $\pm$ plagioclásio, produzindo a Suíte TTG diferenciada.

Este autor salienta ainda que a cristalização fracionada é um processo menor, e a cristalização nunca ultrapassa 30%. Portanto as características geoquímicas principais da Suíte TTG são adquiridas durante o estágio de fusão parcial.

Vários experimentos de fusão com ausência de vapor (*vapour-absent melting*), em rochas basálticas naturais, vem demonstrando a possibilidade da geração de tonalitos e trondhjemitos sob determinadas condições de pressão e taxa de fusão. Rapp et al. (1991), utilizando pressões de 8, 16, 22, e 32 kbar com taxas de fusão variando de 10 a 40% obteve fundidos tonalíticos-trondhjemiticos, para todas as pressões investigadas. As assembléias residuais são formadas por amph + pl $\pm$ opx $\pm$ óxidos (Fe-Ti) a 8kbar; grt + cpx $\pm$ amph $\pm$ pl $\pm$ opx $\pm$ óxidos (Fe-Ti) a 16 kbar; grt + cpx $\pm$ rutilo a 22 e 32 kbar. Wolf & Wyllie (1989, 1991), também obtiveram líquidos tonalíticos a partir de *vapour absent melting* de um anfibolito sob pressão de 10 kbar.

Os padrões de Elementos Terras Raras obtidos nos fundidos são bastante fracionados (La_N/Yb_N varia de 30 - 50) e o empobrecimento em Terras Raras pesadas ocorre quando a granada está presente extensivamente no resíduo. Portanto, a baixas pressões, em um sistema sem granada, o padrão dos ETR é achatado, ou levemente fracionado (Rapp et al. 1991, Martin 1993).

Os processos de fusão parcial para a geração de rochas tonalíticas-trondhjemiticas-granodioríticas/graníticas, também são observados em períodos pós-arqueanos: Birbir Magmatic Arc, Western Ethiopia - Neoproterozóico (Wold et al. 1996); Cornucopia Stock, Northeastern Oregon - Cretáceo (Johnson et al. 1997).

Diversos trabalhos foram apresentados ao longo dos últimos anos enfocando os aspectos distintivos entre os TTG arqueanos e pós-arqueanos, algumas características podem ser extraídas dos trabalhos de Drummond & Defant (1990) e Martin (1993):

(a) A razão K_2O/Na_2O é menor que 0,5 nos TTG arqueanos, e estes seguem um trend de diferenciação trondhjemitico em um diagrama triangular K - Na - Ca (Barker & Arth 1976).

(b) Os granitóides mais jovens que 2,5 Ga são tonalíticos a graníticos com a razão K_2O/Na_2O próxima ou maior que 1 e definem um "trend" de diferenciação calcioalcalino no diagrama K - Na - Ca.

(c) Os TTG arqueanos possuem baixo conteúdo de Yb ($0,3 < Yb_N < 8,5$) e possuem um padrão fortemente fracionado das Terras Raras com $5 < (La/Yb)_N \leq 150$.

(d) Os granitóides pós-arqueanos possuem conteúdo de Yb alto, variando no intervalo $5 < Yb_N \leq 20$ e um padrão de ETR moderadamente fracionado ($(La/Yb)_N \leq 20$).

Para explicar esta diferença Martin (1993) se vale dos trabalhos de Wyllie (1979, 1983), Defant & Drummond (1990) e Drummond & Defant (1990). Estes trabalhos sintetizam as diferenças de processos magmáticos que estão envolvidos em zonas de subducção. Para estes autores, o preciso local onde são gerados os magmas cálcio-alcalinos é dependente da distribuição de calor entre a crosta subductada e o manto que a recobre. A fusão parcial da litosfera oceânica somente ocorre quando uma fatia subductada é anormalmente quente, o que normalmente não ocorre em zonas de subducção modernas.

Nas zonas de subducção recentes, os magmas cálcio-alcalinos são normalmente produzidos pela fusão de uma cunha do manto acima da zona de Wadati-Benioff, onde a composição do manto foi modificada pelos fluidos

provenientes da desidratação da litosfera subductada. Estes fluidos atuam de duas maneiras (1) iniciam a fusão da cunha do manto, baixando a temperatura do *solidus*; (2) modificam a composição do manto, através da adição seletiva de elementos químicos, tais como os Elementos Litófilos de Íon Grande (LILE) e os Elementos Terras Raras Leves (LREE). Segundo Martin (1993), dados experimentais tem mostrado que a fusão parcial de um peridotito hidratado pode gerar magmas máficos a intermediários, que são capazes de evoluir para intermediários a félsicos por cristalização fracionada de olivina sob alta pressão e/ou contaminação crustal e hibridização. Neste caso, a fonte do magmatismo cálcio-alcálico parece ser o manto peridotítico metassomatizado. A fusão deixa um resíduo de olivina e piroxênio, tendo espinélio e granada como fases residuais muito subordinadas do processo. Como a granada e a hornblenda não são fases residuais importantes, os Elementos Terras Raras Pesados (HREE) comportam-se como elementos incompatíveis resultando em um enriquecimento destes no magma cálcio-alcálico.

Por outro lado a modelagem geoquímica e a petrologia experimental, segundo Martin (1993), demonstram que tanto a granada quanto a hornblenda são fases estáveis durante a fusão parcial de toleítos, que são a fonte dos TTG arqueanos. Conseqüentemente, a presença de granada e hornblenda como fases residuais do processo de fusão, acarreta no empobrecimento em Terras Raras Pesadas nestes TTG, levando aos padrões fortemente fracionados em Terras Raras obtidos para estas rochas.

Outro modelo petrogenético para a geração de granitóides TTG arqueanos é o de cristalização fracionada de um líquido basáltico, todavia esta hipótese, não encontra ampla aceitação entre os pesquisadores. Arth (1979), afirma que o modelo para a geração de tonalitos/trondhjemitos, se fusão parcial ou cristalização fracionada, depende se estas rochas são do tipo alto Al_2O_3 ou baixo Al_2O_3 . O modelo de cristalização fracionada para a geração de trondhjemitos de alto Al_2O_3 , segundo este autor, foi proposto pela primeira vez para a região de Trondheim, na Noruega e par a região de Kalanti no sudoeste da Finlândia. O autor afirma que estas suítes diferem daquelas bimodais e mostram uma completa variação de gabros, através de dioritos, tonalitos, até trondhjemitos. Através de modelamento geoquímico de Elementos Terras Raras, Barker & Arth (1976, *apud* Arth 1979), demonstraram que o padrão de distribuição dos ETR nestas rochas são compatíveis com um processo de

cristalização fracionada de hornblenda e plagioclásio. Arth (1979), prefere o modelo de cristalização fracionada para as rochas tonalíticas/trondhjemiticas desta região, devido à presença de cumulos de hornblenda, no entanto notou que o processo de fusão parcial de anfibólito ou eclogito, pode ter contribuído, também, para a geração do magma trondhjemitico.

Smith et al. (1983), acreditam que, para o Complexo Gamitagama Lake - Canadá, o processo de diferenciação magmática atuante na geração de rochas gabróicas, noríticas, dioríticas e tonalíticas, foi a cristalização fracionada, provavelmente de um olivina-tolerito sob pressão maior que 9 kbar. Os magmas hidratados, de alto Al_2O_3 , gerados, foram colocados em níveis crustais entre 6 e 20 km, e cada um produziu uma variedade de rochas por cristalização fracionada. Este processo foi controlado por plagioclásio $\pm$ olivina $\pm$ Opx $\pm$ Cpx, para as rochas gabróicas e noríticas e por anfibólio e plagioclásio para as dioríticas e tonalíticas. Kramers (1988), também acredita que o processo de cristalização fracionada, principalmente de anfibólio, possa responder pelas características de elementos traços encontradas nos TTG arqueanos.

No Complexo Granulítico de Santa Catarina o comportamento geoquímico encontrado nos enderbitos e charno-enderbitos não permite afirmação conclusiva sobre o processo gerador destas rochas. Os padrões obtidos podem resultar de evolução por cristalização fracionada, fusão parcial, ambas, ou até, corresponder a um artefato resultante de processos de mistura de líquidos ou assimilação.

Os diques de hornblendito, conforme descrevemos no capítulo 2, ocorrem principalmente na região de Barra Velha. Estes intrudiram rochas gabróicas, posteriormente ao evento metamórfico de fácies granulito. Portanto não são pertencentes à associação de rochas máfico-ultramáficas, encontrada na mesma região.

Estes diques são compostos de hornblendito e plagioclásio-hornblenditos, e possuem uma química peculiar, que os diferencia das demais rochas da região. São rochas ultrabásicas com elevados teores em ferro e demonstram uma cogeneticidade entre si.

As rochas da Suíte Alcalina Braço do Gavião não foram estudadas em detalhe, devendo novos estudos serem realizados para sua melhor caracterização,

no entanto as análises realizadas em três amostras, sendo uma de um diorito, a outra de um monzodiorito e a outra de um sienito, sugerem que estas fazem parte de uma suíte de rochas alcalinas cogenéticas.

CAPÍTULO 5 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

Segundo Passchier et al. (1990), dois tipos de terrenos de alto grau podem ser reconhecidos, de uma maneira geral: o primeiro (1), consistindo predominantemente por associações ígneas e com poucas rochas metassedimentares associadas. As rochas ígneas são principalmente vulcânicas máficas a félsicas intrudidas por gabros e granitóides de composição Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG). Como exemplo deste tipo de terreno temos o Complexo Lewisian, na Escócia. O segundo (2), é constituído predominantemente por rochas metassedimentares clásticas e carbonáticas, intrudidas normalmente por granitos tipo-S. Estes terrenos podem ser representados pelo *Limpopo Belt* (Tankard et al. 1982).

Os terrenos do tipo (1) são geralmente bimodais, apresentando gnaisses máficos e silícicos (Complexo Lewisian, Escócia – Tarney & Weaver 1987; Eastern Hebei Province, China – Jahn & Zhang 1984). Estes componentes máfico e silícico possuem gênese diferente entre si. Segundo Tarney & Weaver (1987), os gnaisses máficos resultariam de uma evolução por cristalização fracionada de magmas toleíticos sob baixa pressão, enquanto que os gnaisses silícicos seriam relacionados a um processo de fusão parcial de fonte máfica sob pressão elevada, como mencionamos ao final do capítulo anterior.

Os do tipo (2) possuem a porção clástica derivada da erosão de crosta continental mais antiga, enquanto os granitóides são derivados de fusão intracrustal (*crustal melt granites* – Windley 1995). Uma das principais questões a ser respondida sobre este tipo de terreno é a de como as rochas supracrustais foram transportadas para a crosta inferior e depois vieram novamente à superfície.

Newton (1987), apresentou algumas hipóteses sobre a origem e evolução de terrenos gnaissicos de alto grau. Esta mesma proposta foi seguida posteriormente por Passchier et al. (1990):

(1)- *Hipótese de “Hot-Spot”* - Um *underplating* magmático emanado de uma zona de atividade termal incrementada, no manto, tem sido sugerido muitas vezes como uma fonte termal para o metamorfismo de alto grau. Este *underplating* resulta

num rifteamento da crosta superior. Os fundidos do manto são mais densos que a crosta continental, permanecendo, portanto, armazenados em grande quantidade na interface crosta-manto. Somente pequena quantidade desse fundido alcança a superfície ou intrude a crosta. Neste modelo o metamorfismo de alto grau está associado a um afinamento crustal e deformação extensional, antes do que compressional. Este modelo, segundo Bohlen (1991) e Harley (1992), é responsável pela trajetória de pressão e temperatura anti-horária ou de resfriamento isobárico, do metamorfismo granulítico.

(2)- *Subducção Intracontinental* - Newton (1987), atenta para o fato da existência de encurtamento crustal próximo a todos os eventos bem documentados, de fácies granulito, o que requer um regime compressional.

Este modelo, segundo Passchier et al. (1990), é uma continuação do modelo (1), onde uma atividade de pluma do manto leva a uma extensão continental e a formação de uma bacia. Esse processo de extensão não leva a uma separação continental completa e à formação de crosta oceânica. Por consequência a quantidade de sedimentos depositados na bacia não será tão grande quanto se houvesse uma separação completa e a formação de assoalho oceânico. Na continuação do processo ocorre uma "delaminação" (*delamination*) do manto litosférico subcrustal frio, promovendo um encurtamento crustal acima e permitindo a subida de fluxos de manto astenosférico quente. Isto, juntamente com o espessamento tectônico, através da formação de um duplex crustal, pode provocar o metamorfismo de alto grau e causar o transporte de rochas supracrustais a grande profundidade.

(3)- *Underthrusting* de Escala Continental - Neste modelo uma seção completa de crosta continental é cavalgada sobre outra, duplicando efetivamente a espessura continental. Segundo Newton (1987), este modelo possui vários aspectos que podem explicar o metamorfismo de fácies granulito e, em adição, a deformação horizontal da cobertura e das associações do embasamento. As pressões de 8kbar e o mecanismo de ascensão de uma crosta duplamente espessada podem ser explicados neste processo. O aumento da radioatividade de uma crosta espessada pode ser uma fonte potencial de calor suficiente para elevar a temperatura das geotermas normais do Proterozóico e do Arqueano tardio, para dentro do fácies granulito, variando de 700 a 800 °C se a erosão e o soerguimento ocorrem em tempo de escala de 100 Ma ou mais (Newton 1987).

(4)- *Espessamento Estilo Acordeon* - Modelo apresentado por Dewey & Burke (1973, *apud* Newton 1987), que aplica conceitos de tectônica de placas para interiores continentais. Uma subducção continental associada à superposição de cavalgamentos e "napes" resultam em uma crosta sobre-espeçada, na qual, nas partes inferiores, ocorre o metamorfismo de alto grau em um regime compressional. Magmas subindo a partir da zona de subducção podem suprir de calor a base do continente espessado, promovendo o metamorfismo granulítico (Newton 1987).

Segundo Harley (1992), os terrenos granulíticos são muitos e variados, e nenhum modelo corrente pode explicar todas as feições e variações, no entanto é aparente que compressão e provavelmente colisão tenham desempenhado um importante papel. Modelos recentes qualitativos e quantitativos reconhecem também a necessidade de um incremento de calor externo à crosta. Esse seria proporcionado pelo *underplate* magmático que ocasionaria afinamento da litosfera sub-crustal, em termos absolutos ou relativos à crosta (Passchier et al. 1990; Bohlen 1991; Harley 1992).

É bastante plausível que não exista um modelo único para explicar a formação dos terrenos granulíticos, ao contrário, a junção de vários processos e a combinação de modelos deve ser o caminho para resolver esta questão.

5.1- Evolução Geotectônica do Complexo Granulítico de Santa Catarina

Com base em todos os dados apresentados neste trabalho foi demonstrada a existência de uma bimodalidade composicional, à semelhança de outros terrenos granulíticos (Complexo Lewisian, Escócia – Tarney & Weaver 1987; Eastern Hebei Province, China – Jahn & Zhang 1984).

As características petrográficas, geoquímicas e de química mineral confirmam a cogeneticidade existente entre as rochas máfico-ultramáficas. Este Complexo máfico-ultramáfico diferenciado, de caráter toleítico, apresenta os piroxenitos como a porção residual cumulática e os noritos, gabronoritos e gabros os líquidos que evoluíram por cristalização fracionada a baixa pressão. Modelo de cristalização fracionada, semelhante a este, é sugerido por Tarney & Weaver (1987), para a petrogênese dos gnaisses máficos do *Complexo Lewisian*. Weaver & Tarney (1980) e Tarney & Weaver (1987), sugerem que estas rochas máficas sejam partes da

crosta oceânica do Arqueano, que foram incorporadas juntamente no momento da geração crustal. No caso de Santa Catarina não há ainda dados conclusivos para afirmar se a associação máfico-ultramáfica é de origem oceânica ou continental. Entretanto há evidências claras de que se tratam de rochas ígneas plutônicas e não vulcânicas.

Os gnaisses silícicos, tonalíticos trondhjemiticos, para diversos autores tais como Weaver & Tarney (1980, 1981), Condie & Allen (1984), Jahn & Zhang (1984), Tarney & Weaver (1987) e Park & Tarney (1987), são gerados por graus variados de fusão parcial de uma fonte máfica. Tarney & Weaver (1987), concluem que para formar uma quantidade volumosa de magma tonalítico, neste período da história da Terra, a fusão de crosta oceânica subductada é o único caminho viável.

No CGSC, a geração de enderbitos pode estar relacionada a um processo de fusão parcial de rochas máficas, tendo em vista que feições migmatíticas são encontradas em várias partes dentro do Complexo. Contudo também são bastante expressivas as ocorrências de assimilação das rochas máficas por líquidos de composição trondhjemitica, gerando rochas de composição enderbítica como produto desta assimilação.

Um modelo geotectônico, ou a composição de modelos, deve ser capaz de explicar essa característica bimodal, bem como a existência de metassedimentos em fácies granulito e também o regime tectônico que provocou forte intercalação entre as unidades.

Portanto sugerimos uma junção dos modelos de *hot spot* e de subducção do tipo-A para explicar esta diversidade de características. O sucessivo *underplating* de magmas máficos poderia responder pela existência de muitas ocorrências de rochas máfico-ultramáficas no CGSC e também seria o responsável pela sobre taxa de calor necessária para provocar o metamorfismo da base da crosta. De acordo com o modelo, este *underplating* magmático causa um afinamento crustal, provocando ainda rifteamento da crosta superior e a instalação de uma bacia sedimentar. A continuação do processo faz com que ocorra uma delaminação da litosfera continental, mais fria, ocasionando uma subducção intracontinental que seria responsável pelo transporte dos sedimentos para condições de fácies granulito. Esta subducção seria responsável pela compressão e intercalação tectônica entre as unidades. Esta zona de subducção permite que haja um influxo de manto astenosférico. Isto, juntamente com o espessamento tectônico, através da formação

de um duplex crustal, também proporciona condições de metamorfismo de alto grau na base desta crosta. Essas condições de alta temperatura poderiam ser as responsáveis tanto pela fusão parcial de rochas máficas como pela formação de fundidos de composição enderbítica/trondhjemitica, como também pela fusão parcial dos metassedimentos e formação de granitos anatóticos.

5.2 – Considerações Metalogenéticas

5.2.1-Mineralizações Associadas a Complexos Máfico-Ultramáficos Estratiformes

Os complexos máfico-ultramáficos estratiformes são normalmente constituídos por uma sequência de rochas que evoluíram por cristalização fracionada desde os termos peridotíticos até rochas de composição gabróica. Esse processo de diferenciação ocasiona a geração de bandamento ígneo que se expressa na forma de uma estrutura planar dependente, na sua origem, dos efeitos físico/químicos do fracionamento.

As mineralizações associadas aos complexos máfico-ultramáficos fazem parte deste processo de evolução magmática e da mesma forma são dependentes de fatores físico/químicos para a sua segregação do magma.

O complexo ígneo de Bushveld é um dos principais exemplos de complexo máfico-ultramáfico diferenciado e um dos mais estudados. As principais unidades litológicas que compõem a parte leste deste complexo podem ser visualizadas na tabela 5.1, modificada de Walraven (1986). Esta coluna litoestratigráfica foi escolhida por ser a mais completa apresentada para Bushveld.

Analisando a tabela 5.1, podemos observar a presença de diversas camadas de cromitito, que constitui a principal mineralização do Complexo de Bushveld. As camadas de cromititos estão associadas com piroxenitos e dunitos, na *Zona Basal* e com piroxenitos, noritos e anortositos, na *Zona Crítica*. Além de cromo, este complexo é mineralizado em Elementos do Grupo da Platina, ferro-titânio-vanádio, cobre, níquel, estanho, entre outros. As mineralizações de ferro-titânio-vanádio são relacionadas às camadas de magnetita que ocorrem associadas com gabronorito, magnetita-gabro e olivina diorito na *Zona Superior*.

Subdivisão Zonal de Willemsse (1969)	Unidades litológicas mais importantes da parte oriental do Complexo de Bushveld		
	Subdivisão por SACS (1980)		Litologia
	Subsúites	Formações	
Zona Superior	Roossenekal	Luipershoek olivina diorito	Diorito e olivina diorito
			Camada de magnetita superior
			Olivina diorito
		Ironstone Magnetita-gabro	Magnetita gabro com camadas de magnetita, anortosito, e olivina gabro
Zona Principal	Dsjate		Olivina gabro
		Magnet Heights Gabronorito	Camada principal de magnetita
		Mapoch Gabronorito	
		Leolo Mountain Gabronorito	Piroxenite marker
Zona Crítica	Dwars River	Winnaarshoek	Principalmente gabros homogêneos e noritos
			Upper mottled anorthosite
		Norito-anortosito	Main mottled anorthosite
			Giant mottled anorthosite
Zona Basal	Croydon	Winterveld	Bastard Reef
		Norito-anortosito	Camadas alternadas de cromitito, piroxenito, norito e anortosito
			Merensky Reef
			UG:chromitite layer
Zona Crítica	Dwars River	Mooihoek piroxenito	Piroxenito interacamadado com cromitito e dunito
			Camada de cromitito Steelpoort
			Camada de cromitito mais inferior
Zona Basal	Croydon	Serokolo bronzitito	Piroxenito
		Jagdlust harzburgito	Harzburgito interacamadado com piroxenito e dunito
		Rostock bronzitito	Piroxenito
		Clapham bronzitito	Norito
Zona Crítica	Dwars River		Piroxenito feldspático
			Camada de harzburgito próximo da base
Chill Zone (Maruleng norito)		Shelter Norito	Norito, piroxenito feldspático, quartzo norito, anortosito norito

Tabela 5.1 - Coluna litoestratigráfica da porção oriental do Complexo de Bushveld, modificada de Walraven (1986).

5.2.2 - Mineralizações de ferro-titânio-vanádio associadas a corpos máfico-ultramáficos

A formação de camadas monominerálicas dentro de intrusões acamadadas tem sido atribuída a diversos processos: separação do magma e precipitação dos cristais na câmara magmática; processos convectivos na câmara magmática; cristalização a partir de uma camada do magma estagnada próximo do assoalho da intrusão; convecção e correntes de turbidês na câmara magmática; contaminação com as encaixantes; influxo de magma adicional, não fracionado (Reynolds 1986).

A origem de depósitos de ferro-titânio-vanádio deve portanto ser entendida como um processo de segregação magmática e acumulação dos cristais de magnetita e ilmenita. Existe neste processo de acumulação uma dependência direta das condições de fugacidade de oxigênio ($f(\text{O}_2)$).

Magmas basálticos de afinidade toleiítica tipicamente exibem um caminho de enriquecimento em ferro até estágios tardios da cristalização fracionada. Este enriquecimento em ferro se dá devido a baixa fugacidade de oxigênio, pois sob estas condições o Mg^{+2} será incorporado preferencialmente dentro dos silicatos, fazendo com que o Fe^{+2} permaneça no líquido. Altas fugacidades de oxigênio levam à formação de Fe^{+3} , resultando na cristalização de magnetita, portanto não permitindo o enriquecimento em ferro no magma residual (Osborne 1959).

A formação de um fundido residual enriquecido em ferro é necessária, antes que a Ti-magnetita possa ser precipitada em quantidades suficientes a ponto de formar camadas monominerálicas. A Ti-magnetita só será precipitada em quantidades abundantes se a $f(\text{O}_2)$ atingir nível que ocorra substancial oxidação de ferro, portanto essa oxidação deverá ser incrementada no magma. Caso não aumente a $f(\text{O}_2)$, nas fases finais de cristalização, provavelmente ocorrerá a incorporação de ferro ferroso na estrutura dos silicatos, tais como clinopiroxênios ricos em ferro e olivina faialítica (Reynolds 1986).

Alguns dos melhores exemplos de mineralizações de Fe-Ti-V, em rochas máfico-ultramáficas acamadadas, estão no Complexo Ígneo de Bushveld. Os ferro-gabros e rochas associadas da *Zona Superior* (tabela 5.1) são caracterizados pela presença de cumulos de magnetita titanífera contendo vanádio. Esta fase geralmente forma entre 2 e 8% do volume das rochas, mas em certos locais está presente em grandes concentrações. Em particular ela forma um número de

camadas relativamente finas e monominerálicas de magnetita titanífera de considerável extensão lateral. O número exato destas camadas ricas em minério e a sua continuidade ao longo do *strike* não é bem conhecida, devido a falta de boas exposições. No entanto a camada de magnetita titanífera economicamente mais importante possui uma extensão de aproximadamente 200Km (Willemse 1969, *apud* Reynolds 1986).

Alguns exemplos brasileiros de depósitos de Fe-Ti-V e vanádio são noticiados na literatura. No Estado da Bahia, podemos citar o depósito de Campo Alegre de Lourdes (Sampaio et al. 1986) e o da fazenda Gulçari - Maracás (Galvão et al. 1986). Ainda no município de Maracás, no domínio do Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré, temos também as mineralizações vanadíferas da fazenda Novo Amparo (Gomes 1991).

Os depósitos de Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes estão intimamente relacionados a rochas básicas de origem ígnea, com predominância de rochas gabróicas, ocorrendo ainda, de forma subordinada, anortositos. O minério é composto predominantemente por titano-magnetita, ocorrendo também quantidades variáveis de ilmenita. Os corpos de minério afloram em onze morros e são geralmente de forma lenticular paralelos à direção estrutural das encaixantes. A largura dos corpos pode variar de 4 a 170 metros e o comprimento de 45 a 800 metros (Sampaio et al. 1996).

Os minérios de vanádio do Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré (Galvão et al. 1996, Gomes 1991) são formados de magnetititos. O vanádio não forma uma fase mineral isolada. Ele está presente na estrutura das magnetitas, substituindo o Fe^{+3} . Os magnetititos apresentam contatos bruscos na base com piroxenitos e gradacionais no topo com magnetita-piroxenitos. Os corpos de minério ocorrem na forma de camadas tabulares e lentes, truncadas por falhamentos.

5.2.3 – Mineralizações de Ferro-Titânio-Vanádio no Complexo Granulítico de Santa Catarina

Demonstramos, nos capítulos precedentes, que o Complexo Granulítico de Santa Catarina é formado em grande parte por rochas máfico-ultramáficas diferenciadas. Estas possuem uma afinidade toleítica e portanto evoluíram sob uma

baixa $f(O_2)$, nas fases iniciais e ao curso do processo de diferenciação. Isso fez com que houvesse a concentração de óxidos de ferro no líquido e a sua segregação do magma em um estágio mais avançado da diferenciação. As rochas gabróicas que passaram a ser formadas a partir deste momento tiveram a magnetita como uma das fases controladoras do fracionamento.

Portanto, associado a estas rochas máfico-ultramáficas, e fazendo parte do mesmo processo de diferenciação foram identificados cinco locais de ocorrência de magnetititos maciços. Nos locais onde foi possível observar, sua espessura não é superior a 1,5 metros. Estes magnetititos são alongados na direção do *strike* e sua continuidade não foi possível de ser definida devido a espessa cobertura de solo e vegetação nos locais onde ocorrem.

