ROSA MARIA COTRIM SOARES

Instituto de Geociências
T1130
U.S.P.

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005675

PETROLOGIA DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE BARRA VELHA, SC

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Orientador: Celso de Barros Gomes

SÃO PAULO
1975

ÍNDICE GERAL

1. INTRODUÇÃO 1

2. METODOLOGIA 2

3. GEOLOGIA REGIONAL 4

4. GEOLOGIA LOCAL 8

4.1. Unidades delimitadas 8

4.2. Geocronologia 17

5. PETROLOGIA DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS 21

5.1. Mineralogia 21

5.1.1. Piroxênios 21

5.1.1.1. Ortopiroxênios 21

5.1.1.2. Clinopiroxênios 26

5.1.1.3. O uso de piroxênios como termômetro e barômetro geológicos 29

5.1.1.4. Sequência de cristalização dos piroxênios 33

5.1.2. Anfibólios 38

5.1.3. Feldspatos 41

5.1.4. Opacos 44

5.1.5. Talco 45

5.1.6. Outros minerais 45

Instituto de Geociências BIBLIOTECA U.S.P.

5.2. Petrografia 46

5.2.1. Rochas ultramáficas 46

5.2.1.1. Metapiroxenitos e metapiroxênio hornblenditos 46

5.2.1.2. Discussão dos resultados 51

5.2.2. Rochas máficas 54

5.2.2.1. Meta-hornblendas gabros 54

5.2.2.2. Granulitos (hornblenda - hiperstênio gnaisses) 56

5.2.2.3. Anfibolitos e gnaisses anfibolíticos 59

5.2.2.4. Outras rochas 61

5.3. Considerações sobre a composição química das rochas de Barra Velha 64

6. CONCLUSÕES GERAIS 71

7. BIBLIOGRAFIA 75

8. AGRADECIMENTOS 79

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Mapa geológico regional de GIRARDI (1974) 6

Figura 2 - Mapa geológico da região de Barra Velha,SC 10

Figura 3 - Mapa de localização das amostras coletadas 16

Figura 4 - Mapa de localização das amostras estudadas do ponto de vista geocronológico 18

Figura 5 - Gráfico correlacionando os teores de Al_2O_3 e o índice $\frac{FeO}{FeO + MgO}$ nos piroxênios de Barra Velha 25

Figura 6 - Distribuição do coeficiente de correlação de KRETZ (1963) para os piroxênios de Barra Velha 31

Figura 7 - Gráfico relacionando o coeficiente de KRETZ (1963) e o índice de $\frac{Fe}{Mg} \times 100$ 32

Figura 8 - Seqüência de cristalização de piroxênios de diversas províncias magmáticas 34

Figura 9 - Seqüência de cristalização de piroxênios de diversas províncias metamórficas, bem como da magmática de SKAERGAARD 36

Figura 10 - Seqüência de cristalização de piroxênios da província metamórfica de Madras 37

Figura 11 - Seqüência de cristalização dos piroxênios do complexo de Barra Velha 39

Figura 12 - Diagrama de classificação de anfibólios segundo LEAKE (1968) 42

Figura 13 - Diagrama de classificação de anfibólios segundo LEAKE (1968) 43

Figura 14 - Histogramas de composição mineralógica para as rochas ultramáficas de Barra Velha 48

Figura 15 - Distribuição dos principais constituintes mineralógicos junto às diversas ocorrências de rochas ultramáficas 52

Figura 16 - Diagrama ternário Fe:Mg:Alc das rochas de Barra Velha. Comparação entre esses valores e campos de composição de outros complexos 66

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela I - Análises químicas de ortopiroxênios 22

Tabela II - Correlação entre propriedades ópticas e químicas de ortopiroxênios 23

Tabela III - Propriedades ópticas de clinopiroxênios 27

Tabela IV - Análises químicas de clinopiroxênios 28

Tabela V - Análises químicas parciais de anfibólios 40

Tabela VI - Propriedades ópticas e químicas de anfibólios 41

Tabela VII - Análises modais de rochas ultramáficas 47

Tabela VIII - Análises modais de meta-hornblenda gabros 57

Tabela IX - Análises modais de granulitos 59

Tabela X - Análises modais de rochas anfibolíticas 61

Tabela XI - Análises químicas e normativas das rochas de Barra Velha 65

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - Cristal de ortopiroxênio (bronzita), de tonalidade rósea, destacado do agregado granular constituído de grãos menores do mesmo mineral e de clinopiroxênio (diopsídio) de tonalidade mais clara, e bordejado localmente por hornblenda. Rocha metapiroxenito (amostra *1*). Aumento 60x. Nícois descruzados. 50

Fotomicrografia 2 - Cristal de ortopiroxênio (bronzita) envolvido por agregado microcristalino de talco, raros cristais diminutos de tremolita e opacos. Rocha metapiroxenito (amostra *BM-BV-A*). Aumento 60x. Nícois cruzados. 50

Fotomicrografia 3 - Cristais de piroxênio (principalmente bronzita), envolvidos por hornblenda, numa massa constituída fundamentalmente de plagioclásio. Rocha meta-hornblenda gabro (amostra *27*). Aumento 60x. Nícois descruzados. 55

Fotomicrografia 4 - Cristais de piroxênio (principalmente bronzita), hornblenda e opacos entre grânulos de plagioclásio geminado, textura granoblástica. Rocha meta-hornblenda gabro (amostra *27*). Aumento 60x. Nícois cruzados. 55

Fotomicrografia 5 - Cristais de ortopiroxênio(bronzita) envolvidos por hornblenda e opacos, parcialmente segregados dos plagioclásios. Rocha granulito (amostra *BM-10*). Aumento 60x.Nícois descruzados. 58

Fotomicrografia 6 - Cristais geminados de plagioclásios segregados parcialmente dos piroxênios (bronzita), hornblenda e opacos; textura granoblástica. Rocha granulito (amostra *BM-10*). Aumento 60x. Nícois cruzados. 58

Fotomicrografia 7 - Cristais de hornblenda relativamente orientados e parcialmente segregados dos plagioclásios. Rocha anfibolito (amostra *35*). Aumento 60x. Nícois descruzados. 63

Fotomicrografia 8 - Cristais de plagioclásio saussuritizados associados a cristais de feldspato alcalino e quartzo em intercrescimento granofírico. Rocha granito. Aumento 60x. Nícois cruzados. 63

1. INTRODUÇÃO

Na parte média do litoral do Estado de Santa Catarina, no município de Barra Velha, distante aproximadamente 40 km a norte da cidade de Itajaí, ocorrem corpos de rochas ultramáficas passíveis de representação em escala regional.

A primeira referência a essas rochas foi feita por BARTORELLI *et al.* (1969). Posteriormente ALBUQUERQUE *et al.* (1971), estudando a geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, correlacionaram esses corpos com outros núcleos ultramáficos, esparsos e menos significativos existentes na região, enquadrando-os dentro de um contexto regional.

MINIOLI (1972) descreveu os aspectos geológicos locais da área de Barra Velha - Itajuba, bem como chamou a atenção para a conveniência de execução de um estudo mais detalhado dos seus vários tipos petrográficos e de suas relações petrogenéticas.

No Brasil, têm sido mencionadas diversas ocorrências de associações máficas e ultramáficas encaixadas em rochas do "Complexo Cristalino Indiviso" (SCORZA,1968; BERBERT, 1970; ALBUQUERQUE *et al.*, 1971), praticamente inexistindo contudo estudos petrogenéticos a respeito. Dentre estes poucos, destacam-se, sem qualquer dúvida, os trabalhos de GIRARDI (1969, 1971) e GIRARDI e SANTINI (1973),referentes aos metabasitos e ultrabasitos polimetamórficos da região de Morretes-Antonina, e de GIRARDI (1974) sobre o complexo básico-ultrabásico de Piên, Estado do Paraná. Neste último trabalho, esse autor procurou correlacionar as ocorrências de rochas ultrabásicas de Piên com aquelas da área de Barra Velha-Itajuba, no Estado de Santa Catarina. Contando com dados petrológicos mais minuciosos sobre as rochas máficas e ultramáficas de Barra Velha, o presente autor busca um retorno à dis

cussão iniciada por GIRARDI (1974).

Portanto, o principal objetivo deste trabalho é o de definir a natureza mineralógico-petrográfica do complexo de Barra Velha e as suas relações com as rochas regionais. Visa, ainda, a estabelecer comparações com as demais ocorrências congêneres que foram objeto de investigação petrológica, notadamente a de Piên.

2. METODOLOGIA

O mapa geológico da Figura 2 foi elaborado a partir de fotografias aéreas na escala de 1:60.000, sem reconstituição, face à falta de base topográfica adequada. Está modificado em relação ao de MINIOLI (1972), segundo um novo ponto de vista interpretativo e os objetivos do trabalho em questão.

O estudo óptico dos minerais transparentes foi efetuado em microscópio Ortholux-Pol de fabricação Leitz. Para a determinação dos índices de refração dos minerais, utilizou-se luz natural, sendo a variação nos índices dos líquidos controlada em refratômetros do tipo Abbe ou Leitz-Jelley, com erro médio de 0,005. Os ângulos axiais dos minerais foram obtidos em Platina Universal Leitz de 4 eixos, diretamente ou através de projeção estereográfica. Medidas diretas em minerais incolores estão sujeitas a erros de 3°, aumentando, no entanto, a imprecisão para 5° no caso dos cristais coloridos. Os ângulos Z $\wedge$ c foram calculados através dos diagramas de TRÖGER (1956).

A composição dos plagioclásios foi estimada em cortes com geminação albita, empregando-se o método de máxima extinção na zona (010) e os gráficos reproduzidos em TRÖGER (1956).

A composição dos piroxênios e anfibólios foi também estimada por meios ópticos, recorrendo-se a determinações de índices de refração e ângulos 2V e às curvas de TRÖGER (1956). Segundo BROWN (1967), essas estimativas estão sujeitas a erros consideráveis para os clinopiroxênios tendo em vista a influência causada por outros elementos, além de Ca, Fe e Mg, na variação daquelas propriedades ópticas.

As análises modais foram calculadas por meio de contador de pontos, utilizando-se a técnica descrita por CHAYES (1949).

Para as análises por difratometria de raios X, empregou-se um aparelho de fabricação Rigaku.

As análises químicas de rochas foram efetuadas no Agrupamento de Química, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, empregando-se metodologia convencional.

Os dados químicos dos minerais foram obtidos com o auxílio da técnica da microssonda eletrônica no laboratório do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Utilizou-se nesse caso um aparelho ARL, modelo EMX-SM, equipado com três espectômetros dispersivos e três pares de cristais (LiF/ADP, LiF/ /ADP e LiF/RAP). Os padrões empregados foram todos substâncias naturais, a saber, cristais de orto e clinopiroxênios (HESS, 1949). Correções foram executadas para fatores diversos (desvio, radiação de fundo, fluorescência, número atômico e absorção) com o auxílio dos programas de computação "SLAVE" e de BENCE e ALBEE (1968) existentes no laboratório. As condições de operação foram as seguintes: potencial de aceleração 15 kV, diâmetro aproximado do feixe eletrônico 1 μ, intensidade da corrente 0,03 μA e tempo de integração 20 segundos.

As fórmulas químicas de piroxênios e anfibólios foram calculadas, respectivamente, na base de 6 (HESS, 1949)

e 23 (BINNS, 1965) átomos de oxigênio.

Para a classificação das rochas máficas e ultramáficas (ortometamórficas), adotou-se essencialmente a terminologia proposta por STRECKEISEN (1967) para rochas ígneas, acrescida do prefixo meta. O índice piroxênio-anfibólio de JUNG e BROUSSE (1959), expresso pela fórmula $\frac{\text{piroxênio}}{\text{piroxênio + anfibólio}} \times 100$, foi também usado como elemento de caracterização dessas rochas, tendo sido definidos os seguintes campos: piroxenitos 60-100, piroxênio hornblenditos 40-60 e hornblenditos 0-40. Para as demais rochas regionais, adotou-se uma classificação coerente com a descrita em outros trabalhos regionais, buscando-se assim facilitar qualquer eventual tarefa de correlação.

Não foi executado um trabalho de amostragem de acordo com padrões espaciais bem estabelecidos face ao fato de o corpo máfico - ultramáfico possuir poucos afloramentos, além de ser descontínuo. As exposições mais freqüentes, à exceção da ocorrência do Morro Comprido, estão restritas à zona costeira. Procurou-se, então, coletar amostras tendo em vista o grau de heterogeneidade dos diversos corpos e a sua representatividade dimensional (Figura 3).

3. GEOLOGIA REGIONAL

Não existem trabalhos de detalhe sobre a geologia da área de Barra Velha. Contudo, tentativa recente feita por GIRARDI (1974) permitiu enquadrá-la dentro de um contexto mais regional. Com base nos mapas relativos às quadrículas de Blumenau e Joinville de ALBUQUERQUE *et al.* (1971), bem como nos trabalhos geológicos locais de EBERT (1971) e MINIOLI (1972), aquele autor elaborou mapa geológico regio

nal onde se acham reunidas as ocorrências de Piên e Barra Velha (Figura 1).

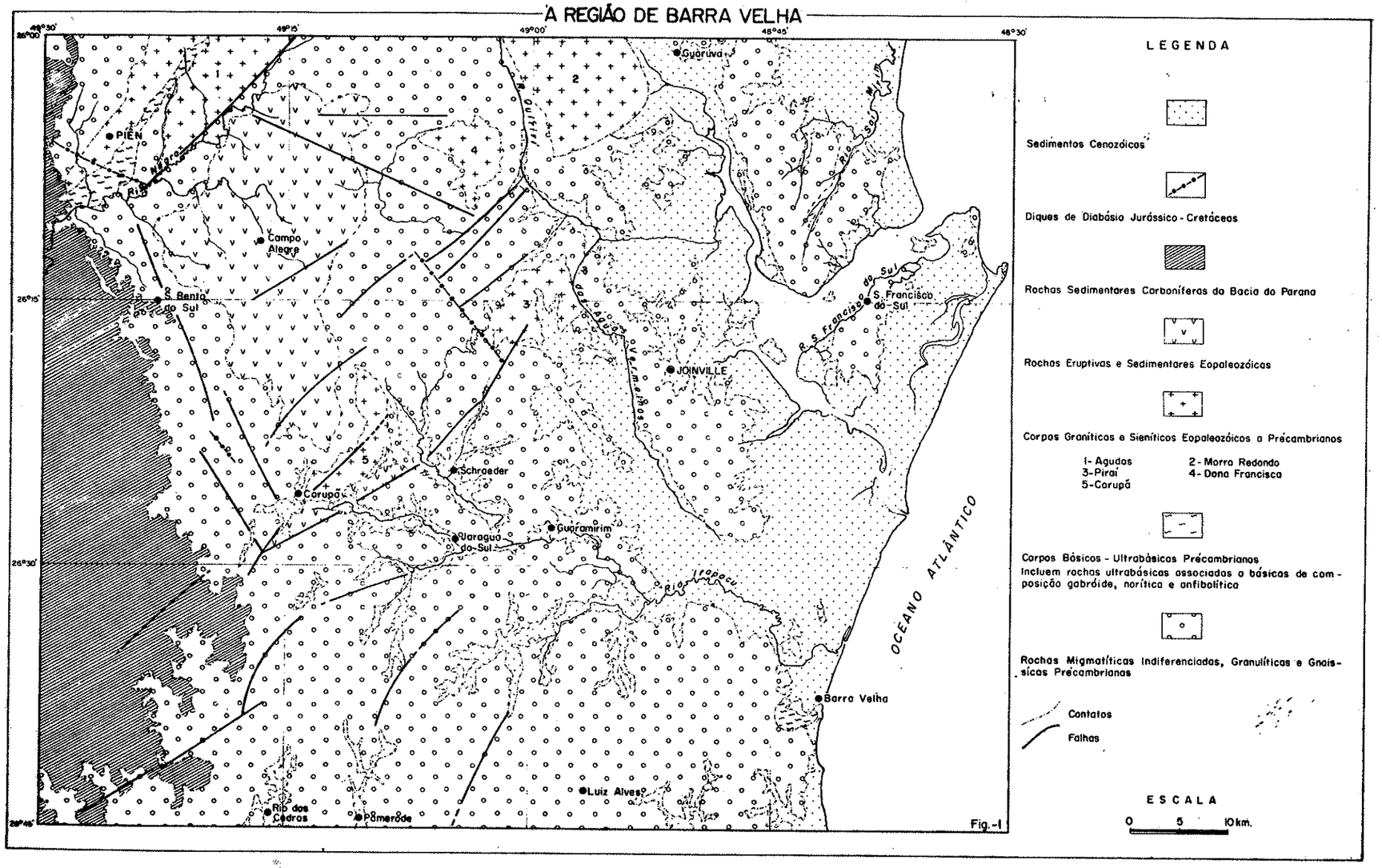
Os núcleos de rochas máficas e ultramáficas encaixados em migmatitos e gnaisses do Complexo Cristalino Brasileiro foram enquadrados por SCHULTZ JR. *et al.* (1969) no Grupo Taboleiro, que, por sua vez, compõe-se de duas sub-unidades: uma constituída essencialmente de rochas migmatíticas indiferenciadas e outra de rochas ultrabásicas e derivadas, além de itabiritos subordinados. Posteriormente, essa última unidade foi denominada, por BRITO NEVES e ALBUQUERQUE (1973), de Complexo Taboleiro.

Numa revisão sobre a geologia regional, verifica-se que, além dos migmatitos regionais do tipo "homogêneo" e "heterogêneo", ocorrem ainda diversas variedades petrográficas não mapeáveis, como biotita gnaisses, hiperstênio-hornblenda gnaisses, dioritos, granodioritos e gabros.

As rochas granitóides são isótropas, freqüentemente recortadas por veios quartzo-feldspáticos, e mostram variações laterais para gnaisses, sem que seja possível contudo distinguir os seus limites. Estes aspectos parecem sugestivos de que essas rochas representam a continuação dos gnaisses e migmatitos, sobre as quais o metamorfismo regional exerceu maior atuação. As variedades mais comuns são dioritos e granodioritos.

Petrograficamente, os migmatitos "homogêneos" são do tipo embrechítico, de composição granítica a quartzo-diorítica, e portadores de xistosidade difusa. Por outro lado, os migmatitos "heterogêneos" apresentam feições estruturais variadas, com as bandas claras (neossoma) exibindo composição variável de granítica a quartzo-diorítica, textura granoblástica e, menos comumente, porfiroblástica, enquanto que as zonas máficas são formadas essencialmente de biotita, hornblenda e plagioclásio (oligoclásio-andesina). Piroxênios e granadas também ocorrem, não raro tendo sido observados dois

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL SITUANDO A REGIÃO DE BARRA VELHA



tipos de piroxênio (monoclínico e ortorrômbico).

SCHULTZ JR. *et al.* (1969, 1970), com base em dados geológicos e radiométricos, sugeriram a possibilidade da existência de duas fases de migmatização regional. Proposição semelhante foi feita por MARINI (1970) para os migmatitos do Estado do Paraná, provavelmente correlacionáveis àqueles das quadrículas de Blumenau e Joinville.

A segunda unidade daqueles autores constitui-se principalmente de anfibolitos, piroxenitos e lherzolitos, freqUentes sobretudo na porção centro-norte do grau de Blumenau e junto ao litoral, na quadrícula de Joinville. Comumente, ocorrem formando núcleos de gnaisses e migmatitos com os quais têm contatos difusos e gradacionais, representando parte do paleossoma, que, por ser mais resistente à migmatização, permaneceu inalterado. São ocorrências modestas e, à exceção de Piên, no Estado do Paraná, e Barra Velha, em Santa Catarina, não se acham representadas cartograficamente. FUCK *et al.* (1969) mencionam a associação dessas rochas com outras algo filitosas, denominadas xistos magnesianos, que corresponderiam à ação do retrometamorfismo sobre os núcleos ultrabásicos remanescentes. Conclusão semelhante para a gênese dos xistos magnesianos foi alcançada por GIRARDI (1969) para as variedades da região de Antonina-Morretes. Quanto aos quartzitos e itabiritos, estes formam lentes irregulares, de pequena expressão, concordantes com a xistosidade regional, aflorando principalmente na região de Joinville-Guaramirim.

No mapa geológico regional, foram ainda delimitados cinco corpos graníticos principais: a) Granito Agudo, de natureza calco-alcalina; b) e c) Granitos Piraí e D. Francisca, alaskítica; d) Granito Morro Redondo, intrusivo, alcalina a subalcalina; e) Maciço de Corupá, constituído de granitos alcalinos a sienitos, dos tipos nordmarkito e larvikítico.

Conforme ALBUQUERQUE *et al.* (1971), esses granitos teriam se introduzido nas rochas do Complexo Taboleiro segundo as zonas principais de falhamento NE.

Corpos pegmatíticos, paralelos e transversais à xistosidade regional, são também freqUentes, assim como os filões feldspáticos, estes no entanto restritos às zonas de falhas. Diques de "diabásio", com vários quilômetros de extensão e orientados para NE ou NW, são relativamente comuns.

Sedimentos holocênicos de origem marinha e aluviões, além de talus e coluviões, possuem igualmente expressão regional.

Os gnaisses e migmatitos do Grupo Taboleiro, em conseqUência de fortes eventos tectônicos que afetaram a área, mostram uma grande diversificação na atitutde do seu bandeamento, N 45-60 E (região S) e N 20-65 W (região N), com fortes mergulhos verticais.

A tectônica rígida acha-se representada por um sistema de falhamentos, contendo comumente zonas altamente cataclasadas e preenchidas por material quartzo-feldspático. Os fraturamentos variam desde pequenas falhas, com rejeito vertical, pouco brechados e milonitizados, até extensos falhamentos normais e inversos alcançando dezenas de quilômetros, e originando grandes zonas de falhas com dobramentos e deslocamentos associados.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. Unidades delimitadas

Num contexto regional, a área estudada (Figura 2) é constituída de variedades litológicas pertencentes a um em

basamento complexo (Grupo Taboleiro de ALBUQUERQUE *et al.*, 1971), que se encontra recoberto por intensa sedimentação recente (sedimentos holocênicos).

No mapa geológico, encontram-se delimitadas fundamentalmente quatro unidades:

1 - sedimentos holocênicos: depósitos aluviais e planícies costeiras.

