VICENTE ANTONIO VITORIO GIRARDI

Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên, PR

Tese apresentada ao Concurso de Livre-Docência no Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

SÃO PAULO
1974

VICENTE ANTONIO VITORIO GIRARDI

Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên, PR

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 193
ex. 2
U. S. P.

Tese apresentada ao Concurso de Livre-Docência no Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

DEDALUS - Acervo - IGC
30900004997

SÃO PAULO
1974

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO 1

2 - METODOLOGIA 3

2.1 - Técnicas de análise química 3

2.2 - Técnicas utilizadas na identificação de minerais 5

3 - ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS 7

4 - GEOLOGIA GERAL 12

4.1 - As Unidades delimitadas 12

4.2 - Considerações sobre a evolução geológica 25

5 - PETROLOGIA DAS ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS 29

5.1 - Mineralogia 29

5.1.1 - Ortopiroxênios 29

5.1.2 - Clinopiroxênios 32

5.1.3 - O uso de piroxênios como termômetros e barômetros geológicos 34

5.1.3.1 - Distribuição de ferro e magnésio entre fases coexistentes 34

5.1.3.2 - A seqüência de cristalização ("trend") dos piroxênios 36

5.1.3.3 - O teor de Al_2O_3 41

5.1.4 - Olivinas 45

5.1.5 - Minerais da Série do Espinélio 48

5.1.6 - Granadas 49

5.1.7 - Anfibólios 51

5.1.8 - Feldspatos 55

5.1.9 - Safirina 59

5.1.10- Serpentinas 62

5.1.11- Opacos 63

5.1.12- Outros minerais 66

5.2 - Petrografia 68

5.2.1 - Granulitos Básicos e Intermediários 68

5.2.2 - Metaperidotitos 72

5.2.3 - Metanoritos 75

5.2.4 - Metapiroxenitos 78

5.2.5 - Serpentinitos 80

5.2.6 - Xistos Magnesianos 84

5.2.7 - Hornblenda Metagabros, Anfibolitos e Gnaisses Anfibolíticos 87

5.3 - Petrogênese 91

5.3.1 - Revisão de conceitos petrogenéticos sobre associações do tipo peridotito-gabro 91

5.3.2 - A composição química das rochas do Complexo Piên 93

5.3.2.1 - A consanguinidade das rochas básicas e ultrabásicas e comparação química do Complexo Piên com outros tipos característicos 101

5.3.2.2 - O comportamento dos elementos 104

5.3.3 - As fases metamórficas 123

6 - SUMÁRIO E CONCLUSÕES 128

7 - BIBLIOGRAFIA 134

8 - AGRADECIMENTOS 145

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1	- Idades K/Ar das rochas de Piên	18
Tabela 2	- Idades Rb/Sr das rochas de Piên	23
Tabela 2A	- Análises de Rb e Sr em granulitos e migmatitos transamazônicos	24
Tabela 3	- Análises químicas dos ortopiroxênios	30-31
Tabela 4	- Análises químicas dos clinopiroxênios	33
Tabela 5	- Análises químicas de olivinas	46
Tabela 6	- Análises químicas de espinélios	47
Tabela 7	- Análises químicas de granadas	50
Tabela 8	- Análises químicas de anfibólios	52
Tabela 9	- Composição de plagioclásios	57
Tabela 10	- Análises químicas de safirina e ortopiroxênio coexistentes	61
Tabela 11	- Análises químicas de serpentinas de serpentinitos	65
Tabela 12	- Análises modais de granulitos	70
Tabela 13	- Análises modais dos metaperidotitos	74
Tabela 14	- Análises modais dos metanoritos	76
Tabela 15	- Análises modais dos metapiroxenitos	79
Tabela 16	- Análises modais de serpentinitos	82
Tabela 17	- Análises modais de xistos magnesianos	86
Tabela 18	- Análises modais de hornblenda metagabros e anfibolitos	90
Tabela 19	- Análises químicas de rochas	94-95
Tabela 19A	- Análises químicas de rochas	96-97
Tabela 20	- Valores normativos das rochas	98-99

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Mapa geológico regional situando a região de Piên, PR 8

Figura 2 - Mapa geológico da região de Piên,PR 13

Figura 3 - Mapa de localização de amostras na região de Piên,PR 14

Figura 4 - Diagramas isocrônicos das rochas de Piên 22

Figura 5 - Relação entre o teor de Al_2O_3 e a relação $\frac{FeO}{FeO+MgO}$ em clino e ortopiroxênios 35

Figura 6 - Relação entre os valores de K_D dos piroxênios de Piên e o parâmetro $\frac{Fe}{Mg} \times 100$ dos clinopiroxênios 37

Figura 7 - Valores de K_D dos piroxênios de Piên projetados no diagrama de Kretz (1963) 38

Figura 8 - Diagrama comparativo das seqüências de cristalização ("trends") dos piroxênios de Piên, Skaergaard, Broken Hill e Quairading 42

Figura 9 - Seqüência de cristalização dos orto e clinopiroxênios de Piên 43

Figura 10 - Relação entre o teor de Al_2O_3 e condições de formação (P e T) de ortopiroxênios, segundo MacGregor (inédito) 44

Figura 11 - Anfibólios de Piên projetados no diagrama de Deer et al (1963) para anfibólios cálcicos 44

Figura 12A- Anfibólios de Piên projetados no diagrama de Leake (1968) 53

Figura 12B- Anfibólios de Piên projetados no diagrama de Leake (1968) 54

Figura 13 - Proporções das moléculas de An, Ab e Or dos plagioclásios de Piên 58

Figura 14 - Relação entre os parâmetros $\frac{Ab}{Ab+An} \times 100$ e $\frac{Fe^{2+}+Mn}{Fe^{2+}+Mn+Mg} \times 100$ das rochas básicas e ultrabásicas de Piên 102

Figura 15 - Relação percentual de Fe, Mg e Al das rochas de Piên. Comparação entre esses valores e campos de composição de outros complexos básicos-ultrabásicos 103

Figura 16 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de Fe total (FeO), TiO_2, Al_2O_3, SiO_2 das rochas de Piên 105

Figura 17 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de K_2O, Na_2O, MgO, SiO_2 das rochas de Piên 107

Figura 18 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de Sc, Co, Ni e Cr das rochas de Piên 109

Figura 19 - Relação entre número de átomos de ferro e crômio na cela unitária de clino e ortopiroxênios de Piên 111

Figura 20 - Relação entre teores de Mg e de Ni das rochas de Piên 113

Figura 21 - Relação entre os teores de Fe^{2+} e de Ni das rochas de Piên 114

Figura 22 - Relação entre os teores de Mg e de Co das rochas de Piên 116

Figura 23 - Relação entre os teores de Ni e Co das rochas de Piên 117

Figura 24 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de Sr, V, Cu e Zr das rochas de Piên 118

Figura 25 - Relação entre os teores de V e Cr das rochas de Piên 120

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - Safirina (extinta) intercrescida com ortopiroxênio. Rocha-metanorito. Aumento - 170 x. Nícois cruzados. 71

Fotomicrografia 2 - Cristais de plagioclásio exibindo textura granoblástica. Os ângulos entre os limites dos grânulos são de aproximadamente 120°. Rocha - granulito - Aumento 250x. Nícois descruzados. 71

Fotomicrografia 3 - Restos de olivina em meio à serpentina. Magnetita, sub-produto da reação, ocupa os bordos. Rocha - metaperidotito serpentinizado. Aumento - 500 x. Nícois descruzados. 73

Fotomicrografia 4 - Cristais de piroxênio cercados por serpentina. Os limites entre os grânulos formam ângulos de cêrca de 120°. Rocha - metaperidotito serpentinizado - Aumento 100 x - Nícois cruzados. 73