Os magnetititos são rochas que possuem mais de 90% de magnetita e aproximadamente 5% de ilmenita, sendo o restante formado por ganga, principalmente de piroxênios.

Os teores de Fe, Ti, V, entre outros elementos, da amostra AF-77A (magnetitito do CGSC), são mostrados na tabela 5.2 e comparados com os valores dos mesmos elementos de magnetititos de Bushveld.

	AF-77A	Amostra A	Amostra B	Amostra C
SiO ₂	1,58	1,22	0,50	0,60
TiO ₂	6,57	13,05	14,60	51,8
Al ₂ O ₃	5,37	3,02	5,01	0,4
Cr ₂ O ₅	0,06	0,29	0,03	-
Fe ₂ O ₃	79,80	81,01	53,55	4,1
FeO	-	-	22,63	39,8
MgO	1,12	0,75	0,12	4,0
MnO	0,22	-	0,29	-
CaO	0,17	-	1,12	-
V ₂ O ₅	0,58	1,53	0,67	-
Outros	4,53	-	1,85	-
Total	100,00	100,87	100,46	100,7

Tabela 5.2 - Amostra AF-77A, magnetitito do CGSC; Amostras A e B são minérios de titânio e vanádio do Complexo de Bushveld (CB); a Amostra C é um minério de titânio do CB. Os valores obtidos dos minérios de Bushveld foram extraídos de Reynolds (1986).

Nesta tabela podemos observar que os magnetitos apesar de possuírem valores elevados de Ti estão bem abaixo dos valores observados nos magnetitos de Bushveld.

Os teores de V_2O_5 em Bushveld também são variáveis, no entanto as camadas mineralizadas, que possuem os valores mais elevados, chegam a ter até 3 vezes o conteúdo encontrado no CGSC.

Portanto, a nova concepção a respeito da gênese dos magnetitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, ora apresentada, faz com que devamos reinterpretar a potencialidade econômica destas rochas. Essas podem constituir importantes minérios de Ti e V, em particular pela localização em uma região industrial, e futuras pesquisas podem vir a confirmar sua viabilidade de exploração.

5.2.4 - Ocorrências de Coríndon no Complexo Granulítico de Santa Catarina

Vários trabalhos foram apresentados nos últimos anos a respeito dos coríndons que são encontrados na região de Barra Velha em depósitos aluvionares. Estes destacaram principalmente a caracterização mineralógica (Brum et al. 1990, Chodur & Svisero 1994 Chodur et al. 1996) e a caracterização dos depósitos sedimentares quaternários que os contém (Chodur et al. 1997).

Durante as nossas pesquisas descobrimos coríndons em sua rocha fonte, que é composta, além deste mineral, por granada, espinélio verde, plagioclásio e biotita. A presença de coríndon em uma rocha é indicativo de subsaturação em sílica e a eventual ocorrência de quartzo na mesma amostra se dá em condições meta-estáveis (Frost 1991). Na rocha contendo coríndon, no Complexo Granulítico de Santa Catarina, não foi identificada a presença de quartzo, somente o predomínio de minerais subsaturados em sílica e insaturados.

Em ambientes metamórficos o coríndon é encontrado em lateritos metamorfizados, em rochas pelíticas parcialmente fundidas e em xistos contendo alto magnésio e alumínio que foram formados provavelmente após uma rocha máfica ter sido alterada hidrotermalmente (Frost 1991).

No capítulo 2 assinalamos que os granitos encontrados na parte oeste da área podem resultar da fusão parcial de metassedimentos, deixando como resíduo uma paragênese semelhante à de gnaisses kinzigíticos, conforme foi observado também por Carson et al. (1997) para a região de *Larsemann Hills* na Antártica.

Uma paragênese contendo coríndon, espinélio, cordierita, granada e sillimanita foi identificada por Harris (1981) em migmatitos provenientes de metassedimentos nos Terrenos Charnockíticos Arqueanos do Sul da Índia. Esta assembléia mineral é interpretada como resultado da anatexia que gerou restitos anidros subsaturados em sílica.

Da mesma forma acreditamos que a rocha contendo coríndon no CGSC possa representar, juntamente com os gnaisses kinzigíticos, um restito do processo de fusão parcial. Sendo este processo responsável pela ampla geração dos granitos encontrados na parte oeste do CGSC.

Harris (1981) aponta para temperaturas em torno de 740 ± 20 °C e pressões de $4,8 \pm 0,5$ kb para as condições de extrema anatexia de metassedimentos.

Para a geração dos coríndons do CGSC, Chodur et al. (1996) sugerem que os coríndons de Barra Velha são formados no metamorfismo granulítico. Esta afirmação baseia-se no fato destes estarem inseridos no Complexo Granulítico de Santa Catarina, que segundo os autores, atingiu temperaturas de 850 °C e pressões variando de 6,5 a 8,5 kb (Silva & Dias 1981a) e também pelas isócoras, obtidas pelo estudo microtermométrico, interceptarem este campo de variação de P e T.

Se nossa hipótese de geração dos coríndons estiver correta, as temperaturas e pressões de formação deste mineral devem ser mais baixas, pois a anatexia dos metassedimentos deve ter ocorrido em condições de fácies anfibolito, onde rochas sedimentares hidratadas fundem a temperaturas e pressões mais baixas (P 4,5 kb e T 700- 750 °C), conforme salientado por Harris (1981).

Deste modo a tentativa de descoberta de novas ocorrências de coríndon na sua rocha fonte devem levar em conta este processo de fusão parcial, como sendo um modelo possível de geração da paragênese contendo coríndon e deste modo estas rochas devem estar localizadas na parte oeste da área, nas proximidades dos corpos graníticos, ou mesmo como enclaves dentro destes.

CAPÍTULO - 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Na região de estudo ficou caracterizada a existência de dois domínios geotectônicos distintos: o Cinturão Dom Feliciano, já definido anteriormente por Fragoso Cesar (1980) e Basei (1985), e o Cráton Luís Alves (Kaul 1979).

O Cinturão Dom Feliciano não foi objeto de estudo, tendo-se investigado suas características petrográficas e estruturais, somente na região de contato com o Cráton Luís Alves. As observações feitas nos levaram a confirmar diferenças marcantes quanto ao padrão deformacional e os tipos litológicos entre os dois domínios, e mais, observar que as superimposições tectônicas do Cinturão Dom Feliciano, de reconhecida idade brasileira, sobre o Cráton Luís Alves, estão restritas à região de contato não se propagando para dentro do domínio Luís Alves, conforme já havia sido afirmado por Basei (1985).

- No Cráton Luís Alves foram identificados três eventos deformacionais bem marcantes:

(a) o primeiro é definido por uma deformação progressiva desde condições de fácies granulito até anfibolito. É caracterizado pela estabilidade e recristalização de ortopiroxênio e progressiva passagem deste mineral para anfibólio. As direções de foliação/bandamento, deste evento, variam de N30°E a N40°W, predominando direções NNE. Os mergulhos também são variáveis com predomínio para NW. Sobre estes planos de foliação desenvolveram-se lineações de estiramento mineral (Lx) de hornblenda, plagioclásio, moscovita e quartzo, a depender da litologia. As lineações minerais também são variáveis com caimentos de 30° até subverticais, com um azimuth preferencial para 310°. O sentido de transporte tectônico não está muito claro, no entanto alguns indicadores cinemáticos, como foliação "SC", sombras de pressão assimétricas e vergência de dobras, sugerem o sentido de cavalgamento para SE.

(b) o segundo evento deformacional ocorre de forma restrita, em faixas de dois metros de largura, no máximo. Esta deformação cisalhante dúctil é secante ao principal evento deformacional, nos locais onde foi observada. Sua direção varia de

E-W até N30°W com mergulhos também variáveis desde 40°NW até subverticais. Sobre estes planos de foliação são desenvolvidas lineações de estiramento mineral de clorita e actinolita, que caracterizam condições metamórficas de fácies xistos-verdes. Considerando a frequência restrita destas estreitas zonas de cisalhamento, o fato de serem secantes e até perpendiculares ao principal evento deformacional e, ainda, o fácies de metamorfismo que alcançaram (xisto verde) não se pode concluir pela progressividade entre este evento de deformação e o anterior. A inexistência de progressividade significa, em resumo, um salto nítido nas condições tectônicas, que pode corresponder a um lapso de tempo importante entre ambas.

(c) o terceiro evento deformacional possui caráter rúptil, sendo representado por falhamentos e fraturamentos. Esta deformação concentra-se em zonas de dezenas de metros de largura. Nelas são geradas cloritas nos planos de falha, caracterizando condições crustais relativamente rasas e metamorfismo na fácies xisto-verde. Estas zonas de falha possuem direções preferenciais NNE e N-S.

- No domínio do Cráton Luís Alves, existem, a grosso modo, dois conjuntos de litologias que podem ser diferenciados pelo grau metamórfico a que foram submetidas. Um primeiro, composto pelas Associações Máfico-ultramáfica, Enderbítica e Metassedimentar, que sofreu metamorfismo em fácies granulito. O segundo, composto pela Suíte Alcalina Braço do Gavião, Suíte Granítica Pomerode e por diques de hornblenditos, posterior ao evento metamórfico granulítico.

(a) *Associação Máfico-Ultramáfica* é formada por piroxenitos, noritos, gabronoritos, gabros e magnetititos. Estas rochas possuem uma história evolutiva cogenética, com os piroxenitos e magnetititos representando as porções cumuláticas de um processo de diferenciação por cristalização fracionada de um magma toleítico, e as demais, os líquidos dos quais as porções residuais foram separadas. Este processo de diferenciação teve como fases minerais participantes do fracionamento os piroxênios, a magnetita, e a apatita, resultando em líquidos progressivamente enriquecidos em plagioclásios.

Os magnetititos estão sempre relacionados espacialmente às rochas máfico-ultramáficas, com às quais eventualmente mantém relações de contato gradativas, e nunca foram observados junto aos metassedimentos. Eles devem ser entendidos, portanto, como fazendo parte do mesmo processo magmático de geração da suíte máfico-ultramáfica. O caráter magmático dos magnetititos é confirmado pelos

teores elevados de Ti e V, semelhantes aos de magnetitos ígneos de séries toleíticas.

(b) A *Associação Enderbítica* é formada predominantemente por enderbitos, e pequenas quantidades de charno-enderbitos. As rochas desta associação foram recristalizadas em graus variados e permeadas por injeções de quartzo e feldspatos deformadas juntamente com as encaixantes. Em alguns locais se constata que os próprios enderbitos resultam da assimilação de rochas máficas pré-existentes por magmas félsicos, trondjemíticos/granodioríticos. A composição química de piroxênios e plagioclásios de amostras da pedreira de Luís Alves, atestam a possibilidade de ser este um dos processos de geração de rochas enderbíticas. Entretanto este não deve ser o único processo de geração de enderbitos, pois os volumes amplamente dominantes de enderbitos que são encontrados exigiriam um volume anormalmente grande de líquidos trondjemíticos/granodioríticos e a assimilação de uma grande quantidade de rochas máficas.

O processo de fusão parcial de rochas máficas é um modelo preferido para a geração de rochas de composição intermediária à ácida, arqueanas, tonalítica-trondjemítica-granodiorítica, para um grande número de autores, conforme salientado e discutido no final do capítulo 4. Este seria portanto o processo mais plausível para a geração dos tonalitos/trondjemitos/granodioritos do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

(c) A *Associação Metassedimentar* é formada por quartzitos, “gnaisses kinzigíticos” e por “metassedimentos” contendo coríndon, granada, espinélio, plagioclásio e biotita.

Durante o nosso trabalho tivemos dúvidas a respeito da origem dos quartzitos. Algumas características observadas nesta rocha, tais como a presença de quartzo leitoso, cristais de pirita euédrica, megacristais de moscovita, nos levaram a interpretar estas rochas como veios de quartzo cisalhados. Por outro lado o estudo petrográfico revelou, em algumas das amostras, a presença de zircões arredondados, bem como uma grande quantidade de rutilo arredondado. Estes dois minerais resistentes, com formas arredondadas sugerem de forma contundente uma origem sedimentar. A presença de alguns cristais de silimanita nos quartzitos apontam para condições de alta temperatura no metamorfismo. Entretanto, a

interpretação destas rochas como metassedimentos não pode deixar de levar em conta as outras características observadas e assim sendo, acreditamos que nestes afloramentos de quartzitos temos também veios de quartzo. Para solucionarmos esta questão devemos levar em consideração que os metassedimentos são mais facilmente fundidos que as rochas máficas e que condições metamórficas de fácies anfibolito superior a granulito se sobrepõem àquelas requeridas para o início da fusão parcial. Portanto é possível ter fusões *in situ*, com injeções de veios no interior dos próprios metassedimentos.

A paragénese mineral que compõe os “gnaisses kinzigíticos” é formada por sillimanita, granada, biotita, plagioclásio, quartzo, espinélio e opacos. Semelhante associação de minerais pode representar “restitos” de um processo de fusão parcial de metassedimentos (Carson et al. 1997). Outro fato importante que reforça a hipótese proposta é o de que os “gnaisses kinzigíticos” são circundados por granitos no local onde ocorrem e também foram encontrados “restitos” de granada-biotita gnaisses em bandas dentro de granitos porfíricos. Da mesma forma a paragénese contendo coríndon também pode representar restito de um processo de fusão parcial semelhante ao que ocorre no sul da Índia (Harris 1981).

(d) A *Associação Granítica* é formada por granitos porfíricos que variam de tonalitos a monzogranitos. Esta associação não sofreu o metamorfismo de fácies granulito que atingiu a região. A relação de colocação dos corpos graníticos com o primeiro evento deformacional varia de Sin- a tardi-deformacional.

Uma possibilidade de origem destes granitos seria pelo processo de fusão parcial com ausência de vapor (*fluid absent melting*) de metassedimentos durante o metamorfismo progressivo.

(e) A *Suíte Alcalina Braço do Gavião* representa múltiplas injeções de líquidos que variam de composição diorítica à sienítica. Estas rochas possuem idade relativa mais nova em comparação com as da associação máfico-ultramáfica e da associação enderbítica. A colocação destes líquidos se dá tardi- a pós-tectonicamente, em relação ao evento deformacional principal. Como este evento deformacional está relacionado ao fácies anfibolito, estas rochas alcalinas não chegaram a sofrer metamorfismo de fácies granulito.

As rochas da Suíte Alcalina Braço do Gavião não foram estudadas em detalhe, devendo novos estudos serem realizados para sua melhor caracterização, no entanto as análises realizadas em três amostras, sendo uma de um diorito, a outra

de um monzodiorito e a terceira de um sienito, sugerem que fazem parte de uma suíte de rochas alcalinas cogenéticas.

(e) *Diques de Hornblendito* ocorrem principalmente na região de Barra Velha. São compostos de hornblendito e plagioclásio-hornblenditos e possuem uma química peculiar, que os diferencia das demais rochas da região. São rochas ultrabásicas com elevados teores em ferro e demonstram uma cogeneticidade entre si. Eles intrudiram rochas gabróicas e piroxeníticas, da Associação Máfico-Ultramáfica, posteriormente ao evento metamórfico de fácies granulito. No entanto estes diques foram afetados pelo cisalhamento principal que ocorre na área, que é relativo ao fácies anfibolito.

- Os pares de piroxênios, ortopiroxênio e clinopiroxênio, em equilíbrio metamórfico, possuem um Kd de 0,55, semelhante ao Kd para pares de piroxênios metamórficos de diversas partes do mundo.

As condições de temperatura do metamorfismo granulítico ficou balizada em torno de 800 °C utilizando-se o geotermômetro de Berman (1988) e as estimativas de pressão, utilizando-se métodos gráficos, com curvas experimentais, situaram-se em torno de 5 e 6 kbar, semelhantes as obtidas por Girardi & Ulbrich (1980), para a região de Piên.

- Existe um modelo proposto para a evolução geotectônica do Cráton Luís Alves (Figueiredo et al. 1991). Neste modelo os autores sugerem que exista uma cogeneticidade entre as rochas básicas (piroxeníticas a gabróicas) a intermediárias/ácidas (enderbíticas/charno-enderbíticas) e que estas derivam primeiramente da fusão parcial do manto, formando toleíitos de alto-Al, com a granada como provável fase residual e, posteriormente, ocorre a diferenciação desse magma por cristalização fracionada, tudo em um ambiente de subducção. Afirmam ainda que o tamanho relativamente pequeno do complexo e a ausência de crosta continental mais antiga, reconhecida, sugerem um ambiente de arco insular em vez de margem continental ativa.

Nossa proposta parte de uma diferença fundamental, ou seja, da existência de uma bimodalidade composicional, com cada conjunto litológico apresentando uma origem diferente. As rochas máfico-ultramáficas evoluíram por cristalização

fracionada de um magma toleítico e os gnaisses intermediários a ácidos por fusão parcial de uma fonte máfica.

Segundo Windley (1995) uma variedade de regimes tectônicos atuaram juntos no Arqueano e diferentes tipos de crosta podem ser identificadas, no entanto cada região não é completamente diferente das demais.

Portanto, a partir das características observadas na região, tais como: bimodalidade composicional, encurtamento crustal e intercalações tectônicas, sedimentos transportados para a crosta média/inferior e amplo predomínio de enclaves de natureza máfica, sugerimos a junção dos modelos de *hot spot* e de subducção *intra-continental* para explicar esta diversidade de características (cf. Newton 1987, Passchier et al. 1990).

- A partir da constatação de uma suíte de rochas máfico-ultramáficas diferenciadas, no Cráton Luís Alves, esta região deve ser observada de outra perspectiva do ponto de vista metalogenético. Conforme discutido no capítulo 5, a evolução de magmas toleíticos leva à concentração de ferro ao curso da diferenciação, e a mudança nas condições de fugacidade de oxigênio acarreta na oxidação do ferro e a precipitação de magnetitas como cumulos. Estes magnetitos normalmente são mineralizados em titânio e vanádio ou representam minérios de vanádio, à semelhança do Complexo Ígneo de Bushveld. Em Santa Catarina, da mesma forma como ocorre em Bushveld ou nos depósitos de Fe-Ti-V (Campo Alegre de Lourdes), os magnetitos estão relacionados a gabros e gabronoritos preferencialmente enquanto nos depósitos de vanádio (Sill do Rio Jacaré), estão associados a piroxenitos. Por outro lado, o mesmo processo evolutivo de magmas toleíticos faz com que ocorra concentração de níveis de cromita. Este mineral, no Complexo Ígneo de Bushveld, ocorre associado as porções menos diferenciadas, peridotíticas. No Cráton Luís Alves, na região estudada nesta Tese, não foram identificadas paragêneses contendo olivina, no entanto um detalhamento no mapeamento talvez venha demonstrar a existência de tais rochas. Por outro lado, talvez possa existir uma correlação genética das rochas da Associação Máfico-Ultramáfica, da porção meridional do Cráton Luís Alves com aquelas ultramáficas das regiões de São Bento do Sul, Piên e Tijucas do Sul, com estas últimas representando a parte menos diferenciada do Complexo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, L.F.F. de; ARIOLI, E.E.; DIAS, A. de A.; KIRCHNER, C.A. 1971. Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, SC. Porto Alegre, DNPM, 101p.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of South America Cratonic Margin south of the Amazon River. In: NAIRN, A.E. & STEHLT, F.G. (eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Publ. Co. v. 1, p. 411-446.
- ARTH, J.G. 1979. Some trace elements in trondhjemites: - Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: BARKER, F. (ed.). *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 123-132.
- AWDZIEJ, J.; PORCHER, C.; SILVA, L.C. 1986. *Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*. DNPM/SIC-SC.
- BANNO, S. 1974. Use of partial solution of multicomponent equilibria. Case study on pyroxene bearing assemblages. *Bull. Soc. Mineral. Cristall.* 97: 108-116.
- BARTORELLI, A; MINIOLI, B; KAWASHITA, K. 1968. Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajubá - Santa Catarina. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22. Belo Horizonte, *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p.243-246.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- BASEI, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 185p.
- BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G.; VASCONCELLOS, J.P.B.C. de. 1987a. Tectônica e granitogênese do Pré-Cambriano de Santa Catarina, In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL. 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p. 789-790.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR. O.; VASCONCELLOS, J.P.B.C. de. 1987b. Geometria e cronologia dos dobramentos superpostos no Grupo Brusque, SC. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL. 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p. 707-724.

- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. 1987. Geocronologia dos terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos de Santa Catarina. In: Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) p. 95-129.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1991. Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC). In: SIMP. NAC. de ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. Bol. Res. Rio Claro. p.132-133.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Bras. Geoc.* **22**(2): 216-221
- BERMANN, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journ. Petrol.* **29**: 445-522.
- BINNS, R.A. 1965. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales, part II. Pyroxenes, garnets, plagioclases and opaque oxides. *Mineral. Mag.*, **35**: 561-587.
- BOHLEN, S.R. 1987. Pressure-temperature-time path and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journ. Geol.*, **95**: 617-632.
- BOHLEN, S.R. 1991. On the formation of granulites. *Jour. Metam. Geol.*, **9**:223-229.
- BOHLEN, S.R. & MEZGER, K. 1989. Origin of the granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science*, **244**: 326-329.
- BROWN, G. M. 1957. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineral. Mag.*, **32**: 511-543.
- BROWN, G. M. 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional matamorphism. *Journ. Geol. Soc., London*, **150**: 227-241.
- BROWN, G.M. & VINCENT, E. A. 1963. Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Jour. Petrol.*, **4**: 175-197.
- BRUM, T.M.M. de; JUCHEM, P.L.; HOFMEISTER, T.; RIPOLL, V.M. 1990. Caracterização mineralógica e gemológica do coríndon de Santa Catarina, Brasil. *Acta Geológica Leopoldênsia*, v.**30**., p.187-196.

- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Jour. Petrol.* **5**: 310-357.
- CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M.; THOMAZ F°, A. 1974. Esboço da diferenciação tectônica do Pré-Cambriano Superior no sul-sudeste do Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL. 28, Porto Alegre, 1974. Resumo das Comunicações... SBG, bol.1, p.698-700.
- CARSON, C.J.; POWELL, R.; WILSON, C.J.L.; DIRKS, P.H.G.M. 1997. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. *Jour. Metam. Geol.* **15**: 105-126.
- CARVALHO, P.F. de & PINTO, E.A. 1938. Reconhecimento Geológico do Estado de Santa Catarina. DGM/DNPM, Rio de Janeiro, *Bol.* (92): 30p.
- CHODUR, N.L. & SVISERO, D.P. 1994. Diásporo em rubi e safira do depósito de Barra Velha – Santa Catarina. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38. Camboriú, *Bol. Resumos*. Camboriú, SBG. V.3, p. 58-59.
- CHODUR, N.L.; BELLO, R.M.S.; SVISERO, D.P.; SERAFINI, A.G. 1996. Inclusões fluidas e origem do coríndon de Barra Velha, Santa Catarina. In: CONGR. BRAS. GEOC. 39. Salvador, *Anais...* Salvador, SBG. V.7 p.480-482.
- CHODUR, N.L.; SVISERO, D.P.; MANTOVANI, L.E. 1997. Sedimentos continentais recentes, portadores de coríndon, associados ao Complexo Granulítico de Santa Catarina. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul, 6. *Resumos Expandidos*. Curitiba, 1997.
- CLEMENS, J.D. 1992. Partial melting and granulite genesis: a partisan overview. *Prec. Res.* **55**: 297-301.
- CLEMENS, J.D. & VIELZEUF, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **86**: 287-306.
- CONDIE, K.C. & ALLEN, P.; NARAYANA, B.L. 1982. Geochemistry of the Archaean low- to high-grade transition zone, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**: 157-167.
- CONDIE, K.C. & ALLEN, P. 1984. Origin of Archaean charnockites from southern India. In: KRONER, A.; HANSEN, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds.) *Archaen Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. P.182-203.

- CORDANI, U.G. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunción e Curitiba. In: CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO, texto explicativo, DNPM, Brasília, p. 58-72.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin Ltd., 450p.
- DAVIDSON, L.R. 1968. Variations in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia. *Contr. Min. Petrol.* **19**: 239-259.
- DAVY, R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron Formations. Part A. In: TRENDALL, A. F. & MORRIS, R.C. (eds.) *Iron-Formation; Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier. P. 325-343.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longmans, London, 1966.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. *Rock-forming Minerals*. Vol. 2A: Single-Chain Silicates (2nd ed.). Longman Group Limited, London.
- DEFANT, M.J. & DRUMMOND, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**: 662-665.
- DEWEY, J.F. & BURKE, K.C.A. 1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *Jour. Geol.*, **81**: 683-692.
- DRUMMOND, M.S & DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Jour. Geoph. Res.*, **95**: 21503 - 21521.
- DUTRA, E.B. 1926. Reconhecimento topographico e geológico no estado de Santa Catarina. Bol. Serv. Geol. Mineral. Brasil, Rio de Janeiro, 21: 29-56.
- ELLIS, D.J. 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geol.* **15**: 167-170.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journ. Petrol.* **25**(4): 894-928.
- EVANS, B.W. & TROMMSDORF, V. 1978. Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**:333-348.

- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1199-1212.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M.; FRYER, B.J. 1991. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular Arqueano? Boletim IG-USP, Publicação Especial nº9. pág. 35-39.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (IN MEMORIAM); MCREATH, I.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M. 1997. Geochemistry of part of the Santa Catarina Granulitic Complex, Southern Brazil: a model of differentiation from high alumina basalt. *Rev. Bras. Geoc.*, **27** (1): 33-40.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Bal. Camboriú, 1980. *Anais...* Florianópolis, SBG. v.5 p.2879-2892.
- FRIEND, C.R.L. 1983. The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, southern India. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Nantwich, UK, Shiva Publishing Co., 246-276.
- FROST, B.R. 1991. Stability of Oxide Minerals in Metamorphic Rocks. In: LINDSLEY, D.H. (Ed). *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Reviews in Mineralogy, V. **25** , 509p.
- FYFE, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Phil. Trans. Royal Soc.*, **A273**: 457-462.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS Jr., O.H. 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African connection. *Rev. Bras. Geoc.*, **4**(4): 247-251.
- GALVÃO, C.F.; VIANNA, I.A.; NONATO, I.F. de B.; BRITO, R.S.C. de. 1996. Depósito de magnetita vanadífera da fazenda Gulçari, Maracás, Bahia. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO C.E.S. (Coord.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil Vol.II - Ferro e Metais da Indústria do Aço*. DNPM/CVRD/CPRM, p. 493-501.
- GIRARDI, V.A.V. 1974. *Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Pien, PR*. Tese de livre docência, IG/USP, São Paulo. 146p.