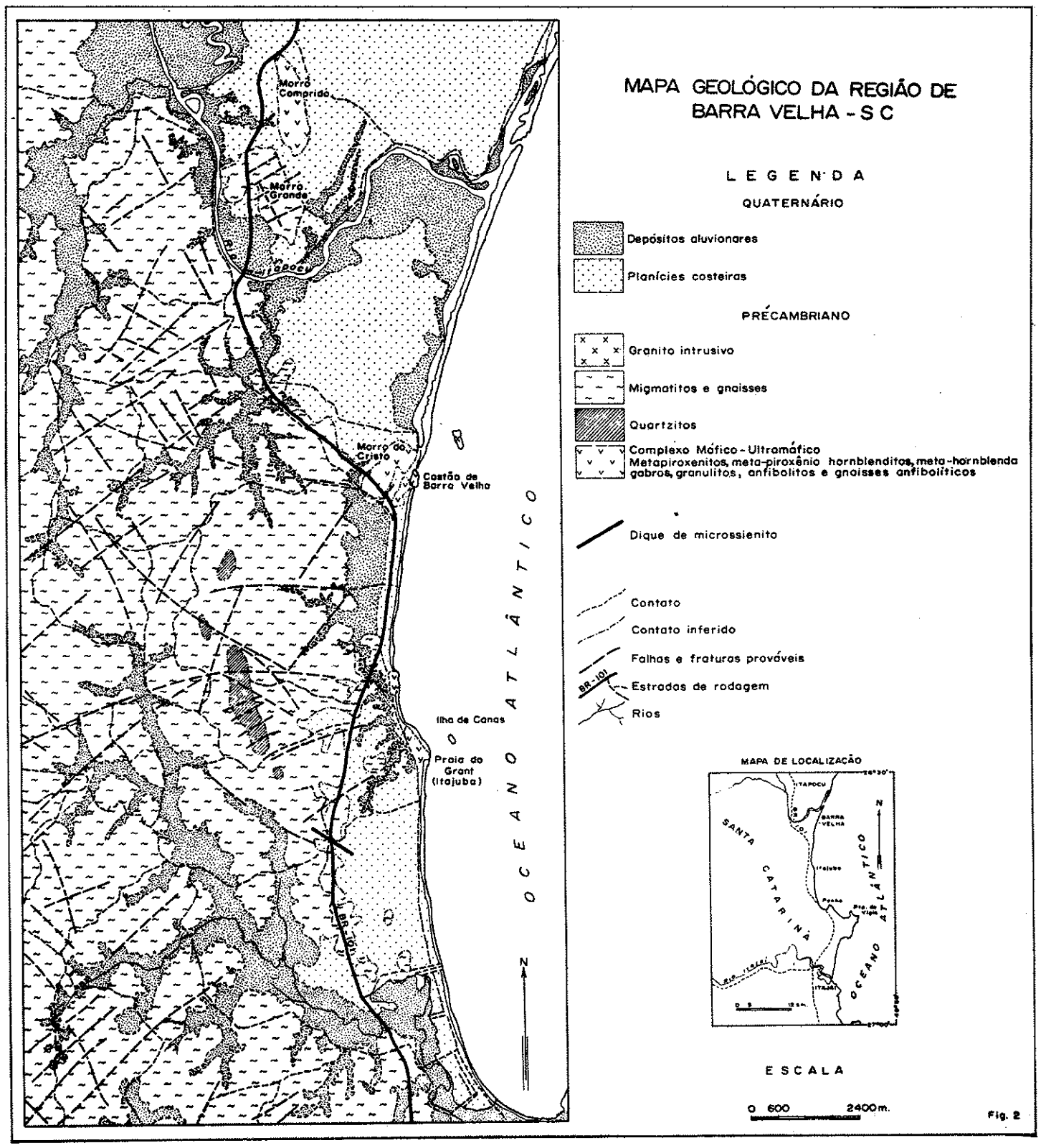
2 - Migmatitos e gnaisses indiferenciados.

3 - Lentes quartzíticas.

4 - Complexo máfico-ultramáfico metamorfoseado, consistindo de metapiroxenitos, meta-piroxênio hornblenditos, meta hornblenditos, anfibolitos e meta-hornblenda gabros, associados localmente a hornblenda gnaisses e hiperstênio gnaisses (granulitos).

Não foi possível traçar-se contatos nítidos entre as variedades litológicas consideradas nas diversas unidades devido ao alto grau de intemperismo da área e a escassez de afloramentos. À exceção dos aluviões, os contatos foram parcialmente inferidos mesmo entre as diversas unidades.

A grande maioria dos depósitos recentes é formada de sedimentos arenosos e terraços conglomeráticos de origem marinha e aluviões fluviais e, secundariamente, de depósitos de vertentes (talus e colúvios), eluviões e manguesais. Foram destacados apenas os aluviões e as planícies costeiras, estas de monotonia topográfica localmente perturbada por resquícios da degradação senil do embasamento cristalino. A drenagem, tipicamente anastomática, mostra evidente controle estrutural. Os aluviões fluviais constituem-se de cascalhos, areias e material síltico-argiloso, em geral associados. São resultantes da alteração "*in situ*" das rochas do Grupo Taboleiro. Os terraços conglomeráticos acima do nível marinho atual, barras, restingas, lagunas e "*strand lines*" são também típicos.


MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE BARRA VELHA - S C
LEGENDA
QUATERNÁRIO
Depósitos aluvionares
Planícies costeiras
PRÉCAMBRIANO
Granito intrusivo
Migmatitos e gnaisses
Quartzitos
Complexo Máfico - Ultramáfico
Metapiroxenitos, meta-piroxênio hornblenditos, meta-hornblenda gabros, granulitos, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos
Dique de microssienito
Contato
Contato inferido
Falhas e fraturas prováveis
BR-101
Estradas de rodagem
Rios
MAPA DE LOCALIZAÇÃO
ITAPOCU
BARRA VELHA
SANTA CATARINA
OCEANO ATLÂNTICO
ESCALA
0 600 2400m.
Morro Comprido
Morro Grande
Morro do Cristo
Costão de Barra Velha
Ilha de Canas
Praia do Grant (Itajuba)
OCEANO ATLÂNTICO
N
Fig. 2

Migmatitos e gnaisses representam a principal unidade regional. Localmente, associados aos primeiros, ocorrem vários tipos petrográficos como núcleos ultramáficos, sendo, no entanto, impossível a sua delimitação. Os migmatitos são principalmente do tipo "homogêneo", representados por embrechitos, e "heterogêneo", sobretudo diadisitos, epibolitos e dobras ptigmáticas. Em certos locais, observa-se a transição de rochas granitóides para gnaisses e migmatitos, com os quais estariam geneticamente relacionadas, representando assim rochas em que o metamorfismo regional exerceu maior atuação. Nos migmatitos heterogêneos, o neossoma tem composição normalmente granítica e textura granoblástica, sendo o paleossoma representado por um metapiroxenito (meta-hornblenda diopsiditito) destituído de hiperstênio. Afloram mais para leste, tornando-se mais homogêneos a oeste. Típicos afloramentos de migmatitos heterogêneos são observáveis na pedreira Itapocu (ao norte da área) e na pedreira do DNER (km 91 da BR-101). Os primeiros possuem xistosidade N 30 W, enquanto que os últimos N 30 E, ambos com mergulhos subverticais. A oeste, os vários tipos petrográficos encontrados são hornblenda gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, biotita gnaisses e biotita-granada gnaisses, além de rochas granitóides representadas principalmente por granodioritos, em afloramentos esparsos. Núcleos, não mapeáveis, de meta-hornblenda gabros ocorrem no extremo sudoeste da área.

Quartzitos e itabiritos correspondem a uma outra unidade e aparecem também como afloramentos esparsos, raramente mapeáveis, na forma de lentes de pequena expressão, concordantes com a xistosidade regional (NNW). Em geral, ostentam cor branca a acastanhada, estrutura estratificada fina e textura granoblástica média a grosseira. Por sua vez, os itabiritos possuem bandas, descontínuas e regulares, de quartzo e magnetita compacta alternadas, esta última alterada em óxidos de ferro secundário. Sua ocorrência restringe-se ao

chamado Morro do Ferro. Essas rochas apresentam dois sistemas principais de fraturamento, N 35 W e N 45 E, com mergulhos subverticais.

A unidade representada pelo complexo máfico-ultramáfico é a de fundamental importância para os objetivos do presente trabalho. Entre os vários corpos estudados destacam-se os do Morro Comprido, Costão de Barra Velha e áreas adjacentes (incluindo Morro do Cristo), Praia do Grant (Itajuba), Ponta da Pedra Branca e Ilha de Canas, em geral representando resquícios da degradação senil do embasamento. Face à disposição dos corpos aflorantes, bem como o alongamento do Morro Comprido segundo NNW, é de se supor ter esse complexo ocupado uma faixa contínua nessa direção, portanto de extensão muito mais ampla, degradada pelos agentes erosivos. É importante mencionar o grau de heterogeneidade das rochas desse complexo, assim como a variação local dos agentes de metamorfismo.

Petrograficamente, predominam metapiroxenitos, aparecendo subordinadamente anfibolitos, meta-hornblenditos, talco-piroxênio hornblenditos, gnaisses anfibolíticos, hornblenda-hiperstênio gnaisses (granulitos) e meta-hornblenda gabros. Não foram reconhecidos peridotitos, dunitos e lherzolitos junto às amostras investigadas, a despeito de terem sido mencionados em escala regional.

A fim de proporcionar uma melhor visão das características gerais das várias ocorrências de rochas máficas e ultramáficas analisadas, elas serão abordadas isoladamente ao longo de um suposto perfil NNW-SSE.

a) Na ocorrência do Morro Comprido, unidade assinalada no extremo norte da área, os metapiroxenitos e os meta-piroxênio hornblenditos ocorrem associados a meta-hornblenda gabros sem que seja possível precisar-se suas relações de contato. Nesse local, as rochas mostram um certo grau de homogeneidade em relação à granulação, mas uma certa heteroge

neidade quanto à diferenciação metamórfica. Esse corpo representa uma pequena elevação de cerca de 50 m, de forma dômica, alongada para N 30 W. As direções de fraturamento principais são N 15 E e N 70 W, com mergulhos subverticais. Localmente, veios pegmatíticos englobam xenólitos de metapiroxenitos.

b) Ao sul do centro urbano de Barra Velha, rochas ultramáficas aparecem, na forma de grandes blocos diaclasados ao longo do costão, que, em geral, não ultrapassa 20 metros de altura. Os metapiroxenitos aflorantes exibem granulação fina a média. Localmente, observa-se a presença de bolsões ou incrustações superficiais contendo cristais centimétricos de hornblenda associados a quartzo. Veios feldspáticos, preenchendo fraturas com direção preferencial N 40 E, são muito comuns. A este, o corpo principal entra em contato com afloramento também de ultramáficas, distando aproximadamente 400 a 500 m e separados por uma depressão entulhada de sedimentos recentes.

A ocorrência de maior destaque é a do Morro do Cristo, onde afloram rochas ultramáficas de composição variada, tipo metapiroxenitos, meta-piroxênio hornblenditos, meta-hornblenditos e talco-piroxênio hornblenditos. Contudo, um pouco mais a oeste, nos morrotes nas proximidades de Barra Velha, ocorrem associadas às ultramáficas rochas mais diferenciadas como meta-hornblenda gabros, gnaisses anfibolíticos e variedades granitóides (dioritos, quartzo dioritos além de gnaisses) afetadas provavelmente por metamorfismo retrógrado. Bolsões de anfibólio de granulação grosseira são vistos englobados por essas últimas rochas.

c) A ocorrência da Ponta de Pedra Branca apresenta-se como um costão de ± 200 m de comprimento e 20 a 25 m de altura constituído de blocos muito diaclasados de metapiroxenitos e meta-piroxênio hornblenditos associados a blocos de quartzo leitoso na forma de veios.

d) Na ocorrência da Ilha de Canas, observa-se claramente a associação gnaisses e granulitos com as rochas ultramáficas. Estruturas de migmatitos "heterogêneos" mostram nitidamente o efeito da pressão de água, ou seja, da migmatização sobre as rochas ultramáficas. Estruturas de epibolitos e agmatitos são comuns, com o neossoma representado por hornblenda gnaisses e/ou hiperstênio gnaisses, e o paleossoma por meta-piroxênio hornblenditos e talco hornblenditos. As características petrográficas desses migmatitos sugerem idade diferente da mostrada pelos migmatitos regionais.

e) As ocorrências de ultramáficas mais ao sul acham-se representadas pelos afloramentos da Praia do Grant (Itajuba). Afloram na forma de blocos semi-isolados, alguns com até 10 m de comprimento, diaclasados e associados a blocos menores. Metapiroxenitos, meta-talco-piroxênio hornblenditos e anfibolitos constituem o paleossoma de um conjunto migmatítico englobado por gnaisses retrometamórficos (anfibólio gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses) e hornblenda-hiperstênio gnaisses (granulitos), de lineação N 30 W e mergulhos da ordem de 70° para NE. Por vezes, o neossoma exibe estrutura granitóide.

Conclui-se, portanto, que, sob o efeito da migmatização, as rochas ultramáficas sofreram ação retrometamórfica, fato aparentemente comum nas ocorrências a oeste de Barra Velha, Praia do Grant e, principalmente, Ilha de Canas.

Uma outra unidade litológica não sublinhada no mapa geológico corresponde aos diques e veios. Diques de natureza alcalina, microssienito ou bostonito, foram localizados no costão de Barra Velha cortando migmatitos ao longo da rodovia federal BR-101. O dique de Barra Velha tem 40 cm de espessura, extensão limitada e dispõe-se verticalmente segundo a direção E-W. Por outro lado, o da rodovia possui representação na escala do mapa geológico, estendendo-se por vários quilômetros na direção N 35 W (MINIOLI, 1972).

Veios quartzo-feldspáticos (pegmatíticos e aplíticos) cortam também as várias unidades petrográficas, concentrando-se sobretudo nas áreas próximas ao contato dos migmatitos com as ultramáficas. Apresentam espessura desde milimétrica a decimétrica e comprimento muito variável, que chega a atingir 5 m (MINIOLI, 1972). Ocorrem preenchendo fraturas, cujas direções principais são N 30 E, N-S e N 30 W.

Ao longo do costão de Barra Velha, em local parcialmente submerso, foi localizado um corpo granitóide, isotrópico, mostrando feições diferentes dos granitos regionais. Apresenta características de granito intrusivo, aparentemente tendo se introduzido segundo a direção NNE, porém, não foi possível acompanhar-se a transição centro-borda, provavelmente submersa.

A interpretação estrutural da área é extremamente difícil face ao alto grau de intemperismo dominante. Contudo, nos poucos afloramentos estudados, foram efetuadas medidas de xistosidade de migmatitos e gnaisses, além dos vários sistemas de fraturas. As medidas de campo revelaram direções de xistosidade variando de N 30 E a N 30 W, com mergulho acentuado tendendo em geral para NE. Contudo, as direções predominantes são N 30 W e N 30 E respectivamente, sendo as primeiras marcantes junto às ultramáficas e gnaisses aflorando no extremo leste da área. Por sua vez, a direção N 30 predomina nos afloramentos mais a oeste, relacionando-se, principalmente, às rochas regionais. Parece, portanto, que, em escala local, o primeiro sistema (N 30 W) seria mais antigo e discordante da xistosidade regional, desenvolvida posteriormente, provavelmente no ciclo Brasiliano (MINIOLI, 1972),não afetando consideravelmente as rochas mais antigas.

Na área, foram ainda observados dobramentos em escala local associados a rochas quartzíticas. Falhamentos antigos parecem contudo ser muito comuns, além de responsáveis pelas discrepâncias locais de xistosidade registradas.Alguns

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS NA REGIÃO DE BARRA VELHA

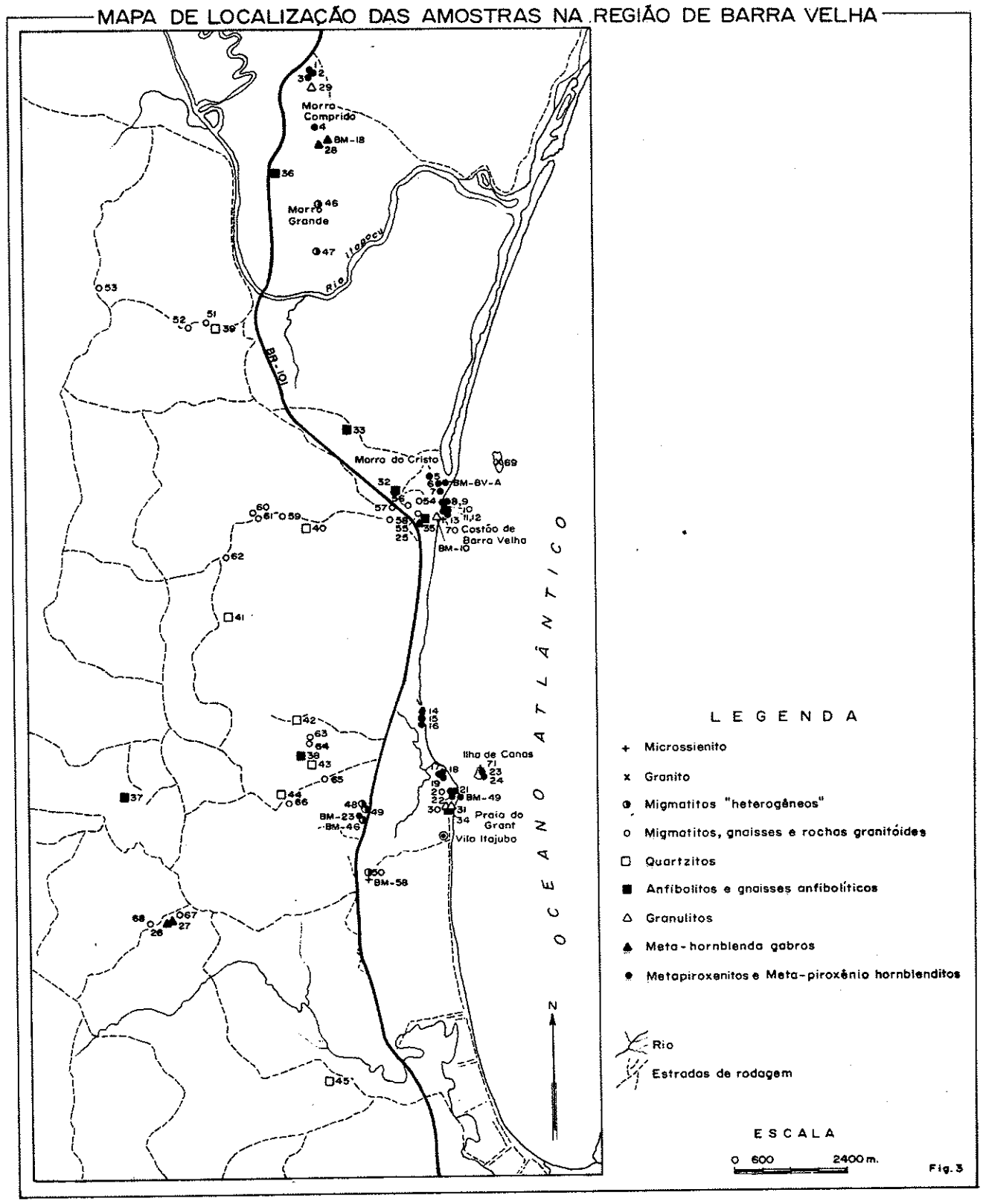


Fig. 3

desses possíveis falhamentos foram inseridos no mapa geológico com base em interpretação aerofotogramétrica. Evidências petrográficas confirmam também essa suposição, além do que a presença dos diques alcalinos, da intrusão granítica e dos veios quartzo-feldspáticos são feições sugestivas de reativação de falhamentos segundo as duas direções estruturais principais (NNE e NNW). Contudo, um exame mais acurado da tectônica rígida deixou de ser efetuado por escapar aos objetivos do presente trabalho.

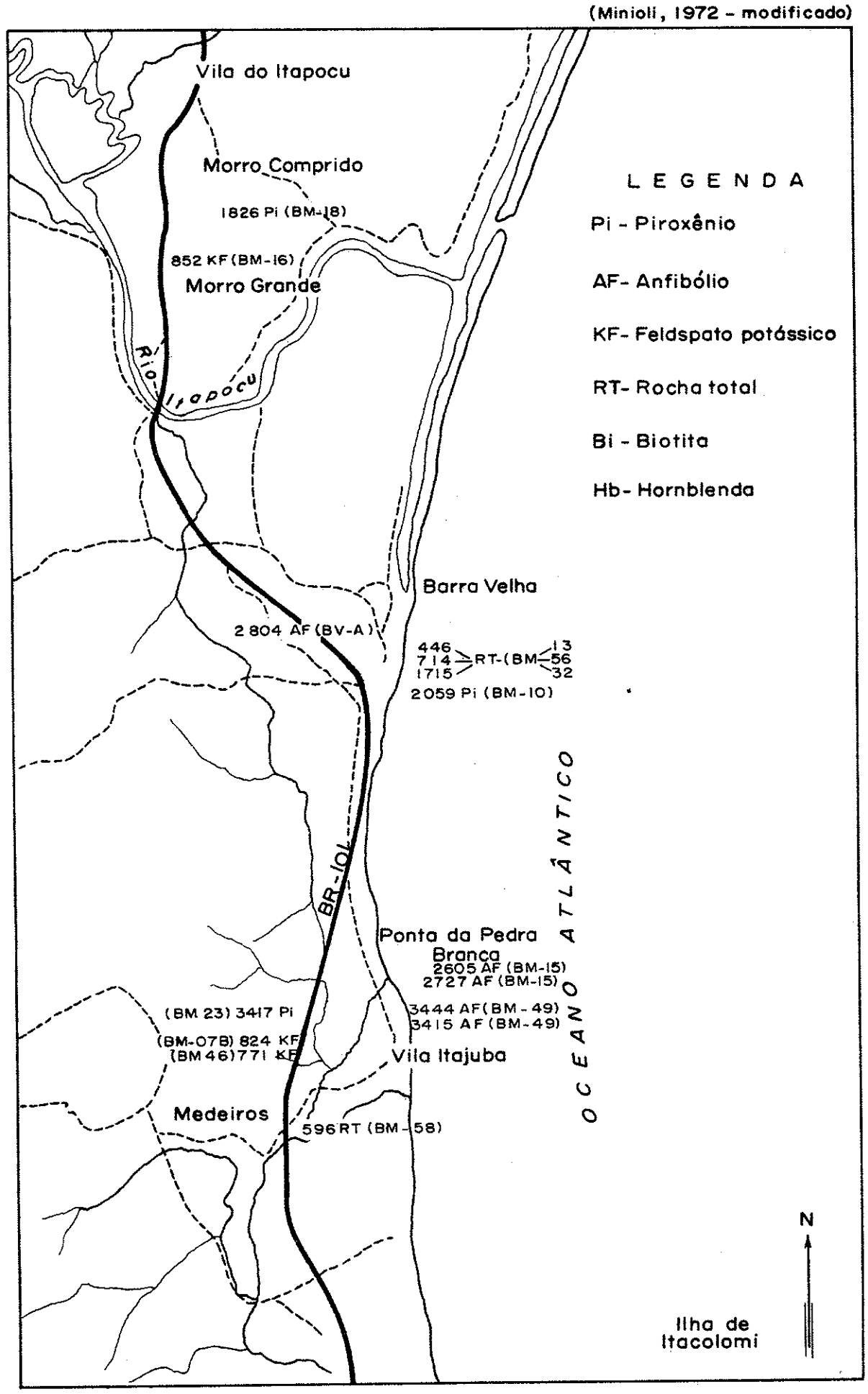
4.2. Geocronologia

Datações pelo método K/Ar foram efetuadas por BARTORELLI *et al.* (1969) e MINIOLI (1972) em cerca de 22 amostras de rochas, cuja localização é fornecida no mapa da Figura 4.