Fotomicrografia 5 - Olivina (extinta) envolvendo piroxênio - Rocha - metaperidotito - Aumento 125 x - Nícois cruzados. 77

Fotomicrografia 6 - Cristais de piroxênio cujos limites formam ângulos de 120° - Rocha - metapiroxenito - Aumento 300 x - Nícois descruzados. 77

Fotomicrografia 7 - Cristais de lizardita formando duas camadas concêntricas (uma extinta) - Aumento 125 x - Rocha - serpentinito - Nícois cruzados. 81

Fotomicrografia 8 - Magnetita, nos bordos do pseudomorfo ocupado por serpentina, é sub-produto da reação olivina→serpentina - Rocha - serpentinito - Nícois descruzados - Aumento 100 x. 81

Fotomicrografia 9 - Placas de lizardita provenientes de máficos primários - Rocha - serpentinito - Aumento 125 x. Nícois cruzados. 83

Fotomicrografia 10 - Veios de crisotila cortando lizardita - Rocha - serpentinito - Nícois cruzados - Aumento 125 x. 83

Fotomicrografia 11 - Textura "bastítica"-Rocha- serpertinito - Nícois cruzados - Aumento 125 x. 85

Fotomicrografia 12 - Porfiroblasto de tremolita em xisto magnesiano - Nícois cruzados - Aumento 100 x. 85

Fotomicrografia 13 - Núcleos residuais de hornblenda cercados por tremolita - Rocha - anfibolito - Aumento 125 x - Nícois descruzados. 89

1 - INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas a literatura internacional vem registrando número crescente de pesquisas referentes ao estudo de associações básicas e ultrabásicas. Além do interêsse econômico que tais ocorrências despertam, seu estudo acadêmico tem visado procurar subsídios para a interpretação da mineralogia e da estrutura do manto superior e da crosta inferior.

Tanto no que se refere à classificação, como no que diz respeito à gênese, o assunto tem despertado inúmeras controvérsias. Wyllie (1967) descreve com muita propriedade a histórica discussão entre geólogos que basearam as conclusões genéticas através de dados de campo, e estudiosos que as fundamentaram em condições de estabilidade de associações mineralógicas obtidas em laboratórios.

Dentre tais associações, as denominadas "do tipo alpino" são, provavelmente, as mais controvertidas. Admite-se, atualmente, que sua origem possa estar ligada a diferentes materiais originais, submetidos a temperaturas variáveis desde muito altas até baixas. Também a atual posição crustal dessas associações pode ter-se originado de vários modos (Wyllie, 1967). Cumpre salientar que o estudo das ocorrências do "tipo alpino" são freqüentemente dificultadas em razão da presença comum de eventos posteriores de deformação e metamorfismo.

No Brasil têm sido observadas numerosas ocorrências de associações básicas-ultrabásicas encaixadas em rochas do "Complexo Cristalino Indiviso" (Scorza, 1968; Berbert,1970). De modo geral, tais estudos têm procurado classificá-las e delimitá-las, constituindo raras exceções (Renger, 1972) as pesquisas que visaram o aspecto petrogenético.

Girardi (1969, 1971) e Girardi e Santini (1973) es-

tudaram a petrologia de metabasitos e ultrabasitos polimetamórficos de Morretes-Antonina, Paraná. A elaboração da Folha de Piên (Trein *et al.*, 1969), região limítrofe entre os Estados do Paraná e Santa Catarina, mostrou a presença de corpos lenticulares de rochas básicas e ultrabásicas, alongados segundo a direção NE e encaixados em rochas cristalinas. Decidido a contribuir para a ampliação do conhecimento petrológico dessas associações o autor decidiu estudar pormenorizadamente a ocorrência. Para isso resolveu-se elaborar novo mapa geológico de parte da Folha e proceder-se à execução de análises geocronológicas (efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo); subsídios básicos para interpretações genéticas mais seguras.

As principais finalidades do presente trabalho foram pesquisar o tipo de relação petrogenética existente entre as rochas básicas e ultrabásicas; a natureza e a seqüência dos eventos que as afetaram após sua cristalização; assim como as condições físico-químicas nas quais tais eventos se processaram. Para isso, deu-se ênfase ao estudo do quimismo de minerais e rochas, pois tais dados permitem a obtenção de várias informações importantes, tais como: a determinação de possíveis temperaturas e pressões atuantes no decorrer da evolução geológica da área; comparações químicas entre o Complexo Piên e tipos característicos citados na literatura; além do comportamento dos elementos químicos no decorrer dos processos geológicos.

A região estudada é parte da Folha de Piên, cujos limites aproximados são 26 a 26° 10' de latitude sul e 49° 15' e 49° 30' de longitude oeste.

2. METODOLOGIA

2.1 - Técnicas de análise química

Os dados químicos de minerais foram obtidos através da microssonda eletrônica. A quase totalidade dessas análises foi efetuada pelo autor durante estágio realizado no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Cambridge, Inglaterra, no período compreendido entre abril e dezembro de 1972. A microssonda utilizada foi um modelo "Geoscan", fabricada pela "Cambridge Instruments".Tal aparelho é equipado com dois espectrômetros, e cristais de LiF e ADP. Os padrões empregados, foram os pertencentes a coleção do citado departamento. Sempre que possível, procurou-se usar como padrão espécie mineralógica de composição igual a da amostra analisada. Obtidas as contagens, estas foram corrigidas inicialmente para "background" e"dead time" através do emprego de minicomputador, operado manualmente no laboratório. Em seguida, os dados foram corrigidos, empregando-se programa de computação, para os fatores número atômico, fluorescência secundária e absorção atômica.

Os valores fornecidos correspondem à média aritmética de análises de vários grânulos de cada amostra, obtendo-se para cada um deles três a quatro determinações. O trabalho foi facilitado graças a ausência quase generalizada de zoneamento nos minerais estudados.

As condições de operação variaram com a natureza do mineral analisado. Os valores para diâmetro do feixe eletrônico, intensidade de corrente e tempo de integração giraram em torno de 1 a 20μ; 0,05 a 0,2 μA e 10 ou 20 segundos, respectivamente. O potencial de aceleração foi sempre mantido em 20 KV.

Algumas análises complementares de piroxênios fo

ram efetuadas no Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Utilizou-se, neste caso, um aparelho ARL, modelo EMX-SM, equipado com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais (LiF/ADP., LiF/ADP e LiF/KAP). Os padrões empregados foram orto e clinopiroxênio (Hess, 1949; amostras 2525 e 5-118).As correções usuais foram executadas com auxílio dos programas de computação, "Slave" e Bence e Albee (1968), existentes no laboratório. As condições de operação foram: potencial de aceleração 15 KV, diâmetro do feixe 1 a 5 μ aproximadamente, intensidade da corrente 0,05 a 0,1 μA e tempo de integração 10 segundos.

Explicações pormenorizadas sobre o uso de microssonda em mineralogia são fornecidas por Keil (1967), Long (1967) e Sweatman e Long (1969).

As fórmulas químicas de piroxênios, anfibólios, granadas, olivinas e espinélios foram calculadas, respectivamente, na base de seis (Hess, 1949), vinte e três (Binns, 1965), vinte e quatro (Deer et al., 1963), quatro (Deer et al., op.cit.) e trinta e dois (Deer et al., op.cit.) oxigênios. Para a safirina empregou-se como base dez oxigênios (Deer et al., op. cit.), enquanto que o número de íons da fórmula de serpentina foi tomado como sendo sete, face ao fato de não se ter obtido o conteúdo de H_2O^+.