- GIRARDI, V.A.V. 1976. Geologia e petrologia do complexo básico-ultrabásico de Pien, PR. *Rev. Bras. Geoc.*, **6**(2): 109-124.
- GIRARDI, V.A.V.; CORDANI, U.G.; CÂNDIDO, A.; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. 1974. Geocronologia do complexo básico-ultrabásico pré-Brasiliiano de Pien, PR. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 6, p.245-251.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.J. 1980. Origin and evolution of the Piên Mafic-ultramafic Complex, Southern Brazil. *J. Geol.*, **88**(3): 251-269.
- GOLANI, P.R. 1989. Sillimanite-corundum deposits of Sonapahar, Meghalaya, India: a metamorphosed Precambrian paleosol. *Prec. Res.*, **43**:175-189.
- GOMES, E.P. 1991. *Petrologia e Geoquímica do Depósito Vanadífero da Fazenda Novo Amparo, Associado ao Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré, Bahia*. Dissertação de Mestrado IG/UNICAMP, 144p.
- GRIFFIN, W.L. & O'REILLY, S.Y. 1986. The lower crust in eastern Australia: xenolith evidence. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; WALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds.). *The Nature of the Lower Continental Crust*. Geol. Soc London, special publ. nº24, pp. 363-374.
- HARLEY, S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* **126**(3): 215-247.
- HARLEY, S.L. 1992. Proterozoic granulite terrains. In: CONDIE, K.C. ed. *Proterozoic Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier. P. 301-359
- HARRIS, N. 1981. The application of spinel-bearing metapelites to P/T determinations: an example from South India. *Contr. Min. Petrol.*, **76**(2): 234-242.
- HARRIS, N. & MASSEY, J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, **13**: 1537-1546.
- HARTMANN, L.A. 1976. Ocorrência de granulitos em Luiz Alves, SC. In: CONGR. BRAS. GEOL. 29, Ouro Preto, 1976. *Bol. Res. Belo Horizonte*, SBG. p.321.
- HARTMANN, L.A. 1981. *Petrogênese dos ultramafitos e granulitos de Luiz Alves, Santa Catarina*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS. (com mapa na escala 1:50.000)

- HARTMANN, L.A. 1988. Geoquímica de Terras Raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luís Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochim. Brasil.*, 2:1-14.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. 1980 a. A boudinage dos ultramafitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina na região de Luiz Alves. *Acta Geol. Leopold.*, 4(7): 95-104.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. 1980 b. O cinturão granulítico Atlântico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. *Acta Geol. Leopold.*, 4(7): 3-12.
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C.; ORLANDI F°, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina - Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leopold.*, 3(6): 93-112.
- HARTMANN, L.A. & SIMAS, M.W. 1992. Geoquímica de um sienito potássico de fácies granulito próximo a Barra Velha, SC. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, *Bol. Res. São Paulo, SBG.* v.2, p.402.
- HASUI, Y. 1982. The Mantiqueira province: Archean structure and Proterozoic evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1/3):167-171.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4): 257-266.
- HERZBERG, C.T. 1978. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 945-957.
- HOLDAWAY, M.J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *Am. Jour. Sci.*, 271: 97-131.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- JAHN, B.M. & ZHANG, Z.Q. 1984. Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-P) and REE geochemistry of archaean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China. In: KRONER, A.; HANSEN, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds.) *Archaean Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. 204-234.

- JANARDHAN, A.S.; NEWTON, R.C.; HANSEN, E.C. 1982. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India. *Contr. Min. Petrol.*, **79**: 130-149.
- JOHNSON, K.; BARNES, C.G.; MILLER, C.A. 1997. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia Stock, Blue Mountains, northeastern Oregon. *Jour. Petrol.* **11**: 1585-1607.
- JOST, H et al 1975. Síntese da geologia das folhas Blumenau e Gaspar. Escala: 1:50.000 DNPM-UFRGS.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. 1984. Província Mantiqueira, setor Meridional. In: ALMEIDA, F.F.M. DE & HASUI, Y. coord. O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher, São Paulo, 378p.
- KAUL, P.F.T. 1979. Pré-Cambriano e Eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná. Reavaliação de dados e correlação com a África. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2. Rio Claro, 1979. *Atas...* Rio Claro. v.1, p.1-15.
- KAUL, P.F.T. 1980. O Cráton de Luiz Alves. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, *Anais...* Camboriú, SBG. v.5, p.2677-2683.
- KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes os Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 172-182.
- KESSLER, W. & MÜLLER, G. 1988. Minor and trace-element data of iron oxides from iron-formations of the Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. *Min. Petrol.*, **39**: 245-250.
- KRAMERS, J.D. 1988. An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation. *Prec. Res.* **38**:281-295.
- KRETZ, R. 1961. Some aplications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Exemples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. *Jour. Geol.*, **69**: 361-387.
- KRETZ, R. 1963. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *Journ. Geol.* **71**:773-785.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. mineral.*, **68**: 277-279.

- KRÖNER, A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **161**: 59-74.
- KUNO, H. 1960. High-alumina basalt. *Jour. Petrol.* **1**:121-145.
- LAMB, R.C.; SMALLEY, P.C.; FIELD, D. 1986. P-T conditions for the Arendal granulites, southern Norway: implications for the roles of P, T and CO₂ in deep crustal LILE-depletion. *Jour. Metamorph. Geol.*, **4**: 143-160.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.* **61**: 295-321.
- LE MAITRE, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Jorn. Petrol.* **17**: 589-637.
- LINDSLEY, D.H. 1983. Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**: 477-493.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arch. de Biol. e Tecnol. Curitiba*, **3**: 67-154.
- MACHIAVELLI, A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JR., O. 1993. Evolução geotectônica da porção Ne de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Rev. Bras. Geoc.* **23**: 215-223.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BASEI, M.A.S. 1987. Nd and Sr isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(3):263-268.
- MANTOVANI, M.S.M.; SCHUKOWSKI, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos Pré-Cambrianos dos Estados do Paraná e de Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(3): 367-374.
- MARTIN, H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos*, **30**: 373-388.
- MCDONOUGH, W.F.; SUN, S.; RINGWOOD, A.D.; JAGOUTZ, E.; HOFMANN, A.W. 1992. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and moon and the evolution of the earth's mantle. In: *The Taylor colloquium; origin and evolution of planetary crusts*. McLENNAN, S.M. & RUDNICK, R.L. (eds). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56** (3): 1001-1012.

- MINIOLI, B. 1972. *Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra velha, SC*. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 104 p.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**: 321-355.
- MÔNACO, O.A.; ZIR F° J.A.; VALENTINI, N. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Asunción (SG-21) e Folha Curitiba (SG-22)*. Brasília, DNPM. 81p.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P. 1980. Ensaio petrográfico e petroquímico das rochas da fácies granulito, Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SG.22-ZB. In: CONGR. BRAS. GEOL., Camboriú, *Anais...* Camboriú, SBG. v. **4**, p. 2119-2133.
- NALDRETT, A.J. & KULLERUD, G. 1967. A study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury District, Ontario. *Jour. Petrol.*, **8**: 453-531.
- NEWTON, R.C. 1987. Petrologic aspects of precambrian granulite facies terrains bearing on their origins. In: KRÖNER, A. (ed.) *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Washington, American Geophysical Union. P. 11-26.
- NIMIS, P. & VANNUCCI, R. (1995). An ion microprobe study of clinopyroxenes in websteritic and megacrystic xenoliths from Hyblean Plateau (SE Sicily, Italy): constraints on HFSE/REE/Sr fractionation at mantle depth. *Chem. Geol.* **124**:185-197.
- NYSTROEM, J.O. & HENRIQUEZ, F. 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, **89**(4): 820-839.
- OBATA, M. 1976. The solubility of Al₂O₃ in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites. *Amer. Mineral.*, **61**: 804-816.
- OSBORN, E.F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. Jour. Sci.*, **257**: 609-647.
- PARK, R.G. & TARNEY, J. 1987. The Lewisian complex: a typical Precambrian high-grade terrain? In: PARK R.G. & TARNEY, J. (eds.) *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High Grade Terrains*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p.13-25.

- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Berlin, Springer-Verlag. 150p.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Jour. Geol.* **59** p 472.
- PRIDE, C. & MUECKE, G.K. 1981. Rare Earth Element distributions among coexisting granulite facies minerals, Scourian Complex, NW Scotland. *Contr. Min. Petrol.* **76**: 463-471.
- RAPP, R.P.; WATSON, E.B.; MILLER, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Prec. Res.* **51**: 1-25.
- REYNOLDS, I.M. 1986. The mineralogy and ore petrography of the Bushveld titaniferous magnetite-rich layers. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds.) *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg. P.1267-1286.
- RHODA, E.T. & HARLEY, S.L. 1988. Local processes involved in the generation of migmatites within mafic granulites. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* **79**: 209-222.
- RINGWOOD, A E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw Hill, New York.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352pp.
- RUDNICK, R.L. & TAYLOR, S.R. 1986. Geochemical constraints on the origin of Archean tonalitic-trondhjemitic rocks and implications for lower crustal composition. In: DAWSON J.B. et al. (eds.) *The Nature of The Lower Continental Crust*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 179-191.
- SAMPAIO, D.R.; LIMA, R.F.F.; MOREIRA, J.F. do C. 1996. Os depósitos de ferro, titânio e vanádio de Campo Alegre de Lourdes, Bahia. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO C.E.S. (Coord.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil Vol.II - Ferro e Metais da Indústria do Aço*. DNPM/CVRD/CPRM, p. 481-491.
- SANTOS, E.L.; SILVA, L.C. DA; ORLANDI F°, V.O.; COUTINHO, M.C.N.C.; ROISENBERG, A.; RAMALHO, R.; HARTMANN, L.A. 1984. Os escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: SHOBENHAUS, C.;

- CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., coord. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000, Brasília, DNPM. 501p.
- SANTOSH, M. 1987. Cordierite gneisses of southern Kerala, India: petrology, fluid inclusions and implications for crustal uplift history. *Contr. Min. Petrol.*, **96**: 343-356.
- SAXENA, S.K. 1968. Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solutions in garnets. *Am. Mineral.* **53**: 994-1014.
- SCHULZ Jr. A.; ALBUQUERQUE, L.F.F.; GIFFONI, L.E. 1969. Geologia da quadrícula de Rio do Sul, SC. Rel. Final, DNPM. Porto Alegre. 109p.
- SEN, S.K. & MANNA, S.S. 1976. Patterns of cation fractionation among pyroxenes, hornblende and garnet in the basic granulites of Saltora, West Bengal. *Indian Journal of Earth Sciences*, **3**(2): 117-128.
- SHUKOWSKY, W.; VASCONCELLOS, A.C.B.C.; MANTOVANI, M.S.M. 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Rev. Bras. Geof.*, **9**(2): 275-287.
- SIGA Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal*. São Paulo, 212 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SIGA Jr. O.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1990. Perfil térmico K-Ar através do maciço de Joinville (PR e SC) e do Cinturão Dom Feliciano(SC) - Implicações tectônicas. In: CONGR. BRAS. GEOL.,36. Natal, *Anais...* Natal, SBG. v.6, p. 2773-2785.
- SILVA, L.C. 1983. Evolução do Pré-Cambriano catarinense: uma abordagem alternativa. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA 1, 1983, Porto Alegre, Bol. Programação, resumos e roteiros das excursões, SBG 1983, Porto Alegre, p.43-54.
- SILVA, L.C. 1984. Os terrenos metamórficos de médio e alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p. 3069-3080.

- SILVA, L.C. 1987. Geologia do pré-cambriano/eopaleozóico de Santa Catarina. In: Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) p. 12-90
- SILVA, L.C. & DIAS, A de A. 1981a. Os segmentos mediano e setentrional do escudo catarinense: I - Geologia. *Acta Geol. Leopold.*, **5**(10): 3-120.
- SILVA, L.C. & DIAS, A. de A. 1981b. Os segmentos mediano e setentrional do escudo catarinense: II - Organização e evolução geotectônica. *Acta Geol. Leopold.*, **5**(10): 121-140.
- SILVA, L.C. & DIAS, A. de A. 1981c. *Projeto Timbó Barra Velha*. Brasil. Convênio DNPM/CPRM. Porto Alegre. 282p. (Rel. Inéd.)
- SILVA, L.C. da; SOUZA, E.C. de; DIAS, A. de A.; JOST, H. 1982. Análise preliminar do potencial econômico dos terrenos Pré-Cambrianos do nordeste catarinense. In: CONGR. BRAS. GEOL. 32, Salvador. *Anais...* SBG, v.3, p.738-749.
- SMITH, T.E.; CHOUDHRY, A.G.; HUANG, C.H. 1983. The geochemistry and petrogenesis of the Archean Gamitagama Lake Igneous Complex, southern Superior Province. *Prec. Res.* **22**: 219-244.
- SOARES, R.M.C. 1975. *Petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Barra Velha*, SC. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 79p.
- SPEAR, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. Jour. Sci.*, **281**: 697-734.
- SPEAR, F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journ. Metam. Geol.*, **9**: 379-388.
- SPEAR, F.S. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America. 2 ed. Chelsea, BooCrafters. 799 p.
- STEVENS, G. & VAN REENEN, D. 1992. Partial melting and the origin of metapelitic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Prec. Res.*, **55**
- STRECKEISEN, A. 1974. How should charnockitic rocks be named ? In: Societe Geologique de Belgique. Geologie des domaines cristalins. Liège, 1974. p.349-360.

- TAKEDA, F.K. 1958. Esboço Geológico de Santa Catarina. In: Atlas Geográfico de Santa Catarina. IBGE, Cons. Nac. Geogr., Diretoria Regional Santa Catarina, Florianópolis. 6p.
- TANKARD, A.; JACKSON, M.P.A.; ERIKSSON, K.A.; HOBDA, D.K.; HUNTER, D.R.; MINTER, W.E. 1982. *Crustal Evolution of Southern Africa*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 523p.
- TARNEY, J. & WEAVER, B.L. 1987. Geochemistry of the Scourian Complex: petrogenesis and tectonic models. In: PARK, R.G. & TARNEY, J. eds. *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian high grade terrains*. Geol. Soc. Spec. Publ. 27. P. 45-56.
- TEIXEIRA, W. 1979. Avaliação preliminar do acervo geocronológico das folhas SG.21 - Assunção, SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis. Relatório. 12 p.
- THOMPSON, A.B. & ENGLAND, P.C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journ. Petrol.* **25**(4): 929-955.
- TOURET, J. 1981. Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks. In: HOLLISTER L.S. & CROWFORD M.L. (eds). *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineral. Assoc. Canada, 118-208.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. 1960. *Igneous and metamorphic petrology*. 2 ed. New York, McGraw Hill. 694p.
- VALLEY, J.W. 1992. Granulite formation driven by magmatic processes in the deep crust. *Earth Sci. Rev.*, 32: 145-146.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. 1968. *Layered Igneous Rocks*. Oliver and Boyd, London, 588p.
- WALRAVEN, F. 1986. A note on stratigraphic terminology of the Bushveld Complex. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds.) *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg. P.1039-1040.
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. 1980. Rare Earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **51**: 279-296.

- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. 1981. Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. *Earth planet. Sci. Lett.* **55**: 171-180.
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. 1984. Estimating the composition of the continental crust: an empirical approach. *Nature*, **310**: 575-577.
- WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**: 123-139.
- WILLEMSE, J. 1969. The vanadiferous magnetic iron of the Bushveld Igneous Complex. In: WILSON, H.D.B., (ed). *Magmatic Ore Deposits*. Monogr. Econ Geol., **4**, 366p.
- WINDLEY B.F. 1995. *The Evolving Continents*. (3rd edition). John Wiley & Sons Ltd, England, 526p.
- WOLD, B. & Gore-Gambella Geotraverse Team 1996. Tonalite-trondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: an example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia. *Prec. Res.* **76**:3-14.
- WOLF, M.B. & WYLLIE, P.J. 1989. The formation of tonalitic liquids during vapour-absent partial melting of amphibolite at 10 kbar. *Eos Trans. AGU*, **70**:506.
- WOLF, M.B. & WYLLIE, P.J. 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineral. Petrol.*, **44**: 151-179.
- WOOD, B.J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**: 109-124.
- WYLLIE, P.J. 1979. Magmas and volatile components. *Am. Mineral.*, **64**: 469-500.
- WYLLIE, P.J. 1983. Experimental and thermal constraints on the deep seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds.) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Geology Series, Nantwich, p. 37-51.
- YODER, H.S. 1965. Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. Carnegie Inst. Washington, year book 64, 82-89.

ANEXOS

ANEXO I

**SÍNTESE DOS TRABALHOS ANTERIORES
RELIZADOS NO CGSC**

Síntese dos Trabalhos Anteriores Realizados no Complexo Granulítico de Santa Catarina

Entre os trabalhos de cartografia geológica regional básica destacam-se os trabalhos realizados pelo DNPM, convênio CPRM/DNPM e pelo RADAMBRASIL. Estes trabalhos foram desenvolvidos desde o final da década de 60 até o início da década de 80. Concomitantemente a estes trabalhos regionais, inúmeras publicações, de caráter mais local, passaram a ser apresentadas, principalmente em revistas nacionais e comunicações de congressos.

Um dos primeiros trabalhos regionais desenvolvidos pelo DNPM, foi o de Schulz Jr. et al. (1969). Estes autores, baseados no Código de Nomenclatura Estratigráfica, propuseram a designação "Grupo Taboleiro" para os gnaisses e migmatitos do "Complexo Brasileiro"(Carvalho & Pinto 1938; Maack 1947). Ainda baseados neste Código de Nomenclatura redefiniram as "Séries Itajaí e Brusque" elevando-as a categoria formal de "Grupo". Schulz Jr. et al (1969) afirmam que o biotita gnaiss com estrutura bandada é a rocha mais conspícua do Grupo Taboleiro.

Um ano antes dessa publicação de Schulz Jr. et al. (1969) foram feitas as primeiras referências a rochas ultrabásicas existentes na região de Barra Velha - Itajubá, no Estado de Santa Catarina, por Bartorelli et al. (1968), que as definiram como piroxenitos e anfibolitos. Esses autores chamam a atenção para a existência de afloramentos isolados de rochas ultrabásicas que pertencem a um corpo alongado acompanhando a estrutura gnáissica da rocha encaixante, cuja direção aproximada é de N20°W com mergulho alto. Bartorelli et al. (1968), afirmam ainda que a largura deste corpo não ultrapassa 1 km, e os contatos com a rocha encaixante são de difícil reconhecimento devido ao recobrimento por sedimentos aluvionares e marinhos. Estes autores realizaram também uma série de datações radiométricas em gnaisses e ultramafitos, pelo método K-Ar, estas idades situaram-se em torno de 2.3 Ga.

As primeiras indicações da existência de rochas granulíticas a norte do Grupo Itajaí são devidas a Albuquerque et al. (1971), quando do mapeamento das quadrículas de Blumenau e Joinville. No entanto esta referência é genérica, sem precisar a localização das amostras. Esses autores concluem em seu trabalho que o embasamento cristalino constituído essencialmente por rochas ígneas básicas e ultrabásicas, "após sofrer um aporte metassomático", formou os gnaisses, granitos e migmatitos, dando origem às litologias do Grupo Taboleiro.

Minioli (1972), afirmou que as rochas máficas-ultramáficas da região de Barra Velha - Piçarras são de origem magmática intrusiva. Os tipos litológicos descritos pelo autor são: hornblenda gnaisses, migmatitos bandados, rochas ultramáficas (piroxenitos e websteritos). Como não foi possível a delimitação exata de qualquer tipo de contato entre as litologias da área, o autor suspeita que o referido contato provavelmente tenha caráter transicional. Minioli realizou também o estudo geocronológico pelo método K-Ar em vinte e cinco amostras. Uma primeira faixa de idades situou-se em torno de 3.400 ma., uma segunda por volta de 2.800 ma e decrescente até 2.200 ma. Para o autor a idade de 3.400 ma. seria a época de formação das rochas da área que teriam sofrido um metamorfismo granulítico por volta de 2.800 ma. Os valores obtidos com cerca de 2.000 ma. seriam a idade mínima para outro evento fundamental. (Transamazônico).

Cordani (1974), baseado em datações K-Ar, obtidas por Minioli (1972), afirma que os resultados obtidos são pré-Brasilianos, indicando que a temperatura da região de Barra Velha não excedeu 200 graus durante este ciclo. Ainda, baseado nas afirmações de Minioli (1972), acha difícil compreender como os minerais podem ter sofrido metamorfismo de fácies granulito a 2.800 ma., sem ter perdido seu argônio. Este autor sugere que a idade de 3.400 ma., se for significativa, represente metamorfismo primário, e nesse caso a formação das rochas ultramáficas seria ainda anterior. Como conclusão Cordani (1974) diz que a região de Barra Velha parece ter sido uma área cratônica durante a Orogênese Brasileira, sendo que suas rochas ultramáficas formaram-se em épocas anteriores a 3400 ma. e foram afetadas por fenômenos termotectônicos durante o Ciclo Transamazônico.

Carneiro et al. (1974), propuseram o nome "Maciço Barra Velha-Morretes" para as regiões entre PR e SC onde ocorrem rochas dos Complexos cristalino e Taboleiro. Esse Maciço seria uma unidade do tipo "Maciço Mediano".

Mônaco et al. (1974) afirmam que as rochas granitóides do "Grupo Taboleiro" não são de todo isótropas, às vezes possuem proto-orientação, mas raramente mostram variações laterais para gnaisses bandados, sem possibilidade de distinção de seus limites. Tais aspectos sugerem que elas sejam a continuidade dos gnaisses e migmatitos sobre os quais atuou mais energicamente o metamorfismo regional. Estas litologias, segundo os autores, corresponderiam ao fácies granulito de Turner & Verhoogen. Mônaco et al (1974), afirmam ser de grande importância econômica os quartzitos com magnetita, que formam itabiritos abundantes, na região de Joinville(SC), apresentando bandamentos de quartzo e magnetita, alteradas a óxidos ferrosos.

Estudando as rochas básica-ultrabásicas da região de Pien (PR), Girardi (1974, 1976) e Girardi et al. (1974), concluíram que após o magmatismo básico-

ultrabásico ocorreu o metamorfismo granulítico Transamazônico por volta de 2.000 ma. (Rb/Sr). Esse evento foi responsável pela formação de granulitos e migmatitos associados. O evento orogênico do Ciclo Brasileiro refletiu-se na região de Pien, causando como fenômenos mais importantes a migmatização regional, cuja idade foi de 650 ma., a anfibolitização, que atingiu principalmente rochas gabróides, e a intrusão do granito Agudos, com idade de 580 ma.

O metamorfismo granulítico, de caráter predominantemente isoquímico, foi estimado por Girardi (1974), através de geotermometria fundamentada na composição química de piroxênios. Assumindo-se uma pressão de 5 a 12 Kbar, que o autor considerou a partir da "média das opiniões de vários autores para rochas granulíticas", obteve-se temperaturas em torno de 700 e 800 °C.

Soares (1975), cogitou a possibilidade de o Complexo Máfico Ultramáfico de Barra Velha ser semelhante a complexos tipo Alpino.

Hartmann (1976), citou a presença de rochas metamórficas do fácies granulito em Luis Alves e arredores.

Teixeira (1979) salientou que as rochas das regiões de Barra Velha e Luiz Alves situam-se sobre a isócrona de referência Rb/Sr de 2.600 ma., e as rochas da região de Pien apresentam idades em torno da isócrona de 2.300 ma. Este autor afirma, ainda, que as idades K-Ar também confirmam esta diferença.

Outro importante trabalho foi realizado por Hartmann et al. (1979), no qual propuseram a denominação formal "Complexo Granulítico de Santa Catarina", para a associação granulítica do segmento setentrional do estado homônimo, bem como seu prolongamento para norte no Estado do Paraná. Afirmam que as rochas desse complexo fazem parte do "Cinturão Granulítico Atlântico" (Fyfe & Leonardos Jr. 1974), e do "Maciço Mediano de Joinville". Em termos geotectônicos consideraram esta região como representativa de um cinturão móvel Arqueano. O limite meridional do cinturão é o lineamento de Blumenau, que coloca as rochas granulíticas basais em contato com sedimentos Cambro-Ordovicianos de cobertura, do Grupo Itajaí. A oeste é recoberto pelos depósitos Paleozóicos da Bacia do Paraná, e a norte o cinturão é intrusado por corpos graníticos pós-tectônicos e coberto pela sequência vulcano-sedimentar Eopaleozóica. Através de dados Rb/Sr e K-Ar de amostras de gnaisses quartzo-feldspáticos obtiveram, para a região de Luiz Alves, idades de 2.700 ma. (Rb/Sr) e 2.000 ma. (K-Ar). A partir desses dados estes autores sugerem que o metamorfismo do fácies granulito ocorreu a 2.700 ma., no Arqueano tardio, e que a região foi afetada por um evento termo-tectônico há cerca de 2.000 ma., durante o Ciclo Transamazônico. Os tipos litológicos que predominam na região são gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos, porém ocorrem também ultramafitos, quartzitos, formação ferrífera e rochas calciossilicáticas (Hartmann et al. 1979;

Hartmann & Nardi 1980). A região sofreu metamorfismo regional do fácies granulito, o que é atestado pela presença de ortopiroxênio, que precedeu um evento retrometamórfico regional do fácies anfibolito e também outro retrometamórfico, porém localizado nas zonas de falhas, do fácies xisto verde (Hartmann et al 1979; Moreira e Marimon 1980; Basei 1985).

Kaul (1979), dividiu a região nordeste de Santa Catarina em três unidades geotectônicas principais: (i)- uma área cratônica de conformação mais ou menos triangular, denominada formalmente por área cratônica de Luiz Alves ou "Cráton de Luiz Alves", área limitada a norte pelo lineamento de Corupá e a sul pelo lineamento de Blumenau; (ii)- uma faixa de dobramentos situada a sul do lineamento de Blumenau (Faixa de Dobramentos Tijucas); (iii)- embasamento retrabalhado e rejuvenescido ao norte do lineamento de Corupá. Este lineamento não marca apenas uma destacada mudança no comportamento das estruturas, mas também a passagem para uma região retrabalhada e rejuvenescida com intensa granitogênese brasileira.

Posteriormente Kaul (1980), prolongou o limite norte do cráton, levando o lineamento de Corupá até a falha de Itariri, ficando assim o cráton prolongado, pela linha de costa, até a localidade de Peruíbe (SP). Esse limite norte, da região cratônica com o embasamento retrabalhado, foi proposto posteriormente por Kaul & Teixeira (1982) e Silva (1984) como sendo em uma faixa ENE-WSW na altura da localidade de Pien - PR.

Moreira & Marimon (1980) executaram estudos petrográficos e geoquímicos da região granulítica de Santa Catarina. Estes autores observaram que as rochas variam de isotrópicas a bandadas e a granulação de média a fina com porções grosseiras. Os tipos litológicos que predominam na área são: noritos, ocorrendo ainda enderbitos e ultramafitos. Com relação a litogeoquímica a principal afirmação é de que as rochas são de origem ígnea e representam um "trend" de diferenciação magmática. Admitem que as rochas máficas-ultramáficas são cogenéticas com os granulitos básicos e intermediários, porém os dados geoquímicos apresentados devem ser encarados com desconfiança pois os próprios autores afirmam que texturas cumuláticas estão presentes. Sugerem ainda que esta região possa se tratar de um "greenstone belt".