As rochas mais antigas da área foram agrupadas por MINIOLI (1972) em uma faixa de idades em torno de 3 400 m.a., que, segundo esse autor, corresponderia ao evento geológico associado à formação das rochas magmáticas intrusivas (piroxenitos); de acordo com observações geológicas já mencionadas, essas ultramáficas apresentam-se com um padrão de afloramento típico de corpo intrusivo, guardando disposição NNW. BARTORELLI *et al.* (1969) contudo, consideram que semelhantes idades em amostras de piroxenitos podem resultar, em parte, da dificuldade da análise radiométrica em minerais com baixo teor em K (< 0.05%). O excesso de argônio seria também um fator responsável pela obtenção de idades muito altas. MINIOLI (1972), no entanto, interpreta a analogia dos dados como indicativo da contemporaneidade das rochas, excluindo, assim, a hipótese de argônio em excesso. Esse autor se refere também a determinações de idades efetuadas em fenocristais de anfibólio cogenéticos na amostra *BM-49*, todavia, a análise

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS
ANALISADAS NA GEOCRONOLOGIA

(Minioli, 1972 - modificado)



petrográfica revelou proporção mínima de anfibólio modal e teor extremamente baixo em K (< 0.05%). Além disso, idades de 3 400 m.a. *(BM-23)* obtidas em metapiroxenitos (meta-hornblenda diopsidito) sem ortopiroxênio, paleossoma dos migmatitos regionais, parecem confirmar a hipótese de ser esse primeiro conjunto de idades exagerado. Considerando tais limitações, GIRARDI (1974) sugere ser mais conveniente a realização de trabalhos de datação em rochas cogenéticas às ultramáficas, uma vez que essas últimas não inspiram confiança para a determinação de idades absolutas, seja empregando-se o método K/Ar, seja o Rb/Sr.

Uma segunda faixa de idades com resultados significativos (MINIOLI, 1972) parece corresponder àquela compreendida entre 2 800 e 2 200 m.a. Esses valores foram obtidos em nove amostras, quatro das quais usando-se anfibólio, três empregando-se piroxênio e duas em rocha total. Essas determinações, principalmente as conseguidas em anfibólio(~2 800 m.a.; amostra *BM-15)*, são muito significativas e poderiam representar a idade do primeiro evento metamórfico responsável pela paragênese da fácies granulito. Um único valor obtido em amostra do corpo ultramáfico está a indicar uma idade aparente menor (± 1 800 m.a.). Segundo MINIOLI (1972), a fase analisada dessa amostra *(BM-18)* foi um piroxênio. Na realidade, trata-se de um meta-hornblenda gabro e o mineral analisado deve ter sido anfibólio, a julgar pela sua alta concentração em K.

Com base nas considerações acima, achamos mais provável tomar como a primeira faixa de idades significativas os valores situados entre 2 000 ± 800 m.a., correspondentes ao Ciclo Transamazônico, responsável pela paragênese da fácies granulito. No capítulo sobre petrologia, procurar-se-á demonstrar que o corpo ultramáfico sofreu a ação de metamorfismo de alto grau. Portanto, de grande significado são os resultados obtidos em amostras de granulito *(BM-10)* e meta-gabro *(BM-18)*, provavelmente cogenéticas aos ultramafitos,

revelando idades da ordem de 1 800 a 2 000 m.a. Representam, assim, as idades mais dignas de confiança por terem sido obtidas em rochas apropriadas. Esses valores guardam concordância com os fornecidos por GIRARDI (1974) para as rochas de Piên, também correspondentes ao primeiro evento metamórfico significativo.

MINIOLI (1972) considera como o segundo evento metamórfico aquele representado por idades obtidas no intervalo de 2 000 a 800 m.a. Questiona, no entanto, os valores mais baixos em razão de terem sido conseguidos em feldspato potássico, cuja validade é posta em dúvida por vários autores face à facilidade desses minerais perderem Ar, mesmo a baixas temperaturas. Esse autor não faz quaisquer considerações quanto às idades de 700 e 800 m.a. obtidas em três amostras, constituindo o neossoma de migmatitos de composição granítica *(BM-16, BM-46* e *BV-07B)*. Esses dados, contudo, podem ser significativos, indicando a idade de uma nova fase de migmatização correspondente ao Ciclo Brasiliano (possível idade dos migmatitos regionais), diferente assim da exibida pelos granulitos associados aos ultramafitos (Ciclo Transamazônico) constituindo também um conjunto migmatítico.Tal evento seria igualmente responsável por idades mais baixas (< 2 000 m.a.) encontradas em anfibólio gnaisses mostrando evidências de retrometamorfismo. Neste caso, a faixa de idades (± 800 m.a.) poderia coincidir com o segundo evento metamórfico considerado por GIRARDI (1974) em Piên. Estas considerações, no entanto, somente podem ser admitidas se comparadas com datações efetuadas pelo método Rb/Sr.

Um outro grupo de idades mencionado por MINIOLI (1972) refere-se às datações fornecidas por diques alcalinos aflorando na região *(BM-13, BM-32, BM-56* e *BM-58)*. Entretanto, como os resultados obtidos pelo método K/Ar não foram concordantes, fica-se, em realidade, sem condições de interpretar adequadamente esses valores. Sabe-se, porém, que

essas rochas são indubitavelmente as mais jovens da área, pois cortam todas as demais pertencentes ao embasamento cristalino.

5. PETROLOGIA DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

5.1. Mineralogia

5.1.1. Piroxênios

5.1.1.1. Ortopiroxênios - Os ortopiroxênios estão presentes em quase todos os tipos petrográficos da área, ou seja, nos metapiroxenitos, meta-hornblenditos, meta-hornblenda piroxenitos, meta-piroxênio hornblenditos, meta-hornblenda gabros e granulitos.

As análises microscópicas efetuadas mostraram uma grande variação do $2V_x$, com valores de 64 a 72° para as rochas ultramáficas, de 52 a 54° para os metagabros, e em torno de 53° para os granulitos. Por sua vez, os índices de refração (n_z) foram da ordem de 1,696 - 1,700 junto ao primeiro grupo de rochas, e de 1,712 para as variedades presentes nos metagabros e granulitos. Esses valores correspondem, respectivamente, na série dos ortopiroxênios, às variedades bronzita e hiperstênio, situadas aproximadamente nos limites En_{77} a En_{60}.

Nove análises químicas foram efetuadas, seis das quais em metapiroxenitos e meta-piroxênio hornblendito, duas em metagabros e uma em granulito, com os dados integrando a Tabela I. Dessa tabela, constam também os valores correspondentes à fórmula química do mineral, calculada na base de seis átomos de oxigênio, bem como razões diversas entre os vários componentes para fins de projeção em gráficos de variação.

TABELA I

Análises Químicas de Ortopiroxênios

	Metapiroxenitos					Meta-piroxênio hornblendito	Meta-hornblenda gabros		Granulito
Amostra	*2*	*8*	*10*	*14*	*21*	*18*	*26*	*28*	*BM-10*
SiO_2	51,84	50,70	52,46	52,37	53,26	51,13	50,33	50,14	51,21
TiO_2	0,06	0,14	0,06	0,05	0,12	0,16	0,21	0,13	0,10
Al_2O_3	0,82	2,86	1,22	1,32	1,89	2,59	1,64	1,44	1,55
FeO*	19,16	17,63	16,22	16,31	18,26	18,58	23,69	23,15	23,38
MnO	0,76	0,50	0,52	0,56	0,58	0,58	0,90	0,96	1,17
MgO	25,23	25,80	27,17	27,08	25,85	24,87	20,01	19,55	20,33
CaO	0,49	0,57	0,62	0,53	0,51	0,45	0,73	0,84	0,71
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05
K_2O	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04
Cr_2O_3	0,10	0,13	0,11	0,12	0,09	0,08	0,05	0,03	0,04
NiO	0,14	0,21	0,07	0,07	0,06	0,13	1,69	2,12	1,61
Total	98,61	98,55	98,46	98,45	100,64	98,45	99,32	98,38	100,19
	Número de íons na base de 6 oxigênios								
Si	1,940	1,886	1,936	1,934	1,936	1,906	1,929	1,941	1,940
Al^{IV}	0,036	0,114	0,053	0,057	0,064	0,094	0,071	0,059	0,060
Total	1,976	2,000	1,989	1,991	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al^{VI}	-	0,012	-	-	0,017	0,020	0,003	0,006	0,009
Ti	0,001	0,004	0,001	0,001	0,003	0,004	0,006	0,003	0,002
Fe	0,600	0,549	0,500	0,504	0,555	0,579	0,759	0,749	0,740
Mn	0,024	0,016	0,016	0,017	0,017	0,018	0,029	0,031	0,037
Mg	1,408	1,431	1,495	1,491	1,400	1,382	1,143	1,127	1,148
Ca	0,019	0,023	0,024	0,021	0,019	0,018	0,029	0,034	0,028
Na	-	-	-	-	-	-	0,002	0,001	0,003
K	-	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001	-	0,002
Cr	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001
Ni	0,004	0,006	0,002	0,002	0,001	0,003	0,052	0,065	0,049
Total	2,058	2,035	2,041	2,040	2,015	2,027	2,025	2,017	2,019
Ca	0,92	1,14	1,18	1,03	0,95	0,90	1,44	1,69	1,39
Mg + Ni	68,72	70,96	73,49	73,37	70,33	69,25	59,39	59,43	59,79
Fe + Mn	30,36	27,90	25,33	25,60	28,71	29,85	39,17	38,88	38,81
$\frac{FeO}{FeO + MnO}$	0,43	0,40	0,37	0,37	0,41	0,43	0,54	0,54	0,53
$\frac{Mg}{Mg + Fe}$	0,70	0,72	0,75	0,75	0,71	0,70	0,60	0,60	0,61
$\frac{100\ Mg}{Mg + Fe + Mn}$	69,3	71,7	74,3	74,1	70,9	69,8	59,2	59,1	59,6

*Fe calculado como FeO

Quimicamente, observa-se que as variedades dos meta-piroxenitos e meta-piroxênio hornblendito mostram pequenas variações no teor de En, dado pela fórmula $\frac{100\ Mg}{Mg + Fe + Mn}$, havendo contudo variações marcantes entre esses valores e os correspondentes aos das rochas gábricas e granulíticas. As primeiras situam-se no campo da bronzita (En_{69-74}), enquanto que as segundas (amostras *26*, *28* e *BM-10*) caem no campo do hiperstênio (En_{50-59}).

Correlação entre as propriedades ópticas e químicas desses minerais para as amostras analisadas é mostrada na Tabela II. BROWN (1967) acredita que, face à pequena margem de substituição química nesses minerais, o gráfico de correlação óptico-química é de grande utilidade para a determinação da composição de ortopiroxênios.

TABELA II

Correlação entre propriedades ópticas e químicas de ortopiroxênios

Amostra	Propriedades ópticas		Dados ópticos	Dados químicos
	$2V_X$	n_Z		
2	64-66°	1,700	72	69
8	68-70°	1,698	75	72
10	70-72°	1,696	77	74
14	69-71°	1,696	75	74
18	66-68°	1,698	73	70
21	66-68°	1,698	73	71
26	52-54°	1,712	60	59
28	52-54°	1,712	60	59
BM-10	52-53°	1,712	60	60

As pequenas diferenças registradas parecem refletir erros metodológicos ou influências de outros íons sobre as propriedades ópticas desses minerais.

Os teores em Al_2O_3 variam de 0,82 a 2,86, não tendo sido observado, contudo, uma relação consistente entre a diminuição do conteúdo desse óxido com o aumento do teor em FeO (Figura 5), como assinalado por GIRARDI (1974) para as rochas de Piên.

Dentre as ultramáficas, a variedade menos magnesiana é aquela correspondente à amostra de meta-piroxênio hornblendito (*18*), onde o metamorfismo retrógrado foi mais acentuado, como comprovado pela sua alta porcentagem em minerais secundários. Por outro lado, a amostra *2*, caracterizada por alta proporção em opacos (titanomagnetita e ilmenita), mostra um ortopiroxênio com um teor em magnésio ligeiramente mais baixo que o das demais variedades de metapiroxenitos.

O CaO está sempre presente em pequenas quantidades, 0,45 a 0,62 nas ultramáficas e 0,71 a 0,84 nas demais rochas, fato que se reveste de importância pois de conformidade com dados de literatura, os teores baixos são comuns às rochas recristalizadas sob as condições aqui admitidas (fácies granulito). ATLAS (1952) mostrou que, em ortopiroxênios, o número máximo de cátions Ca^{2+} admissíveis na base de 6 oxigênios é função da temperatura.

Vale assinalar que, em geral, os ortopiroxênios analisados apresentam pleocroísmo perceptível em róseo (X) e verde pálido a incolor (Z), parecendo, no entanto, inexistir uma correspondência direta entre o teor em ferro e essa propriedade óptica, uma vez que os membros mais ferrosos da série (hiperstênio) não são mais pleocróicos que os demais. Entretanto, parece haver uma relação mais estreita e direta entre o teor em titânio e o pleocroísmo, como sugerido pela baixa concentração em TiO_2 das amostras *2* e *14* e o seu caráter fortemente pleocróico. O pleocroísmo nos ortopiroxênios foi

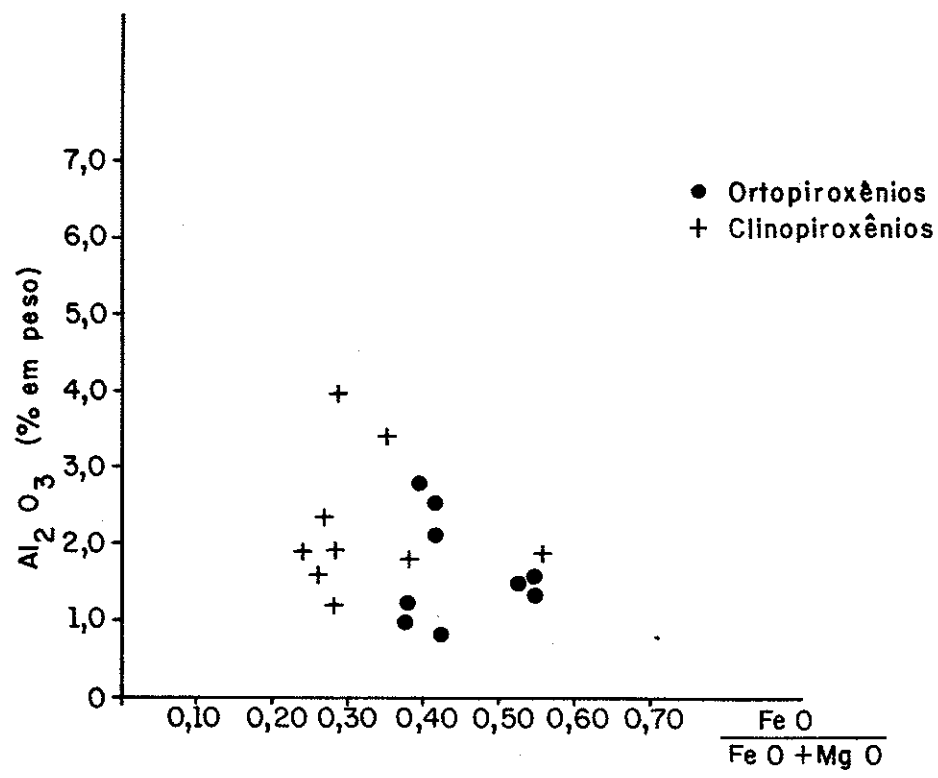


Figura 5 - Gráfico correlacionando os teores de Al_2O_3 e o índice $\frac{FeO}{FeO + MgO}$ nos piroxênios de Barra Velha

interpretado por alguns autores como ligado à substituição Mg - Fe^{2+}, enquanto que outros correlacionaram-no com o teor em TiO_2. PARRAS (1958) concluiu, todavia, que o pleocroísmo está intimamente relacionado a fenômenos de exsolução. Aparentemente, portanto, não existem dados conclusivos a respeito do assunto.

5.1.1.2. Clinopiroxênios - Estes minerais estão presentes nos metapiroxenitos, meta-hornblenda piroxenitos, meta-piroxênio hornblenditos, anfibolitos e, em traços envolvidos por anfibólio (fase metaestável), nos meta-hornblenda gabros. Não foram reconhecidos junto aos granulitos, conquanto ocorram comumente nos gnaisses e migmatitos regionais. Foram analisados por meio de métodos ópticos e químicos e por difratometria de raios X.

Medidas de $2V_Z$ em clinopiroxênios não mostraram variações sensíveis (52 a 56°) junto às rochas ultramáficas(Tabela III). Nos meta-hornblenda gabros, obteve-se valores compreendidos entre 55 e 57°, passíveis, no entanto, de erro face à escassez de secções adequadas para a medição. Os índices de refração também não apresentaram variações significativas, com valores de n_X entre 1,678 e 1,680 e de n_Z de 1,708 a 1,710 para as ultramáficas, e de n_Z = 1,708 para as variedades integrantes dos meta-hornblenda gabros. Exceção marcante parece constituir o clinopiroxênio da amostra *BM-23*, que exibe tonalidade verde e fraco pleocroísmo em X = verde azulado e Z = verde pálido, além de $2V_Z$ em torno de 63°. Muito provavelmente corresponde a um membro mais ferroso da série diopsídio-hederbergita. Medidas de Z $\wedge$ c indicaram para os clinopiroxênios analisados valores entre 41 e 43°.

TABELA III

Propriedades ópticas dos clinopiroxênios

Amostra	n_Z	$Z \wedge c$	$2\ V_Z$
2	1,710	42°	54-56°
8	1,708	43°	53-55°
10	1,710	42°	55-56°
14	1,710	42°	53-54°
18	1,710	41°	52-54°
21	1,710	42°	52-54°
BM-23	1,732	43°	62-64°
26	1,708	43°	55-57°
28	1,708	43°	55-57°

Segundo BROWN (1967), determinações da composição química de clinopiroxênios a partir de dados ópticos são poucos recomendáveis em virtude da influência de outros íons, como Al, Ti, Na e Cr, nas propriedades ópticas desses minerais. No entender desse autor, somente se justificaria o emprego de gráfico óptico - químico se as variações de Ca, Mg e Fe^{2+} fossem acompanhadas por teores constantes dos outros íons. YODER *et al.* (1963) e MUIR e TILLEY (1964) demonstraram que maiores concentrações em Al e Na acarretam um aumento do ângulo óptico desses minerais, o inverso ocorrendo com a elevação do conteúdo em Ti. De acordo com BROWN (1967), somente análises químicas podem refletir a real composição desses minerais.

Foram efetuadas nove análises químicas de clinopiroxênios, sendo sete em amostras provenientes de rochas ultramáficas e duas em meta-hornblenda gabros. Os dados obtidos acham-se reunidos na Tabela IV. Dessa tabela, constam ainda os valores para a fórmula química, razões diversas en

TABELA IV

Análises Químicas de Clinopiroxênios

	Metapiroxenitos						Meta-piroxênio hornblendito	Meta-hornblenda gabros	
	2	*8*	*10*	*14*	*21*	*BM-23*	*18*	*26*	*28*
SiO_2	52,34	51,07	51,69	51,84	52,14	50,48	51,65	51,46	50,84
TiO_2	0,16	0,33	0,18	0,13	0,20	0,05	0,33	0,09	0,23
Al_2O_3	1,24	4,01	1,91	1,67	2,36	2,27	2,02	1,94	3,50
FeO*	6,11	6,04	5,08	5,45	5,47	11,34	6,04	8,14	7,09
MnO	0,19	0,15	0,19	0,16	0,19	0,63	0,14	0,15	0,39
MgO	15,04	14,50	15,47	15,10	14,80	10,23	14,36	13,40	12,96
CaO	23,29	23,64	23,14	23,53	23,58	21,66	23,59	22,07	21,66
Na_2O	0,47	0,29	0,48	0,41	0,29	1,50	0,37	0,22	0,38
K_2O	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr_2O_3	0,22	0,30	0,18	0,14	0,09	0,03	0,25	0,04	0,04
NiO	0,52	0,15	0,08	0,11	0,09	1,77	0,23	1,27	1,88
Total	99,57	100,49	98,43	98,57	99,22	99,97	98,99	98,91	98,99
	Número de íons na base de 6 oxigênios								
Si	1,952	1,884	1,937	1,945	1,939	1,936	1,936	1,948	1,919
Al^{IV}	0,048	0,116	0,063	0,055	0,061	0,064	0,064	0,052	0,081
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al^{VI}	0,006	0,058	0,021	0,018	0,042	0,038	0,025	0,034	0,074
Ti	0,004	0,009	0,005	0,003	0,005	0,001	0,009	0,002	0,006
Fe	0,190	0,186	0,159	0,171	0,170	0,363	0,189	0,257	0,223
Mn	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,020	0,004	0,007	0,012
Mg	0,836	0,798	0,864	0,844	0,820	0,584	0,802	0,756	0,729
Ca	0,930	0,935	0,929	0,945	0,940	0,889	0,947	0,895	0,876
Na	0,033	0,021	0,034	0,029	0,020	0,111	0,027	0,016	0,027
K	-	-	0,001	0,001	0,001	-	-	0,001	-
Cr	0,006	0,009	0,005	0,004	0,002	0,001	0,007	0,001	0,001
Ni	0,015	0,004	0,002	0,003	0,002	0,054	0,006	0,038	0,057
Total	2,025	2,025	2,026	2,023	2,007	2,061	2,016	2,007	2,005
Ca	47,06	48,49	47,40	48,02	58,53	46,55	48,61	45,83	46,18
Mg + Ni	43,07	41,50	44,18	43,04	42,44	33,40	41,48	40,65	41,44
Fe + Mn	9,87	9,91	8,42	8,94	9,03	20,05	9,91	13,52	12,38
$\frac{FeO}{FeO + MgO}$	0,29	0,29	0,25	0,26	0,27	0,52	0,29	0,38	0,35
$\frac{Fe}{Mg} \times 100$	22,7	23,3	18,4	20,3	20,7	62,1	23,5	33,9	30,6
$\frac{Mg}{Mg + Fe}$	0,81	0,81	0,84	0,83	0,83	0,61	0,81	0,75	0,76
K_D	0,54	0,61	0,55	0,60	0,52	-	0,54	0,51	0,46

*Fe calculado como FeO.

tre diferentes elementos, além do coeficiente de KRETZ (1963).