As análises dos elementos maiores em rocha total foram executadas parte pelo autor, através de fluorescência de raios X, no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Cambridge, parte pelo Dr. Raphael Hypólito, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, MgO, MnO, CaO e ferro total (calculado sob forma de Fe_2O_3) foram analisados por fluorescência. Para a preparação das amostras, a rocha, após finamente triturada, foi misturada com nitrato de sódio e composto contendo tetracloreto de lítio, carbonato de lítio e óxido de lantânio. O material, elevado a temperatura de aproximadamente 1 000° C,

era fundido, propiciando dessa forma, a confecção de discos com diâmetro aproximado de 3 cm. Pormenores sobre essa técnica são descritos por Norish e Hutton (1969). O aparelho utilizado foi um modelo Philips. De acordo com o óxido analisado, foram utilizados tubos de Cr ou W e cristais de ADP, LiF e PET. As condições de operação foram: potencial de aceleração: 44 KV ou 30 KV, intensidade da corrente: 6 ou 16 μA, tempo de integração 10 ou 20 segundos. As rochas padrões empregadas foram basalto e peridotito, sendo os dados corrigidos para "background", "dead time" e efeito de matriz.

As análises realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, obedeceram as técnicas tradicionais de via úmida. Foram determinadas as concentrações de Fe_2O_3, FeO, Na_2O e K_2O, além de feitas algumas verificações nos teores de MgO. Determinou-se H_2O^+ em atmosfera inerte, em forno especial a 1 000° C.

A análise quantitativa dos elementos traços foi efetuada através de espectrografia óptica pelo Sr. Ronald Allen, do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Cambridge. Os limites mínimos de sensibilidade, segundo informações do analista, são os seguintes (em p.p.m.): Cr = 2; Sc = 10; Co = 5; Zr = 10; Ni = 2; Cu = 5; V = 10; Ba = 10 e Sr = 10.

2.2 - Técnicas utilizadas na identificação de minerais

Os estudos ópticos de minerais transparentes foram realizados em microscópio Ortholux-pol de fabricação Leitz. Nas raras determinações de índice de refração efetuadas empregou-se luz de sódio. A variação nos índices dos líquidos foi controlada em refratômetros do tipo Abbe ou Leitz-Jelley.

A composição dos plagioclásios foi estimada de dois modos. Em cortes contendo geminação albita, utilizou-se o método de extinção máxima na zona (010) de acordo com os gráficos reproduzidos por Tröger (1956). Em secções perpendicula

res à bissetriz, empregou-se o diagrama de Fouqué-Köeler (*in* Tröger, 1956).

As análises modais foram calculadas através de contador de pontos, recorrendo-se, em geral, a 1 000 pontos por secção. A técnica é descrita em Chayes (1949).

A determinação dos minerais opacos foi efetuada pelo Dr. Reinholt Ellert em microscópio "Standard Universal Zeiss".

Os polimorfos de serpentina foram identificados pelo Dr. Antonio Carlos Moniz, do Instituto Agronômico de Campinas. Tal estudo exigiu a conjugação de técnicas envolvendo difração de raios X e análise térmica-diferencial. O estudo através dos raios X foi executado em aparelho Philips Norelco. As análises termo-diferenciais foram efetuadas em aparelho delta-therm. Maiores informações sobre tais determinações são fornecidas na discussão da mineralogia das serpentinas.

3. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

O presente capítulo tem a finalidade de situar a região de Piên no contexto geológico regional. Para isso, elaborou-se a Figura 1, fundamentada nos mapas relativos à geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville (Albuquerque et al., 1971), e nos trabalhos de Minioli (1972) e Ebert (1971). As sucintas descrições que se seguem foram, de modo geral, compiladas desses e de outros poucos trabalhos sobre a área. As discussões específicas para a região de Piên serão tratadas em capítulos anteriores.

A Figura 1 evidencia a presença de larga zona constituída por rochas enquadradas por vários Autores no "Complexo Cristalino Brasileiro" (Carvalho e Pinto, 1938; Maack, 1947). Schultz Jr. et al. (1969) propuseram para tais rochas a denominação de Grupo Taboleiro, que consta de duas sub-unidades: uma constituída essencialmente por rochas migmatíticas indiferenciadas e outra por ultrabasitos e rochas derivadas, além de alguns itabiritos. Brito Neves e Albuquerque (1973) preferem atribuir ao conjunto a denominação de Complexo Taboleiro.

De acordo com Albuquerque et al. (1971) as direções de xistosidade predominantes nos migmatitos são N45-60E (região sul) e N20-65W (região norte), sempre com mergulhos sub-verticais. Petrograficamente, distinguem-se dentre os migmatitos, os tipos homogêneos e heterogêneos. Os primeiros, cuja alternância de bandas claras e máficas é nítida, possuem geralmente estrutura estromáticas, surrelíticas e agmatíticas. As bandas claras têm composição variável de granítica a quartzo diorítica. As texturas são mais comumente granoblásticas, se bem que as porfiroblásticas também ocorrem, em razão da presença de fenocristais de feldspatos milimétricos a centimétricos. As zonas máficas exibem como constituintes mais comuns, biotita, hornblenda e plagioclásio (oli

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL SITUANDO A REGIÃO DE PIÊN - Pr.