Girardi & Ulbrich (1980), quantificaram o metamorfismo granulítico na região de Piên no Estado do Paraná. As temperaturas obtidas utilizando-se os geotermômetros de Wood & Banno (1973), Banno (1974) e Wells (1977) situaram-se aproximadamente entre 720 °C e 850 °C. As pressões utilizando-se os geobarômetros de Obata (1976) e Herzberg (1978) foram estimadas entre 5 e 7 Kbar.

Segundo Silva & Dias (1981a, 1981c), os limites dos corpos ultramáficos são concordantes com as direções estruturais dos gnaisses granulíticos, onde inserem-se e para os quais gradacionam em todas as escalas. Esses autores afirmam ainda que na região próxima a Blumenau existe um número expressivo de corpos ultramáficos de pequenas dimensões. Tanto nesses corpos da região de Blumenau como naqueles próximos a Barra Velha - Itajubá, a composição mineralógica (clinopiroxênios, ortopiroxênios e hornblendas), é semelhante, bem como a textura variando de fina a pegmatóide.

Silva & Dias (1981b, 1981c) admitem que os ultramafitos derivam a partir de porções basais de antigas seqüências vulcano-sedimentares, semelhantes aos "greenstone belts".

Hartmann (1981) realizou trabalho de petrografia e geoquímica da região de Luiz Alves e admitiu uma origem preferencialmente sedimentar, tanto para os gnaisses quartzo feldspáticos como para as rochas ultramáficas, podendo ocorrer subordinadamente rochas ortoderivadas.

Silva et al. (1982) e Silva (1983), afirmaram que a região cratônica é constituída de gnaisses de alto grau do Complexo granulítico de Santa Catarina e que suas características litológicas, petrológicas e geocronológicas permitiram considerá-lo como uma antiga seqüência vulcano-sedimentar extensivamente retrabalhada na fácies granulito durante o Arqueano. Além da região cratônica, Arqueana, divide o Pré-Cambriano catarinense em: Cinturão vulcano-plutono-sedimentar(Complexo Metamórfico Brusque); Faixa Rúptil Itajaí-Gaspar e Cobertura dobrada plataformar.

Silva (1984) classificou a região granulítica, enquanto unidade geotectônica, como uma estrutura Arqueana do tipo "mobile belt". Como limite afirma que este se estende até por volta da Bacia de Campo Alegre e também até o Complexo de Piên, incluindo este ainda no âmbito do Cinturão móvel de alto grau. Para a porção meridional, o limite que era tido como sendo coincidente com a borda da bacia de Itajaí, onde iniciaria a faixa de dobramentos Tijucas (Hasui et al. 1975), na verdade transgride este limite, aflorando no interior da faixa de dobramentos, no outro bordo da bacia e separando a mesma do Cinturão Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí-Mirim. Propôs o nome "Cinturão Móvel de Joinville" para toda a extensão dos terrenos de alto grau metamórfico do Escudo Catarinense. Silva (1984) cita ainda a existência do "Complexo Metamórfico Migmático de Santa Catarina", o qual é formado por rochas de médio grau metamórfico, intensamente remobilizadas e afetadas por extensiva granitogênese Proterozóica e por processos policíclicos de deformação. Denominou estes núcleos como "protocrátons".

Basei (1985), sugeriu a compartimentação do "Maciço Mediano de Joinville" em duas unidades maiores: Maciço Marginal de Curitiba, que seriam os terrenos formados ou retrabalhados no Ciclo Brasileiro e o Cráton Rio de La Plata que é a área preservada das atividades termo tectônicas deste ciclo. Sugere ainda que o limite sul do "Maciço Marginal de Joinville" seja nas proximidades entre Pien e Corupá, gradacional até o Cráton Rio de La Plata. Este autor afirma também que a região sul do Cráton Rio de La Plata em Santa Catarina não foi aquecida regionalmente durante o Ciclo Brasileiro, mas sofreu intenso retrabalhamento, localizado nas zonas de falha. A presença de orto e para-gnaisses e também, subsidiariamente preservados, restos de rochas metassedimentares, (formação ferrífera e quartzitos) e ígneas (anortositos, gabros, piroxenitos e anfibolitos) são indicadas por Basei (1985) e Hartmann (1988).

Dados geocronológicos, obtidos em amostras coletadas nas proximidades de Luiz Alves, e que compararam diversos métodos, foram apresentadas por Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987). Estes autores utilizando o método K-Ar em biotitas e anfibólios obteve idades entre 2.800 e 1.400 ma., com um agrupamento em torno de 1.800 ma. Esses dados foram interpretados como representativos do resfriamento do Ciclo Transamazônico, reforçando o fato desta área ter ficado preservada de superimposição termal durante o Ciclo Brasileiro, diferentemente do que ocorreu na região de Pien, onde o Ciclo Brasileiro promoveu intensa migmatização com idade Rb/Sr em torno de 650 ma. (Girardi et al. 1974).

As idades Rb/Sr obtidas por Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987), foram de 2.200 ma. para granulitos do trecho entre Blumenau e Indaial, e em migmatitos próximos a Luiz Alves idades de 2.800 ma. para o mesossoma e 1.900 ma. para o leucossoma.

Pelo método Pb-Pb em rocha total foi obtida uma idade de 2.100 ma. que apresenta um erro elevado da ordem de 25% (Basei 1985). Apesar disso esse autor chama a atenção para o fato de ser reforçada a importância do Ciclo Transamazônico nessa região.

Mantovani et al. (1987), afirmaram que os valores de ϵ_{Nd} positivos (0,9 a 3,0) e baixas razões iniciais de $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (de 0,701 a 0,705) caracterizam uma importante acreção ao redor de 2,6 ba. para os terrenos granulíticos de Luís Alves.

Basei et al. (1987a, 1987b), constataram que o contato do Grupo Brusque com os terrenos antigos de Luís Alves e com o Grupo Itajaí é igualmente tectônico, correspondendo a um falhamento de empurrão com importante flecha de cavalgamento para NW.

Silva (1987), em uma nova proposta de compartimentação geotectônica do Escudo Catarinense, sugere uma estrutura cratônica de Itapema e mais duas

unidades fundamentais que são o Cinturão Móvel de Joinville (Silva 1984) que seria formado pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al. 1979) e por outro fragmento cratônico, o Cráton de Garuva-São Francisco do Sul (Silva 1984).

Hartmann (1988), admitiu para o Complexo Granulítico de Santa Catarina a existência de cinco eventos metamórficos, sendo os três primeiros do fácies granulito, o quarto retrometamórfico do fácies anfíbolito e o quinto do fácies xisto verde, localizado nas zonas cataclásticas. Ainda nesse trabalho, Hartmann, utilizando o geotermômetro de Wells (1977) corrigido pelo método de Evans & Trommsdorf (1978), obteve a temperatura do segundo evento metamórfico, a qual situou-se em torno de 800 °C. A pressão a que foram submetidas as rochas do complexo situou-se entre 5-7 Kbar (Girardi & Ulbrich 1980), obtida na região de Piên. Para o autor o Complexo Granulítico de Santa Catarina mostra características de um complexo de base da crosta, com a granada, a hornblenda e mais o plagioclásio sendo minerais importantes na sua geração.

Mantovani et al. (1989), baseados em dados de gravimetria, associados aos conhecimentos geológicos da área, determinaram que os terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina e sul do Paraná são divididos em quatro grandes domínios tectono-estratigráficos: Cinturão Dom Feliciano; Cráton Luís Alves; Maciço de Curitiba e Cinturão Ribeira.

Siga Jr. et al. (1990), realizaram um perfil K-Ar nos terrenos pré-cambrianos entre as localidades de Colombo (PR) e Siriu (SC). Com base nestes dados os autores confirmaram a mesma compartimentação geotectônica apresentada por Basei (1985) e por Mantovani et al. (1989). O Maciço Mediano de Joinville foi dividido em três domínios: domínio setentrional, correspondendo ao já definido Maciço de Curitiba; domínio meridional que corresponde também ao já definido cráton Luís Alves ou cráton Rio de La Plata; e um domínio costeiro formado por granito-gnaisses e metassedimentos associados e também granitóides grosseiros podendo apresentar megacristais de microclínio. É atribuída uma passagem transicional entre o domínio setentrional e meridional, devido a valores transamazônicos e brasileiros, bem como intermediários a esses dois ciclos, obtidos na região próxima de Piên (PR).

Basei et al. (1991) sugeriram que a atual configuração do Maciço de Joinville somente tenha sido alcançada ao final do Proterozóico Superior, como produto da aglutinação de diferentes massas crustais. Os mesmos autores definiram os três domínios internos do maciço descritos como: Domínio (I) - biotita-anfíbólio gnaisses e granitóides deformados e retrabalhados da porção norte do maciço, denominado "Nappe Rio Iguaçu"; Domínio (II) - biotita granitóides grosseiros deformados e cortados por suites de granitóides crustais mais jovens correspondendo ao "Batólito

Paranaguá" e Domínio (III) - terrenos antigos e estáveis correspondentes ao "Cráton Luís Alves" (Kaul 1979,1980), ou "Complexo Granulítico de Santa Catarina" (Hartmann et al. 1979) ou ainda "Cráton Rio de La PLata" (Fragoso Cesar 1980, Basei 1985).

Mais recentemente Figueiredo et al. (1991), sugeriram que o Complexo Granulítico de Santa Catarina seja constituído predominantemente por uma seqüência básica a ácida e piroxenitos, ocorrendo de forma subordinada anortositos, trondhjemitos, anfibolitos e metassedimentos. Esses autores, baseados em dados de litogeoquímica sugerem que os granulitos de Santa Catarina possam representar uma seqüência cálcio-alkalina cogenética com os termos básicos correspondendo a toleítos de alto-Al e os ácido-intermediários a tonalitos de alto-Al e granodioritos e ainda, que a cristalização fracionada seria um mecanismo dominante em sua gênese. Como estes mesmos autores salientam, esse fato é intrigante, tendo em vista que nos terrenos Arqueanos de alto grau de outras partes do mundo os gnaisses tonalíticos e anfibolitos são bimodais e seus componentes (máfico e silícico) têm petrogênese diferentes (Tarney & Weaver 1987, Park & Tarney 1987). Apresentam como provável gênese, a geração de toleítos de alto-Al por fusão parcial de manto e posterior diferenciação desse magma por cristalização fracionada, em um ambiente de subducção. O tamanho relativamente pequeno do complexo e a ausência de crosta continental mais antiga, reconhecida, sugerem, para os autores, um ambiente de arco insular em vez de margem continental ativa.

Shukowsky et al. (1991) a partir de estudos gravimétricos da região sul do Brasil e norte do Uruguai concluíram que um dos traços mais notáveis da estruturação tectônica obtida para os terrenos pré-cambrianos é a caracterização das áreas cratônicas Rio de La Plata e Luis Alves como um único bloco crustal, embora podendo representar unidades geotectônicas distintas, a semelhança do sugerido para alguns dos domínios destes terrenos.

Trabalhos mais recentes a respeito da compartimentação dos terrenos compreendidos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano foram apresentados por Basei et al. (1991, 1992). Estes autores propuseram a existência de três domínios: (i) Domínio Norte, também chamado de Microplaca Curitiba, que teria como características, neoproterozóicas, uma migmatização generalizada e granitogênese cálcio-alkalina além de transporte tectônico para SSE, NNW; (ii) Domínio Costeiro, também chamado de Cinturão Granitóide Costeiro ou Batólito Paranaguá, sendo formado por granitóides cálcio alcalinos deformados e apresentando transporte tectônico para WNW no neoproterozóico; (iii) Domínio Sul, ou Microplaca Luís Alves, que seria constituída pelos terrenos granulíticos antigos e "estáveis" que não

sofreram magmatismo sintectônico neoproterozóico. No entanto teriam sido sujeitos a uma cinemática desta idade com transporte tectônico para NNW.

Hartmann & Simas (1992), comunicaram a existência de um corpo sienítico potássico de caráter shoshonítico, no fácies granulito, nas proximidades de Barra Velha (SC). Essa rocha não apresenta ortopiroxênio, mas apresenta as mesmas deformações e texturas dos gnaisses granulíticos regionais.

Os dados geocronológicos mais recentes, apresentados por Figueiredo (*in memoriam*) et al. (1997), são frutos da compilação feita pelos autores dos dados considerados mais relevantes presentes na literatura da área. Os trabalhos compilados são os de Girardi et al (1974), Hartmann et al. (1979), Basei (1985), Machiavelli et al. (1993) e Siga Jr. (1995). A partir destes dados os autores consideram que a idade de geração dos precursores ígneos é dada pelo intercepto superior U-P (em zircões) de 2,4Ga e por dados isocrônicos Rb/Sr, que se situaram entre 2,6Ga e 2,8Ga, e que o metamorfismo de fácies granulito ocorreu por volta de 2,1Ga, durante o Ciclo Tranzamazônico.

ANEXO 2

MAPA GEOLÓGICO

DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES

ANEXO 3

MAPA DE CAMINHAMENTO E PONTOS DE AMOSTRAGEM

ANEXO 4

Tabela 2.1- PARAGÊNESES MINERAIS DAS PRINCIPAIS UNIDADES DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES

Tabela 2.1 - PARAGÊNESES MINERAIS

ROCHA	PARAGÊNESE			LÂMINAS	% MODAL (Média de três amostras) ± 500 pontos p/ amostra			
	Principal	Secundária	Acessórios					
PIROXENITO	Ortopiroxênio +Clinopiroxênio	+Hornblenda +Opacos ±Flogopita		AF- 8B; 60A; 67A; 68A; 69A; 69B; 132A; 157A; 157B; 196A. LC- 94; 122. AD- 183; 233; 391.	Opx 36 Cpx 57	Hb 6 Opac 1 Flog Tr		
PIROXENITO COM PLAGIOCLÁSIO	Ortopiroxênio +Clinopiroxênio +Plagioclásio	+Hornblenda +Opacos		AF-194B. LC-313B. AD-396.	Opx 36 Cpx 53 Plg 1	Hb 8 Opac 2		
HORNBLENDITO	Hornblenda	±Plagioclásio ±Opacos		AF- 51C; 56K; 70B; 70C; 115C, 211A. LC- 88B; 105.	Hb 97	Plg 1 Opac 2		
HORNBLENDITO COM PLAGIOCLÁSIO	Hornblenda +Plagioclásio	+Opacos		AF- 56A; 56B; 56C1; 56F; 56J; 84A.	Hb 63 Plg 35	Opac 2		
NORITO	Ortopiroxênio +Plagioclásio	±Hornblenda ±Opacos		AF- 51A, 130A; 131A; 136A.	Opx 25 Plg 70	Hb 4 Opac 1		
GABRONORITO	Ortopiroxênio +Clinopiroxênio +plagioclásio	+Hornblenda ±Biotita ±Quartzo ±Opacos	±Zircão ±Apatita	AF- 8C; 8L; 12B; 16B; 23A; 28A; 35B; 39A;; 51B; 52A; 54A; 54B; 66A; 113A; 126A; 182A; 212A; 214A; 222A.	Opx 17 Cpx 21 Plg 58	Hb 3 Bi 1 Qz Tr Opac Tr	Zir Tr Apat Tr	
GABRO	Clinopiroxênio +Plagioclásio +Ortopiroxênio	+Hornblenda +Opacos ±Biotita ±Quartzo ±Clorita	±Zircão ±Apatita	AF- 3A; 7A; 12A; 12C; 14A; 26B; 56C2; 57C; 57D; 80A; 169A; 185A; 185C; 213A.	Cpx 17 Plg 77 Opx 2	Hb 3 Opac 1 Bi Tr Qz Tr Clor Tr	Zir Tr Apat Tr	
MAGNETITITO	Magnetita +Ilmenita ±Plagioclásio ±Ortopiroxênio	±Ulvoespinélio		AF- 77A; 81D; 135A.	Mag 95 Ilm 3 Plag 1 Opx 1	Ulvosp Tr		

Tabela 2.1 - PARAGÊNESES MINERAIS (Continuação)

ROCHA	PARAGÊNESE			LÂMINAS	% MODAL (Média de três amostras) ± 500 pontos p/ amostra			
	Primária	Secundária	Acessórios					
AMOSTRAS DE CONTATO DO MAGNETITO COM A ENCAIXANTE	Magnetita ±Plagioclásio ±Ortopiroxênio	±Quartzo ±Granada		AF- 78A; 81A; 81B; 81C; 135B; 135C.	Mag 60 Plg 19 Opx 5	Qz 13 Gt 3		
ENDERBITO	Ortopiroxênio +Plagioclásio +Quartzo ±Clinopiroxênio ±Felds. Alcalino ±Granada	+Hornblenda +Opacos ±Biotita ±Clorita	±Zircão ±Apatita	AF- 4A; 4B; 5 ^A ; 6A; 7B; 8K; 16A; 17A; 17B; 17C; 21A; 26A; 27A; 29A; 31A; 35A; 38A; 42A; 43A; 47A; 56D; 56E; 56L; 57A; 57B; 70A; 71A; 115A; 115B; 116A; 117A; 119A; 120A; 127A; 149A; 153A; 153B; 155A; 186A; 194A. LC- 263; 287; 406; 407; 417. AD- 274. AG- 39.	Opx 17 Plg 48 Qz 17 Cpx 10 Fk Tr Gt Tr	Hb 5 Opac 2 Bi 1 Clor Tr	Zir Tr Apat Tr	
CHARNO-ENDERBITO	Ortopiroxênio +Plagioclásio +Quartzo +Felds.Alcalino	±Granada +Opacos +Biotita +hornblenda	+Apatita +Zircão	AF- 8A; 8D; 9A; 48A; 49A.	Opx 15 Plg 47 Qz 23 Fk 3	Gt Tr Opac 2 Bi 3 horn 7	Apat Tr Zir Tr	
META-DIORITO	Clinopiroxênio +Plagioclásio +Apatita +Esfero	±Quartzo ±Hornblenda ±Carbonato ±Biotita ±Opacos	±Zircão	AF- 64C; 64X; 152A LC- 67B; 69; 86.	Cpx 76 Plg 20 Apat 3 Esfe 1	Qz Tr Hb Tr Carb Tr Bi Tr Opac Tr	Zir Tr	
META-MONZODIORITO	Clinopiroxênio +Plagioclásio +Apatita +Esfero +Felds.Alcalino	+Hornblenda ±Quartzo ±Opacos ±Carbonato ±Epidoto ±Sericita ±Clorita	±Zircão	AF- 64Y; 138B; 143B. LC- 110; 145.	Cpx 58 Plg 26 Apat 3 Esfe 2 FK 9	Hb 1 Qz Tr Opac 1 Carbon Tr Epid Tr Ser Tr Clor Tr	Zir Tr	

Tabela 2.1 - PARAGÊNESES MINERAIS (Continuação)

ROCHA	PARAGÊNESE			LÂMINAS	% MODAL (Média de três amostras) ± 500 pontos p/ amostra				
	Primária	Secundária	Acessórios						
META-MONZONITO	Plagioclásio +Clinopiroxênio +Felds.Alcalino +Esfero +Apatita	+Opacos ±Hornblenda ±Epidoto ±Sericita ±Carbonato ±Clorita	±Zircão	AF- 62A; 64A1; 64B1; 138A. LC- 68A; 081; 107; 115.	Plg 23 Cpx 32 Fk 27 Esfe 6 Apat 9	Opac 1 Hb 2 Epid Tr Ser Tr Carbon Tr Clor Tr	Zir	Tr	
META-SIENITO	Felds.Alcalino +Biotita +Esfero ±Plagioclásio ±Clinopiroxênio ±Apatita	±Hornblenda ±Opacos ±Carbonato		AF- 59A; 64A2; 64B2; 64Z.	Fk 67 Bi 14 Esfe 6 Plg 5 Cpx 3 Apat 5	Hb Opac Carbon	Tr Tr Tr		

ROCHA	PARAGÊNESE			LÂMINAS
	Primária	Secundária	Acessórios	
GRANITO/GRANOD.	Feldsp.Alcalino +Plagioclásio +Quartzo +Biotita +Hornblenda +Opacos	±Granada ±Carbonato ±Epidoto ±Clorita	±Zircão ±Apatita	AF- 18A; 19A; 20A; 72A; 100A; 100B. AD- 390; 426.
RETRO-WEBSTERITO	Clinopiroxênio +Hornblenda +Cumingtonita +Opacos			AF- 194C.

Tabela 2.1 - PARAGÊNESES MINERAIS (Continuação)

TRONDHJEMITO	Quartzo +Plagioclásio ± Felds. Alcalino	AF- 8J	Quartzo - 25% Plagioclásio - 73% FK - 2%
QUARTZITO	Quartzo +Muscovita +Opacos +Carbonato	+Zircão +Rutilo ±Monazita ±Silimanita	AF- 10; 140A
KINZIGITO	Silimanita +Granada +Cordierita +Feldspato	+Biotita +Espinélio +Opacos ±Quartzo	AF-197C
ROCHA	LÁMINAS	PARAGÊNESE	COMENTÁRIOS
TECTONITO	AF- 1A; 1B	Plagioclásio +Quartzo +Biotita +Sericita +Opacos	Rocha milonítica com quartzo <i>ribbon</i> e intensa geração de subgrãos.
	AF- 2A	Plagioclásio +Hornblenda +Quartzo +Biotita +Opacos +Sericita +Epidoto	Rocha blastomilonítica com forte recristalização de quartzo. Ocorrência de fenoclastos de plagioclásio e hornblenda.
	AF- 185B; 185D	Quartzo +Granada +Plagioclásio +Biotita +Feldsp. Alcalino +Zircão	Rocha formada predominantemente por quartzo e granada dentro de uma zona de cisalhamento de 30 metros de largura que corta rocha metagabroica.

ANEXO 5

Tabela 3.2 - ANÁLISES QUÍMICAS DE PIROXÊNIO

Tabela 3.3 - ANÁLISES QUÍMICAS DE PLAGIOCLÁSIO

Tabela 3.4 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIO

Tabela 3.5 - ANÁLISES QUÍMICAS DE BIOTITA

Tabela 3.6 - ANÁLISES QUÍMICAS DE GRANADA

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-126A	AF-130A	AF-130A	AF-130A	AF-130A	AF-131	AF-131	AF-131	AF-131	AF-132A	AF-132A
Localiz.	C1P13	C2P15	C2P16	C2P17	C3P18	C3P19	C4P20	C4P21	C4P22	C3P49s/c	C3P50s/c	C1P51	C1P52	C1P5	C1P6	C2P7	C2P8	C1P52	C1P53	
Posição	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro	Centro	Borda			Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	
SiO ₂	51,6230	51,8369	52,1877	51,0582	51,6636	51,2914	51,8754	52,3204	51,5395	51,2409	51,6109	51,7921	51,4915	52,1947	52,3941	52,1184	51,9934	55,0135	54,7510	
TiO ₂	0,2334	0,2134	0,1367	0,0584	0,2218	0,1334	0,1551	0,2184	0,2601	0,0908	0,1157	0,0000	0,0744	0,2093	0,2525	0,2479	0,0661	0,1856	0,0722	
Al ₂ O ₃	1,8706	1,7950	1,5437	1,1148	1,8646	1,1394	1,5890	1,9745	1,9972	1,2404	1,2061	1,2555	1,1384	2,1256	1,8407	0,9452	0,9279	1,1056	1,1876	
Cr ₂ O ₃	0,0512	0,0643	0,1008	0,0526	0,0789	0,0526	0,0000	0,0906	0,0906	0,0199	0,0000	0,0069	0,0214	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0552	0,0607	
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,9264	0,0000	0,6616	1,0313	0,4616	0,3510	0,0000	0,0000	0,0000	0,2945	
MgO	12,6195	12,8765	13,0489	18,4874	13,0854	18,5255	13,0241	13,2380	12,7289	18,7518	18,5658	19,3119	19,0948	12,7886	12,8828	18,9127	18,9963	26,4390	26,2539	
CaO	20,8640	21,8476	22,5513	0,4211	22,5220	0,7485	22,0267	20,9815	22,2463	0,4850	0,4640	0,3488	0,5270	22,3074	21,9319	0,3130	0,4535	0,2817	0,4207	
MnO	0,2957	0,2853	0,3150	0,7269	0,2363	0,7114	0,3744	0,2776	0,2853	1,1026	1,0764	1,0238	1,0696	0,3435	0,4152	1,0314	0,9953	0,3038	0,4245	
FeO	12,4942	10,6816	9,8569	27,8637	9,4581	27,3915	10,0949	11,5023	10,0911	26,1505	26,4379	26,0277	25,7455	9,1343	9,7117	26,6996	26,7346	18,0147	17,6860	
NiO	0,0100	0,0620	0,0100	0,0380	0,0000	0,0170	0,0560	0,0160	0,0000	0,0096	0,0000	0,0000	0,0938	0,0000	0,0388	0,0000	0,0000	0,0252	0,0630	
Na ₂ O	0,4219	0,4421	0,4542	0,0189	0,4650	0,0108	0,4179	0,4367	0,5068	0,0000	0,0000	0,0000	0,0247	0,3718	0,3557	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
K ₂ O	0,0120	0,0000	0,0060	0,0000	0,0024	0,0000	0,0096	0,0024	0,0036	0,0098	0,0000	0,0000	0,0000	0,0072	0,0000	0,0160	0,0000	0,0000	0,0086	
TOTAL	100,4954	100,1047	100,2115	99,8399	99,5981	100,0215	99,6230	101,0584	99,7495	100,0277	99,4768	100,4283	100,3124	99,9440	100,1744	100,2842	100,1671	101,4243	101,2227	
M1	Si	1,9340	1,9410	1,9470	1,9550	1,9360	1,9590	1,9480	1,9410	1,9330	1,9560	1,9790	1,9620	1,9570	1,9540	1,9600	1,9820	1,9780	1,9730	1,9680
	Al	0,0660	0,0590	0,0530	0,0450	0,0640	0,0410	0,0520	0,0590	0,0670	0,0440	0,0210	0,0380	0,0430	0,0460	0,0400	0,0180	0,0220	0,0270	0,0320
	Al	0,0170	0,0200	0,0150	0,0060	0,0180	0,0100	0,0190	0,0270	0,0210	0,0120	0,0340	0,0180	0,0070	0,0480	0,0410	0,0250	0,0200	0,0190	0,0180
	Ti	0,0070	0,0060	0,0040	0,0020	0,0060	0,0040	0,0040	0,0060	0,0070	0,0030	0,0030	0,0000	0,0020	0,0060	0,0070	0,0020	0,0050	0,0020	
	Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0270	0,0000	0,0190	0,0290	0,0130	0,0100	0,0000	0,0000	0,0000	0,0080	
	Fe ⁺²	0,2700	0,2520	0,2520	0,0000	0,2420	0,0000	0,2460	0,2310	0,2570	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2190	0,2220	0,0000	0,0000	0,0000	
	Cr	0,0020	0,0020	0,0030	0,0020	0,0020	0,0020	0,0000	0,0030	0,0030	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0020	
	Mg	0,7050	0,7190	0,7260	0,9900	0,7310	0,9840	0,7290	0,7320	0,7120	0,9580	0,9630	0,9630	0,9570	0,7140	0,7190	0,9680	0,9790	0,9730	0,9680
	Ni	0,0000	0,0020	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0020	
M2	Mg	0,0000	0,0000	0,0000	0,0650	0,0000	0,0710	0,0000	0,0000	0,0000	0,1090	0,0980	0,1280	0,1240	0,0000	0,0000	0,1040	0,0990	0,4400	0,4390
	Fe ⁺²	0,1220	0,0830	0,0550	0,8920	0,0540	0,8750	0,0710	0,1260	0,0600	0,8350	0,8480	0,8250	0,8180	0,0670	0,0820	0,8490	0,8510	0,5400	0,5320
	Mn	0,0090	0,0090	0,0100	0,0240	0,0070	0,0230	0,0120	0,0090	0,0090	0,0360	0,0350	0,0330	0,0340	0,0110	0,0130	0,0330	0,0320	0,0090	0,0130
	Ca	0,8380	0,8760	0,9010	0,0170	0,9040	0,0310	0,8860	0,8340	0,8940	0,0200	0,0190	0,0140	0,0210	0,8950	0,8790	0,0130	0,0180	0,0110	0,0160
	Na	0,0310	0,0320	0,0330	0,0010	0,0340	0,0010	0,0300	0,0310	0,0370	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0270	0,0260	0,0000	0,0000	0,0000	
	K	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	
Soma Cat.		3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	
WO		43,1000	45,2080	46,3540	0,8690	46,6310	1,5440	45,5810	43,1730	46,2890	1,0000	0,9710	0,7150	1,0810	46,6420	45,6800	0,6480	0,9340	0,5480	0,8200
EN		36,2720	37,0730	37,3200	53,0730	37,6970	53,1820	37,5000	37,9010	36,8520	53,7860	54,0610	55,0530	54,4880	37,2050	37,3350	54,5010	54,4530	71,6120	71,2110
FS		20,6290	17,7190	16,3260	46,0580	15,6720	45,2730	16,9180	18,9260	16,8590	45,2150	44,9680	44,2330	44,4310	16,1530	16,9850	44,8510	44,6120	27,8400	27,9680