A análise dos dados permite concluir que, junto às rochas ultramáficas, existe uma certa constância para os teores de SiO_2 e CaO e pequenas oscilações para os conteúdos correspondentes a TiO_2 e Al_2O_3, exceção feita à amostra *8* para o último óxido. Excluindo-se a amostra *BM-23*, também não foram observadas variações significativas para os teores de FeO e MgO. De acordo com TRÖGER (1956), esses piroxênios situam-se no campo do diopsídio da série diopsídio-hedenbergita. Os clinopiroxênios dos meta-horblenda gabros apresentam pequenas variações químicas relativamente àqueles dos metapiroxenitos, que se traduzem nos teores maiores em ferro, porém, ainda se enquadram dentro do campo do diopsídio. Por outro lado, o clinopiroxênio da amostra *BM-23* revelou concentração muito mais alta em ferro, correspondendo, assim, ao membro salita da série diopsídio-hederbergita. O seu teor em sódio é também maior que nos demais clinopiroxênios. As diferenças de composição química parecem ser responsáveis pelo seu pleocroísmo mais acentuado.

Como indicado na Figura 5, parece existir uma relação inversa, que não ficou perfeitamente caracterizada junto ao grupo dos ortopiroxênios entre os teores de Al_2O_3 e FeO. BROWN (1967) mostrou que a quantidade de Al_2O_3 nos piroxênios varia de acordo com as condições de pressão e temperatura de formação e, quando dois piroxênios estão presentes, o teor de Al_2O_3 é maior na fase mais rica em cálcio, fato amplamente comprovado junto aos minerais analisados.

5.1.1.3. - O uso de piroxênios como termômetro e barômetro geológicos - A partição de Fe^{2+} e Mg entre clino e ortopiroxênios vem sendo amplamente utilizada na literatura como termômetro e barômetro geológicos. KRETZ (1963) estabeleceu as bases geológicas desse termômetro, definindo o coeficiente K_D:

$$K_D\ (Mg\text{-}Fe) = \frac{X_{Mg\ SiO_3}}{1 - X_{Mg\ SiO_3}} - \frac{1 - X_{Mg\ Ca\ Si_2O_6}}{X_{Mg\ Ca\ Si_2O_6}}$$

onde $X_{Mg\ SiO_3} = \frac{Mg}{Mg + Fe}$ do ortopiroxênio

$X_{Mg\ Ca\ Si_2O_6} = \frac{Mg}{Mg + Fe}$ do clinopiroxênio

Baseado em considerações termodinâmicas, esse autor chegou à conclusão que o coeficiente K_D é função das condições de pressão e temperatura de formação, sendo, por outro lado, relativamente independente da composição inicial. Obteve para rochas metamórficas de alto grau, valores de K_D variando de 0,51 a 0,65 e, para rochas ígneas, de 0,65 a 0,86. BINNS (1962) e DAVIDSON (1968) sugeriram, no entanto, que o coeficiente K_D é também função da composição inicial da rocha, fato posteriormente confirmado por GIRARDI (1974), que conseguiu para rochas tidas como cogenéticas, valores situados tanto no campo ígneo como metamórfico.

Os coeficientes K_D obtidos para os piroxênios das rochas do complexo de Barra Velha (o,46 a 0,61) mostram variação não muito acentuada e, à exceção da amostra *28* de meta-hornblenda gabro, acham-se situados dentro do campo estabelecido por KRETZ (1963) para as rochas metamórficas de alto grau (Figura 6). Por outro lado, o gráfico da Figura 7, relacionando esses valores com o índice de variação $\frac{Fe}{Mg} \times 100$, aponta no sentido de uma correlação inversa para esses parâmetros, a indicar que o coeficiente K_D, a despeito de sua pequena variação, é também uma função da composição original da rocha.

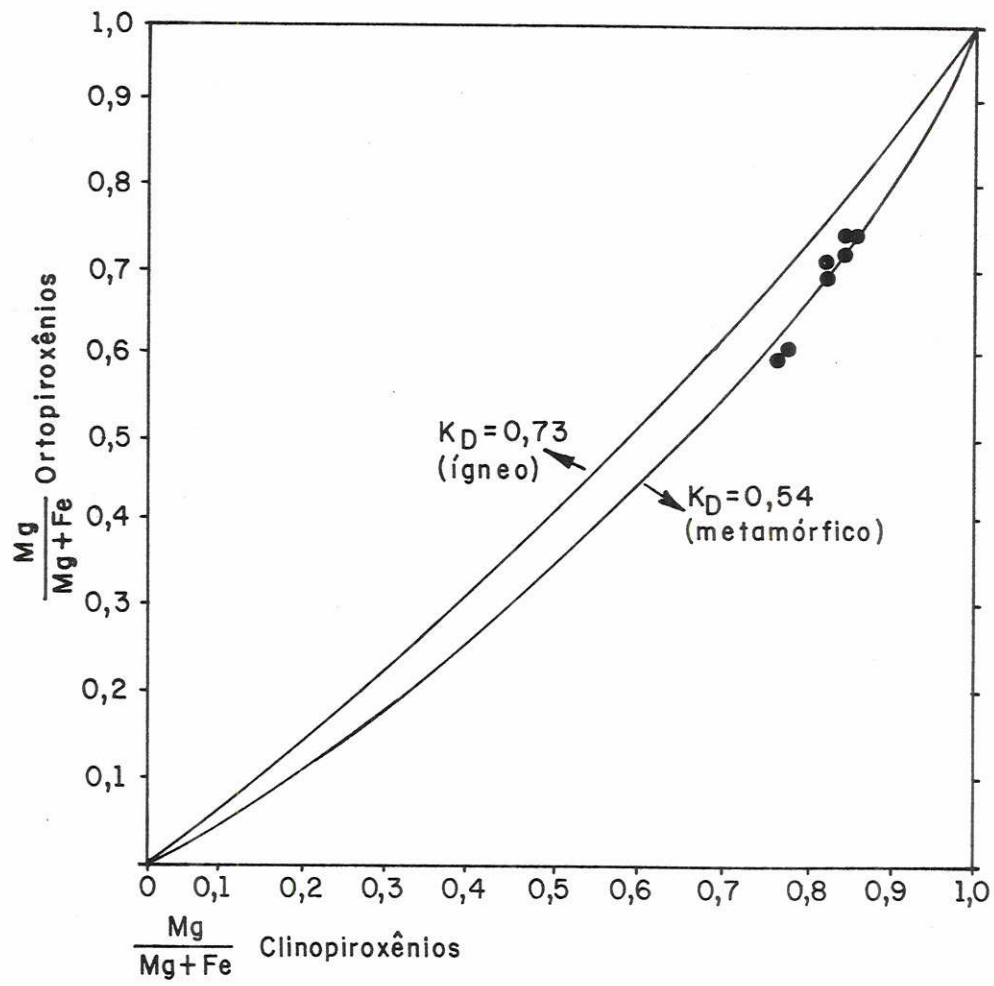


Figura 6 - Distribuição do coeficiente de correlação de KRETZ (1963) para os piroxênios de Barra Velha

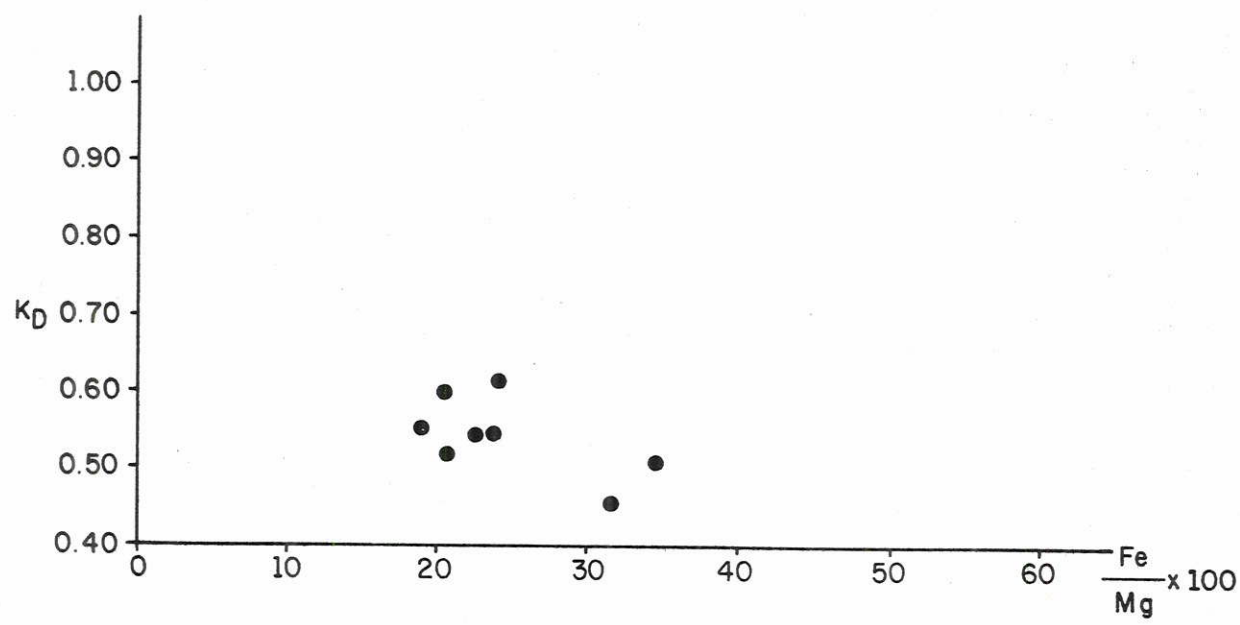


Figura 7 - Gráfico relacionando o coeficiente de KRETZ (1963) e o índice de $\frac{Fe}{Mg}$ x 100

A constância desses dados está a indicar que a partição de Fe^{2+} e Mg nos piroxênios das rochas máficas-ultramáficas de Barra Velha obedece aos padrões teóricos de KRETZ (1963). Indica, também, que essas rochas são consangüíneas, e que foram submetidas a condições de metamorfismo compatíveis com a fácies granulito.

5.1.1.4. Seqüência de cristalização dos piroxênios - A análise dos piroxênios, com base na variação dos teores de Ca, Mg e Fe, tem sido muito utilizada no estudo petrológico de corpos magmáticos e, em menor escala, de complexos metamórficos.

Exemplo clássico de diferenciação magmática é o dado pelos piroxênios das rochas de Skaergaard (MUIR, 1951; BROWN, 1957). BROWN e VINCENT (1963) demonstraram que os piroxênios de outras províncias seguem em geral o "trend" padrão de Skaergaard: B - Bushveld; D - Duluth; G - Groose Creek; L - Lambertiville; S - Stillwater, etc. (Figura 8).

Observa-se, nos vários exemplos acima, que durante o período inicial de cristalização, tem lugar a formação de uma fase rica em cálcio associada ao ortopiroxênio. Durante o fracionamento e enriquecimento do magma residual em ferro, pigeonita cristaliza-se em substituição ao ortopiroxênio, havendo, por conseqüinte, inversão no termo pobre em cálcio da fase ortorrômbica para monoclínica (pigeonita). Em geral, todos os "trends" ígneos de afinidade toleítica, não submetidos a processos metamórficos, exibem comportamento semelhante.

De acordo com BROWN (1967), tanto pigeonita quanto ortopiroxênio podem cristalizar-se de um magma, dependendo tão somente da razão inicial Mg/Fe, sendo que a inversão da fase ortorrômbica para monoclínica processa-se quando Mg/Fe^{+2} = 70/30. Segundo ainda esse autor, desvios das condições padrões refletem condições diferentes de formação da

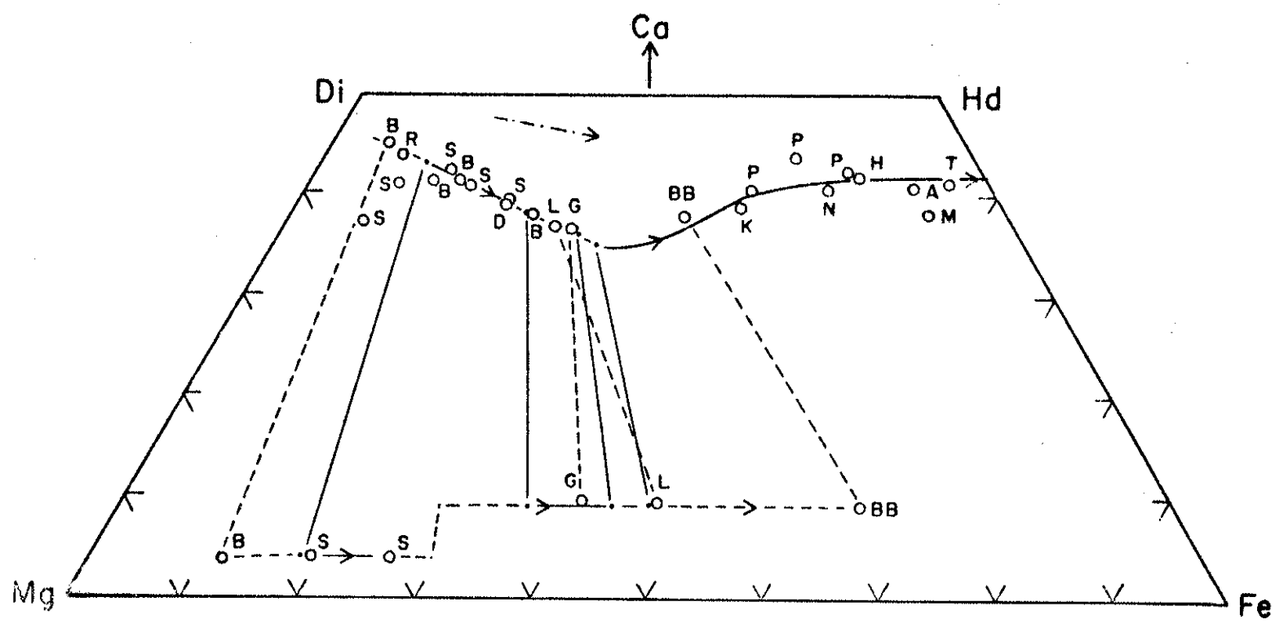


Figura 8 - Seqüência de cristalização de piroxênios de diversas províncias magmáticas.

rocha, como por exemplo no caso das metamórficas.

"Trends" referentes às rochas de Broken Hill, South Walles, e Quairanding (DAVIDSON, 1968) e Piên (GIRARDI, 1974), como mostrado na Figura 9, mostram um longo intervalo de separação entre as linhas de diferenciação de orto e clinopiroxênios. Por outro lado, exibem também, de forma evidente, o deslocamento do "trend" a partir do componente diopsídio em direção ao vértice Fe + Mn. Além disso, ao contrário das províncias ígneas, a quantidade de cálcio nos ortopiroxênoos é mínima, não havendo ainda a inversão do ortopiroxênio em pigeonita.

Resultados semelhantes foram obtidos por HOWIE (1955) para os charnockitos de Madras, onde o comportamento de diferenciação dos piroxênios guarda similaridade com o observado para as províncias metamórficas citadas (Figura 10). HOWIE (1955) atribuiu o grande intervalo entre as linhas de diferenciação dos piroxênios ortorrômbicos e monoclínicos ao fato de as rochas terem sido submetidas, durante tempo suficiente, a temperaturas e pressões permitindo exsolução (processo diretamente ligado a eventos metamórficos, segundo a maioria dos autores).

Relativamente às rochas do complexo de Barra Velha, foram projetados oito pares de piroxênios coexistentes, pertencentes seis a metapiroxenitos e meta-piroxênio hornblenditos, e dois a meta-hornblenda gabros. A observação desse gráfico (Figura 11) sugere que os termos máficos e ultramáficos do complexo estão geneticamente relacionados e que devem ter sido submetidos a condições análogas de pressão e temperatura, em determinado período de seu processo evolutivo, à semelhança do sucedido em Piên (GIRARDI, 1974).

O intervalo de diferenciação, embora mais restrito do que o de outras províncias metamórficas, indica igualmente nítida desmisturação das fases monoclínica e ortorrômbica, respectivemente, empobrecidas e enriquecidas em cálcio.

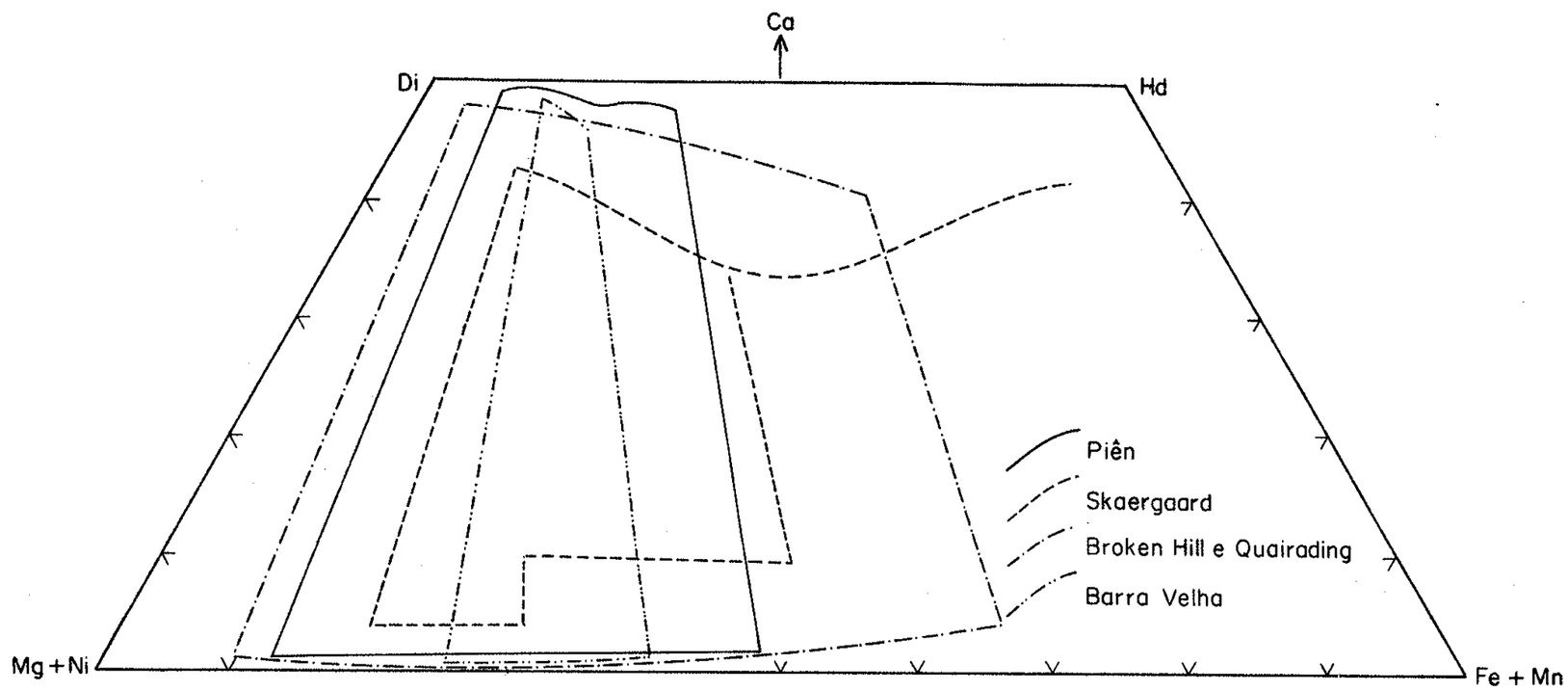


Figura 9 - Seqüência de cristalização de piroxênios de diversas províncias metamórficas, bem como da magmática de SKAERGAARD.

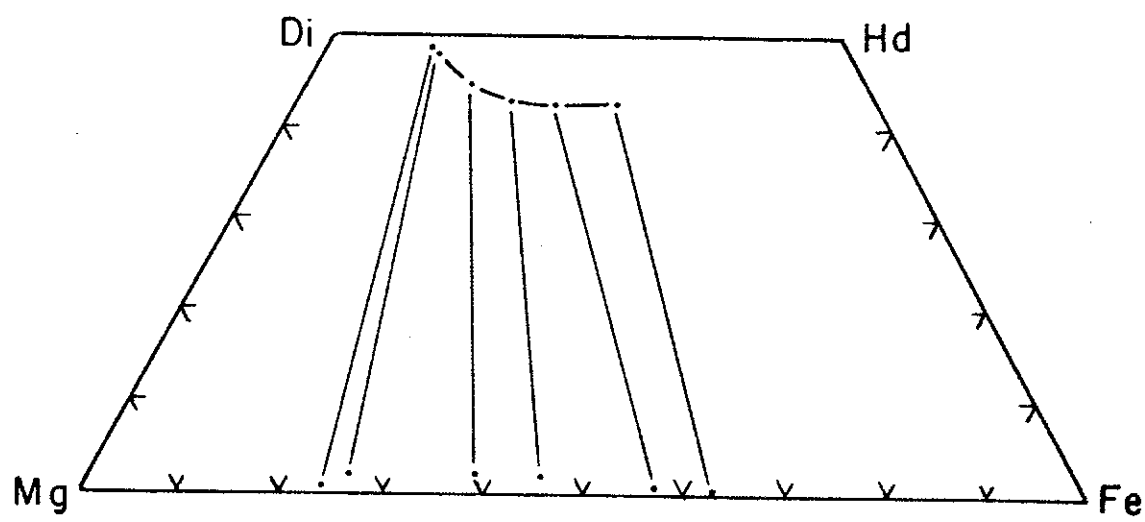


Figura 10 - Seqüência de cristalização de piroxênios da província metamórfica de Madras.

BOYD e SCHAIRER (1964) demonstraram experimentalmente que a desmisturação de duas fases de piroxênio, uma ortorrômbica e outra monoclínica, numa margem de composição ampla, processa-se à temperatura "sub-solvus" menor do que aquela entre os dois pares monoclínicos de rochas ígneas (< 1000°C), servindo, portanto, como termômetro geológico.