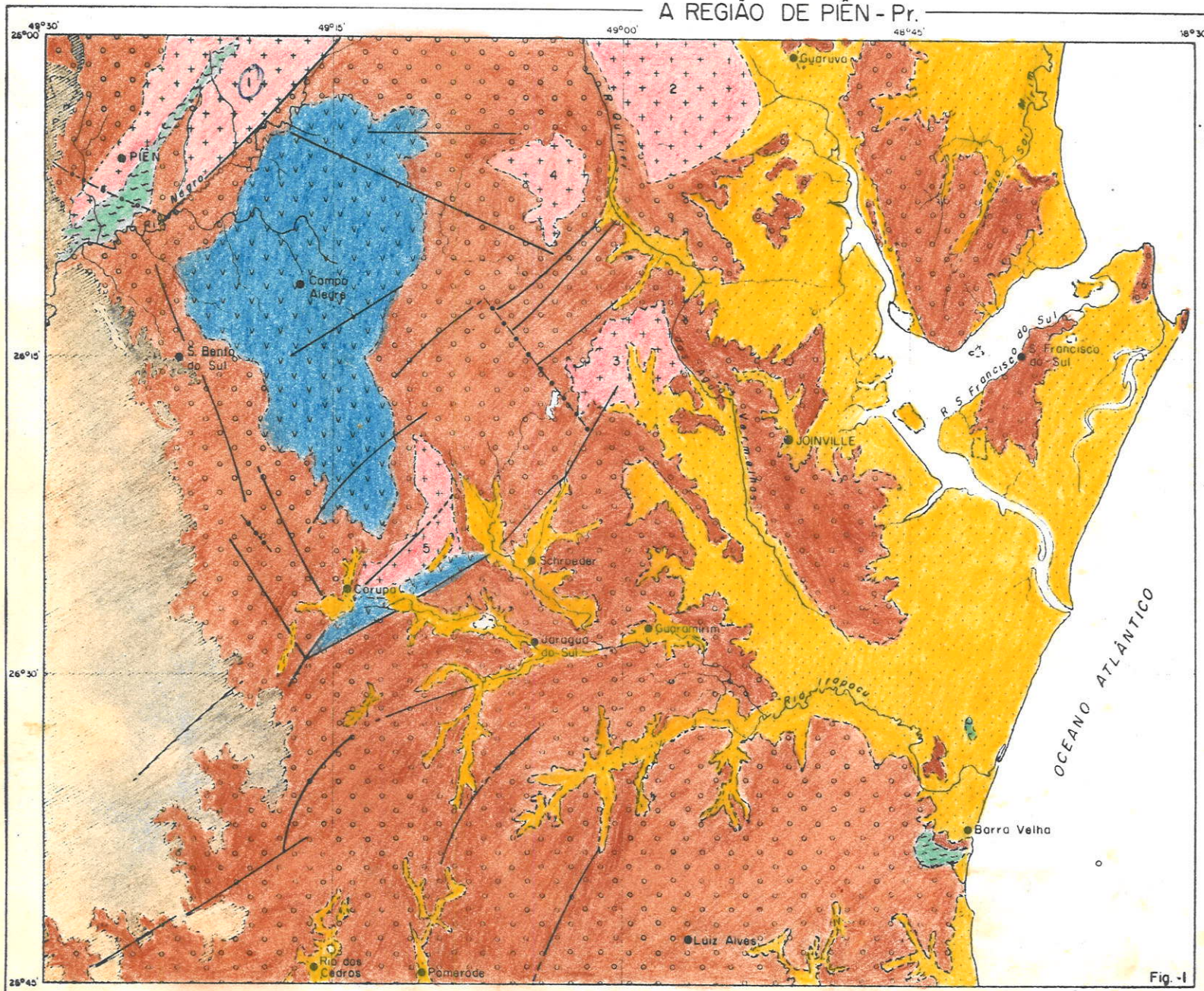


Fig. -1

LEGENDA

Sedimentos Cenozóicos

Diques de Diabásio Jurássico - Cretáceos

Rochas Sedimentares Carboníferas da Bacia do Paraná

Rochas Eruptivas e Sedimentares Eopaleozóicas

Corpos Graníticos e Sieníticos Eopaleozóicos a Précambrianos

1- Agudos
2- Morro Redondo
3- Piraí
4- Dona Francisca
5- Corupá

Corpos Básicos - Ultrabásicos Précambrianos
Incluem rochas ultrabásicas associadas a básicas de composição gabróide, norítica e anfibolítica

Rochas Migmatíticas Indiferenciadas, Granulíticas e Gnaíssicas Précambrianas

Contatos

Falhas

ESCALA

0 5 10 km.

goclásio-andesina). Piroxênios e granadas ocorrem por vezes. Foram observados dois tipos de piroxênio: os monoclínicos e os ortorrômbicos. Em alguns exemplares notou-se transformação de piroxênios em anfibólios e destes em biotitas. Cloritas provêm da alteração dos demais máficos. Opacos, zircão e apatita são os demais acessórios. Os migmatitos homogêneos são principalmente do tipo embrechítico, de composição granítica a diorítica. O aspecto totalmente isótropo é raro, ocorrendo geralmente xistosidade apagada ou confusa. Em menor escala, associados aos migmatitos aparecem granulitos. Estas rochas mostram-se mais abundantes em algumas áreas. A região de Piên exemplifica esse fenômeno.

As principais ocorrências de rochas ultrabásicas associadas situam-se na região de Piên e na de Piçarras-Barra Velha. Na primeira jazem sob forma de lentes, enquanto que na segunda, fazem parte de corpo que se dispõe paralelamente à costa (Minioli, 1972). Em ambos os casos parece tratar-se de rochas muito antigas, formadas no ciclo transamazônico, ou mesmo anteriormente, e submetidas a eventos metamórficos. Voltar-se-á a comentar a correlação entre ambas durante a discussão da geologia local.

Ocorrem na região cinco corpos graníticos principais. O granito Agudos, descrito inicialmente por Fuck et al. (1969) é de natureza calco-alcalina, e será tratado mais pormenorizadamente na discussão da geologia local. Os granitos Piraí e Dona Francisca são alasquíticos, e constituídos essencialmente por ortoclásio, quartzo, plagioclásio e rara biotita. (Albuquerque et al., op. cit.). A intrusão de Morro Redondo é de natureza alcalina a sub-alcalina. Ortoclásio pertítico e quartzo são os componentes essenciais, ocorrendo subordinadamente plagioclásios, biotitas, mais anfibólios e piroxênios sódicos (Fuck et al., 1969). O maciço de Corupá compreende, além de granitos alcalinos, (formados essencialmente por ortoclásio e quartzo, ao lado de anfibólios piroxênios sódicos e plagioclásio), sienitos dos tipos nordmarkíti

co e larvikítico (Albuquerque et al., 1971). Ainda segundo esses Autores, todos esses maciços teriam se introduzido nas rochas do Complexo Taboleiro em razão de conspícuo falhamento NE, cujos principais representantes são exibidos pela Figura 1.

Sob o nome genérico de rochas eruptivas e sedimentares paleozóicas foram incluídas as litologias do Grupo Itajaí e da Formação Guaratubinha. O grupo Itajaí, definido inicialmente como série, por Dutra (1926) foi estudado posteriormente por outros Autores (Carvalho e Pinto, 1938, Maack, 1947, Salamuni et al., 1961). Almeida (1949) estudou os riólitos e sedimentos tufíticos associados na região de Campo Alegre, criando a Formação do mesmo nome. Schultz Jr et al. (1969) dividiram o Grupo Itajaí em três sub-unidades: a Formação Garcia, inferior, constituída por siltitos, arenitos, folhelhos e arenitos conglomeráticos, a Formação Campo Alegre, formada por riólitos e sedimentos tufíticos, e a Formação Baú, superior, constituída por conglomerados grosseiros e litificados. De acordo com esses Autores, a ocorrência próxima a Campo Alegre pertenceria à Formação do mesmo nome enquanto que a próxima à Corupá faria parte da Formação Garcia. Ebert (1971), porém, propõe nova divisão estratigráfica para essas rochas: os siltitos, arcósios e grauvacas que afloram no "Graben" junto a Corupá e próximo a São Bento do Sul, seriam pertencentes à "Formação Itajaí", enquanto que as demais rochas da ocorrência de Campo Alegre pertenceriam ao Grupo Guaratubinha. A denominação Guaratubinha foi criada por Fuck et al. (1967) para definir, a sudeste do Paraná, Formação de rochas vulcânicas e sedimentares com características semelhantes às existentes ao redor de Campo Alegre. Para Ebert (1971) o Grupo Guaratubinha divide-se em três formações: A Batéias, inferior, constituída por siltitos, arcósios e conglomerados, a Campo Alegre que inclui extrusivas e tufos, e a Rio Turvo composta por siltitos e turfitos.

Sedimentos devonianos da Bacia do Paraná, represen

tados pelo arenito Furnas, ocorrem em pequenas zonas a oeste de Piên. As rochas sedimentares do Sub-Grupo Itararé que incluem arenitos, diamictitos, argilitos, folhelhos várvicos e ritmitos são as largamente predominantes na área.

Alguns diques de diabásio são observados na Figura 1. Orientam-se segundo NW, a exemplo dos que ocorrem a norte, no Estado do Paraná. São porém raros, quando comparados aos verdadeiros enxames existentes em várias daquelas áreas, como na de Morretes-Antonina (Cordani e Girardi, 1967, Girardi, 1971).

Albuquerque et al. (1971) referem-se também a pequenos diques que ocorrem no litoral catarinense, e que diferem dos acima citados em razão da orientação NE. Face à pequena extensão ocupada, tais corpos não foram representados na Figura 1.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1 - As Unidades delimitadas

A Folha de Piên (Trein et al., 1969) faz parte do levantamento geológico do Estado do Paraná, executado na escala de 1:70.000. Para a elaboração do presente trabalho, que visa especialmente o estudo pormenorizado das áreas ocupadas pelas rochas básicas e ultrabásicas, executou-se mapa geológico, na escala de 1:25.000, o qual, em linhas gerais, mostra-se pouco modificado em relação ao preparado por Trein et al. (op.cit.). Em razão do intenso intemperismo atuante na região, os contatos entre as unidades foram, com raríssimas exceções, inferidos. O fenômeno é também responsável pelo escasso número de informações estruturais.