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-132A	AF-135A	AF-135C	AF-135C	AF-135C	AF-135C	AF-182	AF-182
Localiz.	C1P54	C1P55	C1P56	C1P57	C1P58	C1P59	C1P60	C2P61	C2P62	C2P63	C2P64	C2P65	C2P65	Ganga	C1P119	C1P122	C2P123	C2P124	C2P33	C3P34
Posição	Borda	Centro	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro
SiO ₂	54,1710	54,2686	53,6854	53,6449	54,1119	54,2244	54,5857	55,1722	55,6209	53,8577	54,0924	53,8932	34,4702	48,5125	48,5103	48,3456	47,6503	53,1720	53,8764	
TiO ₂	0,2578	0,1613	0,2457	0,4084	0,2795	0,0968	0,3194	0,2580	0,2063	0,2147	0,1398	0,2792	0,0367	0,0267	0,0650	0,0050	0,0484	0,0251	0,1179	
Al ₂ O ₃	1,6029	1,2944	1,8899	1,8920	1,4661	1,2405	1,0911	1,1648	1,0373	1,9300	1,8350	1,8822	0,0321	0,4837	0,4573	0,6254	0,8824	2,4972	2,1989	
Cr ₂ O ₃	0,1370	0,1214	0,1596	0,1731	0,0919	0,0624	0,0855	0,0436	0,0685	0,1802	0,1296	0,1778	0,0000	0,0132	0,0175	0,0000	0,0000	0,2899	0,3175	
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
MgO	15,6317	15,5718	15,7038	15,1328	15,7666	15,6862	25,7991	26,1244	26,2044	15,4893	15,3504	15,3097	23,9756	11,3494	11,1156	11,1803	10,9631	23,8844	24,4620	
CaO	22,8198	23,7544	20,4021	22,7846	22,5678	22,9957	0,3876	0,4881	0,3271	22,2639	23,0877	22,3920	0,0210	0,7331	0,6520	0,6450	0,5820	0,4495	1,7002	
MnO	0,0956	0,1792	0,1111	0,1155	0,1116	0,1354	0,2921	0,4288	0,3312	0,0756	0,0877	0,1712	7,8539	0,7592	0,7372	0,7850	0,7747	0,4525	0,4716	
FeO	5,3172	5,3906	7,7195	5,8124	5,5913	5,5594	18,3870	17,7824	18,1252	6,0680	5,7065	5,8521	31,8479	36,6953	36,2424	37,0426	36,4367	19,6644	17,7197	
NiO	0,1012	0,0228	0,1188	0,0303	0,0152	0,0002	0,1008	0,0757	0,0883	0,0177	0,0456	0,0002	0,0470	0,0000	0,0250	0,0000	0,0000	0,0000	0,0896	
Na ₂ O	0,3813	0,2564	0,3371	0,3770	0,3260	0,3127	0,0000	0,0000	0,0000	0,2916	0,3860	0,3539	0,0526	0,0081	0,0094	0,0148	0,0270	0,0152	0,0092	
K ₂ O	0,0203	0,0048	0,0000	0,0024	0,0000	0,0012	0,0049	0,0000	0,0123	0,0108	0,0395	0,0036	0,0000	0,0108	0,0144	0,0000	0,0132	0,0174	0,0236	
TOTAL	100,5358	101,0257	100,3730	100,3734	100,3279	100,3149	101,0532	101,5380	102,0215	100,3995	100,9002	100,3151	98,3369	98,5919	97,8462	98,6438	97,3777	100,4676	100,9866	
T Si	1,9790	1,9760	1,9740	1,9690	1,9820	1,9860	1,9710	1,9790	1,9870	1,9740	1,9710	1,9780	1,3290	1,9770	1,9930	1,9710	1,9670	1,9450	1,9510	
Al	0,0210	0,0240	0,0260	0,0310	0,0180	0,0140	0,0290	0,0210	0,0130	0,0260	0,0290	0,0220	0,0010	0,0230	0,0070	0,0290	0,0330	0,0550	0,0490	
M1 Al	0,0480	0,0310	0,0560	0,0500	0,0450	0,0400	0,0180	0,0280	0,0300	0,0580	0,0500	0,0590	0,0000	0,0000	0,0150	0,0010	0,0100	0,0530	0,0450	
Ti	0,0070	0,0040	0,0070	0,0110	0,0080	0,0030	0,0090	0,0070	0,0060	0,0060	0,0040	0,0080	0,0010	0,0010	0,0020	0,0000	0,0020	0,0010	0,0030	
Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Fe ⁺²	0,0870	0,1150	0,0690	0,1050	0,0830	0,0990	0,0000	0,0000	0,0000	0,0840	0,1070	0,0910	0,0000	0,3090	0,3010	0,3190	0,3140	0,0000	0,0000	
Cr	0,0040	0,0030	0,0050	0,0050	0,0030	0,0020	0,0020	0,0010	0,0020	0,0050	0,0040	0,0050	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0080	0,0090	
Mg	0,8510	0,8450	0,8610	0,8280	0,8610	0,8570	0,9680	0,9620	0,9600	0,8470	0,8340	0,8380	0,9970	0,6890	0,6810	0,6790	0,6750	0,9380	0,9400	
Ni	0,0030	0,0010	0,0040	0,0010	0,0000	0,0000	0,0030	0,0020	0,0030	0,0010	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	
M2 Mg	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,4210	0,4350	0,4360	0,0000	0,0000	0,0000	0,3810	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3650	0,3810	
Fe ⁺²	0,0760	0,0490	0,1690	0,0740	0,0880	0,0710	0,5550	0,5330	0,5410	0,1020	0,0670	0,0890	1,0270	0,9410	0,9440	0,9440	0,9440	0,6020	0,5370	
Mn	0,0030	0,0060	0,0030	0,0040	0,0030	0,0040	0,0090	0,0130	0,0100	0,0020	0,0030	0,0050	0,2570	0,0260	0,0260	0,0270	0,0270	0,0140	0,0140	
Ca	0,8930	0,9270	0,8040	0,8960	0,8860	0,9020	0,0150	0,0190	0,0130	0,8740	0,9010	0,8800	0,0010	0,0320	0,0290	0,0280	0,0260	0,0180	0,0660	
Na	0,0270	0,0180	0,0240	0,0270	0,0230	0,0220	0,0000	0,0000	0,0000	0,0210	0,0270	0,0250	0,0040	0,0010	0,0010	0,0010	0,0020	0,0010	0,0010	
K	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0020	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0010	0,0010	0,0010	
Soma Cat.	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	3,9990	3,9980	4,0000	4,0000	3,9990	3,9990	4,0000	3,9990	3,9990	3,9990	
WO	46,7660	47,7280	42,1830	47,0090	46,0960	46,6750	0,7620	0,9560	0,6390	45,7990	47,1470	46,2670	0,0330	1,6020	1,4490	1,4100	1,2970	0,9100	3,4040	
EN	44,5730	43,5330	45,1770	43,4420	44,8090	44,3000	70,5690	71,1940	71,2160	44,3340	43,6160	44,0150	51,7620	34,5040	34,3770	34,0130	33,9810	67,2880	68,1540	
FS	8,6600	8,7390	12,6400	9,5490	9,0950	9,0250	28,6690	27,8500	28,1450	9,8660	9,2370	9,7180	48,2060	63,8940	64,1740	64,5760	64,7220	31,8020	28,4420	

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-185A	AF-185A	AF-185A	AF-185A	AF-185A	AF-194B	AF-212	AF-212	AF-212	AF-214A	AF-214A	AF-214A	AF-214A	AF-31A	AF-31A	AF-31A	AF-31A	AF-31A	AF-31A
Localiz.	C1P125	C1P127	C2P128	C2P129	C2P130	C1P67	C2P30	C2P31	C2P32	C1P1	C1P2	C2P3	C2P4	C1P1	C1P2	C2P2	C2P6	C3P10	C3P12
Posição	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro
SiO ₂	52,6434	50,8721	51,2486	50,9063	51,1095	56,2791	52,7087	52,0623	52,3159	51,4900	51,5681	51,6154	51,4736	50,3929	50,7181	50,7929	50,9962	50,9127	51,0753
TiO ₂	0,0650	0,0267	0,0817	0,0117	0,0267	0,0000	0,1389	0,2772	0,0330	0,1145	0,0164	0,1231	0,1232	0,1000	0,0817	0,0917	0,1167	0,1217	0,1051
Al ₂ O ₃	1,2263	1,2867	1,6212	1,4284	1,1998	0,4074	1,8314	2,2640	1,0742	0,8896	1,0596	1,0686	0,9312	1,1337	0,9542	0,7785	1,0109	0,9655	0,9013
Cr ₂ O ₃	0,0029	0,0395	0,0000	0,0000	0,0000	0,0472	0,0188	0,0049	0,0000	0,0000	0,0053	0,0008	0,0000	0,0175	0,0000	0,0058	0,0058	0,0000	0,0146
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0377	0,7525	0,0000	0,0000	0,0000	0,0831	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MgO	20,6992	20,1355	20,2565	20,3328	20,1637	16,1977	13,1164	12,6525	19,3571	16,7937	16,5254	16,7917	16,0602	18,0646	17,8905	18,5073	18,2851	17,5837	18,4758
CaO	0,3946	0,4183	0,3400	0,2770	0,3904	11,9169	21,4703	21,6686	0,3873	0,6320	0,7722	0,6817	0,5837	0,6184	2,3296	0,5764	0,6408	0,5848	0,6688
MnO	0,9735	1,0187	1,0006	0,9670	0,9102	0,3189	0,4076	0,3736	0,9781	1,0845	1,0866	1,0610	0,9836	0,7927	0,7824	0,8237	0,8005	0,9012	0,8186
FeO	25,8169	25,8555	25,0849	25,4361	25,2444	12,5850	10,3072	10,4803	26,3814	29,5696	29,9652	29,9150	29,7584	27,5678	26,1398	27,7530	28,1132	28,5609	27,5999
NiO	0,0080	0,0490	0,0000	0,0080	0,0200	0,0227	0,0000	0,0000	0,0816	0,0143	0,0000	0,0000	0,0576	0,0290	0,0110	0,0000	0,0000	0,0400	0,0000
Na ₂ O	0,0391	0,0175	0,0162	0,0000	0,0121	0,0463	0,3155	0,2791	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0243	0,0512	0,0121	0,0108	0,0391	0,0094
K ₂ O	0,0000	0,0000	0,0048	0,0000	0,0036	0,0133	0,0277	0,0096	0,0000	0,0085	0,0000	0,0037	0,0000	0,0084	0,0000	0,0168	0,0000	0,0000	0,0359
TOTAL	101,8689	99,7195	99,6544	99,3674	99,0804	97,8345	100,3802	100,8246	100,6086	100,5967	100,9988	101,3441	99,9715	98,7493	98,9584	99,3583	99,9800	99,7097	99,7047
T Si	1,9510	1,9290	1,9400	1,9340	1,9480	2,1520	1,9670	1,9420	1,9770	1,9800	1,9780	1,9720	1,9990	1,9530	1,9560	1,9550	1,9530	1,9630	1,9580
Al	0,0490	0,0570	0,0600	0,0640	0,0520	0,0000	0,0330	0,0580	0,0230	0,0200	0,0220	0,0280	0,0010	0,0470	0,0430	0,0350	0,0460	0,0370	0,0410
M1 Al	0,0050	0,0000	0,0130	0,0000	0,0020	0,0180	0,0480	0,0420	0,0250	0,0210	0,0260	0,0200	0,0420	0,0050	0,0000	0,0000	0,0000	0,0070	0,0000
Ti	0,0020	0,0010	0,0020	0,0000	0,0010	0,0000	0,0040	0,0080	0,0010	0,0030	0,0000	0,0040	0,0040	0,0030	0,0020	0,0030	0,0030	0,0040	0,0030
Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0210	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe ⁺²	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0560	0,2170	0,2260	0,0000	0,0130	0,0280	0,0180	0,0230	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Cr	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,9930	0,9970	0,9850	0,9990	0,9970	0,9230	0,7300	0,7040	0,9710	0,9630	0,9450	0,9560	0,9300	0,9910	0,9970	0,9970	0,9960	0,9880	0,9970
Ni	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000
M2 Mg	0,1510	0,1420	0,1580	0,1520	0,1490	0,0000	0,0000	0,0000	0,1190	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0530	0,0310	0,0650	0,0480	0,0220	0,0600
Fe ⁺²	0,8000	0,8200	0,7940	0,8080	0,8050	0,3460	0,1040	0,1010	0,8340	0,9380	0,9330	0,9380	0,9430	0,8930	0,8430	0,8930	0,9010	0,9210	0,8850
Mn	0,0310	0,0330	0,0320	0,0310	0,0290	0,0100	0,0130	0,0120	0,0310	0,0350	0,0350	0,0340	0,0320	0,0260	0,0260	0,0270	0,0260	0,0290	0,0270
Ca	0,0160	0,0170	0,0140	0,0110	0,0160	0,4880	0,8580	0,8660	0,0160	0,0260	0,0320	0,0280	0,0240	0,0260	0,0960	0,0240	0,0260	0,0240	0,0270
Na	0,0030	0,0010	0,0010	0,0000	0,0010	0,0030	0,0230	0,0200	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0040	0,0010	0,0010	0,0030	0,0010
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0020
Soma Cat.	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	3,9980
WO	0,7870	0,8460	0,6950	0,5630	0,7990	26,7620	44,6240	44,8840	0,7960	1,3180	1,6080	1,4120	1,2440	1,2910	4,8290	1,1850	1,3170	1,2170	1,3770
EN	57,4680	56,6890	57,6430	57,5180	57,4090	50,6120	37,9310	36,4660	55,3210	48,7450	47,8890	48,3800	47,6100	52,4760	51,5970	52,9410	52,8860	50,9110	52,9320
FS	41,7450	42,4650	41,6620	41,9190	41,7930	22,6260	17,4460	18,6500	43,8840	49,9370	50,5030	50,2090	51,1460	46,2330	43,5740	45,8740	46,3970	47,8720	45,6910

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-31A	AF-43A	AF-43A	AF-43A	AF-43A	AF-51	AF-51A	AF-51A	AF-51A	AF-51A	AF-51A	AF-52A	AF-52A	AF-52A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A
Localiz.	C3P9	C1P118	C2P114	C2P115	C2P116	C1P9	C1P10	C1P11	C1P12	C2P13	C2P15	C1P36	C2P39	C3P41	C1P1	C1P11	C1P12	C1P13	C1P14
Posição	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro
SiO ₂	51,1823	50,1426	50,5255	48,8911	49,9928	52,1489	53,2819	53,2956	52,3210	51,7403	52,4174	50,1768	50,4207	50,6646	53,4362	53,5405	53,1500	53,8755	54,1459
TiO ₂	0,1084	0,0233	0,3052	0,0567	0,0834	0,2784	0,0166	0,0415	0,3050	0,2964	0,3486	0,1401	0,0884	0,0133	0,1349	0,3722	0,3079	0,2577	0,1353
Al ₂ O ₃	0,8729	0,8956	0,8673	0,8729	1,0014	2,5953	0,9187	0,9916	2,6244	2,8122	2,6037	1,2811	1,2527	0,9334	1,5677	2,4695	2,4379	1,7710	1,7402
Cr ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0234	0,0058	0,0000	0,0295	0,0077	0,0285	0,0000	0,0148	0,0000	0,0000	0,0029	0,0117	0,0399	0,0269	0,0562	0,0476	0,0570
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	1,1373	0,0031	0,0000	1,4502	1,2890	1,1266	0,0000	0,0000	0,0000	0,4779	0,0000	0,0000	0,2442	0,0000
MgO	18,7444	18,5603	18,3216	18,3199	17,9269	13,4302	20,8101	20,9312	13,3844	13,0290	13,5295	17,3632	17,3798	17,3682	24,4270	14,4533	14,5819	24,3290	23,9418
CaO	0,5918	0,6058	0,5904	1,0480	0,6786	21,3452	0,4023	0,4479	22,1723	22,0822	21,7792	0,6408	0,9318	0,4519	0,3288	22,8546	22,7739	0,3049	0,4193
MnO	0,8676	1,4577	1,4564	1,2795	1,4693	0,2454	0,7125	0,7106	0,3292	0,3448	0,3215	1,0923	1,1852	1,2614	0,5251	0,2653	0,2731	0,5872	0,5651
FeO	27,3195	25,9584	26,4627	26,0060	26,3083	9,2900	25,3701	25,0390	8,3637	8,3298	8,4853	29,0138	29,0446	28,8903	19,4993	6,6075	6,5872	20,2247	19,7826
NiO	0,0000	0,0190	0,0000	0,0000	0,0000	0,0024	0,0000	0,0000	0,0049	0,0388	0,1019	0,0670	0,0000	0,0000	0,0000	0,0201	0,0378	0,0276	0,0000
Na ₂ O	0,0000	0,0054	0,0000	0,0418	0,0229	0,3809	0,0000	0,0000	0,4011	0,4112	0,4203	0,0256	0,0162	0,0229	0,0000	0,2580	0,2558	0,0000	0,0000
K ₂ O	0,0000	0,0132	0,0216	0,0000	0,0000	0,0000	0,0062	0,0160	0,0048	0,0000	0,0363	0,0072	0,0132	0,0000	0,0097	0,0024	0,0048	0,0183	0,0000
TOTAL	99,6869	97,6813	98,5739	96,5217	97,4837	100,8835	101,5292	101,5019	101,3610	100,3885	101,1703	99,8078	100,3355	99,6177	100,4465	100,8703	100,4665	101,6877	100,7872
T Si	1,9600	1,9560	1,9600	1,9300	1,9610	1,9330	1,9800	1,9780	1,9290	1,9270	1,9340	1,9360	1,9350	1,9590	1,9550	1,9640	1,9560	1,9520	1,9780
Al	0,0390	0,0410	0,0400	0,0410	0,0390	0,0670	0,0200	0,0220	0,0710	0,0730	0,0660	0,0580	0,0570	0,0410	0,0450	0,0360	0,0440	0,0480	0,0220
M1 Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0070	0,0470	0,0200	0,0220	0,0430	0,0500	0,0470	0,0000	0,0000	0,0020	0,0230	0,0700	0,0610	0,0270	0,0530
Ti	0,0030	0,0010	0,0090	0,0020	0,0020	0,0080	0,0000	0,0010	0,0080	0,0080	0,0100	0,0040	0,0030	0,0000	0,0040	0,0100	0,0090	0,0070	0,0040
Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0320	0,0000	0,0000	0,0400	0,0360	0,0310	0,0000	0,0000	0,0000	0,0130	0,0000	0,0000	0,0070	0,0000
Fe ⁺²	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1710	0,0000	0,0000	0,1730	0,1810	0,1650	0,0000	0,0030	0,0000	0,0000	0,1280	0,1280	0,0000	0,0000
Cr	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0020	0,0010	0,0020
Mg	0,9970	0,9990	0,9900	0,9980	0,9900	0,7420	0,9800	0,9760	0,7360	0,7230	0,7440	0,9940	0,9940	0,9970	0,9590	0,7900	0,8000	0,9570	0,9420
Ni	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0030	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0010	0,0000
M2 Mg	0,0730	0,0810	0,0690	0,0800	0,0580	0,0000	0,1730	0,1820	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0000	0,0040	0,3740	0,0000	0,0000	0,3570	0,3620
Fe ⁺²	0,8750	0,8470	0,8580	0,8590	0,8630	0,1170	0,7880	0,7770	0,0850	0,0780	0,0970	0,9360	0,9290	0,9340	0,5970	0,0750	0,0750	0,6130	0,6040
Mn	0,0280	0,0480	0,0480	0,0430	0,0490	0,0080	0,0220	0,0220	0,0100	0,0110	0,0100	0,0360	0,0390	0,0410	0,0160	0,0080	0,0090	0,0180	0,0170
Ca	0,0240	0,0250	0,0250	0,0440	0,0290	0,8480	0,0160	0,0180	0,8760	0,8810	0,8610	0,0260	0,0380	0,0190	0,0130	0,8980	0,8980	0,0120	0,0160
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	0,0020	0,0270	0,0000	0,0000	0,0290	0,0300	0,0300	0,0020	0,0010	0,0020	0,0000	0,0180	0,0180	0,0000	0,0000
K	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000
Soma Cat.	4,0000	3,9990	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	3,9980	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000
WO	1,2160	1,2660	1,2330	2,1900	1,4340	44,2160	0,8090	0,9020	45,6210	46,1110	45,1180	1,3260	1,9130	0,9380	0,6540	47,2870	47,0340	0,6030	0,8450
EN	53,5730	53,9760	53,2320	53,2730	52,7140	38,7090	58,2300	58,6250	38,3180	37,8550	38,9980	50,0080	49,6330	50,1730	67,5870	41,6080	41,9020	66,9290	67,1350
FS	45,2110	44,7580	45,5350	44,5370	45,8520	17,0760	40,9610	40,4730	16,0610	16,0340	15,8850	48,6650	48,4540	48,8890	31,7590	11,1050	11,0650	32,4680	32,0200

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-64A	AF-64A	AF-64A	AF-64A	AF-64A	AF-64A	AF-64A	AF-64A
Localiz.	C1P2	C1P4	C1P6	C1P7	C1P8	C2P15	C2P17	C2P18	C2P19	C2P20	C2P21	C1P63	C1P65	C2P66	C2P67	C3P68	C3P70	C4P73	C4P74
Posição	Borda	Centro	Borda	Borda	Macla	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	centro	Borda	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro
SiO ₂	54,5197	54,4059	54,1545	46,5724	53,2321	54,0807	54,3834	54,4640	54,1076	53,3188	53,5997	51,5074	51,3259	51,1866	51,1545	50,7416	50,9384	51,1545	50,8571
TiO ₂	0,1351	0,0369	0,0736	1,2503	0,3338	0,0737	0,1968	0,1106	0,0246	0,3979	0,2954	0,0233	0,0250	0,0667	0,0867	0,0717	0,0417	0,0283	0,0000
Al ₂ O ₃	1,8561	1,5635	1,6409	10,9299	2,4909	1,8913	1,8118	1,7022	1,5836	2,4853	2,3415	0,8257	0,6349	1,2773	1,1129	1,5758	1,1639	1,1318	0,9126
Cr ₂ O ₃	0,0092	0,0400	0,0468	0,0938	0,0415	0,0062	0,0116	0,0531	0,0000	0,0155	0,0212	0,0132	0,0000	0,0205	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0044
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	2,1712	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1922	0,0854	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MgO	24,5707	24,4229	24,3425	14,5414	14,4468	24,4177	24,2114	24,2015	24,4827	14,7893	14,8177	10,8205	10,3944	10,0329	10,2269	9,7892	9,9749	10,1473	10,0396
CaO	0,3125	0,3114	0,3267	12,0562	23,2838	0,3186	0,3563	0,3355	0,3052	23,0922	22,9652	22,5234	22,7976	22,1302	22,3639	21,9609	21,9623	22,3779	22,5849
MnO	0,4949	0,4564	0,5678	0,1336	0,1742	0,5067	0,5070	0,6419	0,5528	0,1782	0,1902	0,4635	0,6081	0,4606	0,5449	0,5526	0,6068	0,4777	0,4971
FeO	19,9749	19,7063	20,3626	8,7412	6,4554	19,9390	19,6493	19,9665	20,0710	6,5746	6,4447	11,7764	12,5392	13,0114	12,1430	12,9766	12,8364	12,4543	12,7399
NiO	0,0075	0,0827	0,0301	0,0002	0,0428	0,0000	0,0000	0,0652	0,0401	0,0201	0,0000	0,0510	0,0090	0,0000	0,0000	0,0100	0,0400	0,0000	0,0000
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0000	1,1771	0,2449	0,0098	0,0000	0,0000	0,0000	0,2894	0,2620	1,1066	0,7831	1,3344	1,1660	1,3735	1,1174	1,2401	1,0163
K ₂ O	0,0232	0,0012	0,0110	0,3658	0,0095	0,0037	0,0220	0,0000	0,0085	0,0178	0,0107	0,0168	0,0012	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0132
TOTAL	101,9038	101,0272	101,5565	98,0331	100,7557	101,2474	101,1496	101,5405	101,3683	101,2645	100,9463	99,1278	99,1184	99,5205	98,7986	99,0519	98,6818	99,0119	98,6651
T Si	1,9660	1,9790	1,9630	1,7430	1,9530	1,9620	1,9770	1,9750	1,9630	1,9450	1,9600	1,9580	1,9640	1,9450	1,9560	1,9370	1,9560	1,9520	1,9530
Al	0,0340	0,0210	0,0370	0,2570	0,0470	0,0380	0,0230	0,0250	0,0370	0,0550	0,0400	0,0370	0,0290	0,0550	0,0440	0,0630	0,0440	0,0480	0,0410
M1 Al	0,0450	0,0460	0,0330	0,2250	0,0610	0,0430	0,0540	0,0470	0,0310	0,0520	0,0610	0,0000	0,0000	0,0020	0,0060	0,0080	0,0080	0,0030	0,0000
Ti	0,0040	0,0010	0,0020	0,0350	0,0090	0,0020	0,0050	0,0030	0,0010	0,0110	0,0080	0,0010	0,0010	0,0020	0,0020	0,0020	0,0010	0,0010	0,0000
Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0610	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe ⁺²	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1370	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1300	0,1220	0,3740	0,4010	0,4130	0,3880	0,4140	0,4120	0,3970	0,4090
Cr	0,0000	0,0010	0,0010	0,0030	0,0010	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,9510	0,9500	0,9630	0,6760	0,7900	0,9550	0,9400	0,9460	0,9620	0,8040	0,8080	0,6130	0,5930	0,5680	0,5830	0,5570	0,5710	0,5770	0,5750
Ni	0,0000	0,0020	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0020	0,0010	0,0010	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000
M2 Mg	0,3690	0,3740	0,3520	0,1360	0,0000	0,3660	0,3720	0,3620	0,3620	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe ⁺²	0,6020	0,5990	0,6170	0,2740	0,0610	0,6050	0,5970	0,6050	0,6090	0,0710	0,0750	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0150	0,0140	0,0170	0,0040	0,0050	0,0160	0,0160	0,0200	0,0170	0,0060	0,0060	0,0150	0,0200	0,0150	0,0180	0,0180	0,0200	0,0150	0,0160
Ca	0,0120	0,0120	0,0130	0,4840	0,9150	0,0120	0,0140	0,0130	0,0120	0,9020	0,9000	0,9170	0,9350	0,9010	0,9160	0,8980	0,9030	0,9150	0,9290
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0850	0,0170	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0200	0,0190	0,0820	0,0580	0,0980	0,0860	0,1020	0,0830	0,0920	0,0760
K	0,0010	0,0000	0,0010	0,0170	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
Soma Cat.	3,9990	4,0000	3,9990	3,9830	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990
WO	0,6190	0,6220	0,6460	29,5920	47,9470	0,6340	0,7160	0,6700	0,6030	47,1250	47,0950	47,7820	47,9660	47,4790	48,0920	47,5890	47,3930	48,0260	48,1650
EN	67,7210	67,9150	67,0170	49,6620	41,3930	67,6020	67,6700	67,2110	67,3110	41,9930	42,2800	31,9400	30,4290	29,9500	30,6000	29,5160	29,9500	30,3010	29,7900
FS	31,6600	31,4630	32,3370	20,7460	10,6600	31,7650	31,6140	32,1190	32,0860	10,8820	10,6240	20,2780	21,6040	22,5710	21,3080	22,8960	22,6570	21,6730	22,0450