5.1.2. Anfibólios

São minerais comuns a todos os tipos petrográficos. O exame microscópico das várias secções delgadas permitiu distinguir, a princípio dois tipos de anfibólio. O primeiro, colorido, de hábito granular, ocorre isoladamente ou nas bordas dos cristais de piroxênio ou mesmo concentrado ao longo de suas linhas de clivagem, e o segundo, de hábito fibroso, incolor, acha-se em geral associado ao talco.

Quanto ao primeiro tipo, foram notadas variações das propriedades ópticas nas diversas espécies petrográficas examinadas. Nos metapiroxenitos, o pleocroísmo é fraco, de tonalidade amarelo para X e castanho amarelado para Z, e Z $\wedge$ c variável de 18 a 20°, tornando-se mais intenso nos meta-hornblenda gabros, com X = verde castanho e Z = verde intenso, e Z $\wedge$ c em torno de 17°. Os ângulos axiais também refletem essas diferenças, apresentando valores elevados nos metapiroxenitos (76 a 80°) e valores menores nos meta-hornblenda gabros e granulitos (ao redor de 70°). Os índices de refração variam de n_Z = 1,664, para os anfibólios dos metapiroxenitos, a 1,690, para aqueles dos meta-hornblenda gabros. A amostra *BM-23* parece constituir uma exceção dentro do grupo, apresentando valores mais altos para n_Z e menores para $2V_X$.

A caracterização química desses minerais foi efetuada em quatro amostras provenientes de metapiroxenitos, em duas de meta-hornblenda gabros e em uma de granulito (Tabe

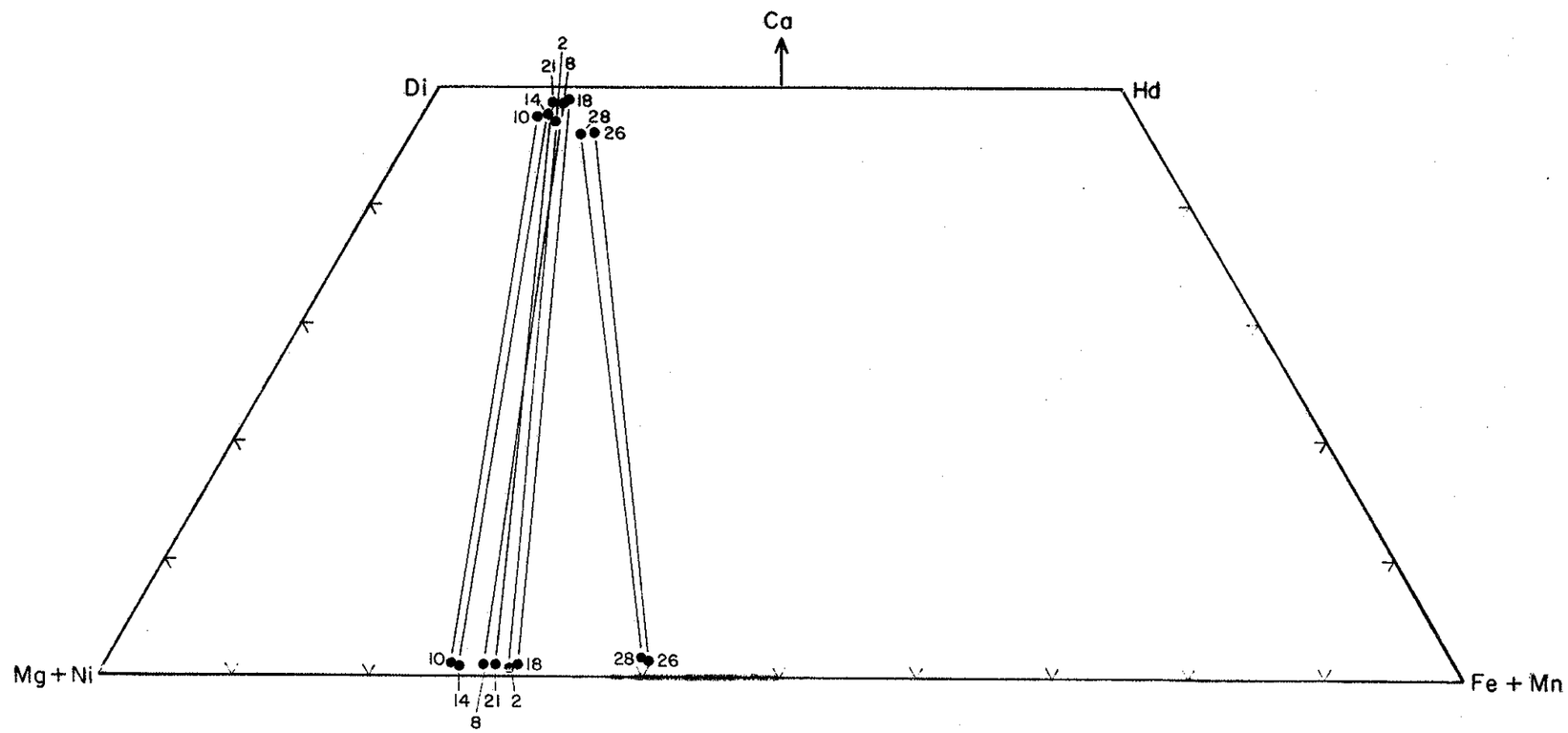


Figura 11 - Seqüência de cristalização dos piroxênios do complexo Barra Velha

TABELA V

Análises Químicas Parciais de Anfibólios

	Metapiroxenitos				Meta-hornblenda gabros		Granulito
	8	*10*	*20*	*21*	*26*	*28*	*BM-10*
SiO_2	47,46	47,41	45,06	45,99	44,88	44,68	41,84
TiO_2	0,58	1,01	1,22	0,85	0,71	0,99	1,16
Al_2O_3	7,71	8,31	11,07	10,28	9,97	10,60	11,25
Cr_2O_3	0,41	0,36	0,25	0,17	0,07	0,05	0,04
FeO*	7,71	7,62	10,46	9,63	12,76	12,09	14,22
NiO	0,20	0,46	0,00	0,16	1,98	1,73	1,51
MnO	0,12	0,09	0,14	0,10	0,15	0,24	0,15
MgO	16,61	16,71	14,22	15,04	12,43	11,83	11,07
CaO	11,77	11,77	11,60	11,82	12,27	12,26	12,39
Na_2O	1,36	1,34	1,98	1,36	1,01	1,40	1,06
K_2O	0,17	0,23	0,05	0,07	0,40	0,21	1,27
Total	94,12	95,30	96,06	95,47	96,63	96,08	96,36
	Número de íons na base de 23 oxigênios						
Si	7,022	6,934	6,632	6,765	6,709	6,689	6,392
Al^{IV}	0,978	1,066	1,368	1,235	1,291	1,311	1,608
Al^{VI}	0,367	0,366	0,551	0,547	0,466	0,560	0,418
Ti	0,064	0,111	0,135	0,094	0,079	0,111	0,133
Cr	0,048	0,042	0,029	0,019	0,008	0,005	0,004
Fe	0,954	0,931	1,287	1,184	1,595	1,513	1,817
Ni	0,024	0,054	0,000	0,018	0,238	0,207	0,234
Mn	0,014	0,011	0,017	0,012	0,018	0,031	0,018
Mg	3,663	3,643	3,120	3,298	2,769	2,640	2,521
Ca	1,866	1,843	1,829	1,863	1,965	1,966	2,027
Na	0,391	0,379	0,566	0,389	0,293	0,405	0,314
K	0,032	0,043	0,009	0,013	0,075	0,039	0,246
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	5,134	5,158	5,139	5,172	5,173	5,067	5,145
X	2,289	2,265	2,404	2,265	2,333	2,410	2,587
Mg**	0,68	0,68	0,57	0,61	0,49	0,49	0,44

*Fe calculado como FeO

**Número de Niggli

la V). As análises são parciais, faltando, por conseguinte, informações referentes não só ao teor de H_2O, como também de F e Cl. A despeito de suas limitações, no entanto, podem ser perfeitamente usadas para fins de caracterização desses minerais. Quando lançados nos gráficos de LEAKE (1968), verifica-se que as primeiras amostras estão situadas no campo das hornblendas magnesianas, enquanto que as demais no das ferro hornblendas (Figuras 12 e 13). Por outro lado, a variedade proveniente do granulito situa-se no campo da hornblenda hastingsítica magnesiana. Dados ópticos confirmam tais suposições. Observa-se, ainda, que, mesmo entre os metapiroxenitos, os anfibólios são mais ferrosos onde a ação do metamorfismo retrógrado é maior. Neste caso, formam-se claramente às expensas dos clinopiroxênios, como será discutido mais adiante. A Tabela VI procura correlacionar as propriedades ópticas e químicas desses minerais.

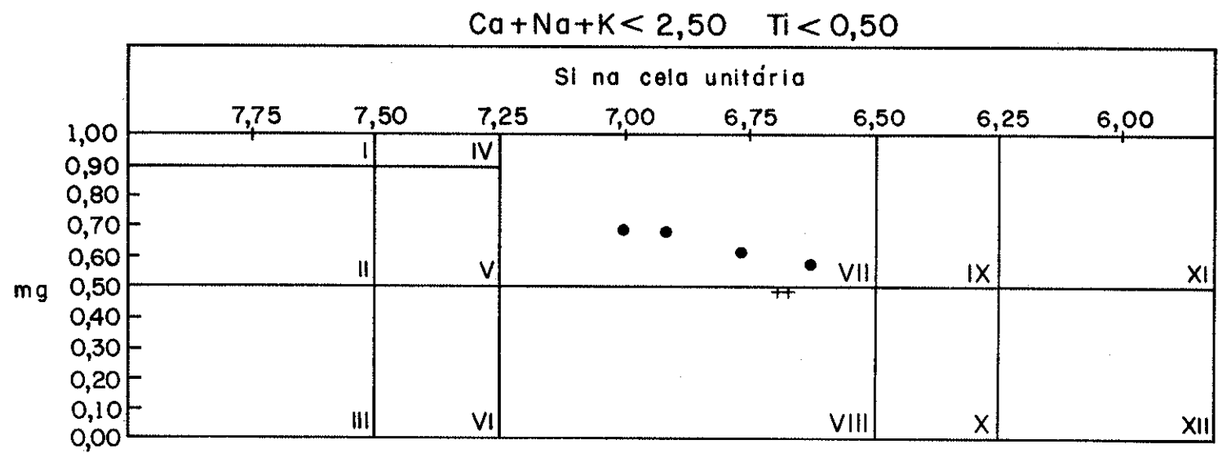
TABELA VI

Propriedades ópticas e químicas de anfibólios

Amostra	Propriedades ópticas			Propriedades químicas		
	$2V_X$	$Z \wedge c$	n_Z	Σ Y	Σ X	mg
10	80°	20°	1,664	5,158	2,265	0,68
14	80-82°	20°	1,664	-	-	-
18	76-78°	19°	1,668	-	-	-
21	76-78°	20°	1,668	5,172	2,265	0,61
BM-23	66-68°	15°	1,705	-	-	-
26	70-72°	17°	1,690	5,173	2,333	0,49
28	70-72°	17°	1,690	5,067	2,410	0,49
BM-10	70°	16°	1,690	5,145	2,587	0,44

5.1.3. Feldspatos

À exceção dos migmatitos regionais, dos diques alcalinos e dos veios pegmatíticos e feldspáticos, onde ocorrem

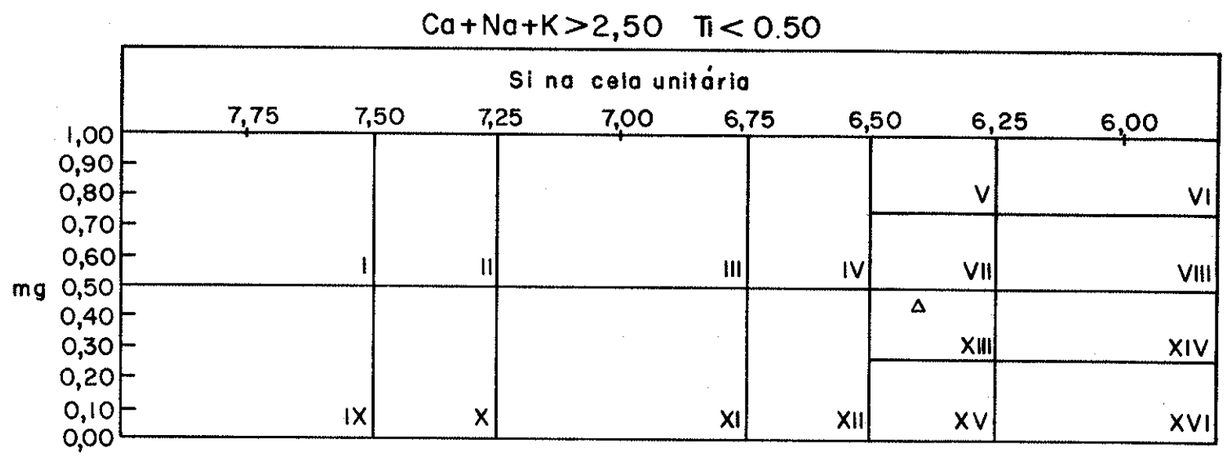


I - Tremolita
II - Actinolita
III - Ferroactinolita
IV - Hornblenda tremolitica
V - Hornblenda actinolítica
VI - Hornblenda ferroactinolítica
VII - Magnésio hornblenda
VIII - Ferro hornblenda
IX - Hornblenda tschermakítica
X - Hornblenda ferrotschermakítica
XI - Tschermakita
XII - Ferrotschermakita

● Metapiroxenitos

+ Meta-hornblenda gabros

Figura 12 - Diagrama de classificação de anfibólios segundo LEAKE (1968)



I - Richterita
II - Edenita richterítica
III - Edenita
IV - Hornblenda edenítica
V - Hornblenda pargasítica
VI - Pargasita
VII - Hornblenda pargasítica ferrosa
VIII - Pargasita ferrosa
IX - Ferrorichterita
X - Edenita ferrorichterita
XI - Ferroedenita
XII - Hornblenda ferroedenítica
XIII - Hornblenda hastingsítica magnesiana
XIV - Hastingsita magnesiana
XV - Hornblenda hastingsítica

Δ Granulito

Figura 13 - Diagrama de classificação de anfibólios segundo LEAKE(1968)

feldspatos alcalinos, as demais rochas da região apresentam apenas plagioclásios em sua composição. Esses minerais exibem comumente hábito granular e geminação segundo a lei da albita. Geminação de outros tipos, como albita-Carlsbad e periclínio, são menos freqüentes. Zoneamento é raro, o mesmo sucedendo com a geminação em algumas amostras de ultramáficas.

As determinações dos teores de An dos plagioclásios, efetuadas através de processos ópticos, permitiram concluir que, nos meta-hornblenda gabros, a variação é de An_{55-72}, nos granulitos de An_{36-50} e nos anfibolitos de An_{42-60}. Nos gnaisses e rochas granitóides regionais, essa variação é mais acentuada, não obedecendo em geral a qualquer padrão. A composição dos plagioclásios é função apenas da basicidade da rocha e, em alguns locais, onde a ação retrometamórfica faz-se sentir, é completamente caótica. Assim, em termos regionais, os plagioclásios podem tornar-se mais sódicos, situando-se até no campo do oligoclásio sódico-albita.

Nos granulitos, não foi observada a presença de feldspatos alcalinos, isolados ou intercrescidos com outros minerais. O feldspato alcalino, tipo ortoclásio, foi detectado apenas nos diques de microssienito, enquanto que o microclínio o foi nos neossomas dos migmatitos regionais, bem como nos diques e veios quartzo-feldspáticos.

5.1.4. Opacos

Minerais opacos ocorrem em todas as variedades litológicas do complexo máfico-ultramáfico, tendo sido melhor estudados nos metapiroxenitos e nos meta-hornblenda gabros, onde são mais comuns. O exame suscinto desses minerais evidencia a presença de óxidos e sulfetos em proporções mínimas.

Os minerais mais comuns são titanomagnetita e ilmenita, aparecendo em menores proporções, pirita, calcopirita e pirrotita. Esses minerais acham-se relacionados na forma de inclusões, associações de bordas e núcleos, em fraturas e, finalmente, como lamelas de exsolução (principalmente entre titanomagnetita).

5.1.5. Talco

O talco ocorre na forma de um agregado fino, microcristalino, associado em geral à tremolita. É encontrado em todos os tipos de rocha portadores de ortopiroxênios, ou seja, metapiroxenitos, meta piroxênio-hornblenditos, meta-hornblenda gabros e granulitos.

Encontra-se preenchendo fraturas ou bordejando os cristais de ortopiroxênio, chegando mesmo a atingir proporções consideráveis nos metapiroxenitos afetados pelo metamorfismo retrógrado (meta-piroxênio-talco hornblenditos e meta--talco hornblenditos).

A sua identificação foi realizada com o auxílio de difratometria de raios X, especificamente a caracterização da raia 9,4 Å.

Os índices de refração (n_Z) revelaram valores compreendidos entre 1,590 e 1,594.

5.1.6. Outros minerais

Clorita e serpentina ocorrem como acessórios em raras amostras de metapiroxenitos afetados pelo metamorfismo retrógrado. Foram identificados por meios ópticos e com o auxílio de difratometria de raios X. A clorita aparece mais freqüentemente nos anfibolitos e gnaisses anfibolíticos.

Quartzo é encontrado em algumas amostras de meta-hornblenda gabros e em rochas ultramáficas submetidas a metamorfismo retrógrado. Nos granulitos, atinge proporções mais significativas, entre 4 e 10%.

Dolomita está presente em algumas amostras ultramáficas sem hiperstênio sob a forma de cristais intersticiais secundários. Em raros metapiroxenitos retrometamórficos, ocorre preenchendo veios.

Na condição de acessório, biotita aparece em anfibolitos e granulitos, enquanto que epídotos são comuns junto às primeiras e, principalmente, nos gnaisses anfibolíticos. A presença desses últimos minerais foi também reconhecida em veios associados a uma amostra de talco-piroxênio hornblendito.

Apatita, titanita e zircão são acessórios comuns principalmente nos anfibolitos, meta-hornblenda gabros e metapiroxenitos sem ortopiroxênio.

5.2. Petrografia

5.2.1. Rochas ultramáficas

5.2.1.1. Metapiroxenitos e meta-piroxênio hornblenditos - As análises petrográficas dessas rochas (Tabela VII) evidenciam amplas variações percentuais dos piroxênios monoclínicos e ortorrômbicos. Esses dados são também vistos na forma de histogramas de composição mineralógica (Figura 14). Enquanto que, em algumas amostras, as quantidades de orto e clinopiroxênios são semelhantes, em outras, nota-se predominância ora de um tipo, ora de outro (Fotomicrografia 1). Somente em pauquíssimas amostras foram observadas lamelas de exsolução de clino em ortopiroxênios, o que evidencia a separação marcante das fases mineralógicas.

TABELA VII

Análises modais de rochas ultramáficas

	Morro Comprido				Morro do Cristo				Costão de Barra Velha					
	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*BV-A*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*
Diopsídio	32,4	54,4	48,3	37,7	40,4	29,1	10,5	41,6	34,8	33,6	35,0	43,0	39,5	28,5
Bronzita	48,4	30,0	29,5	6,0	28,2	22,8	2,2	27,1	33,6	55,6	33,8	26,8	33,8	47,0
Hornblenda	14,4	15,2	20,4	26,4	22,5	39,8	46,3	20,1	28,5	10,8	31,0	27,4	26,1	22,5
Opacos	4,8	0,4	1,8	7,8	2,8	2,8	5,7	3,2	1,3	tr	0,2	0,9	0,3	tr
Talco + Tremolita	tr	tr	tr	15,7 + 6,4	6,1	5,5	25,3 + 9,3	8,0	1,8	tr	tr	tr	0,3	2,0
Outros	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-	-
Índice piroxênio-anfibólio	85	85	79	71	75	57	19	77	71	89	69	72	74	77

	Ponta da Pedra Branca			Praia do Grant (Itajuba)							Ilha de Canas		BR-101
	14	*15*	*16*	*17*	*18*	*19*	*20*	*21*	*22*	*BM-49*	*23*	*24*	*BM-23*
Diopsídio	46,3	40,3	37,9	52,6	40,4	24,0	46,9	40,3	60,0	40,8	1,3	37,3	60,0
Bronzita	30,3	7,1	34,7	22,4	10,7	49,4	14,3	16,5	27,4	29,0	1,8	-	-
Hornblenda	17,8	24,7	17,6	19,8	28,7	14,7	29,2	26,3	11,6	27,5	59,4	29,6	26,0
Opacos	1,5	4,3	3,6	1,0	3,3	3,5	2,0	1,6	0,6	1,6	0,1	6,6	tr
Talco + Tremolita	4,1	11,4 + 11,9	6,2	4,2	10,9 + 7,8	8,4	6,8 + 8,8	6,1 8,5	0,4	1,6	27,6 + 2,0	22,1 + 4,1	tr
Outros	-	0,3	-	-	-	-	-	0,7	-	-	7,8	0,3	14,0
Índice piroxênio-anfibólio	81	56	80	79	56	83	62	62	88	72	5	56	70

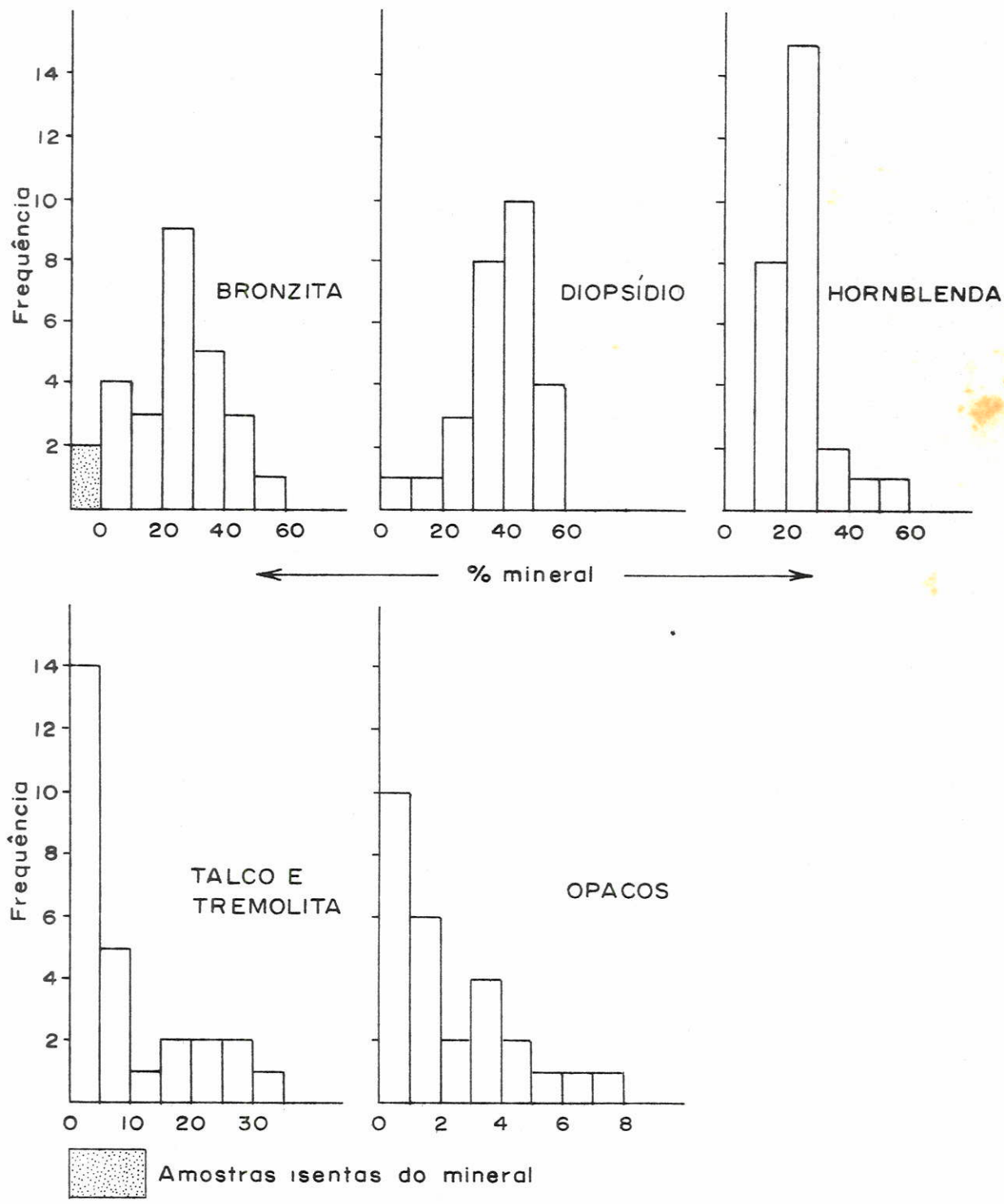


Figura 14 - Histogramas de composição mineralógica para as rochas ultramáficas de Barra Velha

Os clinopiroxênios pertencem ao membro diopsídio da série diopsídio-hederbergita, enquanto que os ortopiroxênios acham-se representados pela variedade bronzita. Foram reconhecidos dois tipos de anfibólio, o primeiro deles, colorido, com Z castanho amarelado e X amarelo pálido a verde, e o segundo, incolor e fibroso. A primeira variedade, analisada quimicamente em quatro amostras de rochas ultramáficas, pertence ao grupo das hornblendas de DEER *et al.* (1963) ou das hornblendas magnesianas, uma vez empregado o esquema de classificação de LEAKE (1968).