O mapa da Figura 2, mostra que a direção de orientação geral das unidades precambrianas dá-se segundo NE. Tal fenômeno é evidenciado quer pela disposição das lentes de rochas básicas e ultrabásicas, quer pelas raras medidas de xistosidade dos migmatitos ou ainda pelos alinhamentos de feldspatos nos granitos. Foram observadas três direções principais de fraturamento: a mais conspícua, de direção NE, é também representada em outras áreas do Complexo Taboleiro (Albuquerque et al., 1971); a segunda, de direção aproximada N5-15W é de importância subordinada, enquanto que ao sistema de fraturas noroeste-sudeste associa-se a intrusão de diabásios mesozóicos.

Tratar-se-á, em seguida, da descrição das unidades litológicas representadas pela Figura 2. Ressalte-se que, neste capítulo, serão dispensadas maiores considerações às rochas que não fazem parte do complexo básico-ultrabásico, as quais merecerão atenção especial em capítulos posteriores.

Os migmatitos, em decorrência de serem as rochas mais intemperizadas da região, constituem raríssimos afloramentos. Caracterizam-se pela alternância de bandas félsicas

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PIÊN - PARANÁ

LEGENDA

QUATERNÁRIO	Depósitos aluvionares
JURÁSSICO - CRETÁCEO	Diques de diabásio
CARBONÍFERO	Folhelho Itararé
PRÉCAMBRIANO	Diabásio Uralitizado
	Granitos
	Serpentinitos, Xistos magnesianos Metaperidotitos, Metanoritos Metapiroxenitos
	Hornblenda metagabros, Anfibolitos, Gnaisses anfibolíticos
	Migmatitos e granulitos
	Contatos
	Falhas e fraturamentos provdveis
70	Atitudes de feições planares (xistosidade, alinhamento de feldspatos em granitos)
	Drenagem
	Estradas de rodagem

LAGOA DOS PRETOS
GRAMADOS
CAMPINA DOS CRISPINS
PIÊN
PALMITO
ROÇO FRIO
TRIGOLÂNDIA
CAMPINA DOS MATÃS
FRAGOSOS
Rio Roço Frio
Rio Piên
Rio Negro

N

ESCALA
0 1000 2000 m

FIG. 2

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS NA REGIÃO DE PIÊN - PARANÁ

LEGENDA

- Diabásio Uralitizado
- Diabásio
- Granito
- Granito com encraves anfibolíticos
- Granito pórfiro
- Hornblenda metagabro
- Anfibolíto
- Gnaisse anfibolítico
- Granulito
- Migmatito
- Metaperidotito
- Metanorito
- Metapiroxenito
- Serpentinitos
- Xisto magnesiano
- Drenagem
- Estradas de rodagem

LAGOA DOS PRETOS
GRAMADOS
CAMPINA DOS CRISPINS
PIÊN
POÇO FRIO
CAMPINA DOS MAIAS
TRIGOLÂNDIA
PALMITO
FRAGOSOS
Rio Poço Frio
Rio Piên
Rio Negro
Rio Palmito
Monte Carlo

N

ESCALA

0 1000 2000 m.

FIG. 3

e máficas, aquelas normalmente mais espessas. As faixas claras são formadas essencialmente por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina) e feldspato potássico (em geral, microclínio). As várias proporções em que os feldspatos ocorrem definem petrograficamente faixas graníticas a granodioríticas. As texturas são granoblásticas e porfiroblásticas, estas definidas pela presença de cristais de plagioclásios e microclínio com dimensões até centimétricas. Os minerais das zonas escuras incluem biotita, hornblenda, epídoto, plagioclásio (oligoclásio-andesina), allanita, opacos e zircão. Piroxênios do tipo augita-diopsídio e granadas ocorrem em algumas amostras.

Intercalados aos migmatitos observou-se a presença de granulitos ácidos, básicos e intermediários. Os ácidos, raríssimos, são leucocráticos e constituídos essencialmente por mesopertita, cuja quantidade alcança aproximadamente 70% do volume da rocha (Tabela 12), ocorrendo subordinadamente plagioclásio (andesina), ortoclásio e quartzo. Granada, biotita, opacos, clorita, apatita, epídoto e zircão são acessórios. A textura é granoblástica. Os granulitos básicos a intermediários são geralmente mesocráticos. Em razão da sua correlação genética com as rochas básicas e ultrabásicas, os dados referentes à sua mineralogia, petrografia e petrogênese serão tratados em capítulos especiais.

Foram efetuadas datações pelos métodos K/Ar e Rb/Sr em granulitos e migmatitos. As idades K/Ar foram executadas em plagioclásios de três granulitos mesocráticos e em anfibólios do migmatito 263, que, face ao fato de ter sido coletado cerca de 3 km ao sul de Fragosos, não consta do mapa de localização de amostras representado pela Figura 3. Os dados obtidos (Tabela 1) mostram valores que variam de 1 570 a 1 960 m.a. Sabe-se que, embora menos susceptíveis que as micas, anfibólios e plagioclásios podem também perder argônio, e portanto, as idades acima referidas, são mínimas. De qualquer modo, tais valores já evidenciam a idade pré-Brasiliana dessas rochas. Visando a obtençao de resultados mais

precisos foram efetuadas também algumas análises Rb/Sr, em rocha total, nos granulitos ácidos e mesocráticos 62, 214,67 e 46 e nos migmatitos 152b, 162 e 257. Os dados obtidos (Tabela 2) possibilitaram a execução de duas isócronas (Figura 4), cujas idades são: 2 000 (± 80) m.a. para os granulitos e 650 (± 10) m.a. para as amostras de migmatitos.Deduz-se, portanto, que o primeiro evento que pode ser datado em Piên refere-se ao metamorfismo de aproximadamente 2 bilhões de anos, correspondente ao ciclo transamazônico refletido pelos granulitos e por alguns migmatitos. Seguiu-se extensa homogeneização isotópica, acompanhando a migmatização no ciclo Brasiliano com a idade de 650 m.a. Idades intermediárias entre 650 m.a. e 2 000 m.a. obtidas pelo método K/Ar (Tabela 1) são interpretadas como efeitos de rejuvenescimentos durante o ciclo Brasiliano, resultantes de perda parcial de argônio, face ao aquecimento sofrido por essas rochas nesse ciclo.

A região central da Figura 2, mostra a existência de corpo lenticular orientado segundo NE, parcialmente contido em migmatitos e granulitos e parcialmente no Granito Agudos. Essa lente é constituída por rochas nas quais o par hornblenda-plagioclásio está sempre presente em proporções significativas. Dadas as diversas composições modais e principalmente texturais, que serão tratadas pormenorizadamente no capítulo de petrografia, tais rochas foram denominadas hornblenda metagabros (termo predominante), anfibolitos e gnaisses anfibolíticos. Um dos dados de campo de eventual importância e significação para a discussão da correlação entre rochas básicas e ultrabásicas seria a observação direta dos contatos entre as lentes de hornblenda metagabro e as de rochas ultramáficas. O intenso intemperismo impossibilitou tal análise, porém certos fatos são significativos. Em vários afloramentos dentro do corpo de hornblenda metagabro, ocorrem pequenas intercalações de metapiroxenitos e serpentinitos. Da mesma forma aparecem intercalações de composição

gabróide e anfibolítica nas lentes ultramáficas. Tais casos são evidenciados, por exemplo, pelos afloramentos 42, 42a e 42b; 152a e 152b; 36a e 36b; 161 e 161a (Figura 3). Essas ocorrências representaram os primeiros indícios da possível consaqüinidade entre rochas básicas e ultrabásicas, cujas evidências, de natureza mineralógica, petrológica e químicas serão discutidas posteriormente.