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-64C	AF-64C	AF-64C	AF-64C	AF-64C	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-82A	AF-82A	AF-8K
Localiz.	C1P61	C1P62	C1P63	C2P66	C2P67	C1P22	C1P23	C1P24	C1P25	C2P26	C2P27	C2P28	C2P29	C2P30	C2P31	C2P32	C2P34	C2P35	C2P35
Posição	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro
SiO ₂	51,3256	50,8272	51,0646	50,8207	50,9106	55,3037	55,2605	54,1972	53,7719	55,1572	54,0113	54,2182	55,5159	55,1356	55,2110	49,5649	50,9919	50,7159	51,3040
TiO ₂	0,1484	0,2351	0,1651	0,1984	0,1658	0,0000	0,0000	0,1802	0,1672	0,0371	0,1267	0,1287	0,0618	0,0000	0,0000	0,7236	0,0183	0,0434	0,0572
Al ₂ O ₃	1,9027	2,3626	1,8600	2,3146	2,3164	1,4565	1,6043	2,1521	2,1093	1,6035	2,0121	2,0784	1,3069	1,4946	1,3401	8,3275	0,6556	1,0298	0,9045
Cr ₂ O ₃	0,0775	0,0570	0,0731	0,0643	0,0599	0,1125	0,1127	0,2167	0,2980	0,1258	0,3624	0,3557	0,0380	0,0915	0,1016	0,4116	0,0068	0,0117	0,0053
Fe ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,5595	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,6606	0,0000	0,0000	0,3274
MgO	9,5156	9,0862	9,3581	9,0961	9,0315	26,9307	26,4198	15,3756	15,0025	25,2959	15,5564	15,2688	25,9504	26,3124	25,9041	16,9503	17,8971	17,6036	15,7705
CaO	20,8626	20,3155	20,5170	20,3645	20,4606	0,3264	0,2593	23,7647	23,4357	0,2641	23,1855	23,3202	0,2020	0,3065	0,2871	12,3015	0,3610	0,7331	0,9668
MnO	0,4390	0,4209	0,4868	0,4015	0,4403	0,4231	0,2760	0,1905	0,1269	0,4314	0,1787	0,0595	0,4664	0,3572	0,3379	0,0987	1,7817	1,6746	0,9456
FeO	13,5092	14,0550	13,4719	13,9093	14,2605	17,2374	17,4217	5,1995	5,8065	17,6443	5,1357	5,2767	17,5847	18,0564	18,1170	7,9242	27,7813	27,6553	30,9866
NiO	0,0210	0,0000	0,0330	0,0160	0,0310	0,0352	0,0528	0,0000	0,0378	0,0000	0,0580	0,0000	0,0604	0,0025	0,0000	0,0656	0,0000	0,0540	0,0000
Na ₂ O	2,1769	2,3616	2,2119	2,3885	2,3885	0,0000	0,0000	0,2734	0,3547	0,0000	0,2678	0,3134	0,0241	0,0000	0,0000	1,0843	0,0121	0,0000	0,0090
K ₂ O	0,0036	0,0132	0,0000	0,0036	0,0060	0,0037	0,0123	0,0000	0,0000	0,0000	0,0119	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2730	0,0086	0,0000	0,0134
TOTAL	99,9620	99,7552	99,3615	99,5776	100,1140	102,3927	101,4392	101,5499	101,1105	101,5643	100,9295	101,0196	101,2106	101,7567	101,2868	98,3858	99,5175	99,5213	101,3103
T Si	1,9390	1,9200	1,9380	1,9220	1,9180	1,9600	1,9780	1,9630	1,9590	1,9740	1,9560	1,9740	1,9960	1,9700	1,9850	1,8290	1,9660	1,9580	1,9740
Al	0,0670	0,0800	0,0620	0,0780	0,0820	0,0400	0,0220	0,0370	0,0410	0,0260	0,0340	0,0260	0,0040	0,0300	0,0150	0,1710	0,0300	0,0420	0,0260
M1 Al	0,0180	0,0260	0,0220	0,0250	0,0200	0,0210	0,0460	0,0540	0,0500	0,0410	0,0530	0,0630	0,0520	0,0330	0,0420	0,1810	0,0000	0,0050	0,0150
Ti	0,0040	0,0070	0,0050	0,0060	0,0050	0,0000	0,0000	0,0050	0,0050	0,0010	0,0040	0,0040	0,0020	0,0000	0,0000	0,0200	0,0010	0,0010	0,0020
Fe ⁺³	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0150	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0180	0,0000	0,0000	0,0090
Fe ⁺²	0,4280	0,4440	0,4280	0,4400	0,4490	0,0000	0,0000	0,1050	0,1210	0,0000	0,0670	0,0940	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0700
Cr	0,0020	0,0020	0,0020	0,0020	0,0020	0,0030	0,0030	0,0060	0,0090	0,0040	0,0100	0,0100	0,0010	0,0030	0,0030	0,0120	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,5340	0,5120	0,5330	0,5130	0,5070	0,9600	0,9500	0,8300	0,8150	0,9540	0,8440	0,8290	0,9440	0,9640	0,9550	0,7570	0,9990	0,9920	0,9040
Ni	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0010	0,0020	0,0000	0,0010	0,0000	0,0020	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0020	0,0000
M2 Mg	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,4640	0,4600	0,0000	0,0000	0,4490	0,0000	0,0000	0,4470	0,4380	0,4340	0,1760	0,0310	0,0220	0,0000
Fe ⁺²	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,5110	0,5210	0,0530	0,0560	0,5280	0,0690	0,0660	0,5290	0,5400	0,5450	0,2450	0,8970	0,8930	0,9270
Mn	0,0140	0,0130	0,0160	0,0130	0,0140	0,0130	0,0080	0,0060	0,0040	0,0130	0,0060	0,0020	0,0140	0,0110	0,0100	0,0030	0,0580	0,0550	0,0310
Ca	0,8420	0,8220	0,8340	0,8250	0,8270	0,0120	0,0100	0,9220	0,9150	0,0100	0,9040	0,9100	0,0080	0,0120	0,0110	0,4850	0,0150	0,0300	0,0410
Na	0,1690	0,1730	0,1630	0,1750	0,1740	0,0000	0,0000	0,0190	0,0250	0,0000	0,0200	0,0220	0,0020	0,0000	0,0000	0,0780	0,0010	0,0000	0,0010
K	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0130	0,0000	0,0000	0,0010
Soma Cat.	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	3,9870	4,0000	4,0000	3,9990
WO	46,3670	45,6980	46,1700	46,0790	45,9970	0,6320	0,5100	48,1390	47,8840	0,5180	47,3350	47,6550	0,4010	0,5980	0,5660	28,8680	0,7470	1,5290	2,0520
EN	29,4260	28,5630	29,3010	28,6370	28,2220	72,0860	72,3110	43,3350	42,6510	71,7900	44,1900	43,5960	71,6360	71,3750	71,0370	55,3460	51,4970	50,8830	45,6260
FS	24,2070	25,5390	24,5290	25,2840	25,7810	27,2620	27,1790	6,5260	9,4650	27,6920	6,4740	8,5480	27,9630	28,0270	28,3970	15,7860	47,7570	47,5940	52,3290

Tabela 3.2 - Análises Químicas de Piroxênios

Amostra	AF-8K	AF-8K	AF-8K	AF-8K	AF-8K	AF-8L	AF-8L	AF-8L	AF-8L	AF-8L	AF-8L	AF-8L	AF-8L	AF-8L
Localiz.	C2P36	C1P37	C1P38	C2P39	p40	C2P41P	C2P42P	C2P43	C2P44	P45	P46	P47	P48	P49
Posição	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro			
SiO ₂	50,8678	51,2782	51,3907	50,9028	50,6573	51,9687	51,6776	52,1412	52,5470	50,8815	50,8028	51,0235	50,7616	50,6026
TiO ₂	0,0898	0,0000	0,0490	0,0654	0,4242	0,1990	0,2769	0,0434	0,2433	0,0409	0,0737	0,0000	0,0980	0,1801
Al ₂ O ₃	0,9827	0,9162	0,8869	0,9473	0,7981	1,7357	1,7459	1,6799	1,5607	1,0367	0,9169	0,9119	0,7169	0,8824
Cr ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0240	0,0037	0,0132	0,0428	0,0049	0,0182	0,0205	0,0000	0,0000	0,0204	0,0213
Fe ₂ O ₃	0,4114	0,0000	0,0000	0,0929	0,8610	0,0000	0,5329	0,2265	0,0630	0,2108	0,0000	0,0000	1,2924	0,1945
MgO	15,6687	15,5993	15,4529	15,7079	15,4950	11,3497	11,1837	11,1411	11,6975	15,3536	15,1584	15,3124	15,4645	15,3133
CaO	0,5585	1,0992	0,5591	0,5107	0,7791	20,1980	20,7515	21,1951	21,9640	0,4595	0,5124	0,4459	0,4028	0,4642
MnO	1,0734	1,0972	0,9904	0,9557	0,9985	0,4497	0,4996	0,5323	0,3300	1,2047	1,1384	1,1962	1,1932	1,1755
FeO	31,1593	30,3926	31,1415	31,2585	31,2281	13,4204	12,9051	12,5544	11,9817	31,6913	31,8362	31,4098	31,4193	31,5503
NiO	0,0000	0,0000	0,0478	0,0167	0,1003	0,0221	0,0000	0,0613	0,0344	0,0146	0,0000	0,0000	0,0000	0,0437
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3953	0,4558	0,4677	0,3597	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
K ₂ O	0,0012	0,0000	0,0000	0,0110	0,0000	0,0133	0,0000	0,0181	0,0157	0,0000	0,0000	0,0000	0,0257	0,0000
TOTAL	100,6128	100,3827	100,5183	100,4929	101,3453	99,7651	100,0718	100,0659	100,8152	100,9141	100,4388	100,2997	101,3948	100,4279
T Si	1,9690	1,9890	1,9950	1,9750	1,9570	1,9770	1,9620	1,9760	1,9710	1,9720	1,9790	1,9880	1,9620	1,9710
Al	0,0310	0,0110	0,0050	0,0250	0,0360	0,0230	0,0380	0,0240	0,0290	0,0280	0,0210	0,0120	0,0330	0,0290
M1 Al	0,0140	0,0310	0,0360	0,0180	0,0000	0,0550	0,0400	0,0500	0,0400	0,0190	0,0210	0,0290	0,0000	0,0120
Ti	0,0030	0,0000	0,0010	0,0020	0,0120	0,0060	0,0080	0,0010	0,0070	0,0010	0,0020	0,0000	0,0030	0,0050
Fe ⁺³	0,0120	0,0000	0,0000	0,0030	0,0180	0,0000	0,0150	0,0060	0,0020	0,0060	0,0000	0,0000	0,0330	0,0060
Fe ⁺²	0,0670	0,0670	0,0670	0,0670	0,0740	0,2950	0,3030	0,3110	0,2960	0,0860	0,0960	0,0810	0,0730	0,0860
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010
Mg	0,9040	0,9020	0,8940	0,9090	0,8920	0,6440	0,6330	0,6290	0,6540	0,8870	0,8800	0,8890	0,8910	0,8890
Ni	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0030	0,0010	0,0000	0,0020	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
M2 Mg	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe ⁺²	0,9420	0,9180	0,9440	0,9470	0,9350	0,1320	0,1060	0,0870	0,0800	0,9410	0,9410	0,9420	0,9430	0,9420
Mn	0,0350	0,0360	0,0330	0,0310	0,0330	0,0140	0,0160	0,0170	0,0100	0,0400	0,0380	0,0390	0,0390	0,0390
Ca	0,0230	0,0460	0,0230	0,0210	0,0320	0,8230	0,8440	0,8600	0,8830	0,0190	0,0210	0,0190	0,0170	0,0190
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0290	0,0340	0,0340	0,0260	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000
Soma Cat.	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000	3,9990	4,0000	3,9990	3,9990	4,0000	4,0000	4,0000	3,9990	4,0000
WO	1,1680	2,3190	1,1860	1,0730	1,6200	43,1390	44,0080	45,0230	45,8570	0,9640	1,0820	0,9440	0,8340	0,9780
EN	45,5920	45,7960	45,6010	45,9290	44,8160	33,7280	33,0000	32,9290	33,9810	44,8240	44,5400	45,1260	44,5540	44,8910
FS	53,2400	51,8850	53,2130	52,9980	53,5650	23,1320	22,9920	22,0480	20,1630	54,2120	54,3780	53,9300	54,6120	54,1310

Tabela 3.3 - Análises Químicas de Plagioclásios

Amostra	AF-194B	AF-194B	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-31C	AF-126A	AF-185B	AF-185B	AF-52A	AF-52A	AF-52A	AF-52A	AF-182A
Localiz.	C2P88	C2P89	C1P86	C1P87	C2P83	C2P84	C2P85	C3P81	C3P82	C2P7	C1P14	C2P31	C3P33	C1P35	C2P37	C3P43	C3P45	C1P47
Posição	Centro	Centro	Interst.	Centro	Borda	Centro	Borda	Contato	Interst.	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda
SiO ₂	49,0055	48,2644	58,5495	51,0407	50,7802	49,9604	51,2039	57,5444	68,9122	56,24381	57,97663	58,03867	58,68901	55,11855	55,50362	55,10143	55,20626	52,45515
Al ₂ O ₃	32,6966	33,1904	26,8895	31,7707	31,7995	32,4193	31,6543	27,5384	19,8684	27,16302	26,25041	26,35055	26,17294	28,22679	28,22112	28,20601	27,99439	30,04446
MgO	0	0,0039	0	0	0	0	0	0,0013	0,0277	0	0,013264	0	0	0	0	0	0,006632	0
CaO	15,5392	16,2935	8,5623	14,5898	14,6496	15,1975	14,4357	9,2908	0,4355	9,491766	8,282909	8,20036	8,010077	10,42219	10,4082	10,32985	10,11438	12,6818
FeO	0,1581	0,1911	0,2337	0,0882	0,0752	0,0826	0,0716	0,1121	0,1197	0,093912	0,038594	0,091339	0,115782	0,10935	0,061751	0,093912	0,074615	0,04374
BaO	0,0266	0	0	0,0159	0,0194	0,0177	0	0,0423	0,0228	0,100823	0,125468	0	0,063854	0	0,039209	0,051532	0	0,103063
Na ₂ O	2,3764	2,1124	6,3219	3,0172	2,9239	2,6592	3,1368	5,5378	10,3917	6,135732	6,664116	6,991661	6,819127	5,655872	5,723268	5,642393	5,595216	4,332215
K ₂ O	0,0073	0,0645	0,0582	0,0293	0,0635	0,0573	0,0648	0,0222	0,0566	0,246691	0,299383	0,219148	0,455061	0,155679	0,131728	0,147296	0,171247	0,10179
TOTAL	99,8097	100,1202	100,6151	100,5518	100,3113	100,394	100,5671	100,0893	99,8346	99,4758	99,6508	99,8917	100,3259	99,6884	100,0889	99,5724	99,1627	99,7622
Si	8,965	8,829	10,398	9,232	9,21	9,072	9,258	10,274	12,005	10,173	10,423	10,407	10,476	9,965	9,992	9,973	10,017	9,539
Al	7,044	7,15	5,624	6,768	6,792	6,933	6,74	5,79	4,076	5,786	5,558	5,565	5,502	6,01	5,983	6,012	5,982	6,434
Fe ⁺²	0,024	0,029	0,035	0,013	0,011	0,013	0,011	0,017	0,017	0,014	0,006	0,014	0,017	0,017	0,009	0,014	0,011	0,007
Mg	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0,007	0	0,004	0	0	0	0	0	0,002	0
Ba	0,002	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0,003	0,002	0,007	0,009	0	0,004	0	0,003	0,004	0	0,007
Ca	3,046	3,193	1,629	2,827	2,847	2,957	2,796	1,777	0,081	1,839	1,595	1,576	1,532	2,019	2,007	2,003	1,966	2,471
Na	0,843	0,749	2,177	1,058	1,028	0,936	1,1	1,917	3,51	2,152	2,323	2,431	2,36	1,983	1,998	1,98	1,969	1,528
K	0,002	0,015	0,013	0,007	0,015	0,013	0,015	0,005	0,013	0,057	0,069	0,05	0,104	0,036	0,03	0,034	0,04	0,024
AB	21,7	18,9	57	27,2	26,4	24	28,1	51,8	97,4	53,2	58,3	59,9	59,1	49,1	49,5	49,3	49,5	38
AN	78,3	80,7	42,7	72,6	73,2	75,7	71,5	48	2,2	45,4	40	38,8	38,3	50	49,7	49,9	49,5	61,4
OR	0,1	0,4	0,3	0,2	0,4	0,3	0,4	0,1	0,4	1,4	1,7	1,2	2,6	0,9	0,7	0,8	1	0,6

Tabela 3.3 - Análises Químicas de Plagioclásios

Amostra	AF-182A	AF-182A	AF-182A	AF-182A	AF-182A	AF-182A	AF-182A	AF-56B	AF-56B	AF-64C	AF-64C	AF-64C	AF-64C	AF-82A	AF-82A	AF-64C	AF-64C	AF-64C
Localiz.	C2P49	C2P50	C2P51	C2P52	C2P53	C3P56	C2P54	C1P59	C1P61	C1P77	C1P78	C1P79	C1P80	C1P91	C1P92	C2P110	C2P111	C2P112
Posição	Zon. Borda	Zoneam.	Zoneam.	Zoneam.	Zoneam.	Zoneam.	Zon. Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Interst.	Centro	Centro
SiO ₂	55,84804	52,2455	52,55569	52,68833	51,29352	57,98091	51,99092	48,9724	48,60016	67,96279	66,63215	65,41063	67,39802	56,86848	56,70803	65,017	65,10899	67,71463
Al ₂ O ₃	28,04918	30,1805	29,94243	30,03879	30,73034	26,57917	30,47904	32,14177	32,31749	19,63915	20,21355	21,05625	20,04917	27,06099	27,05721	21,1016	21,18096	19,8281
MgO	0,004974	0,009948	0,009948	0	0,009948	0	0,001658	0	0,00829	0	0,001658	0,001658	0	0,006632	0,033161	0	0	0
CaO	9,932495	12,91266	12,58666	12,58107	13,5087	8,629896	13,37718	15,24503	15,56403	0,416944	0,801707	1,90283	0,721956	9,164367	9,267903	2,084719	2,030152	0,435133
FeO	0,030875	0,077188	0,182679	0,186538	0,061751	0,090053	0,056605	0,077188	0,039881	0,104204	0,077188	0,101631	0,108063	0,003859	0,135079	0,221273	0,104204	0,093912
BaO	0	0,063854	0,025766	0	0	0	0	0,104183	0	0	0,138911	0	0,113145	0	0	0	0,101943	0,126588
Na ₂ O	5,794708	4,229773	4,386132	4,461615	3,851007	6,656029	3,952101	2,805022	2,738973	11,35353	11,00172	10,36955	11,27939	6,378357	6,348703	10,24419	10,39381	11,37914
K ₂ O	0,180827	0,110173	0,134123	0,126938	0,137716	0,227531	0,122148	0,035926	0,033531	0,154481	0,043111	0,20837	0,095802	0,166457	0,146099	0,166457	0,223938	0,168852
TOTAL	99,8411	99,8296	99,8234	100,0833	99,593	100,1636	99,9797	99,3815	99,3024	99,6311	98,91	99,0509	99,7655	99,6491	99,6962	98,8352	99,144	99,7464
Si	10,057	9,501	9,552	9,551	9,364	10,372	9,444	9,008	8,951	11,93	11,801	11,605	11,84	10,24	10,218	11,571	11,563	11,891
Al	5,948	6,463	6,409	6,412	6,607	5,599	6,52	6,963	7,01	4,06	4,216	4,399	4,148	5,739	5,741	4,423	4,43	4,101
Fe ⁺²	0,005	0,012	0,028	0,028	0,009	0,013	0,009	0,012	0,006	0,015	0,011	0,015	0,016	0,001	0,02	0,033	0,015	0,014
Mg	0,001	0,003	0,003	0	0,003	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0,002	0,009	0	0	0
Ba	0	0,005	0,002	0	0	0	0	0,008	0	0	0,01	0	0,008	0	0	0	0,007	0,009
Ca	1,916	2,516	2,451	2,443	2,642	1,654	2,603	3,005	3,071	0,078	0,152	0,362	0,136	1,768	1,789	0,398	0,386	0,082
Na	2,023	1,491	1,546	1,568	1,363	2,309	1,392	1	0,978	3,864	3,778	3,567	3,842	2,227	2,218	3,535	3,579	3,875
K	0,042	0,026	0,031	0,029	0,032	0,052	0,028	0,008	0,008	0,035	0,01	0,047	0,021	0,038	0,034	0,038	0,051	0,038
AB	50,8	37	38,4	38,8	33,8	57,5	34,6	24,9	24,1	97,2	95,9	89,7	96,1	55,2	54,9	89	89,1	97
AN	48,1	62,4	60,8	60,5	65,4	41,2	64,7	74,9	75,7	2	3,9	9,1	3,4	43,8	44,3	10	9,6	2,1
OR	1,1	0,6	0,8	0,7	0,8	1,3	0,7	0,2	0,2	0,9	0,3	1,2	0,5	0,9	0,8	1	1,3	1

Tabela 3.3 - Análises Químicas de Plagioclásios

Amostra	AF-64C	AF-43A	AF-185A	AF-51A	AF-51A	AF-51A	AF-51A	AF-131A	AF-131A	AF-214A	AF-214A	AF-212A	AF-182A	AF-8K	AF-8K	AF-8K	AF-8K	AF-8L
Localiz.	C2P113	C2P117	C1P126	C2P16	C2P17	C1P18	C1P19	C1P20	C1P21	C3P22	C3P23	C1P24	C1P25	C1P26	C1P27	C4P28s/c	C4P29s/c	C2P41
Posição	Borda	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Exsol.	Exsol.	Borda
SiO ₂	65,22879	56,93908	56,11759	55,6676	54,4769	56,266	54,093	56,9703	57,2757	28,2486	58,1476	54,1049	53,8792	61,2262	61,2278	60,8798	60,8423	60,5908
Al ₂ O ₃	21,16206	25,47572	27,26316	29,2594	29,7223	28,6964	30,1761	28,0099	27,6104	14,4529	26,8653	29,8728	30,2442	25,6659	25,5433	25,6859	25,9041	25,4426
MgO	0	0	0	0	0	0	0,0047	0,0178	0	0,0607	0,0072	0,0014	0,0002	0,0082	0,0002	0,0002	0,0002	0,0021
CaO	2,044144	8,109415	9,634478	11,1345	11,5169	10,6141	12,355	9,554	9,3323	2,1677	8,9213	11,8117	12,2749	6,7935	7,0779	6,989	7,2688	6,9338
FeO	0,185252	0,06561	0,048886	0,0133	0,1428	0,0731	0,093	0,1795	0,1164	0,0645	0,0978	0,1666	0,0767	0,1135	0,0835	0,0334	0,0367	0,1001
BaO	0,063854	0,051532	0,155715	0,0123	0,0264	0,0299	0,0176	0,0422	0	0,0124	0,1181	0,0333	0,0002	0,0157	0,0297	0,042	0,0002	0,0035
Na ₂ O	10,48143	6,569762	6,054857	4,5564	4,1783	4,6268	3,9121	5,2277	5,2094	6,5591	5,6068	4,1407	3,946	6,7117	6,5457	6,6924	6,445	6,4092
K ₂ O	0,219148	0,280222	0,270642	0,2015	0,2112	0,2368	0,1822	0,2272	0,2726	0,3627	0,3882	0,1132	0,0971	0,3399	0,3312	0,1599	0,1537	0,4414
TOTAL	99,3847	97,4913	99,5453	100,845	100,2748	100,5431	100,8337	100,2286	99,8168	51,9286	100,1523	100,2446	100,5185	100,8746	100,8393	100,4826	100,651	99,9235
Si	11,561	10,457	10,151	9,92	9,785	10,039	9,682	10,178	10,257	9,921	10,385	9,731	9,668	10,768	10,774	10,745	10,718	10,761
Al	4,417	5,51	5,808	6,141	6,287	6,029	6,361	5,893	5,823	5,978	5,65	6,327	6,391	5,316	5,294	5,339	5,374	5,321
Fe ⁺²	0,027	0,01	0,007	0,002	0,021	0,011	0,014	0,027	0,017	0,019	0,015	0,025	0,012	0,017	0,012	0,005	0,005	0,015
Mg	0	0	0	0	0	0	0,001	0,005	0	0,032	0,002	0	0	0,002	0	0	0	0,001
Ba	0,004	0,004	0,011	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0	0,002	0,008	0,002	0	0,001	0,002	0,003	0	0
Ca	0,388	1,596	1,867	2,126	2,216	2,029	2,369	1,829	1,791	0,816	1,707	2,276	2,36	1,28	1,334	1,322	1,372	1,319
Na	3,602	2,34	2,124	1,574	1,455	1,601	1,358	1,811	1,809	4,467	1,942	1,444	1,373	2,289	2,233	2,29	2,201	2,207
K	0,05	0,066	0,062	0,046	0,048	0,054	0,042	0,052	0,062	0,163	0,088	0,026	0,022	0,076	0,074	0,036	0,035	0,1
AB	89,2	58,5	52,4	42	39,1	43,5	36	49,1	49,4	82	52	38,5	36,6	62,8	61,3	62,8	61	60,9
AN	9,6	39,9	46,1	56,8	59,6	55,1	62,9	49,5	48,9	15	45,7	60,8	62,8	35,1	36,6	36,2	38	36,4
OR	1,2	1,6	1,5	1,2	1,3	1,5	1,1	1,4	1,7	3	2,4	0,7	0,6	2,1	2	1	1	2,8