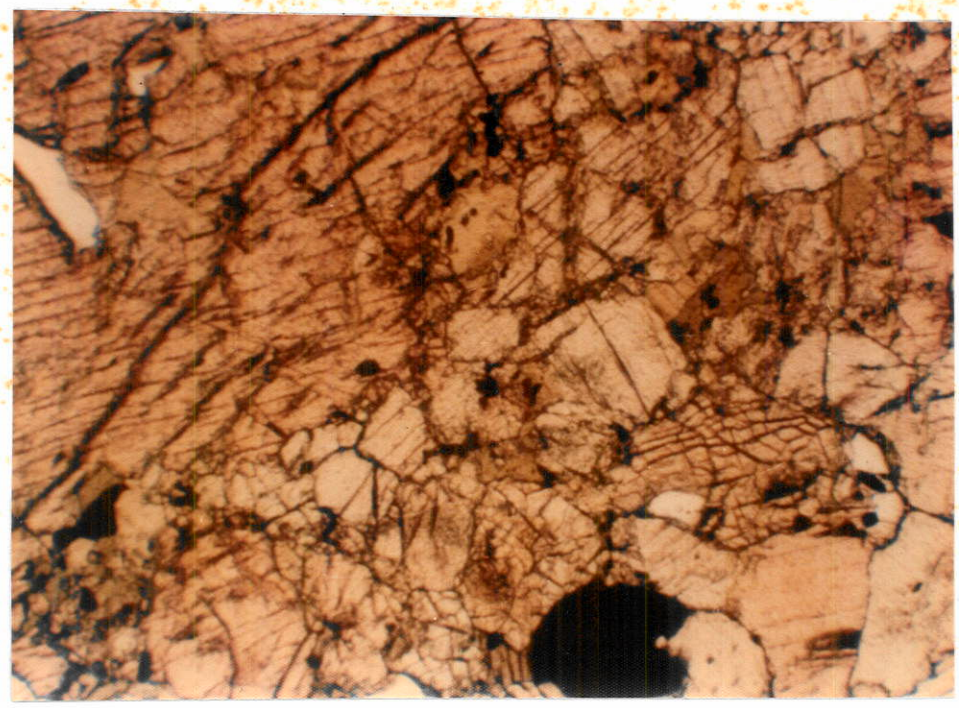
O segundo tipo não foi analisado quimicamente, mas suas propriedades ópticas revelam tratar-se de tremolita. Ocorre como produto secundário resultante da alteração dos ortopiroxênios e, em geral, associado ao talco, sem que seja possível sempre distingui-los (Fotomicrografia 2).

A origem das hornblendas parece algo controvertida; pois enquanto que, em algumas amostras, esses minerais bordejam cristais de piroxênio (principalmente as espécies monoclínicas) e preenchem suas fraturas, em outras, anfibólios e piroxênios estão em aparente equilíbrio. É provável, portanto, a ocorrência de duas gerações de anfibólio do primeiro tipo.

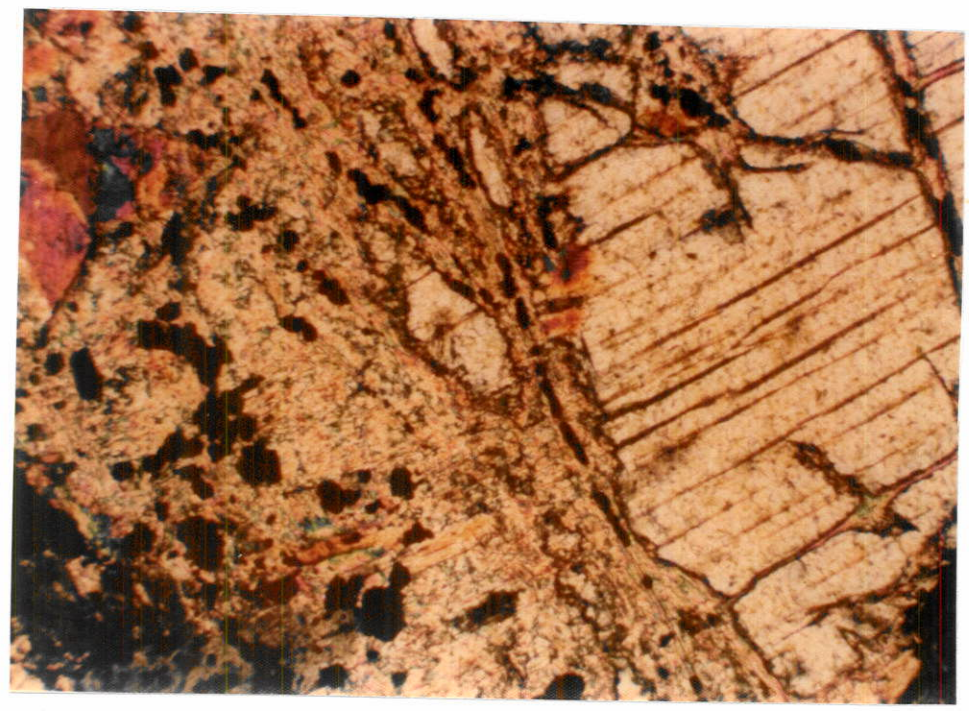
Em algumas variedades litológicas, a proporção de anfibólios é tal que elas passam a ser denominadas meta-piroxênio hornblenditos.

Os opacos mais comuns são ilmenita e titanomagnetital. Plagioclásios foram encontrados em proporções mínimas e em raríssimas amostras, não tendo sido possível contudo determinar a sua composição.

Talco é um produto comum de alteração dos ortopiroxênios, chegando mesmo a atingir proporções consideráveis em algumas rochas. Clorita e serpentina, provenientes provavelmente da alteração de piroxênios, aparecem ra



Fotomicrografia 1 - Cristal de ortopiroxênio (bronzita), de tonalidade rósea, destacado do agregado granular constituído de grãos menores do mesmo mineral e de clinopiroxênio (diopsídio) de tonalidade mais clara, e bordejado localmente por hornblenda. Rocha metapiroxenito (amostra *1*). Aumento 60x. Nícois descruzados.



Fotomicrografia 2 - Cristal de ortopiroxênio (bronzita) envolvido por agregado microcristalino de talco, raros cristais diminutos de tremolita e opacos. Rocha metapiroxenito (amostra *BM-BV-A*). Aumento 60x. Nícois cruzados.

ramente. Em amostras muito ricas em talco, é comum a presença de quartzo na condição de mineral acessório.

A textura mais comum é a granoblástica, ocorrendo muitas vezes ângulos de 120° entre os minerais. A granulação é variada, com os grânulos de orto e clinopiroxênios atingindo dimensões desde submilimétricas (0,3 a 0,5 mm) e mais comumente entre 0,5 e 2 mm. Textura porfiroblástica, com fenoblastos centimétricos de clinopiroxênios (dialágio), e poiquiloblástica, quando os anfibólios de tamanho até centimétrico, envolvem localmente grânulos de orto e clinopiroxênios, são também freqüentes. Em algumas amostras, onde o metamorfismo retrógrado foi mais intenso, o agregado fino constituído por talco e tremolita envolve poiquiloblasticamente os anfibólios; no entanto, o inverso foi igualmente observado.

Intimamente associadas às ultramáficas descritas, aparecem ainda variedades mostrando características mineralógicas peculiares. Em realidade, constituem apenas exemplos locais resultantes do efeito do metamorfismo retrógrado sobre aquelas rochas, com a conseqüente modificação da paragênese e o desaparecimento quase que completo dos ortopiroxênios (fácies anfibolito). Não há, contudo, variação do grau de metamorfismo gradual em função de algum parâmetro espacial, de forma tal a permitir o traçado de uma isógrada no mapa geológico.

A distribuição dos componentes mineralógicos para as diversas ocorrências de rochas ultramáficas é mostrada na Figura 15.

5.2.1.2. Discussão dos resultados - Da análise conjunta da Tabela VII e das Figuras 14 e 15, é possível extrair-se as conclusões abaixo:

1) Há uma variação percentual dos três componentes principais dessas rochas (ortopiroxênios, clinopiroxênios e

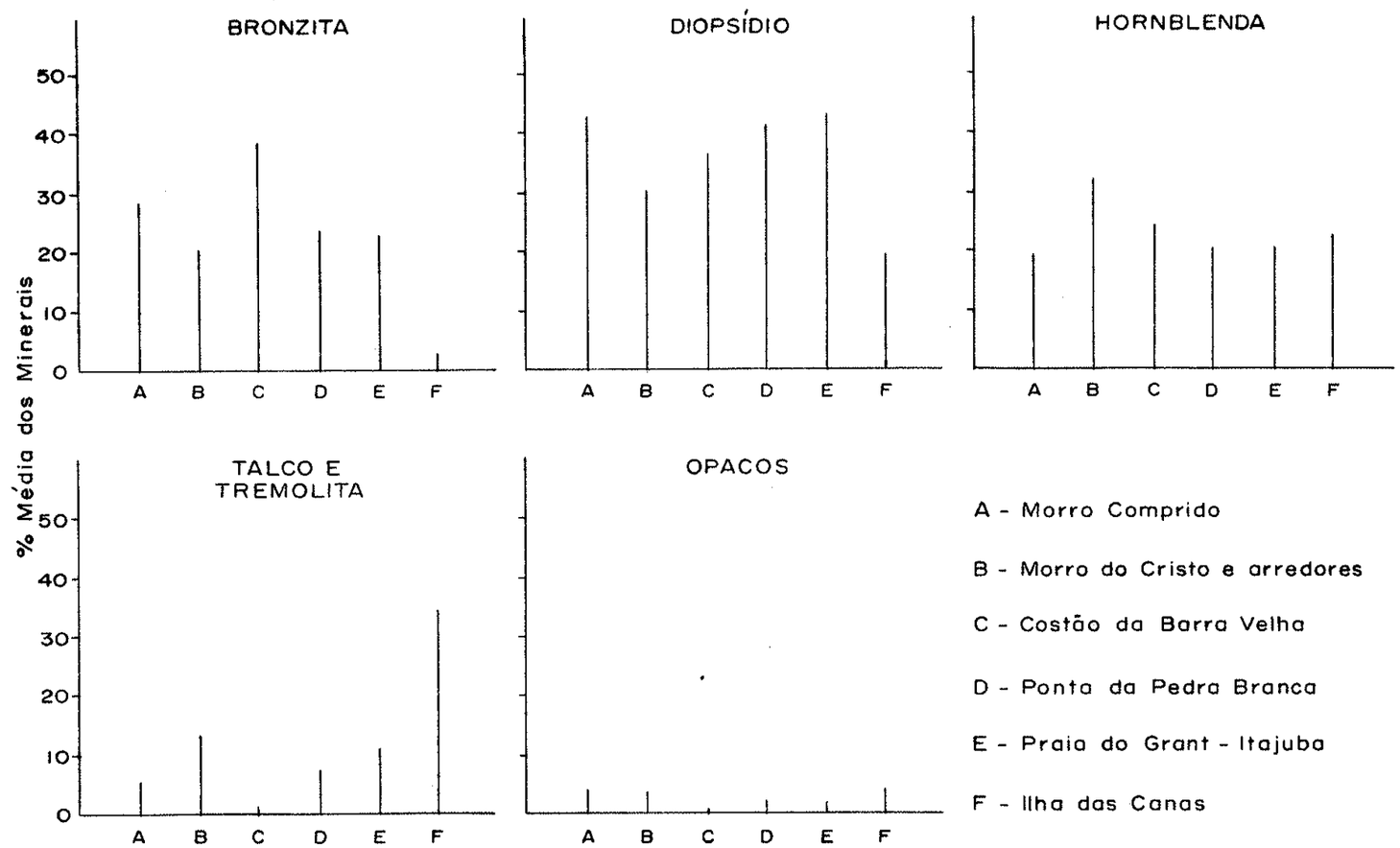


Figura 15 - Distribuição dos principais constituintes mineralógicos junto às diversas ocorrências de rochas ultramáficas

anfibólios) nas diversas amostras estudadas.

2) Nas amostras com baixo teor em ortopiroxênios, observa-se um aumento considerável do teor em talco-tremolita, confirmando, assim, a proveniência destes últimos minerais a partir dos primeiros.

3) A variação do teor em hornblenda não guarda, em geral, relação direta com os teores em talco e tremolita, evidenciando que aquele mineral, se de origem secundária, foi formado a partir de processo de transformação mineralógica independente daquelas.

4) Em algumas amostras, nota-se a existência de relação entre o aumento do teor em hornblenda e o decréscimo em clinopiroxênios Provavelmente, houve portanto a formação de duas gerações de hornblenda magnesiana. Em outras, não há relação entre esses teores, fenômeno explicável provavelmente com base na composição original da rocha.

5) A formação do talco a partir de ortopiroxênios muito provavelmente se deu segundo as reações de GREENWOOD (1963) para o sistema CaO - MgO - SiO_2, ou seja:

3 Enstatita + Quartzo + H_2O = Antofilita

3 Antofilita (metaestável) + 4 Quartzo + H_2O = 7 Talco

Essas reações tiveram lugar a temperaturas entre 700 e 800° C sob condições de alta pressão de H_2O e aporte de sílica (fenômeno provavelmente associado à migmatização face à associação das rochas ultramáficas portadoras de talco com os granulitos e gnaisses retrometamórficos).

6) A formação de tremolita teria se dado de conformidade com as reações baseadas em dados experimentais de EVANS (1970), ou seja:

3 Enstatita + 2 Diopsídio + Quartzo + H_2O = Tremolita

2 Diopsídio + Talco = Tremolita

7) Finalmente, a reação característica do desaparecimento dos ortopiroxênios como fase estável teria sido, segundo WINKLER (1967):

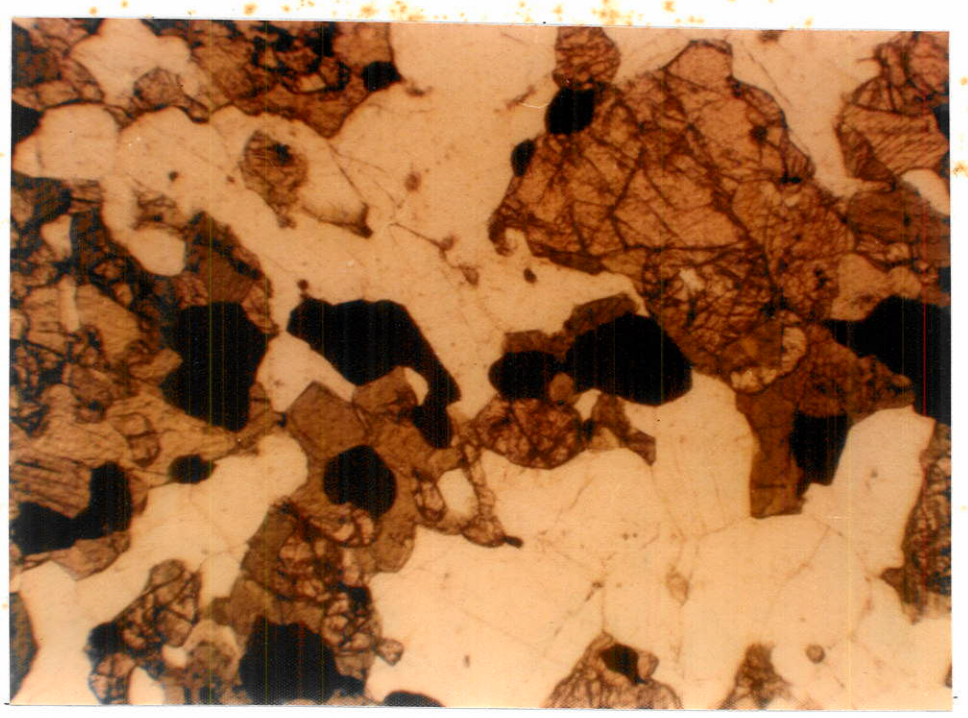
Enstatita + Anortita + Diopsídio = Hornblenda

8) No extremo SE da área(Ilha de Canas), observa-se que o efeito retrometamórfico provocado pela fase da migmatização parece ter sido mais acentuado, com a conseqüente diminuição do conteúdo de ortopiroxênios e o concomitante aumento da concentração de talco + tremolita.

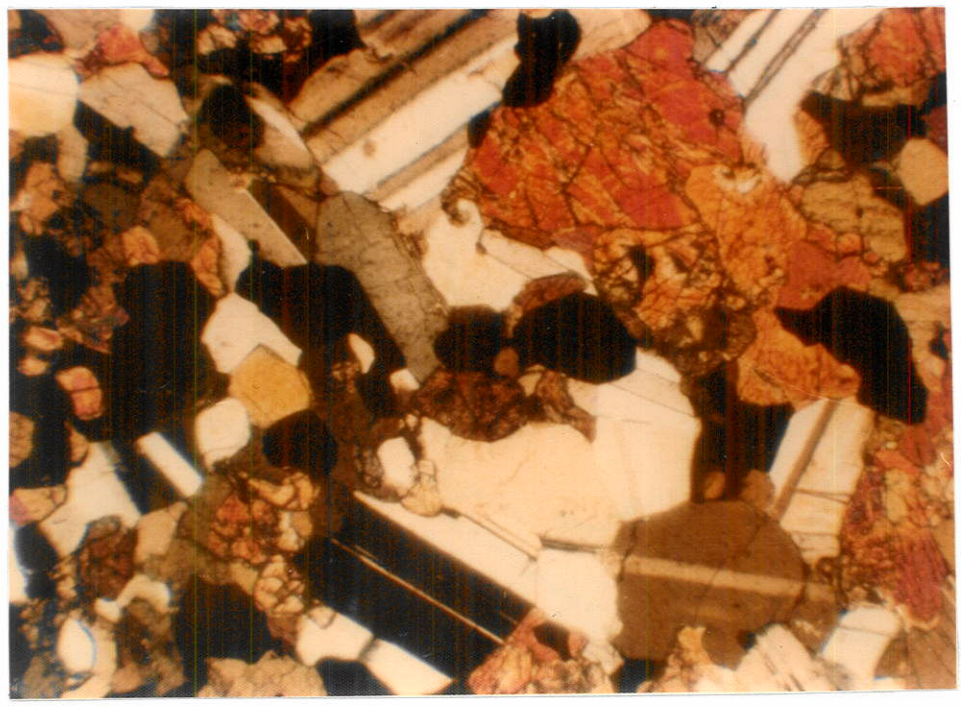
5.2.2. Rochas máficas

5.2.2.1. Meta-hornblenda gabros - Rochas classificadas como meta-horblenda gabros ocorrem raramente, entremeadas ora entre migmatitos e gnaisses regionais, ora associadas a metapiroxenitos. Trata-se de rochas de aspecto isotrópico e comumente mesocráticas. Plagioclásios e anfibólios são os minerais predominantes, com os ortopiroxênios permanecendo em eqüilíbrio na associação (Fotomicrografia 3). Quanto aos clinopiroxênios, aparecem como acessórios e geralmente envolvidos por anfibólios. Os opacos atingem proporções significativas, tendo sido identificados titanomagnetita, ilmenita (estes os principais), pirita, calcopirita e pirrotita. Quartzo, epídoto, clorita e talco aparecem subordinadamente.

As quantidades de plagioclásios e anfibólios variam amplamente, bem como o teor em An dos primeiros (An_{55} a An_{72}), em função da basicidade dessas rochas. É comum entre os plagioclásios a presença de geminação segundo a lei da albita, albita-Carlsbad e periclínio (Fotomicrografia 4). Observa-se, ainda, a presença de epídoto, formado a partir dos plagioclásios, fenômeno este indicativo de metamorfismo retrógrado.