Duas amostras de hornblenda metagabro foram datadas pelo método K/Ar (Tabela 1), utilizando-se, num exemplar, o 194, biotita e plagioclásio, cujas idades são: 500 a 598m.a., respectivamente; e no outro, o 24, plagioclásio e anfibólio, que forneceram dados iguais a 1 018 e 1 866 m.a.; respectivamente. Esta última datação mostra que o primeiro evento metamórfico que afetou a unidade pode ser relacionado ao ciclo Transamazônico, devendo ser o mesmo que formou as rochas granulíticas. O rejuvenescimento no ciclo Brasiliano é evidenciado através da duas primeiras idades.

A terceira unidade delimitada é constituída por lentes concordantes de rochas predominantemente ultramáficas e ultrabásicas, adjacentes aos hornblenda metagabros, de origem ígnea, cujas litologias refletem as várias fases metamórficas a que foram submetidas. Predominam xistos magnesianos e serpentinitos, ocorrendo subsidiariamente metaperidotitos, metapiroxenitos e metanoritos, em íntima associação. Nestas rochas não foi possível a execução de estudos geocronológicos precisos, pelo fato de seus minerais predominantes, a saber, serpentina, talco e piroxênios não serem favoráveis à aplicação quer do método K/Ar quer do Rb/Sr. A única datação efetuada em plagioclásio de um metanorito (Tabela 1), forneceu, pelo método K/Ar, idade de 456 m.a., refletindo tão somente, a influência do evento Brasiliano. Acredita-se, porém, dadas as correlações químicas, mineralógicas, petrográficas e de campo, existentes entre hornblenda metagabros, granulitos mesocráticos, metapiroxenitos e metanoritos, na consangüinidade das rochas magmáticas originais, metamorfizadas

TABELA 1

IDADES K/Ar DAS ROCHAS DE PIÊN

Amostra	Rocha	Mineral Analisado	Idade (m.a.)
170	Diabásio Uralitizado	Biotita	527 ± 30
170	Diabásio Uralitizado	Plagioclásio	435 ± 13
170	Diabásio Uralitizado	Anfibólio	598 ± 48
194	Hornblenda Metagabro	Biotita	598 ± 15
194	Hornblenda Metagabro	Plagioclásio	500 ± 12
79	Metanorito	Plagioclásio	456 ± 42
24	Hornblenda Metagabro	Anfibólio	1866 ± 56
24	Hornblenda Metagabro	Plagioclásio	1018 ± 42
46	Granulito	Plagioclásio	1570 ± 23
97	Granulito	Plagioclásio	1954 ± 31
263	Migmatito	Anfibólio	1787 ± 25
263	Migmatito	Plagioclásio	1960 ± 56
255a	Granulito	Plagioclásio	1454 ± 36

inicialmente no ciclo Transamazônico.

O granito Agudos, cuja denominação deve-se a Fuck et al. (1969), esta representado na área por sua porção sul. Uma das principais diferenças entre o mapa da Figura 2 e o executado por Trein et al. (1969) diz respeito à extensão desse corpo. Segundo esses Autores a região Gramados-Piên-Poço Frio é ocupada por migmatitos embrechíticos. No presente trabalho, acredita-se que na referida área ocorre o granito Agudos.

O maciço exibe composição variável de granítica a granodiorítica. Os termos graníticos são constituídos por feldspato potássico, comumente microclínio, quartzo, plagioclásio, biotita, epídoto, apatita, muscovita e titanita. O plagioclásio costuma ser An_5-An_{10}. O feldspato potássico é por vezes, pertítico, tendo sido observadas duas gerações desse mineral, uma concomitante, e outra tardia, englobando plagioclásios e outros minerais, e atingindo dimensões até centimétricas. De modo geral, esse tipo é pobre em biotita (Z= verde, X = amarelo). Intercrescimentos mirmequíticos e gráficos ocorrem intersticialmente.

O tipo petrográfico acima descrito é amplamente subordinado ao granodiorítico adamellítico, cuja composição mineralógica inclui plagioclásio, quartzo, microclínio, hornblenda, biotita, epídoto, opacos, muscovita, clorita, titanita e allanita. O feldspato potássico normalmente microclínio, por vezes pertítico, raramente representado por duas gerações, é comumente superado, em volume, por plagioclásio cuja composição mais comum é a de oligoclásio básico(An_{23}-An_{30}). Zoneamento foi observado em vários desses minerais, atingindo-se An_{40} no centro e An_{18} na borda. Hornblenda tem comumente Z = verde, X = amarelo. Em várias amostras observaram-se as transformações hornblenda → biotita + epídoto e hornblenda → clorita. Parece haver duas gerações de biotita, uma primária e outra resultante dos anfibólios. Clorita provém de anfibólios e biotitas, sendo os finíssimos grânulos de

titanita, que muitas vezes se lhes associam intimamente, sub produtos da transformação. A allanita está comumente coroada por epídoto. Intercrescimentos gráficos e mirmequíticos são intersticiais. Texturas hipidiomórficas granulares e porfiríticas foram observadas. Em vários afloramentos notou-se a presença de enclaves básicos no granito Agudos. Tais corpos, usualmente caoticamente orientados, de dimensões milimétricas a centimétricas, mostram composição anfibolítica. Plagioclásio (An_{25}-An_{35}), em média, e hornblenda verde são os componentes essenciais, sendo diopsídio, zircão, opacos e apatita os principais minerais subordinados. A granulação é submilimétrica e a textura granoblástica. A ocorrência de tais enclaves relaciona-se preferencialmente aos termos graníticos, ou sejam, os que exibem quartzo e feldspato K como minerais essenciais.

Foram observados dois pequenos diques graníticos, cujas dimensões não permitiram sua representação na Figura 2. O primeiro deles, um granito pórfiro, ocorre próximo à estrada principal ao norte de Fragosos, sendo intrusivo nos migmatitos. Fenocristais de quartzo e feldspato K, por vezes pertítico,e geminado segundo Carlsbad, ocorrem na massa fundamental de textura alotriomórfica e granulação finíssima,constituída por quartzo, feldspato K, biotita, clorita e opacos. A soma dos três últimos constituintes não atinge 5% da rocha. Os fenocristais mostram, geralmente, corrosão magmática, especialmente o quartzo, cujos bordos reentrantes são notáveis. Intercrescimentos gráficos também existem. O outro dique ocorre junto a Piên, entremeado ao maciço Agudos. Trata-se de um granodiorito pórfiro. Plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, feldspato K, opacos, clorita, apatita, epídoto, titanita e carbonato são seus componentes mineralógicos. A rocha exibe textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio (oligoclásio), principalmente, além de alguma biotita e rara hornblenda disseminados em massa fundamental, fina a alotriomórfica, cuja constituição inclui além desses minerais, quartzo, microclínio e acessórios. Ocorrem também in-

tercrescimentos mirmequíticos.