Tabela 3.3 - Análises Químicas de Plagioclásios

Amostra	AF-8L	AF-8J	AF-8J	AF-8J	AF-8J	AF-130A	AF-130A	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-183A	AF-183A	AF-183A
Localiz.	C2P42	C1P43s/c	C1P44s/c	C2P45	C2P46	C2P47s/c	C2P48s/c	C6P59	C6P60	C6P61	C6P62	C6P63	C2P78	C4P57	C4P58
Posição	Centro			Centro	Centro			Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro
SiO ₂	60,5434	62,2468	62,646	61,5131	61,8954	53,9852	54,2139	59,6598	58,9063	60,5713	60,3289	60,5248	61,7702	62,226	62,4233
Al ₂ O ₃	25,3808	25,4252	25,2855	25,6285	25,7672	29,782	29,7537	25,876	26,4515	25,3922	25,3853	25,6958	24,3134	24,2956	24,4637
MgO	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0	0	0,009	0	0	0	0	0	0	0
CaO	7,0423	7,0708	6,8143	7,0125	6,8188	12,3911	12,5334	7,0887	7,5858	6,4248	6,4312	6,5766	5,7986	5,7797	5,7238
FeO	0,0434	0,0601	0,0835	0,0002	0,0167	0,1035	0,1202	0,1011	0,0719	0,0225	0,027	0,0022	0	0,0652	0,0584
BaO	0,0105	0,0002	0,0315	0,0002	0,0002	0,058	0,0633	0	0,0546	0,081	0	0	0,0141	0,0317	0,0264
Na ₂ O	6,5224	6,0603	6,3398	6,5487	6,2929	3,8298	4,057	6,9484	6,7322	7,366	7,2191	7,1285	7,4503	7,4685	7,4579
K ₂ O	0,4551	0,277	0,301	0,3616	0,3781	0,1944	0,172	0,0885	0,0997	0,1215	0,1139	0,1076	0,2325	0,2239	0,2227
TOTAL	99,9981	101,1406	101,5018	101,065	101,1695	100,344	100,9135	99,7715	99,902	99,9793	99,5054	100,0355	99,5791	100,0906	100,3762
Si	10,753	10,877	10,911	10,79	10,822	9,713	9,712	10,632	10,508	10,757	10,753	10,729	10,974	10,998	10,996
Al	5,309	5,232	5,186	5,294	5,306	6,31	6,277	5,431	5,557	5,31	5,329	5,364	5,087	5,057	5,075
Fe ⁺²	0,006	0,009	0,012	0	0,002	0,016	0,018	0,015	0,011	0,003	0,004	0	0	0,01	0,009
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0
Ba	0,001	0	0,002	0	0	0,004	0,004	0	0,004	0,006	0	0	0,001	0,002	0,002
Ca	1,34	1,324	1,272	1,318	1,277	2,389	2,406	1,354	1,45	1,222	1,228	1,249	1,104	1,094	1,08
Na	2,246	2,053	2,141	2,227	2,133	1,336	1,409	2,401	2,329	2,536	2,495	2,45	2,566	2,559	2,547
K	0,103	0,062	0,067	0,081	0,084	0,045	0,039	0,02	0,023	0,028	0,026	0,024	0,053	0,05	0,05
AB	60,9	59,7	61,5	61,4	61	35,4	36,6	63,6	61,3	67	66,6	65,8	68,9	69,1	69,3
AN	36,3	38,5	36,6	36,3	36,5	63,4	62,4	35,9	38,1	32,3	32,8	33,5	29,7	29,5	29,4
OR	2,8	1,8	1,9	2,2	2,4	1,2	1	0,5	0,6	0,7	0,7	0,6	1,4	1,4	1,4

Tabela 3.4 - Análises Químicas de Anfibólios

Amostra	AF-132A	AF-132A	AF-194B	AF-194B	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-56A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-60A	AF-69A	AF-69A
Localiz.	C2P70	C2P71	C2P68	C2P69	C1P72	C1P73	C1P74	C2P75	C2P76	C3P78	C3P79	C3P80	C1P38	C1P39	C2P40	C2P40,5	C2P41	C2P42	C1P36	C1P37			
Posição	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	C0entro	Borda	Centro	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro	Centro			
SiO ₂	46,926	46,8269	49,3042	47,8672	43,8675	43,6925	43,6233	44,1093	43,9419	44,0798	43,8911	43,6289	46,7269	46,374	46,5082	45,9665	46,3894	46,5191	48,4205	48,3296			
TiO ₂	2,1113	2,2659	1,1307	1,2783	0,9949	1,1606	1,2036	1,0573	1,2128	1,1418	1,2146	1,0796	1,3387	1,3109	1,3893	1,008	1,062	1,0714	1,026	1,1011			
Al ₂ O ₃	9,4111	9,9699	8,2247	9,3993	13,1677	13,1924	13,4159	12,5991	13,0203	13,0172	12,9587	13,1619	11,1366	11,276	11,2072	11,4359	10,9004	11,0041	9,5523	9,4522			
Cr ₂ O ₃	0,3896	0,3447	0,222	0,3836	0,004	0,0032	0	0,0239	0	0,008	0,0207	0	0,0881	0,1486	0,1274	0,1785	0,109	0,201	0,6807	0,7318			
MgO	15,4125	15,3884	16,669	15,6709	13,2432	12,9782	12,9525	13,1477	12,8659	13,2434	13,1547	13,0835	14,5542	14,3059	14,4684	14,6458	14,6819	14,9215	16,1465	16,493			
CaO	11,8014	11,9153	11,6569	11,6381	11,0898	10,6472	11,0262	11,167	10,4519	10,9649	10,6546	10,809	12,1274	11,9891	11,9794	11,7765	11,89	11,8881	12,0335	12,1442			
MnO	0,0751	0,0315	0,0909	0,0632	0,2314	0,3174	0,2078	0,2902	0,2195	0,2433	0,2197	0,2592	0,0943	0,1766	0,1494	0,1729	0,0747	0,169	0,0749	0,0709			
FeO	9,6556	9,5981	8,8664	8,812	12,6826	13,3235	12,8946	13,0654	13,2994	12,7627	12,7951	12,4177	10,7593	11,3458	10,3253	10,7985	10,6195	10,5315	8,9043	8,9345			
NiO	0,0682	0,0706	0,0884	0,0404	0	0,0151	0,0377	0,005	0	0	0,0579	0	0,0629	0,1081	0,0629	0,0704	0,0453	0,0302	0,0076	0,0907			
Na ₂ O	1,3594	1,3466	1,0053	1,2911	1,6439	1,7699	1,7547	1,5122	1,6939	1,6898	1,6475	1,6901	1,212	1,3144	1,2359	1,2312	1,2177	1,2223	1,1683	1,1875			
K ₂ O	0,9431	0,9348	0,3001	0,3687	0,5076	0,5676	0,613	0,5278	0,5328	0,5727	0,5356	0,5587	0,3681	0,3857	0,4283	0,3741	0,3311	0,349	0,2823	0,3062			
H ₂ O	1,8705	1,9946	1,8537	2,0742	1,8806	2,0317	1,8428	2,0262	1,8536	2,0419	2,0252	1,865	2,0592	2,0338	2,0762	2,0355	2,0586	2,0489	2,1076	1,938			
F	0,4082	0,1813	0,4989	0	0,3076	0	0,3939	0	0,3499	0	0	0,3097	0,0448	0,0889	0,0004	0,0448	0	0,0448	0	0,3612			
Cl	0,0425	0,0454	0,0032	0,0189	0,0454	0,0422	0,0328	0,061	0,0454	0,0313	0,0532	0,0501	0,0407	0,0422	0,0235	0,0563	0,0423	0,0407	0,0094	0,0031			
TOTAL	100,4645	100,914	99,9344	98,9059	99,6662	99,7415	99,9988	99,6121	99,4873	99,7968	99,2286	98,9134	100,6132	100,9	99,9818	99,7949	99,4219	100,0416	100,4139	101,144			
Si	6,622	6,57	6,924	6,776	6,223	6,2	6,184	6,275	6,268	6,242	6,259	6,238	6,548	6,494	6,556	6,483	6,562	6,537	6,743	6,694			
Al ^{IV}	1,378	1,43	1,076	1,224	1,777	1,8	1,816	1,725	1,732	1,758	1,741	1,762	1,452	1,506	1,444	1,517	1,438	1,463	1,257	1,306			
Soma T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8			
Al ^{VI}	0,186	0,217	0,284	0,343	0,423	0,405	0,424	0,385	0,455	0,413	0,435	0,454	0,386	0,354	0,416	0,383	0,378	0,358	0,309	0,236			
Cr	0,041	0,038	0,025	0,043	0	0	0	0,003	0	0,001	0,002	0	0,01	0,016	0,014	0,02	0,012	0,022	0,075	0,08			
Fe ⁺³	0,904	0,896	0,748	0,853	1,502	1,531	1,507	1,432	1,388	1,461	1,401	1,442	1,037	1,148	0,98	1,169	1,097	1,127	0,924	1,026			
Ti	0,224	0,239	0,119	0,136	0,106	0,124	0,128	0,113	0,13	0,122	0,13	0,116	0,141	0,138	0,147	0,107	0,113	0,107	0,115	0,115			
Mg	3,242	3,218	3,49	3,307	2,801	2,746	2,737	2,788	2,736	2,796	2,796	2,789	3,041	2,987	3,04	3,08	3,096	3,126	3,352	3,405			
Fe ⁺²	0,236	0,23	0,295	0,19	0,003	0,05	0,022	0,124	0,198	0,051	0,125	0,043	0,224	0,181	0,237	0,104	0,16	0,111	0,113	0,009			
Mn	0,009	0,004	0,011	0,008	0,028	0,038	0,025	0,035	0,027	0,029	0,027	0,031	0,011	0,021	0,018	0,021	0,009	0,02	0,009	0,008			
Ca	0,156	0,157	0,028	0,12	0,138	0,106	0,157	0,119	0,066	0,128	0,083	0,124	0,15	0,156	0,147	0,116	0,136	0,123	0,111	0,121			
Soma C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5			
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Fe ⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Ca	1,628	1,634	1,726	1,646	1,548	1,513	1,518	1,583	1,531	1,536	1,544	1,531	1,671	1,643	1,662	1,663	1,666	1,667	1,685	1,681			
Na	0,372	0,366	0,274	0,354	0,452	0,467	0,462	0,417	0,469	0,464	0,456	0,469	0,329	0,357	0,338	0,337	0,334	0,333	0,315	0,319			
Soma B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2			
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
K	0,17	0,167	0,054	0,067	0,092	0,103	0,111	0,096	0,097	0,103	0,097	0,102	0,066	0,069	0,077	0,067	0,06	0,063	0,05	0,054			
Soma A	0,17	0,167	0,054	0,067	0,092	0,103	0,111	0,096	0,097	0,103	0,097	0,102	0,066	0,069	0,077	0,067	0,06	0,063	0,05	0,054			
Soma Cat.	15,17	15,167	15,054	15,067	15,092	15,103	15,111	15,096	15,097	15,103	15,097	15,102	15,066	15,069	15,077	15,067	15,06	15,063	15,05	15,054			

Tabela 3.4 - Análises Químicas de Anfibólios

Amostra	AF-69A	AF-69A	AF-69A	AF-52A	AF-52A	AF-52A	AF-52A	AF-64A	AF-82A	AF-194C	AF-194C	AF-194C	AF-194C	AF-194C	AF-194C	AF-194C	AF-194C	AF-194C
Localiz.	C2P33	C2P34	C2P35	C1P34	C2P38	C3P40	C3P44	C1P62	C3P102	C1P131	C1P132	C1P133	C1P134	C1P135	C2P136	C2P137	C2P138	C2P139
Posição	Borda	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	48,963	48,4729		43,25196	41,9085	42,39411	42,30854	41,57049	50,11263	49,80672	55,37954	55,67904	48,80339	49,16707	55,47153	49,5008	48,5638	54,7445
TiO ₂	1,0145	1,1154	1,3033	1,924283	2,062685	1,819232	1,932621	0,993824	0,106719	0,948802	0,036685	0,04002	0,82374	0,768713	0,045022	0,730361	0,828743	0,063365
Al ₂ O ₃	9,2315	9,3951	9,9424	11,6089	11,57867	11,09686	11,23668	9,099688	4,066139	7,669359	0,413794	0,302315	7,157312	7,021271	0,334436	6,618813	7,350038	0,479925
Cr ₂ O ₃	0,3516	0,411	0,3966	0,030692	0,036538	0,016077	0	0	0,035077	0,268922	0,030692	0,007308	0,214845	0,230922	0,055538	0,100846	0,289383	0,051154
MgO	16,5592	16,2246	16,124	10,52702	10,17717	10,27168	10,338	8,018378	16,18267	16,99346	16,90558	17,01335	16,99014	16,7862	16,96859	17,03822	16,62703	16,60713
CaO	11,9236	11,7891	11,9013	11,56389	11,20711	11,02382	11,04481	11,3946	11,98223	12,57967	12,87768	12,66921	12,26906	12,24807	13,04698	12,1949	12,29424	12,1949
MnO	0,1421	0,0355	0,1497	0,254351	0,262097	0,377007	0,246604	0,486752	0,386045	0,064556	0,539688	0,410576	0,134276	0,21949	0,521612	0,185921	0,197541	0,577131
FeO	8,7134	8,8811	9,2658	17,56289	17,1628	17,57447	17,11005	21,83783	11,68758	9,977861	11,57694	11,54221	9,085051	9,316616	11,58981	9,555899	9,521164	12,67302
NiO	0,0504	0,0656	0,068	0	0,012	0	0,01	0,029	0,065	0,064	0,006	0	0	0,068	0,018	0,024	0,026	0,038
Na ₂ O	1,1522	1,229	1,2892	1,404533	1,694335	1,502931	1,67816	1,393749	0,334284	1,086424	0,110529	0,095702	1,128209	1,029811	0,075484	1,04329	1,040594	0,184665
K ₂ O	0,2742	0,3272	0,3182	1,007123	0,787975	0,838271	0,732888	1,155616	0,128136	0,536493	0,00479	0	0,425123	0,495777	0,011975	0,396382	0,507753	0,007185
H ₂ O	2,1169	2,093	2,0329	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0,1355	0,193	0,223	0,051	0,274	0,073	0,031	0,13	0	0,043	0,043	0,065	0	0	0,173	0
Cl	0	0,044	0,0235	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	100,4926	100,0835	52,9604	99,32864	97,11288	96,98546	96,91235	96,05293	95,11751	100,1263	97,88192	97,80273	97,07415	97,41694	98,13698	97,38943	97,41929	97,62098
Si	6,802	6,773	6,577	6,232	6,153	6,241	6,221	6,326	7,318	6,849	7,691	7,939	6,881	6,937	7,687	6,968	6,861	7,846
Al ^{IV}	1,198	1,227	1,423	1,768	1,847	1,759	1,779	1,631	0,682	1,151	0,089	0,051	1,119	1,063	0,056	1,032	1,139	0,081
Soma T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^M	0,312	0,318	0,216	0,202	0,155	0,164	0,167	0	0,017	0,091	0	0	0,069	0,103	0	0,065	0,084	0
Cr	0,039	0,045	0,044	0,003	0,004	0,002	0	0	0,004	0,029	0,003	0,001	0,024	0,026	0,006	0,011	0,032	0,006
Fe ⁺³	0,897	0,904	1,084	1,353	1,567	1,462	1,526	1,634	0,709	1,03	0,127	0,078	1,071	0,963	0,116	1,015	1,041	0,185
Ti	0,106	0,117	0,137	0,209	0,228	0,201	0,214	0,114	0,012	0,098	0,004	0,004	0,087	0,082	0,005	0,077	0,088	0,007
Mg	3,429	3,379	3,364	2,261	2,228	2,254	2,266	1,819	3,523	3,464	3,591	3,617	3,571	3,531	3,597	3,575	3,502	3,548
Fe ⁺²	0,115	0,134	0	0,763	0,541	0,702	0,579	1,102	0,719	0,117	1,213	1,289	0	0,136	1,205	0,11	0,084	1,254
Mn	0,017	0,004	0,018	0,031	0,033	0,047	0,031	0,063	0,017	0,008	0,062	0,012	0,016	0,026	0,063	0,022	0,024	0
Ca	0,085	0,098	0,137	0,178	0,245	0,168	0,219	0,269	0	0,143	0	0	0,162	0,133	0,008	0,124	0,146	0
Soma C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0,031	0	0,003	0,038	0	0	0	0	0	0,07
Ca	1,69	1,667	1,647	1,608	1,518	1,571	1,522	1,589	1,875	1,71	1,966	1,936	1,692	1,718	1,979	1,715	1,715	1,873
Na	0,31	0,333	0,353	0,392	0,482	0,429	0,478	0,411	0,095	0,29	0,031	0,026	0,308	0,282	0,021	0,285	0,285	0,051
Soma B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0,049	0,058	0,057	0,185	0,148	0,157	0,137	0,224	0,024	0,094	0,001	0	0,076	0,089	0,002	0,071	0,092	0,001
Soma A	0,049	0,058	0,057	0,185	0,148	0,157	0,137	0,224	0,024	0,094	0,001	0	0,076	0,089	0,002	0,071	0,092	0,001
Soma Cat.	15,049	15,058	15,057	15,185	15,148	15,157	15,137	15,224	15,024	15,094	15,001	15	15,076	15,089	15,002	15,071	15,092	15,001

Tabela 3.5 - Análises Químicas de Biotitas

Amostra	AF-182A	AF-182A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-185B	AF-185B	AF-185B	AF-185B	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-82A	AF-82A
Localiz.	C1P48	C3P55	C1p29	C1p30	C1p31	C1p32	C2p53	C2p54	C1P24	C1P27	C2P29	C2P30	C3P22	C3P23	C3P24	C6P25	C6P26	C6P27	C6P28	C3P98	C3P98		
Posição	Centro	Centro					Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro		
SiO ₂	38,3487	37,6770	36,4084	36,1260	36,4400	36,0317	36,5624	36,7083	35,9720	35,7816	35,7987	36,3442	35,8014	35,3702	36,7811	36,9297	33,7549	36,4324	36,9168	36,3999	33,07		
TiO ₂	1,3006	4,1921	3,2149	3,4201	3,1628	3,5051	3,4036	3,0183	4,6990	5,4344	5,4944	4,9841	2,9401	3,3916	3,4960	3,9750	3,7803	4,2414	4,2888	3,0982	2,36		
Al ₂ O ₃	15,0307	14,5565	17,1585	17,5028	17,2661	17,2901	17,3764	17,6213	15,2650	14,6245	14,8437	15,0742	19,0383	18,0068	18,1626	17,6223	17,4514	18,0142	17,7400	14,6869	14,40		
Cr ₂ O ₃	0,2543	0,1125	0,0842	0,0000	0,0281	0,0354	0,0281	0,0488	0,0658	0,0818	0,0935	0,0789	0,0657	0,1103	0,1255	0,1171	0,1056	0,1011	0,2069	0,2353	0,21		
FeO	10,9903	12,6100	12,3145	12,3000	12,5287	12,3725	12,4371	12,3484	14,1846	16,4488	15,8197	14,8574	13,8215	15,3412	13,9257	13,6563	18,3776	14,1350	14,3797	16,5067	22,87		
NiO	0,1060	0,0630	0,0000	0,0146	0,0610	0,0439	0,0708	0,0830	0,0200	0,0120	0,0120	0,0250	0,0000	0,0171	0,0000	0,0000	0,0903	0,0464	0,0488	0,0080	0,06		
MnO	0,0400	0,0000	0,0153	0,0331	0,0648	0,0038	0,0293	0,0521	0,0000	0,0000	0,0000	0,0387	0,0051	0,0000	0,0000	0,0076	0,0088	0,0000	0,0076	0,2221	0,65		
MgO	19,4059	16,2656	15,9779	16,4522	15,9558	15,8735	15,6370	15,9969	14,5627	13,3291	13,3043	14,4732	14,2563	14,3922	14,6177	14,3493	14,0021	14,1611	14,2097	14,0637	10,96		
CaO	0,0839	0,0350	0,0000	0,0000	0,0245	0,0306	0,0002	0,0002	0,0084	0,0126	0,0154	0,0000	0,0000	0,0241	0,0000	0,0048	0,0000	0,0000	0,0000	0,0266	0,07		
Na ₂ O	0,0768	0,0337	0,0915	0,0582	0,0539	0,0963	0,0677	0,0504	0,0944	0,0768	0,0728	0,0660	0,0834	0,0508	0,0513	0,0358	0,0199	0,0311	0,0132	0,1132	0,03		
K ₂ O	8,6462	9,0916	10,3224	10,0337	10,3135	9,8555	10,0962	9,9074	9,1731	9,2497	9,1419	9,3659	9,7251	8,4837	9,5466	10,0314	7,2221	10,0665	9,7255	9,0126	6,22		
F	0,6810	0,5570	0,4226	0,0000	0,1586	0,0533	0,2663	0,0004	0,4220	0,4490	0,3390	0,6020	0,7796	0,3640	0,4177	0,4728	0,5079	0,0000	0,1047	0,3210	0,28		
TOTAL	94,9646	95,1940	96,0102	95,9407	96,0578	95,1917	95,9751	95,8355	94,4670	95,5004	94,9354	95,9098	96,5165	95,5520	97,1242	97,2021	95,3209	97,2292	97,6417	94,6941	97,22		
Si	5,9020	5,8450	5,6240	5,5520	5,6160	5,5840	5,6320	5,6350	5,6810	5,6630	5,6700	5,6850	5,5310	5,5120	5,6150	5,6480	5,3490	5,5630	5,6090	5,7910	5,61		
Al ^{IV}	2,0980	2,1550	2,3760	2,4480	2,3840	2,4160	2,3680	2,3650	2,3190	2,3370	2,3300	2,3150	2,4690	2,4880	2,3850	2,3520	2,6510	2,4370	2,3910	2,2090	2,38		
Al ^{VI}	0,6260	0,5050	0,7450	0,7200	0,7500	0,7400	0,7840	0,8210	0,5200	0,3890	0,4390	0,4620	0,9950	0,8160	0,8800	0,8220	0,6060	0,8020	0,7830	0,5430	0,48		
Ti	0,1510	0,4890	0,3740	0,3950	0,3670	0,4090	0,3940	0,3490	0,5580	0,6470	0,6550	0,5860	0,3420	0,3980	0,4010	0,4570	0,4510	0,4870	0,4900	0,3710	0,30		
Fe ⁺²	1,4140	1,6360	1,5910	1,5810	1,6150	1,6040	1,6020	1,5850	1,8740	2,1770	2,0950	1,9440	1,7860	1,9990	1,7780	1,7470	2,4360	1,8050	1,8270	2,1960	3,24		
Cr	0,0310	0,0140	0,0100	0,0000	0,0030	0,0040	0,0030	0,0060	0,0080	0,0100	0,0120	0,0100	0,0080	0,0140	0,0150	0,0140	0,0130	0,0120	0,0250	0,0300	0,02		
Mn	0,0050	0,0000	0,0020	0,0040	0,0080	0,0000	0,0040	0,0070	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0010	0,0300	0,09		
Mg	4,4520	3,7620	3,6790	3,7690	3,6660	3,6670	3,5910	3,6610	3,4290	3,1450	3,1410	3,3750	3,2840	3,3430	3,3270	3,2710	3,3080	3,2230	3,2190	3,3360	2,77		
Ca	0,0140	0,0060	0,0000	0,0000	0,0040	0,0050	0,0000	0,0000	0,0010	0,0020	0,0030	0,0000	0,0000	0,0040	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,01		
Na	0,0230	0,0100	0,0270	0,0170	0,0160	0,0290	0,0200	0,0150	0,0290	0,0240	0,0220	0,0200	0,0250	0,0150	0,0150	0,0110	0,0060	0,0090	0,0040	0,0350	0,01		
K	1,6970	1,7990	2,0340	1,9670	2,0280	1,9480	1,9840	1,9400	1,8480	1,8680	1,8470	1,8690	1,9170	1,6870	1,8590	1,9570	1,4600	1,9610	1,8850	1,8290	1,34		
Fe/Fe+Mg	0,2400	0,3000	0,3000	0,3000	0,3100	0,3000	0,3100	0,3000	0,3500	0,4100	0,4000	0,3700	0,3500	0,3700	0,3500	0,3500	0,4200	0,3600	0,3600	0,4000	0,54		
Mg/Fe+Mg	0,7600	0,7000	0,7000	0,7000	0,6900	0,7000	0,6900	0,7000	0,6500	0,5900	0,6000	0,6300	0,6500	0,6300	0,6500	0,6500	0,5800	0,6400	0,6400	0,6000	0,46		