Fotomicrografia 3 - Cristais de piroxênio (principalmente bronzita), envolvidos por hornblenda, numa massa constituída fundamentalmente de plagioclásio. Rocha meta-hornblenda gabro (amostra 27). Aumento 60x. Nícois descruzados.



Fotomicrografia 4 - Cristais de piroxênio (principalmente bronzita), hornblenda e opacos entre grânulos de plagioclásio geminado, textura granoblástica. Rocha meta-hornblenda gabro (amostra 27). Aumento 60x. Nícois cruzados.

Os ortopiroxênios são do tipo hiperstênio e alteram-se em talco e tremolita, enquanto que os clinopiroxênios situam-se no campo do diopsídio. Os anfibólios, produto retrometamórfico dos clinopiroxênios, exibem pleocroísmo Z = verde escuro e X = amarelo, e são do tipo ferro-hornblenda (LEAKE, 1968) ou tschermakita-ferro-tschermakita (DEER *et al.*, 1963).

A textura dessas rochas é granoblástica e a dimensão dos minerais variável entre 0,5 e 1,5 mm. São comuns ângulos de 120° entre os limites externos dos grânulos, feição esta, segundo KRETZ (1966), característica de recristalização metamórfica. Ocorrem grânulos menores, de tamanho submilimétrico, principalmente de ortopiroxênios às vezes alterado em talco e envolvidos por anfibólios. Em algumas amostras, os plagioclásios chegam a atingir dimensões de 4 a 6 mm.

Evidências petrográficas mostram que, após terem sofrido metamorfismo da fácies granulito, os metagabros foram afetados por eventos retrometamórficos, cuja principal conseqüência foi a anfibolitização dos clinopiroxênios.

Na Tabela VIII, são fornecidas análises modais de quatro amostras, o teor em An dos seus respectivos plagioclásios e os valores correspondentes ao índice de cor de STRECKEISEN (1967).

5.2.2.2. Granulitos (hornblenda-hiperstênio gnaisses) - Granulitos de composição intermediária ocorrem entremeados entre as rochas ultramáficas e gnaisses, principalmente na localidade Praia do Grant (Itajuba).

Trata-se de rochas de estrutura gnaíssica, mesocráticas a leucocráticas, e textura granulítica. Plagioclásios e hornblenda são os minerais predominantes, constituindo pelo menos 70 a 80% do seu volume. Quartzo, biotita, opacos, diopsídio, clorita, apatita, zircão e titanita são os acessórios comuns.

TABELA VIII

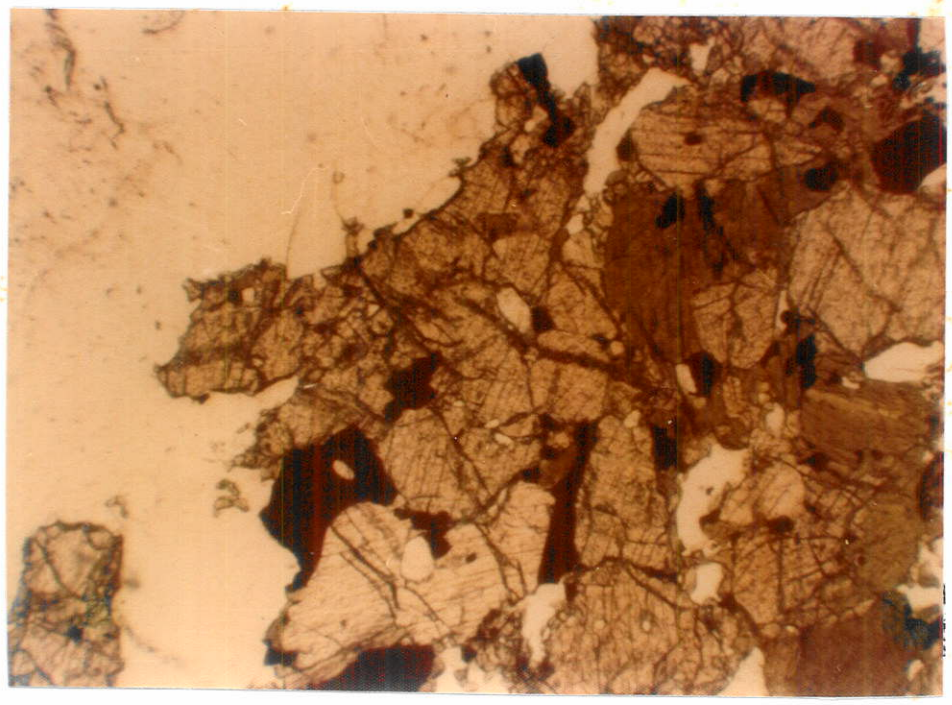
Análises modais de meta-hornblenda gabros

Amostra	25	26	27	28
Plagioclásios	36,1	47,9	47,1	50,4
Anfibólios	56,0	32,2	28,1	34,4
Diopsídio	-	4,8	4,4	1,6
Hiperstênio	1,0	8,3	13,4	8,0
Quartzo	-	1,0	-	0,4
Opacos	4,6	5,4	5,7	5,2
Produtos de alteração dos ortopiroxênios	2,3	-	1,8	-
Outros	-	0,6	0,3	-
% An	55	70	70	72
Índice de Cor	63,9	51,1	52,9	49,2

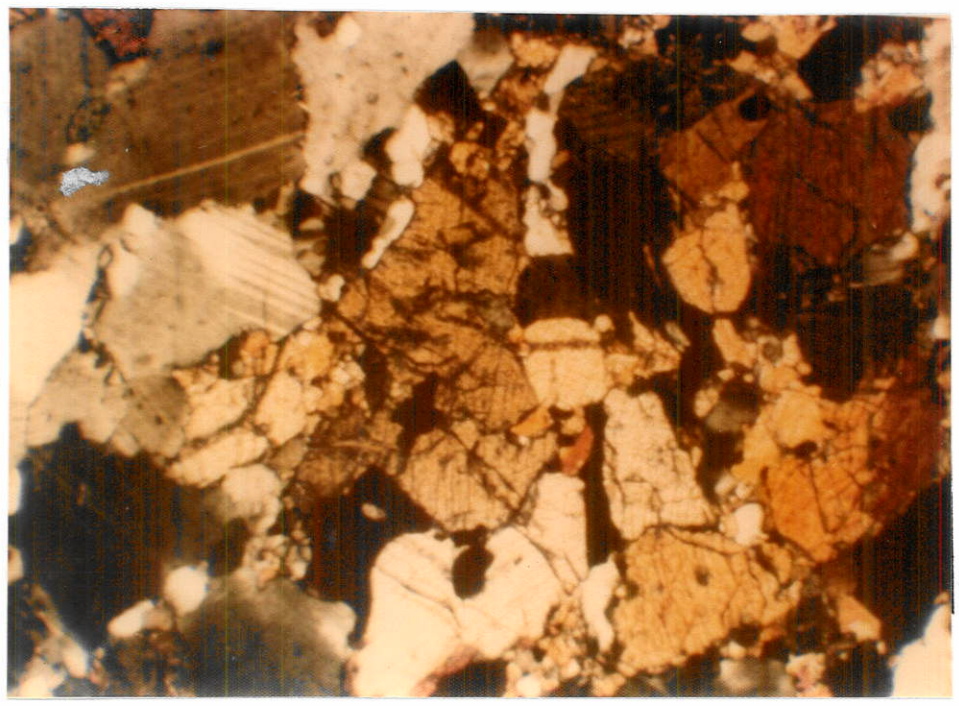
A porcentagem de ortopiroxênios varia entre 2 e 13% e a sua presença, bem como a textura das rochas, permite classificá-las como granulitos (Fotomicrografias 5 e 6).

A proporção de plagioclásios é sempre superior a 60% e o seu teor em An variável de 42 a 60%, aumentando concomitantemente com a basicidade das rochas (Tabela IX). Geminação lei da albita é comum, enquanto que estruturas de intercrescimento não foram reconhecidas.

Nas amostras estudadas, ocorre apenas um tipo de piroxênios, o ortopiroxênio, de composição correspondente ao hiperstênio (~ En_{60}). O seu pleocroísmo é perceptível, com Z = incolor e X = róseo. Altera-se em talco e anfibólio, que ora bordejam, ora preenchem as fraturas dos cristais.



Fotomicrografia 5 - Cristais de ortopiroxênio (bronzita) envolvidos por hornblenda e opacos, parcialmente segregados dos plagioclásios. Rocha granulito (amostra *BM-10*). Aumento 60x. Nícois descruzados.



Fotomicrografia 6 - Cristais geminados de plagioclásios, segregados parcialmente dos piroxênios (bronzita), hornblenda e opacos; textura granoblástica. Rocha granulito (amostra *35*). Aumento 60x. Nícois cruzados.

Os anfibólios, aparecendo em proporções expressivas, são pleocróicos, com Z = verde escuro a médio e X = amarelo. Não foi registrada a presença de feldspatos alcalinos e o quartzo está presente na condição de acessório.

A textura é granoblástica (típica de granulitos) e a dimensão dos cristais variável entre 0,1 e 3 mm, sendo os grãos menores resultantes do efeito de deformação (cataclase).

TABELA IX

Análises modais de granulitos

Amostra	*BM-10*	*29*	*30*	*31*
Quartzo	3,8	9,6	8,4	14,0
Plagioclásios	63,3	73,2	77,6	64,4
Hornblenda	17,2	10,0	6,4	13,6
Biotita	-	1,0	1,6	0,8
Hiperstênio	12,6	4,2	2,4	2,8
Opacos	0,2	1,8	2,4	3,6
Outros	0,9	0,2	1,2	0,8
% An	60	44	46	42
Índice de Cor	32,9	18,0	14,8	21,6

5.2.2.3. Anfibolitos e gnaisses anfibolíticos - Ocorrem invariavelmente entremeados aos metapiroxenitos. Sob o nome genérico de anfibolitos foram reunidas rochas de textura nematoblástica, nas quais os anfibólios são largamente predominantes. Plagioclásios estão presentes em todas as amostras, enquanto que clinopiroxenios só o fazem esporadicamente. Os acessórios mais comuns são biotita, clorita, epídoto e apati

ta.

Os anfibólios reconhecidos possuem forte pleocroísmo com Z = amarelo e X = verde escuro (Fotomicrografia 7). Os plagioclásios variam de An_{36} a An_{70} e mostram-se geralmente geminados polissinteticamente. Via de regra estão saussuritizados. O seu teor em anortita guarda relação direta com o índice máfico dessas rochas, ou seja, maior junto às variedades mais ricas em anfibólios.

Essas rochas apresentam diferenças texturais marcantes. Algumas exibem textura nematoblástica característica, enquanto que, em outras, essa é apenas observável localmente. Em algumas amostras, a granulação é grosseira, atingindo os cristais dimensões centimétricas (textura porfiroblástica). Observa-se, ainda, que, nas rochas onde o teor em plagioclásios é maior, a textura nematoblástica mostra-se melhor desenvolvida. Os plagioclásios possuem dimensões menores (0,5 a 1,5 mm) relativamente aos anfibólios (1 a 3 mm).

Cristais de epídoto formam, em algumas variedades, faixas segregadas dos anfibólios, e associados aos plagioclásios. O quartzo, quando presente, é intersticial e com tamanho médio de 0,1 mm.

Associadas aos corpos ultramáficos, ocorrem, na altura de Barra Velha e na Praia do Grant (Itajuba), gnaisses anfibolíticos, caracterizados macroscopicamente pela alternância de bandas milimétricas formadas por minerais siálicos e fêmicos. As zonas claras, de textura granoblástica, têm plagioclásios (An_{36-38}) como constituintes principais e subordinadamente quartzo. Nas bandas escuras, predominam anfibólios, castanhos a esverdeados, e plagioclásios. Como acessórios, aparecem clinopiroxênios, opacos, biotita, clorita e talco (Tabela X).

A transição desses gnaisses a anfibolitos se dá

pela diminuição do teor em plagioclásios.

TABELA X

Análises modais de rochas anfibolíticas

	Anfibolitos			Gnaisses anfibolíticos			
Amostra	*32*	*33*	*34*	*35*	*36*	*37*	*38*
Plagioclásios	26,4	19,6	15,2	68,0	62,0	53,5	43,0
Hornblenda	65,2	69,8	77,8	25,9	32,0	16,9	51,8
Epídoto	2,4	2,8	5,4	0,2	0,5	0,6	0,8
Biotita	2,0	-	-	0,6	-	8,0	0,2
Opacos	0,2	7,6	4,2	3,9	2,3	0,2	1,6
Clinopiroxênios	-	-	-	1,0	0,5	-	2,6
Quartzo	2,6	-	-	-	-	20,8	-
Outros	1,2	0,2	1,4	1,4	-	-	-
% An	36.38	70	70	55	55	36-38	32
Índice de Cor	71,0	80,4	84,8	32,0	32,0	25,7	57,2

5.2.2.4. Outras rochas - Distribuídas irregularmente, ocorrem por toda a região variedades petrográficas representadas por hornblenda gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, biotita-granada gnaisses, quartzitos e rochas granitóides, estas últimas sobretudo de composição granodiorítica a quartzo-diorítica. A passagem de um tipo a outro dessas rochas é feita aparentemente ao acaso, sem que seja possível delimitar zonas de isometamorfismo.

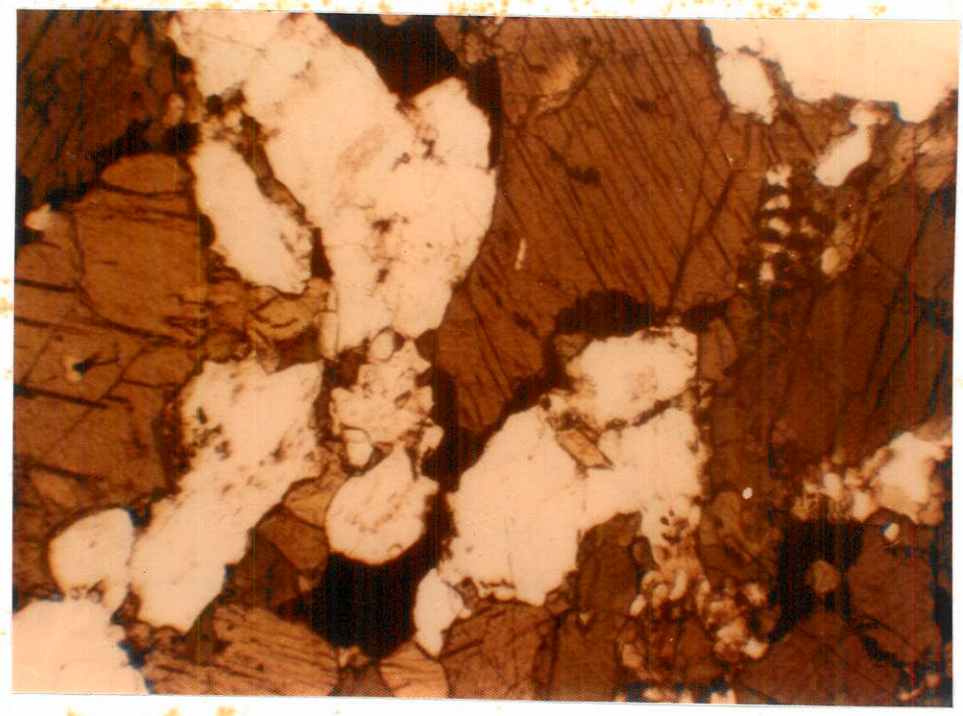
As rochas granitóides são cortadas freqüentemente por veios quartzo-feldspáticos, e não raro mostram varia

ções laterais para gnaisses.

Quanto às rochas de natureza granítica, foram vistas somente em raros afloramentos como neossoma de migmatitos, cujo paleossoma apresenta composição piroxenítica (hornblenda diopsiditito referente à amostra *BM-23*; ou seja ocorrem aí apenas o clinopiroxênio o que sugere tratar-se de uma fase de migmatização posterior, correspondente à fácies anfibolítica, quando o ortopiroxênio não mais coexiste na associação mineralógica, ao contrário dos granulitos, portadores de ortopiroxênios, e relacionado às rochas ultramáficas através de estruturas de migmatitos).

Os diques alcalinos que cortam as rochas do embasamento têm coloração cinza esverdeada, granulação fina e textura microcristalina do tipo bostonítica. São constituídos fundamentalmente de feldspatos alcalinos (ortoclásio), tendo por máficos anfibólio sódico e clorita, além de magnetita como acessório. Foram classificados petrograficamente como microssienitos ou bostonitos.

O granito intrusivo, aparentemente homogêneo, submerso localizado nas proximidades de Barra Velha, possui natureza calco-alcalina. Sua coloração é rósea, estando formado de grânulos idiomórficos de plagioclásio saussuritizado e feldspato alcalino em intercrescimento granofírico com quartzo, além de clorita, provavelmente resultante da alteração de anfibólios, como principal ferro-magnesiano acessório (Fotomicrografia 8).



Fotomicrografia 7 - Cristais de hornblenda relativamente orientados e parcialmente segregados dos plagioclásios. Rocha anfibolito (amostra 35). Aumento 60x. Nícois cruzados.

Fotomicrografia 8 - Cristais de plagioclásio saussuritizados associados a cristais de feldspato alcalino e quartzo em intercrescimento granofírico. Rocha granito. Aumento 60x. Nícois cruzados.

5.3. Considerações sobre a composição química das rochas do Complexo de Barra Velha

Oito análises químicas, incluindo as três apresentadas por MINIOLI (1972), são fornecidas para rochas da região de Barra Velha. Os resultados obtidos referem-se a quatro amostras de metapiroxenitos (uma das quais desprovida de ortopiroxênios), uma de meta-hornblenda gabro, duas de gnaisses anfibolíticos e uma de microssienito e acham-se reunidos na Tabela XI. Embora não sejam estatisticamente representativos, são, no entanto, de grande utilidade, principalmente se utilizados para fins de análise comparativa com dados referentes a províncias congêneres.

Um primeiro exame dessas análises evidencia de forma nítida a heterogeneidade química dos metapiroxenitos, reflexo sobretudo das variações nos teores dos seus principais componentes mineralógicos.

De particular importância são os resultados pertinentes às amostras de metapiroxenitos com ortopiroxênios e meta-hornblenda gabro, uma vez que existem evidências de sua consangüinidade, alicerçadas em dados de campo, petrográficos e químicos, estes últimos relacionados ao "trend" de diferenciação dos piroxênios.

Para a análise global do comportamento químico dessas rochas (à exceção do microssienito *BM-43*), foi utilizado o diagrama triangular de NOCKOLDS e ALLEN (1954), cujos vértices são ocupados por ferro, magnésio e álcalis respectivamente (Figura 16). Nesse gráfico, acham-se também projetados os campos de diferenciação para as ocorrências de Skaergaard (BOWES *et al.*, 1970), de Maryland, Estados Unidos da América, e Vourinon, Grécia (THAYER, 1967) e, finalmente, Piên (GIRARDI, 1974).

A observação dessa figura evidencia, para os metapi

TABELA XI

Análises químicas de rochas de Barça Velha

	Metapiroxenitos				Meta-hornblenda gabro	Gnaisses anfibolíticos		Microssienito
	1	*3**	*9***	*BM-23+*	*26*	*35*	*38*	*BM-13*
SiO_2	47,10	51,40	52,10	44,00	40,90	47,30	53,00	59,50
TiO_2	1,00	0,32	0,37	0,40	1,50	0,75	0,50	1,15
Al_2O_3	2,50	4,70	4,93	2,75	15,40	19,60	17,90	14,40
Fe_2O_3	7,50	0,10	3,65	6,92	9,10	6,54	4,37	2,31
FeO	10,80	8,50	6,84	8,18	11,10	5,28	4,26	7,28
MnO	0,31	-	-	0,40	0,14	0,10	0,10	-
MgO	17,20	19,30	18,90	7,80	7,75	4,26	4,58	1,30
CaO	13,00	14,50	12,20	24,70	12,20	10,90	8,37	3,41
Na_2O	0,32	0,41	0,47	1,33	0,84	3,97	4,58	3,33
K_2O	0,08	0,13	0,13	0,14	0,17	0,24	0,52	4,15
H_2O	0,15	0,80	0,36	0,72	0,85	0,70	1,53	3,28
TOTAL	99,96	100,21	100,00	100,05	99,95	99,03	100,04	100,17
					Valores normativos			
Qz	-	-	1,13	-	-	-	-	11,54
Or	0,55	0,80	0,80	0,85	1,15	1,40	3,10	25,80
Ab	2,85	3,55	4,15	5,00	8,85	33,40	39,27	31,40
An	5,25	10,40	10,73	1,05	39,45	35,32	39,50	12,75
Ne	-	-	-	4,50	-	1,59	1,37	-
Di	48,28	48,40	39,42	61,98	19,36	13,78	-	4,12
Hl	29,23	22,55	39,39	-	9,26	-	-	10,20
Wo	-	-	-	12,63	-	-	-	-
Ol	4,52	13,79	-	-	9,93	5,81	-	-
Il	1,36	0,44	0,66	0,58	2,10	1,02	0,66	1,64
Mt	7,96	0,07	3,72	7,51	9,90	6,93	4,63	2,55
Ap	-	-	-	5,90	-	0,75	0,75	-
Fe	35,5	19,3	22,2	45,2	54,3	39,3	29,4	36,4
Alc	1,8	2,6	2,9	10,4	6,3	33,8	41,1	54,6
Mg	62,7	78,1	74,9	44,4	39,4	26,9	29,5	9,0

* e ** Correspondem, respectivamente, às amostras *BM-17* e *BM-39* de MINIOLI (1972)

\+ Paleossoma do migmatito *(BM-23)* de MINIOLI (1972)

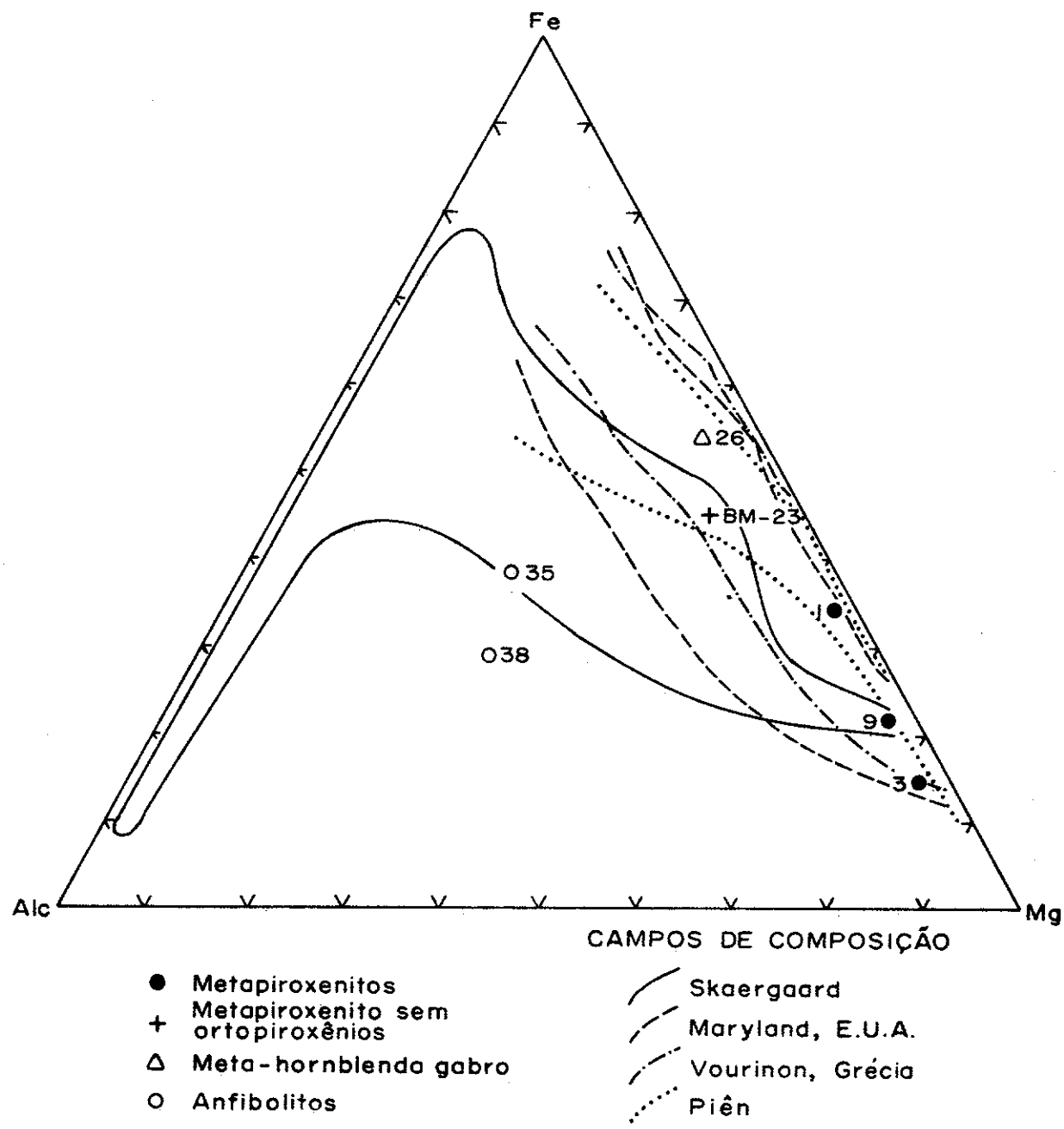


Figura 16 - Diagrama ternário Fe:Mg:Alc das rochas de Barra Velha. Comparação entre esses valores e campos de composição de outros complexos

roxenitos e meta-hornblenda gabro, um enriquecimento gradual em Fe relativamente a Mg. À exceção da amostra *BM-23*, um meta piroxenito destituído de ortopiroxênios, o comportamento dos álcalis é marcado pela constância, pontificando-se sobretudo a sua baixa concentração.