Os Autores que estudaram o Granito Agudos, quer na Folha geológica de Piên (Trein et al., 1969), quer nas de Tijucas do Sul (Trein et al., 1969a) e de Mandiruba (Marini et al., 1970), classificaram-no como intrusivo. Na região objeto do presente trabalho, comparando-se granitos e migmatitos nota-se, que grande parte do maciço exibe textura isótropa, muito embora, em algumas áreas graníticas, como a SW de Piên, haja alguma orientação conferida pelo alinhamento de feldspatos e micas. Tal aspecto contrasta nitidamente com o dos migmatitos, cujo tipo heterogêneo resulta da presença de bandas claras e escuras bem delimitadas. As determinações radiométricas efetuadas pelo método Rb/Sr (Tabela 2) proporcionaram a elaboraçao de isócrona (Figura 4) que atribuiu ao maciço, idade de 580 m.a. valor que, por sinal, encontra-se dentro do intervalo de idade dos granitos sin e tarditectônicos do Grupo Açungui (Cordani e Kawashita, 1971).

Na região oriental da área ocorre um corpo de diabásio uralitizado orientado segundo NE. Plagioclásio, piroxênio, hornblenda, biotita, clorita, titanita, apatita, calcita, prehnita, epídoto e opacos constituem sua composição mineralógica. O plagioclásio, cuja composição média gira em torno de An_{50}-An_{65}, está comumente geminado segundo a lei de albita e mais raramente segundo albita-Carlsbad. Cristais zonados não são raros, com núcleos de até An_{70} e bordas de até An_{30}. Em vários exemplares o mineral está fortemente sericitizado. Ocorrem dois tipos de clinopiroxênios: augitas e pigeonitas; estas geralmente menores, mais idiomorfas e muito menos abundantes que aquelas. O que mais desperta atenção nessas rochas é a intensa uralitização a que foram submetidas, resultando a grande quantidade de hornblendas verdes, que supera nitidamente a dos piroxênios, minerais que lhes deram origem. Estes, em várias amostras, são representados tão somente por núcleos reliquiares. Os anfibólios, por sua vez, estão parcialmente alterados em biotitas, sendo que ambos de-

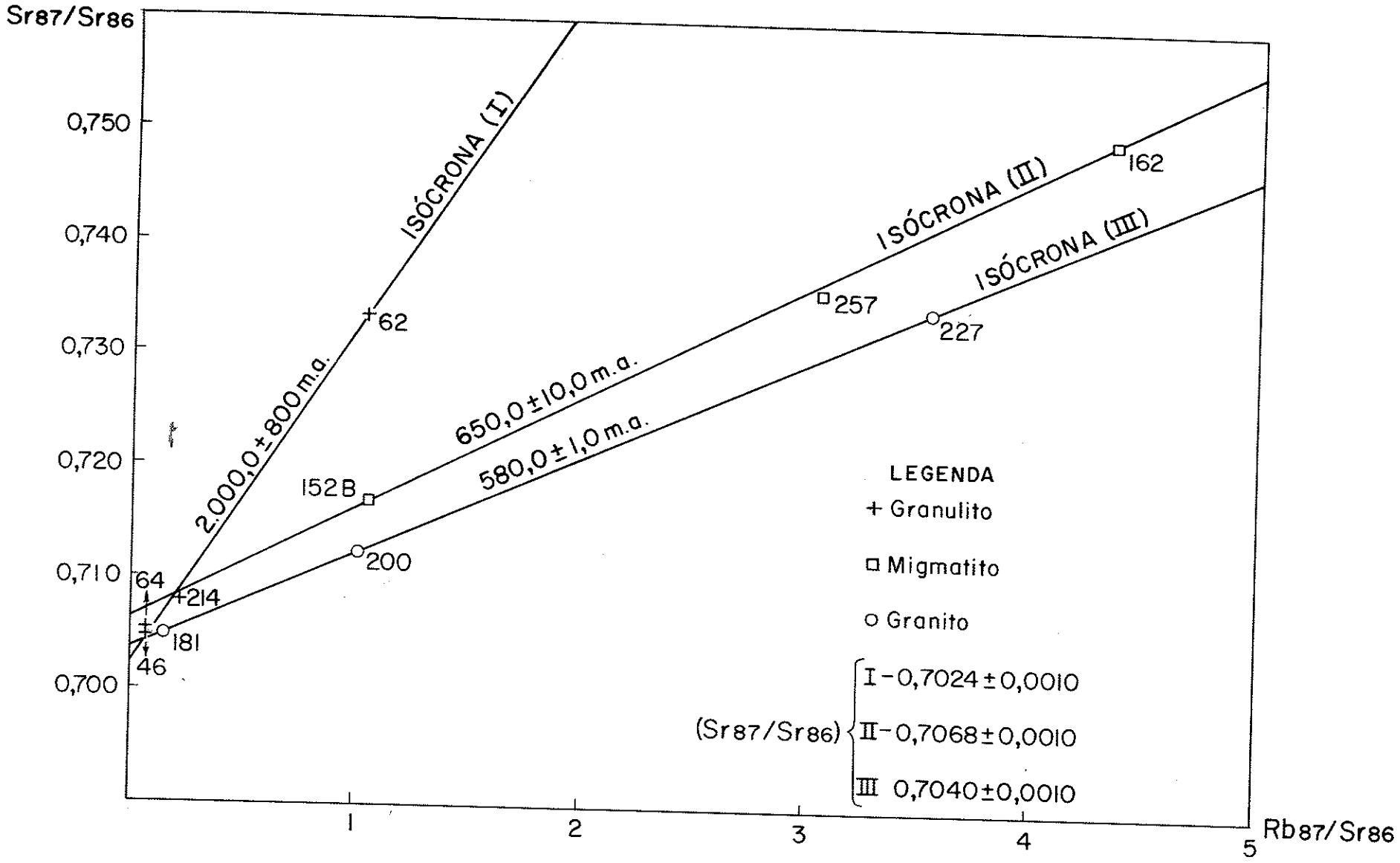


Fig.4 - Diagramas isocrônicos das rochas de Piên

TABELA 2

IDADES Rb/Sr DAS ROCHAS DE PIÊN

Amostra	Rocha	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb (ppm)	Sr (ppm)
46	Granulito	0,0620	0,7044	5,2	224,6
67	Granulito	0,0638	0,7053	3,1	141,1
62	Granulito	1,0318	0,7335	54,6	153,6
214	Granulito	0,1925	0,7077	33,1	498,0
181	Granito	0,1145	0,7050	58,9	1490,0
200	Granito	0,9923	0,7125	96,0	280,3
227	Granito	3,5360	0,7343	187,0	153,5
152b	Migmatito	1,0653	0,7171	77,2	210,0
162	Migmatito	4,3563	0,7489	123,8	82,6
257	Migmatito	3,0431	0,7361	166,9	159,0

TABELA 2A

ANÁLISES DE Rb E Sr EM GRANULITOS E MIGMATITOS TRANSAMAZÔNICOS

Amostra	Rocha	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr
46	Granulito	225	5,20	0,02
214	Granulito	498	33,1	0,06
67	Granulito	141	3,10	0,02
62	Granulito	154	54,6	0,35
255b	Granulito	640	34,9	0,05
255c	Granulito	674	22,6	0,03
256	Granulito	198	12,0	0,06
263	Migmatito	540	52,8	0,09

ram origem a cloritas. Titanitas ocorrem sob forma de minerais isolados e como sub-produtos da reação biotita → clorita. A granulação da rocha é freqüentemente milimétrica e a textura predominantemente sub-ofítica. Datações K/Ar efetuadas em biotitas, anfibólios e plagioclásios forneceram valores que variam de 435 a 598 m.a. Como tais idades são mínimas, poder-se-ia aventar a hipótese da consangüinidade entre este diabásio e as rochas básicas e ultrabásicas. Porém a textura tipicamente ígnea mostra que este corpo não participou do evento metamórfico de 2 000 m.a. O padrão geocronológico evidenciado sugere tratar-se de intrusão uratilizada no Ciclo Brasiliano.