Tabela 3.5 - Análises Químicas de Biotitas

Amostra	AF-182A	AF-182A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-185B	AF-185B	AF-185B	AF-185B	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-82A	AF-82A
Localiz.	C1P48	C3P55	C1p29	C1p30	C1p31	C1p32	C2p53	C2p54	C1P24	C1P27	C2P29	C2P30	C3P22	C3P23	C3P24	C6P25	C6P26	C6P27	C6P28	C3P98	C3P99	
Posição	Centro	Centro					Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	
SiO ₂	38,3487	37,6770	36,4084	36,1260	36,4400	36,0317	36,5624	36,7083	35,9720	35,7816	35,7987	36,3442	35,8014	35,3702	36,7811	36,9297	33,7549	36,4324	36,9168	36,3999	33,0797	
TiO ₂	1,3006	4,1921	3,2149	3,4201	3,1628	3,5051	3,4036	3,0183	4,6990	5,4344	5,4944	4,9841	2,9401	3,3916	3,4960	3,9750	3,7803	4,2414	4,2888	3,0982	2,3628	
Al ₂ O ₃	15,0307	14,5565	17,1585	17,5028	17,2661	17,2901	17,3764	17,6213	15,2650	14,6245	14,8437	15,0742	19,0383	18,0068	18,1626	17,6223	17,4514	18,0142	17,7400	14,6869	14,4015	
Cr ₂ O ₃	0,2543	0,1125	0,0842	0,0000	0,0281	0,0354	0,0281	0,0488	0,0658	0,0818	0,0935	0,0789	0,0657	0,1103	0,1255	0,1171	0,1056	0,1011	0,2069	0,2353	0,2105	
FeO	10,9903	12,6100	12,3145	12,3000	12,5287	12,3725	12,4371	12,3484	14,1846	16,4488	15,8197	14,8574	13,8215	15,3412	13,9257	13,6563	18,3776	14,1350	14,3797	16,5067	22,8747	
NiO	0,1060	0,0630	0,0000	0,0146	0,0610	0,0439	0,0708	0,0830	0,0200	0,0120	0,0120	0,0250	0,0000	0,0171	0,0000	0,0000	0,0903	0,0464	0,0488	0,0080	0,0630	
MnO	0,0400	0,0000	0,0153	0,0331	0,0648	0,0038	0,0293	0,0521	0,0000	0,0000	0,0000	0,0387	0,0051	0,0000	0,0000	0,0076	0,0088	0,0000	0,0076	0,2221	0,6520	
MgO	19,4059	16,2656	15,9779	16,4522	15,9558	15,8735	15,6370	15,9969	14,5627	13,3291	13,3043	14,4732	14,2563	14,3922	14,6177	14,3493	14,0021	14,1611	14,2097	14,0637	10,9648	
CaO	0,0839	0,0350	0,0000	0,0000	0,0245	0,0306	0,0002	0,0002	0,0084	0,0126	0,0154	0,0000	0,0000	0,0241	0,0000	0,0048	0,0000	0,0000	0,0000	0,0266	0,0784	
Na ₂ O	0,0768	0,0337	0,0915	0,0582	0,0539	0,0963	0,0677	0,0504	0,0944	0,0768	0,0728	0,0660	0,0834	0,0508	0,0513	0,0358	0,0199	0,0311	0,0132	0,1132	0,0350	
K ₂ O	8,6462	9,0916	10,3224	10,0337	10,3135	9,8555	10,0962	9,9074	9,1731	9,2497	9,1419	9,3659	9,7251	8,4837	9,5466	10,0314	7,2221	10,0665	9,7255	9,0126	6,2212	
F	0,6810	0,5570	0,4226	0,0000	0,1586	0,0533	0,2663	0,0004	0,4220	0,4490	0,3390	0,6020	0,7796	0,3640	0,4177	0,4728	0,5079	0,0000	0,1047	0,3210	0,2840	
TOTAL	94,9646	95,1940	96,0102	96,9407	96,0578	95,1917	95,9751	95,8355	94,4670	95,5004	94,9354	95,9098	96,5165	95,5520	97,1242	97,2021	95,3209	97,2292	97,6417	94,6941	91,2276	
Si	5,9020	5,8450	5,6240	5,5520	5,6160	5,5840	5,6320	5,6350	5,6810	5,6630	5,6700	5,6850	5,5310	5,5120	5,6150	5,6480	5,3490	5,5630	5,6090	5,7910	5,6110	
Al ^{IV}	2,0980	2,1550	2,3760	2,4480	2,3840	2,4160	2,3680	2,3650	2,3190	2,3370	2,3300	2,3150	2,4690	2,4880	2,3850	2,3520	2,6510	2,4370	2,3910	2,2090	2,3890	
Al ^{VI}	0,6260	0,5050	0,7450	0,7200	0,7500	0,7400	0,7840	0,8210	0,5200	0,3890	0,4390	0,4620	0,9950	0,8160	0,8800	0,8220	0,6060	0,8020	0,7830	0,5430	0,4880	
Ti	0,1510	0,4890	0,3740	0,3950	0,3670	0,4090	0,3940	0,3490	0,5580	0,6470	0,6550	0,5860	0,3420	0,3980	0,4010	0,4570	0,4510	0,4870	0,4900	0,3710	0,3010	
Fe ⁺²	1,4140	1,6360	1,5910	1,5810	1,6150	1,6040	1,6020	1,5850	1,8740	2,1770	2,0950	1,9440	1,7860	1,9990	1,7780	1,7470	2,4360	1,8050	1,8270	2,1960	3,2450	
Cr	0,0310	0,0140	0,0100	0,0000	0,0030	0,0040	0,0030	0,0060	0,0080	0,0100	0,0120	0,0100	0,0080	0,0140	0,0150	0,0140	0,0130	0,0120	0,0250	0,0300	0,0280	
Mn	0,0050	0,0000	0,0020	0,0040	0,0080	0,0000	0,0040	0,0070	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0010	0,0300	0,0940	
Mg	4,4520	3,7620	3,6790	3,7690	3,6660	3,6670	3,5910	3,6610	3,4290	3,1450	3,1410	3,3750	3,2840	3,3430	3,3270	3,2710	3,3080	3,2230	3,2190	3,3360	2,7730	
Ca	0,0140	0,0060	0,0000	0,0000	0,0040	0,0050	0,0000	0,0000	0,0010	0,0020	0,0030	0,0000	0,0000	0,0040	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0140	
Na	0,0230	0,0100	0,0270	0,0170	0,0160	0,0290	0,0200	0,0150	0,0290	0,0240	0,0220	0,0200	0,0250	0,0150	0,0150	0,0110	0,0060	0,0090	0,0040	0,0350	0,0120	
K	1,6970	1,7990	2,0340	1,9670	2,0280	1,9480	1,9640	1,9400	1,8480	1,8680	1,8470	1,8690	1,9170	1,6870	1,8590	1,9570	1,4600	1,9610	1,8850	1,8290	1,3460	
Fe/Fe+Mg	0,2400	0,3000	0,3000	0,3000	0,3100	0,3000	0,3100	0,3000	0,3500	0,4100	0,4000	0,3700	0,3500	0,3700	0,3500	0,3500	0,4200	0,3600	0,3600	0,4000	0,5400	
Mg/Fe+Mg	0,7600	0,7000	0,7000	0,7000	0,6900	0,7000	0,6900	0,7000	0,6500	0,5900	0,6000	0,6300	0,6500	0,6300	0,6500	0,6500	0,5800	0,6400	0,6400	0,6000	0,4600	

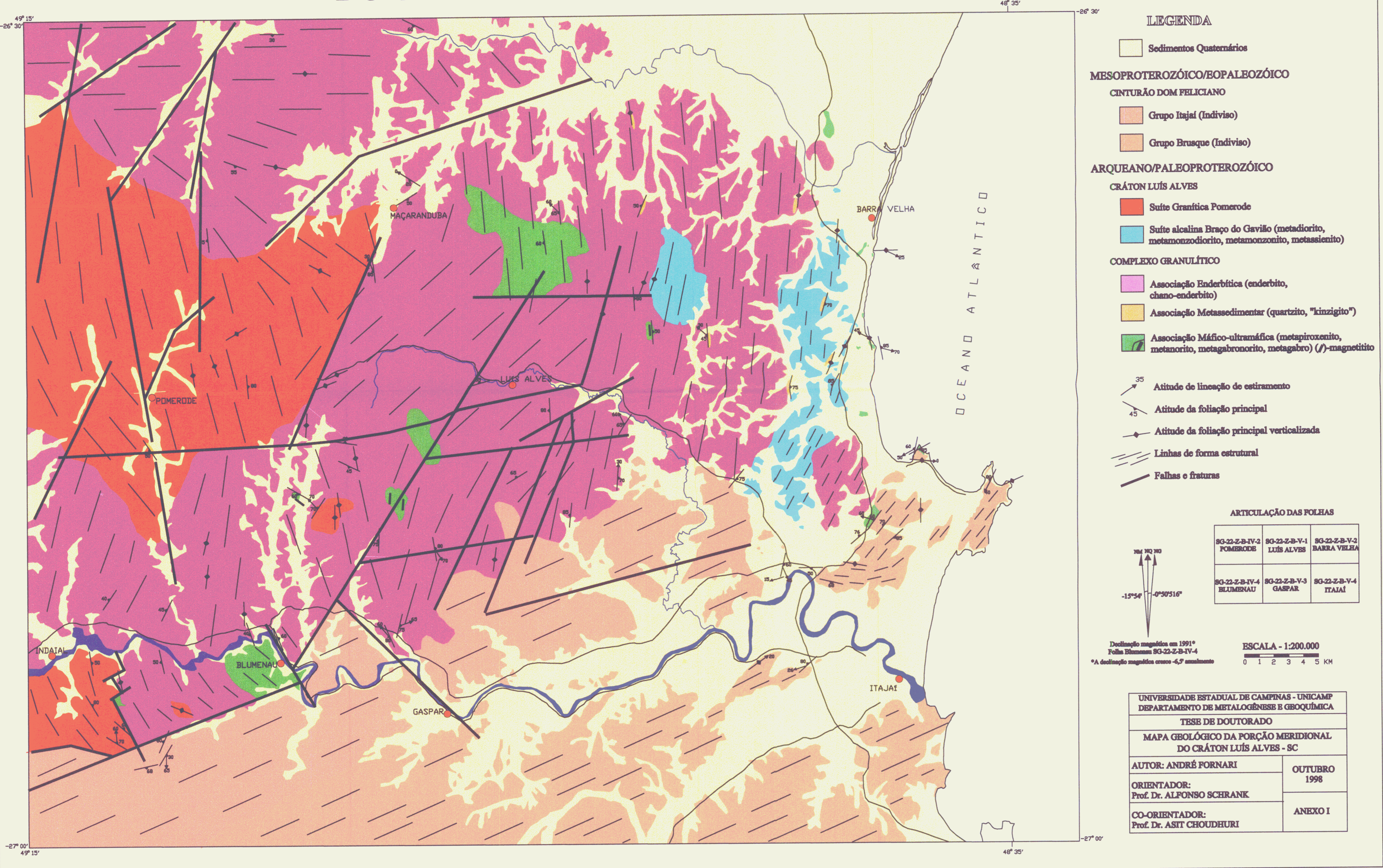
Tabela 3.6 - Análises Químicas de Granadas

Amostra	AF-135C	AF-135C	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-183A	AF-185B	AF-185B	AF-185B	AF-185B	AF-197C	AF-197C
Localiz.	C1P120	C1P121	C2P64	C2P65	C2P66	C5P67	C5P68	C5P69	C5P80	C1P25	C1P26	C2P28	C3P32	C2P75	C2P76
Posição	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro					Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro
SiO ₂	36,7143	37,0973	38,6377	39,1276	38,9787	38,7075	38,9418	38,9535	38,9229	37,6941	37,7562	38,0749	38,5905	38,7969	38,5991
TiO ₂	0,0033	0,0017	0,0000	0,0241	0,0197	0,0022	0,0153	0,0283	0,0677	0,0250	0,0434	0,0133	0,0384	0,0605	0,0002
Al ₂ O ₃	19,9717	20,2343	22,0141	22,1521	21,9114	21,9349	21,9284	21,9288	21,8344	21,1942	21,0204	21,2017	21,4814	22,1059	21,9456
Cr ₂ O ₃	0,0000	0,0263	0,0252	0,0000	0,0012	0,0251	0,0002	0,0109	0,0188	0,0745	0,0000	0,0702	0,0322	0,1001	0,0286
FeO	30,4881	30,8766	29,9082	29,0488	29,3521	30,6844	29,3897	29,7378	30,0184	31,5533	29,7741	31,6536	28,4387	30,9418	32,7528
MnO	1,9238	1,8218	1,5896	1,5018	1,4513	1,5737	1,4003	1,4883	1,5062	0,8586	0,8018	0,8805	0,8276	0,2663	0,3007
MgO	2,1008	2,1605	7,2034	7,9375	7,3646	6,5903	7,2474	7,1413	6,6618	6,6372	5,7452	6,8577	9,1459	7,6880	6,7281
CaO	7,0587	7,1398	1,6438	1,7855	2,1107	2,0771	2,1754	2,2253	2,1830	2,3114	4,8130	2,0987	1,9378	1,0338	1,1334
Na ₂ O	0,0000	0,0175	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0081	0,0000	0,0108	0,0067	0,0000	0,0000
F	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
TOTAL	98,2606	99,3757	101,0220	101,5774	101,1897	101,5952	101,0985	101,5142	101,2132	100,3564	99,9539	100,8615	100,4991	100,9933	101,4885
Si	5,9910	5,9820	5,9760	5,9880	6,0070	5,9780	6,0100	5,9950	6,0260	5,8990	5,9320	5,9250	5,9280	5,9900	5,9750
Al	0,0090	0,0180	0,0240	0,0120	0,0000	0,0220	0,0000	0,0050	0,0000	0,1010	0,0680	0,0750	0,0720	0,0100	0,0250
Soma T	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0070	6,0000	6,0100	6,0000	6,0260	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000
Al ^{VI}	3,8280	3,8250	3,9860	3,9810	3,9770	3,9670	3,9850	3,9690	3,9810	3,8060	3,8210	3,8100	3,8150	4,0100	3,9760
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	0,0020	0,0000	0,0020	0,0030	0,0080	0,0030	0,0050	0,0020	0,0040	0,0070	0,0000
Cr	0,0000	0,003	0,0030	0,0000	0,0000	0,0030	0,0000	0,0010	0,0020	0,0090	0,0000	0,0090	0,0040	0,0120	0,0030
Soma A	3,8280	3,8280	3,9890	3,9840	3,9790	3,9700	3,9870	3,9730	3,9910	3,8180	3,8260	3,8210	3,8230	4,0290	3,9790
Fe ⁺²	4,1600	4,1640	3,8690	3,7180	3,7830	3,9630	3,7930	3,8270	3,8860	4,1300	3,9120	4,1190	3,6540	3,9950	4,2400
Mg	0,5110	0,5190	1,6610	1,8110	1,6920	1,5170	1,6670	1,6380	1,5370	1,5490	1,3460	1,5910	2,0950	1,7700	1,5530
Mn	0,2660	0,2490	0,2080	0,1950	0,1890	0,2060	0,1830	0,1940	0,1980	0,1140	0,1070	0,1160	0,1080	0,0350	0,0390
Ca	1,2340	1,2340	0,2720	0,2930	0,3490	0,3440	0,3600	0,3670	0,3620	0,3880	0,8100	0,3500	0,3190	0,1710	0,1880
Na	0,0000	0,0050	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0030	0,0020	0,0000	0,0000
Soma B	6,1710	6,1710	6,0100	6,0170	6,0130	6,0300	6,0030	6,0260	5,9830	6,1830	6,1750	6,1790	6,1780	5,9710	6,0200
Soma Cat.	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000
Almandina	67,4150	67,4740	64,3670	61,7970	62,9140	65,7240	63,1850	63,5070	64,9530	66,8020	63,3580	66,6620	59,1510	66,9150	70,4320
Andradita	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Grossulária	19,9960	19,9020	4,4550	4,8660	5,7920	5,6230	5,9910	6,0550	5,9940	6,0280	13,1210	5,4370	5,0620	2,5610	3,0350
Piropo	8,2800	8,4160	27,6350	30,1010	28,1390	25,1630	27,7750	27,1860	25,6950	25,0480	21,7930	25,7450	33,9100	29,6370	25,7910
Espessartita	4,3080	4,0320	3,4650	3,2360	3,1510	3,4140	3,0490	3,2190	3,3010	1,8410	1,7280	1,8780	1,7430	0,5830	0,6550
Uvarovita	0,0000	0,0880	0,0770	0,0000	0,0040	0,0770	0,0010	0,0330	0,0580	0,2410	0,0000	0,2260	0,1020	0,3030	0,0880
X Ca	0,2000	0,2000	0,0450	0,0490	0,0580	0,0570	0,0600	0,0610	0,0610	0,0630	0,1310	0,0570	0,0520	0,0290	0,0310
X Fe	0,6740	0,6750	0,6440	0,6180	0,6290	0,6570	0,6320	0,6350	0,6500	0,6680	0,6340	0,6670	0,5920	0,6690	0,7040
X Mg	0,0830	0,0840	0,2760	0,3010	0,2810	0,2520	0,2780	0,2720	0,2570	0,2510	0,2180	0,2580	0,3390	0,2960	0,2580
Fe/Mg	8,1410	8,0230	2,3290	2,0530	2,2360	2,6120	2,2750	2,3360	2,5280	2,6660	2,9060	2,5890	1,7440	2,2570	2,7300

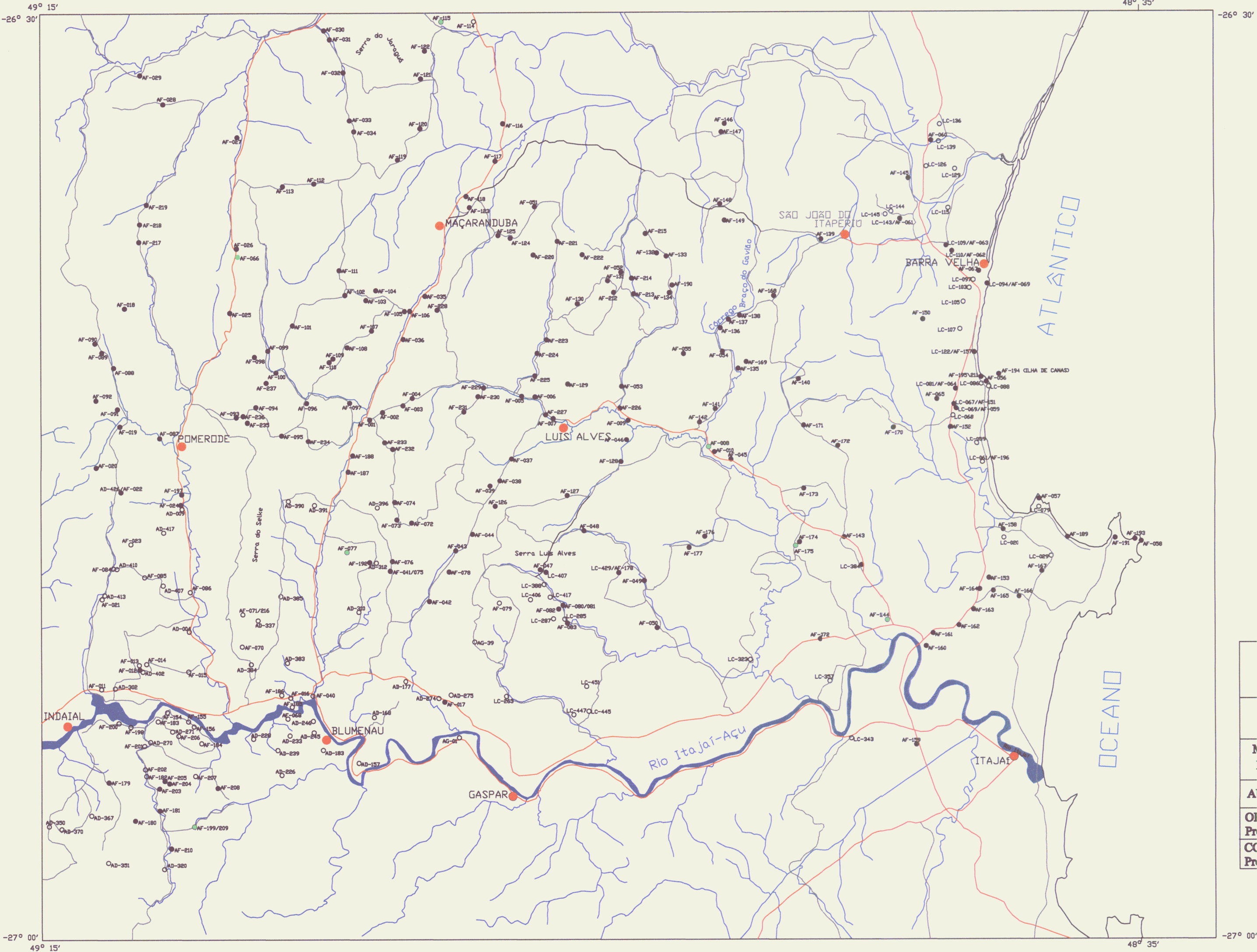
Tabela 3.6 - Análises Químicas de Granadas

Amostra	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-197C	AF-82A	AF-82A	AF-82A	AF-82A	AF-82A	AF-82A
Localiz.	C2P77	C3P72	C3P73	C3P74	C6P70	C6P71	C6P71T	C1P89	C1P90	C2P93	C2P96	C3P100	C3P97
Posição	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro	Borda
SiO ₂	38,7403	38,6919	38,4566	38,5583	38,5834	38,3367	38,2650	37,5936	37,7262	37,1614	37,4032	37,3518	37,1957
TiO ₂	0,0324	0,0303	0,0238	0,0151	0,0000	0,0280	0,0043	0,0267	0,0217	0,0033	0,0217	0,0700	0,0183
Al ₂ O ₃	21,9788	21,9373	21,8612	21,9363	22,1139	21,9512	22,1040	20,4497	20,6103	20,2343	20,4478	20,3175	20,3836
Cr ₂ O ₃	0,0220	0,0434	0,0380	0,0472	0,0510	0,0024	0,0283	0,1652	0,1535	0,0599	0,1374	0,1856	0,0438
FeO	32,6499	32,7786	32,1825	32,5469	31,9252	32,5863	32,4565	26,2607	25,2032	26,6042	26,7959	27,0943	26,5527
MnO	0,3129	0,2935	0,3047	0,2634	0,2477	0,3086	0,3189	5,7481	5,5983	5,9275	6,2038	5,3297	5,3840
MgO	6,7175	6,7683	6,9449	6,8556	7,5157	6,9540	6,9847	4,6061	4,3972	3,7074	4,2231	4,1949	4,0341
CaO	1,1173	1,1275	1,1383	1,0831	1,0929	1,0976	1,0844	5,0663	5,5770	5,1950	4,6144	4,8340	5,3615
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0175	0,0270	0,0108	0,0270	0,0000	0,0000
F	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0960	0,0000	0,0000	0,0570	0,0760
TOTAL	101,5711	101,6708	100,9500	101,3059	101,5298	101,2648	101,2461	99,9338	99,4103	98,9040	99,8742	99,4350	99,0497
Si	5,9920	5,9790	5,9740	5,9740	5,9390	5,9400	5,9260	5,9560	6,0040	5,9800	5,9510	5,9710	5,9650
Al	0,0080	0,0210	0,0260	0,0260	0,0610	0,0600	0,0740	0,0440	0,0000	0,0200	0,0490	0,0290	0,0350
Soma T	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0040	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000
Al ^{VI}	3,9950	3,9710	3,9740	3,9770	3,9470	3,9450	3,9580	3,7720	3,8630	3,8150	3,7820	3,7960	3,8140
Ti	0,0040	0,0040	0,0030	0,0020	0,0000	0,0030	0,0010	0,0030	0,0030	0,0000	0,0030	0,0080	0,0020
Cr	0,0030	0,0050	0,0050	0,0060	0,0060	0,0000	0,0030	0,0210	0,0190	0,0080	0,0170	0,0230	0,0060
Soma A	4,0020	3,9800	3,9820	3,9850	3,9530	3,9480	3,9620	3,7960	3,8850	3,8230	3,8020	3,8270	3,8220
Fe ⁺²	4,2230	4,2360	4,1810	4,2170	4,1090	4,2220	4,2040	3,4800	3,3540	3,5800	3,5650	3,6220	3,5610
Mg	1,5490	1,5590	1,6080	1,5840	1,7250	1,6060	1,6130	1,0880	1,0430	0,8890	1,0020	1,0000	0,9640
Mn	0,0410	0,0380	0,0400	0,0350	0,0320	0,0400	0,0420	0,7710	0,7550	0,8080	0,8360	0,7220	0,7310
Ca	0,1850	0,1870	0,1890	0,1800	0,1800	0,1820	0,1800	0,8600	0,9510	0,8960	0,7870	0,8280	0,9210
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0080	0,0030	0,0080	0,0000	0,0000
Soma B	5,9980	6,0200	6,0180	6,0160	6,0460	6,0500	6,0390	6,2040	6,1110	6,1760	6,1980	6,1720	6,1770
Soma Cat.	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000
Almandina	70,4080	70,3620	69,4650	70,1110	67,9640	69,7760	69,6200	56,0830	54,8860	57,9650	57,5250	58,6920	57,6410
Andradita	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Grossulária	3,0200	2,9680	3,0310	2,8440	2,8240	3,0040	2,8930	13,3170	15,0630	14,3020	12,2370	12,8040	14,7660
Piropo	25,8220	25,8990	26,7210	26,3250	28,5210	26,5430	26,7070	17,5350	17,0700	14,3990	16,1610	16,1980	15,6100
Espessartita	0,6830	0,6380	0,6660	0,5750	0,5340	0,6690	0,6930	12,4330	12,3480	13,0800	13,4890	11,6930	11,8370
Uvarovita	0,0670	0,1330	0,1170	0,1450	0,1570	0,0070	0,0870	0,5440	0,4960	0,1990	0,4540	0,6120	0,1450
X Ca	0,0310	0,0310	0,0310	0,0300	0,0300	0,0300	0,0300	0,1390	0,1560	0,1450	0,1270	0,1340	0,1490
X Fe	0,7040	0,7040	0,6950	0,7010	0,6800	0,6980	0,6960	0,5610	0,5500	0,5800	0,5760	0,5870	0,5760
X Mg	0,2580	0,2590	0,2670	0,2630	0,2850	0,2650	0,2670	0,1760	0,1710	0,1440	0,1620	0,1620	0,1560
Fe/Mg	2,7260	2,7170	2,6000	2,6620	2,3820	2,6290	2,6060	3,1990	3,2160	4,0270	3,5580	3,6220	3,6940

MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES - SC.

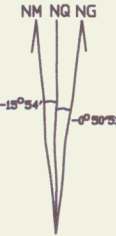


MAPA DE CAMINHAMENTO E PONTOS DE AMOSTRAGEM DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES -SC



LEGENDA

- DRENAGEM
- ESTRADA ASFALTADA
- ESTRADA SECUNDÁRIA
- CIDADE
- PONTOS LC, AD e AG - Compilados do Projeto Timbó-Barra Velha/CPRM (Revisitados)
- PONTOS AF - Visitados e/ou Amostrados
- PONTOS CITADOS NO TEXTO



Declinação magnética em 1991*
Folha Blumenau SG-22-Z-B-IV-4

* A declinação magnética cresce -6,5' anualmente

ESCALA - 1:200.000
0 1 2 3 4 5 km

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS - UNICAMP	
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA	
TESE DE DOUTORADO	
MAPA DE CAMINHAMENTO E PONTOS DE AMOSTRAGEM DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON LUÍS ALVES - SC	
AUTOR: ANDRÉ FORNARI	OUTUBRO 1998
ORIENTADOR: Prof. Dr. ALFONSO SCHRANK	
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. ASIT CHOUDHURI	ANEXO II