Por outro lado, os gnaisses anfibolíticos mostram tendência bem diversa da exibida pelas demais variedades litológicas — valores intermediários para a relação Fe/Mg combinados com concentrações elevadas em álcalis — provavelmente resultante do fato de terem sido submetidas ao metamorfismo de fácies anfibolito, com modificação sensível da paragênese mineralógica.

Se comparados os "trends" químicos de Barra Velha, Piên (excluído o granulito *15*), Maryland, Vourinon e Skaergaard, verifica-se que existe uma maior identidade entre o exibido pelas rochas do litoral catarinense, variedades não gnaíssicas, e rochas relativas às três ocorrências subseqüentes, todas mostrando típicas características alpinas. Por outro lado, o "trend" de Skaergaard guarda características bem diversas, do tipo estratiforme, quimicamente refletidas no empobrecimento em ferro e magnésio e concomitante enriquecimento em álcalis.

5.4. Considerações sobre a evolução geológica da Região de Barra Velha

Os estudos efetuados em Barra Velha permitem deduzir que, após o magmatismo máfico-ultramáfico inicial de caráter intrusivo, a região foi submetida a metamorfismo, responsável pela formação de rochas da fácies granulito. De acordo com os critérios de subdivisão de JACKSON e THAYER (1972) para associações do tipo peridotito-gabro, esse com

plexo máfico-ultramáfico estaria mais próximo da subdivisão do tipo "Complexos Alpinos", apesar de suas características gerais não corresponderem rigorosamente às ideais. Os dados químicos confirmam a viabilidade dessa suposição.

As idades obtidas em rochas como meta-hornblenda gabros e granulitos, tidas como cogenéticas aos metapiroxenitos, indicam que tal evento muito provavelmente ocorreu dentro do intervalo de 2 000 ± 800 milhões de anos. Portanto, a primeira fase metamórfica caracterizada na região de Barra Velha refere-se ao Ciclo Transamazônico, em condições de fácies granulito originando litologias provenientes da recristalização de rochas máficas e ultramáficas.

Idades transamazônicas obtidas também em Piên e Morretes (CORDANI, 1971), bem como a existência de charnockitos em Serra Negra, levaram esse autor (CORDANI, 1974) a concluir que a região de eixo coincidente com a direção de alinhamento das localidades de Piên, Morretes, Serra Negra e Jacupiranga (estendendo-se para norte), teria se comportado, durante o final do Pré-Cambriano, como um alto tectônico, caracterizado por numerosas exposições do embasamento.

Ainda no Ciclo Transamazônico, formaram-se migmatitos (1ª fase de migmatização), cujo neossoma é representado por rochas granulíticas mesocráticas e o paleossoma por metapiroxenitos. Duas hipóteses poderiam explicar a formação daquelas rochas, desenvolvidas a partir de processos de migmatização atuantes em material de baixa porosidade, segundo discussão de GIRARDI (1974): a primeira delas teria sido a mudança nas condições ambientais, durante o ciclo, dando como resultado o abaixamento de temperatura e/ou elevação da pressão de água; de acordo com a segunda, o fenômeno encontraria explicação nos diferentes parâmetros físicos das rochas originais, como permeabilidade, porosidade e composição original. A associação local desses migmatitos com rochas anfibolitizadas e esteatitizadas parece apontar no sentido da maior

plausibilidade da primeira.

O segundo evento metamórfico foi, sem dúvida, caracterizado por temperaturas mais baixas. No complexo máfico-ultramáfico o principal efeito causado foi o da anfibolitização, com a conseqüente formação de rochas portadoras da paragênese da fácies anfibolito e o desaparecimento dos ortopiroxênios nas associações mineralógicas (anfibolitos, gnaisses anfibolíticos, meta-hornblenda piroxenitos e meta-piroxênio hornblenditos). A associação dessas rochas com os migmatitos regionais (2ª fase de migmatização) mostra que essas transformações foram caracterizadas quimicamente por apreciável disponibilidade de água, permitindo fusões e formação de minerais hidratados.

Os processos de esteatização que afetaram local e profundamente às rochas ultramáficas parecem estar também correlacionados àquele evento. Neste caso, as evidências texturais indicam serem os piroxênios (principalmente os ortopiroxênios) os principais responsáveis pela formação do talco e tremolita. Supõe-se que também aí deve ter havido introdução de SiO_2 e H_2O, provenientes principalmente dos processos de migmatização. EVANS (1970) admite que o limite máximo de estabilidade do talco, para altas pressões de água, situa-se entre 700 e 800° C. É possível, portanto, a existência de várias fases de esteatização, associadas às diversas fases de migmatização.

Embora as datações K/Ar de MINIOLI (1972) não sejam conclusivas quanto à atuação do Ciclo Brasiliano na região, é de se supor — baseado na correlação com a geologia regional, especialmente os resultados obtidos em Piên por GIRARDI (1974), e ainda considerando as raras datações referentes ao neossoma de migmatitos regionais que os fenômenos discutidos acima estejam a ele relacionados. Contudo, somente datações mais acuradas, seja de K/Ar como Rb/Sr, poderão permitir maiores conclusões a respeito.

Por sua vez, o granito intrusivo, de natureza calco-alcalina, à semelhança dos migmatitos poderia também estar associado ao evento brasiliano.

Após o Ciclo Brasiliano, a história da região registra fase de plataforma estável. A injeção de diques alcalinos, segundo NW a EW, poderia contudo estar ligada à fase de reativação da plataforma ocorrida no intervalo jurássico-cretáceo, apesar das determinações K/Ar existentes não serem conclusivas.

O último evento a registrar consiste da formação de depósitos aluvionares e planícies costeiras, provavelmente ocorrida no Cenozóico (Quaternário), cuja explicação no entanto foge aos objetivos do presente trabalho.

6. CONCLUSÕES GERAIS

O complexo máfico-ultramáfico de Barra Velha mostra-se exposto na forma de vários corpos aflorantes, em geral representando resquícios da degradação senil do embasamento. Face à disposição desses corpos e seu alongamento segundo NNW, é de se supor ter esse complexo ocupado um padrão de corpo intrusivo segundo essa direção e, portanto, de extensão muito mais ampla. As rochas máficas e ultramáficas, originalmente magmáticas, exibem polimetamorfismo e paragêneses mineralógicas condizentes com as fácies granulito e anfibolito.

Do ponto de vista petrográfico, observa-se a existência de diversas unidades, com predominância das rochas ultramáficas. Dentre estas, os metapiroxenitos e meta-piroxênio hornblenditos são as variedades mais frequentes. As proporções de ortopiroxênios e clinopiroxênios variam extensamente. A partir das análises modais efetuadas, conclue-se que os clinopiroxênios (diopsídio) representam o constituinte mineral mais comum. Ortopiroxênios (bronzita) e anfibólios(magnésio hornblenda) ocorrem também em proporções significativas. Nas rochas onde a ação do metamorfismo retrógrado foi mais intensa, os ortopiroxênios transformaram-se em talco e/ou tremolita, chegando mesmo a desaparecer em algumas amostras (meta-piroxênio-talco hornblendito). Em outras, os ortopiroxênios também desapareceram da associação mineralógica (metapiroxenitos sem ortopiroxênio:hornblenda diopsiditito), permanecendo em equilíbrio clinopiroxênios (salita) e anfibólios (ferro hornblenda), paragênese da fácies anfibolito correspondendo ao paleossoma dos migmatitos regionais (2ª fase de migmatização).

Junto às rochas ultramáficas, os opacos aparecem como acessórios, sendo mais comuns ilmenita e titanomagnetita e, secundariamente, pirita, calcopirita e pirrotita. Ou-

tros acessórios freqüentes incluem plagioclásios, quartzo, epídoto, clorita, serpentina e dolomita. O caráter textural dessas rochas é marcadamente granoblástico, ocorrendo não raro texturas porfiroblástica e poiquiloblástica.

Os meta-hornblenda gabros estão presentes em proporções pouco significativas, correlacionáveis aos metapiroxenitos, sem que seja possível uma delimitação espacial. Os componentes mineralógicos mais comuns são plagioclásios (An_{55-72}) e anfibólios (ferro-hornblenda), ocorrendo subordinadamente ortopiroxênios (hiperstênio) e clinopiroxênios (diopsídio). Como acessórios aparecem, além dos piroxênios, opacos (principalmente ilmenita e titanomagnetita), talco, epídoto e biotita. A textura dessas rochas é do tipo granoblástica.

Os granulitos têm também ocorrência esparsa e associam-se aos gnaisses anfibolíticos, constituindo o neossoma do complexo migmatítico (1ª fase de migmatização), cujo paleossoma é representado fundamentalmente por metapiroxenitos. Sua composição mineralógica acha-se caracterizada pela presença predominante de plagioclásios (An_{42-60}) e anfibólios (hornblenda ferrotschermakítica). Nas amostras estudadas, ocorre apenas um tipo de piroxênios, o ortopiroxênio (hiperstênio), em proporções subordinadas. Não foi observada a presença de feldspato alcalino ou intercrescimento de feldspatos. Os acessórios mais comuns são quartzo, opacos (principalmente ilmenita e titanomagnetita), talco, biotita, zircão, titanita e apatita. A sua textura granoblástica é típica de granulitos.

Os anfibolitos ocorrem entremeados aos metapiroxenitos, e em escala regional. Nessas rochas, os anfibólios predominam sobre os plagioclásios (An_{36-70}). Em algumas amostras, a textura é tipicamente nematoblástica, Os anfibolitos passam a ser designados gnaisses anfibolíticos, uma vez tenha lugar uma diminuição do seu teor em anfibólios e o correspondente aumento em plagioclásios.

Várias feições apontam no sentido de uma consangüinidade para as rochas máficas-ultramáficas (metapiroxenitos, meta-hornblenda gabros e granulitos):

1) evidências de campo, como indicado pela íntima associação dessas litologias nos vários corpos aflorantes;

2) sequência de cristalização dos piroxênios ("trends");

3) evidências químicas, refletidas principalmente no comportamento dos componentes Fe, Mg e Alc no diagrama ternário de variação.

As últimas evidências indicam que essas rochas assumem um comportamento muito mais condizente com aquele exibido pelas associações do tipo Alpino do que Estratiforme.

O primeiro evento metamórfico caracterizado na região de Barra Velha teria ocorrido durante o Ciclo Transamazônico, em condições de fácies granulito. Esse processo teria sido responsável pela recristalização da intrusão máfica-ultramáfica, conservando contudo muito das relações químicas das rochas originais. Ainda neste ciclo formaram-se, em escala local, migmatitos. A coexistência de granulitos e metapiroxenitos mostrando estrutura migmatíticas, além de datações geocronológicas, confirmam tal suposição.

O segundo evento metamórfico caracteriza-se pela anfibolitização, principalmente das rochas básicas, fusões parciais com nova fase de migmatização, em escala regional, e esteatização das rochas ultramáficas. A esteatização — fenômeno sem dúvida relacionado ao aporte de água e, conseqüentemente, à migmatização — não se acha invariavelmente associada à anfibolização, podendo ter-se desenvolvido em várias fases, seja no ciclo anterior (Transamazônico), como no evento metamórfico subseqüente.

Embora não se disponha de dados conclusivos quanto à época em que se desenvolveu essa segunda fase metamórfica, correlações com outros resultados regionais, além de algumas datações geocronológicas, levam a supor que muito ptovavelmente estaria ligada ao Ciclo Brasiliano.

BIBLIOGRAFIA

ALBUQUERQUE,L.F.F.; ARIOLI,E.E.; DIAS,A.H. e KIRCHNER,C.A. - 1971 - Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, SC. DNPM/CPRM, Porto Alegre, RS.(inédito).

ATLAS,L. - 1952 - The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$-$CaMgSi_2O_6$. J.Geol., 60: 125-147.

BARTORELLI,A.; MINIOLI,B. e KAWASHITA,K. - 1969 - Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajuba, SC. An. XXIII Congr.Bras.Geol., pp. 243-246, Salvador, BA.

BENCE,A.E. e ALBEE,A.L. - 1968 - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J.Geol., 76: 382-403.

BERBERT,C.O. - 1970 - Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás: An. XXVI Congr.Bras.Geol.: pp. 42-50, Brasília.

BINNS,R.A. - 1962 - Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. Min.Mag.,33: 320-338.

BINNS,R.A. - 1965 - The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Walles. Min.Mag., 35: 306-326.

BOWES,D.R.; SKINNER,W.R.e WRIGHT,A.E. - 1970 - Petrochemical comparison of the Bushveld Igneous Complex with some other mafic complexes. Geol.Soc. South Africa,Sp.Publ. 1: 425-440.

BOYD,F.R. e SCHAIRER,J.F. - 1964 - The system $MgSiO_3$-$CaMgSi_2O_6$. J.Petrol., 5: 275-309.

BRITO NEVES,B.B. e ALBUQUERQUE,J.P.T. - 1973 - Geologia e províncias hidrológicas de Santa Catarina. An. XXVII Congr.Bras.Geol., Aracaju.(no prelo)

BROWN,G.M- 1957 - Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Min.Mag.,31: 511-543.

BROWN,G.M. - 1967 - Mineralogy of basaltic rocks in Basalts, Vol.I, pp.103-162, Ed.H.Hess, John Wiley & Sons, Inc., New York.

BROWN,G.M. e VINCENT,E.A. - 1963 - Pyroxenes from the late stage of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. J.Petrol., 4: 175-196.

CHAYES,F. - 1949 - A simple point counter for thin section analysis. Amer.Mineral., 34: 1-11.

CORDANI,U.G. - 1971 - Síntese da geocronologia précambriana da região costeira atlântica meridional da América do Sul. XXV Congr.Bras.Geol., Bol.Especial, 1: 179-180.

CORDANI,U.G. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Assunción e Curitiba. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folhas Assunción e Curitiba): DNPM, 58-72, Brasília.

DAVIDSON,L.R. - 1968 - Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia. Contr.Miner. and Petrol., 19: 239-259.

DEER,W.A.; HOWIE,R.A. e ZUSSMAN,J. - 1963 - Rocks forming minerals, Vol.III. Longmans, London.

EBERT,H. - 1971 - O Grupo Guaratubinha no norte do Estado de Santa Catarina. An. XXV Congr.Bras.Geol., 1: 147-165-São Paulo.

EVANS,B.W. and TROMMSDORFF,V. - 1970 - Regional Metamorphism of Ultramafic Rocks in the Central Alps: Parageneses in the System $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$. Schwiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 50(3): 481-492.

FUCK,R.A.; TREIN,E.; MURATORI,A. e RIVEREAU,J.C. - 1969 - Mapa geológico preliminar do litoral da Serra do Mar e de parte do primeiro planalto no Estado do Paraná. Bol.Paran.Geoc., 27, Curitiba.

GIRARDI,V.A.V. - 1969 - Petrologia das rochas metamórficas da região Morretes-Antonina,PR. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.(inédito)

GIRARDI,V.A.V. - 1971 - Os anfibolitos da região Morretes-Antonina,PR. Rev.Bras.Geoc., 1: 43-64.

GIRARDI,V.A.V. - 1974 - Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên,PR. Tese de Livre Docência,Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (inédito)

GIRARDI,V.A.V. e SANTINI,P. 1973 - The magnesian schists from the Morretes-Antonina Area, Paraná. Rev.Bras.Geoc., 3: 181-191.

GREENWOOD,H.J. - 1963 - The synthesis and stability of anthophyllite. J.Petrol., 4: 317-351.

HESS,H.H. - 1949 - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part I. Amer. Miner., 34: 621-666.

HOWIE,R.A. - 1955 - The geochemistry of the charnockites series of Madras, India. Trans. Royal Soc. Edinburgh,62: 725-769.

JACKSON,E.D. e THAYER,T.P. - 1972 - Some criteria for distinguishing between stratiforms concentric and alpine peridotite-gabro complexes. XXIV Int.Congr., Section 2, Petrology, pp. 289-295, Canadá.

JUNG,J. e BROUSSE,R. - 1959 - Classification modale des roches eruptives utilizant les données fournies par le compteur de points. Masson et Cie. Éditeurs, Paris,

KRETZ,R. - 1963 - Distribution of magnesium and iron between orthopyroxenes and calcic pyroxene in natural assemblages. J.Geol., 71: 773-785.

KRETZ,R. - 1966 - Interpretation of the shape of minerals grains in metamorphic rocks. J.Petrol., 7: 68-94.

LEAKE,B.E. - 1968 - A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol.Soc.Am., Sp. Paper, 98: 1-210.

MARINI,O.J.; TREIN,E. e FUCK,R.A. - 1970 - Folha Geológica de Mandiruba. Com.Carta Geol.do Paraná, Curitiba, PR.

MINIOLI,B. - 1972 - Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velha, SC. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (inédito)

MUIR,I.D. - 1951 - The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, Eastern Greenland. Min.Mag.,29: 690-714.

MUIR,I.D. e TILLEY,C.E. - 1964 - Basalts from the northern part of the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge. J.Petrology, 5: 409-434.

NOCKOLDS,S.R. e ALLEN,R. - 1954 - The geochemistry of some igneous rocks series. Part II. Geochim.Cosmochim.Acta, 5: 245-285.

PARRAS,K. - 1958 - On the charnockites in the light of a highly metamorphic complex in Southwestern Finland.Bull. Comm.geol. Finl., 181: 1-137.

SCHULTZ,Jr.A.; ALBUQUERQUE,L.F. e GIFFONI,L.E. - 1969 - Geologia da quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina.DNPM, Porto Alegre, RS. (inédito)

SCORZA,E.P. - 1968 - Distribuição das rochas ultrabásicas no Brasil. An.Acad.bras.Cienc., 40(suplemento): 119-126.

STRECKEISEN,A.L. - 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Miner.Abh., 107: 144-214

THAYER,T.P. - 1967 - Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. in Ultramafic and related rocks, pp.381-392, Ed.P.J.Wyllie. John Wiley and Sons,Inc., New York.

TRÖGER,W.E. - 1956 - Optische bestimmung der gesteinbilden Minerale - Teil 1 - Stuttgart.

WINKLER,H.G.F. - 1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2nd.ed. Springler-Verlag, New York.

YODER,H.S.; TILLEY,C.E. e SCHAIRER,J.F. - 1963 - Pyroxenes and associated minerals in the crust and mantle. Carnegie Inst. Washington Year Book, 62: 84-95.

8. AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Celso de Barros Gomes, que, com sua disponibilidade permanente, dispensou-nos incomparável estímulo e dedicação em todas as etapas do desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho pela orientação no desenvolvimento dos estudos ópticos.

Ao Professor Doutor Bruno Minioli pela concessão das amostras e informações gerais sobre a área em estudo.

Ao geólogo Excelso Ruberti pela efetuação das análises químicas, com utilização da microssonda eletrônica.

Ao geólogo Augusto Paiva Filho, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, pela fotointerpretação.

Ao geólogo Saul Suslick, na ocasião bolsista do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, pelo acompanhamento do trabalho de campo.

À Senhora Nair de Campos Louzada e ao Senhor José Ponchirolli pelos trabalhos de datilografia.

À Senhorita Itacy Kroehne pela execução dos mapas e gráficos.

Ao Senhor Jayme Alves da Silva pela impressão.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas, que, através de bolsa de estudos de pós-graduação, permitiu-nos o desenvolvimento de nossa especialização, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

À Secção de Petrologia, da DMGA, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, pelas seções delgadas, fotomicrografias, disponibilidade de análises químicas de rocha e instrumental necessário para o desenvolvimento desta pesquisa, enquanto funcionária dessa instituição.