Ocorrem também na região diques de diabásio cujas orientações concordam com as estabelecidas no Estado do Paraná, ou seja, N50-60W (Marini et al., 1967). Sua freqüência é bem menor que a de várias regiões paranaenses como a de Morretes-Antonina, por exemplo (Cordani e Girardi, 1967). Mineralogicamente caracterizam-se pela predominância de plagioclásios e clinopiroxênios. Ocorrem subsidiariamente biotita, epídoto, opacos, quartzo, feldspato potássico, apatita e mineral argiloso de alteração (nontronita ?), além de alguma hornblenda. Os plagioclásios têm, em geral, composição entre An_{50} e An_{65}. Quando geminados, obedecem geralmente a lei de albita. Albita-Carlsbad e periclínio são mais raros. Foram observados dois tipos de clinopiroxênios: augita e pigeonita, sendo o primeiro predominante. As raras hornblendas existentes provêm dos piroxênios. Biotita e quartzo são intersticiais, ocorrendo este mineral, ora isoladamente, ora sob forma de intercrescimentos granofíricos.

Depósitos aluvionares são mais freqüentes ao longo dos rios Negro, Piên e Poço Frio.

4.2 - Considerações sobre a evolução geológica

Os estudos efetuados na região de Piên permitem deduzir que após o magmatismo básico-ultrabásico inicial

ocorreu metamorfismo de 2 000 m.a. Tal evento foi responsável pela formação de granulitos e de migmatitos associados. A ocorrência de idades transamazônicas em Piên, em Morretes (Cordani, 1971), em Barra Velha (Minioli, 1972) e a existência de charnoquitos em Serra Negra, levaram Cordani (1974) a concluir que a região cujo eixo estaria disposto segundo Piên, Morretes, Serra Negra, Jacupiranga, estendendo-se para norte, provavelmente até o maciço de Itatins, no Estado de São Paulo, teria se portado como um alto tectônico durante o final do précambriano, caracterizado por numerosas exposições do embasamento. Eventos orogênicos do Ciclo Brasiliano refletiram-se na região de Piên, causando como fenômenos mais importantes, migmatização regional cuja idade foi de 650 m.a., anfibolitização, que atingiu principalmente rochas gabróides, e intrusão do Granito Agudos (580 m.a.).

As idades acima citadas para granulitos, migmatitos, e granitos foram obtidas através de datações Rb/Sr (Tabela 2 e Figura 4). Dadas as diferentes razões iniciais $\frac{Sr^{87}}{Sr_{86}}$ obtidas, vale a pena tecerem-se considerações sobre o significado geológico e petrogenético desses parâmetros. Sabe-se que em razão da transformação do Rb_{87} no isótopo estável Sr_{87}, a razão Sr_{87}/Sr_{86} tende a aumentar durante a vida da rocha(Faure e Powell, 1972). Ainda de acordo com esses Autores, a razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} nas rochas basálticas tem valores baixos, que variam de 0.700 a 0.706, face ao fato de se originarem do manto. Nas graníticas tal oscilação vai de 0.700 a 0.737, relacionando-se os valores menores a corpos juvenis, magmáticos, e os mais altos a rochas graníticas cujo material original tem longa vida crustal, caso comum dos granitos de anatexia, por exemplo.

No caso de Piên, obteve-se 0.702 para os granulitos, 0.707 para os migmatitos e 0.704 para os granitos. O valor dos granulitos, obtidos essencialmente através da análise dos tipos mesocráticos de composição gabróide, é mais um

argumento reafirmar a origem ígnea básica primária dessas rochas. Segundo observações anteriores, existem migmatitos transamazônicos, exemplificados pela amostra 263 (Tabela 1) e brasilianos, representados por 152b, 162 e 257 (Figura 4). O valor 0.707 da razão inicial refere-se a estes últimos. Tal parâmetro é mais alto que o de granulitos e granitos, se bem que relativamente baixo dentro do intervalo das rochas graníticas (0.700-0.737). Dado idêntico foi determinado em batolitos fanerozóicos da América do Norte (Faure e Powell, 1972), interpretados como produtos de fusão parcial da crosta basal de razão Rb/Sr apropriada ou como mistura de material siálico e basáltico.

No caso presente, o valor absoluto baixo dentro do intervalo das rochas graníticas poderia estar correlacionado com a possível contribuição de material diferenciado do manto na época da migmatização. Outra alternativa a explicar tal valor subordina a origem dos migmatitos brasilianos à anatexis de material semelhante aos granulitos, e eventualmente dos migmatitos transamazônicos, caso estes tivessem também baixas razões iniciais Sr_{87}/Sr_{86}. A constatação de uma ou outra hipótese é extremamente problemática, e dificilmente ultrapassar-se-á o campo das especulações; porém, à guisa de informação, elaborou-se a Tabela 2A, que mostra análises de Rb e Sr totais, efetuadas preliminarmente para a seleção das amostras a serem utilizadas nas datações Rb/Sr. Em todas essas amostras que incluem granulitos e o migmatito transamazônico 263, nota-se, à exceção de uma, a 62, baixíssimas razões Rb/Sr, inferiores a 0,1. Tais valores poderiam corroborar a segunda hipótese, pois, dada a pequena quantidade de Rb total nas amostras originais, o enriquecimento de Sr_{87} a partir de Rb_{87} nas rochas retrabalhadas, mesmo decorrido tempo relativamente longo, seria restrito, o que ocasionaria baixas razões iniciais nestas últimas.

A razão inicial Sr_{87}/Rb_{87} do Granito Agudos (0.704), sendo menor que a dos migmatitos, mostra que provavelmente os

materiais formadores de ambos não devem ter sido exatamente os mesmos, pois se tal tivesse ocorrido, esperar-se-iam razões semelhantes.

Os eventos Brasilianos causaram anfibolitização principalmente nas rochas básicas de origem gabróide. Tal assertiva é corroborada por evidências texturais e pela datação K/Ar efetuada no hornblenda metagabro 194 (Tabela 1). A uralitização do diabásio que aparece junto a Palmito (Figura 2) deve ter sido aproximadamente concomitante.

A migmatização regional, a formação do granito Agudos, a anfibolitização de rochas básicas, a intensa uralitização do diabásio de Palmito mostram que os eventos brasilianos caracterizam-se quimicamente por apreciável disponibilidade em água, permitindo fusões e formação de minerais hidratados. Tal consideração permite supor que, pelo menos em parte, os intensos processos de esteatização e serpentinização que afetaram profundamente as ultramáficas tenham ocorrido nesse ciclo.

Após ciclo Brasiliano, a história geológica da região registra fase de plataforma estável, tendo os sedimentos da Bacia do Paraná (que afloram a oeste de Piên) se depositado após subsidência da área. A injeção de diques de diabásio orientados segundo NW ocorreu durante fase de reativação da plataforma, no Jurássico-Cretáceo. O último evento a registrar-se reside na formação de depósitos aluvionares quaternários.

5. PETROLOGIA DAS ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS

O escopo do presente capítulo é a análise pormenorizada da mineralogia, da petrografia e da petrogênese do complexo básico-ultrabásico de Piên. Os estudos mineralógicos e petrográficos, além das finalidades puramente descritivas e eventualmente comparativas, têm como diretriz primordial fornecer subsídios para as interpretações petrogenéticas.

5.1 - Mineralogia

No capítulo de mineralogia procurar-se-á caracterizar, principalmente do ponto de vista químico, os principais minerais do complexo básico-ultrabásico. Ênfase maior foi emprestada aos piroxênios, visto tratar-se de minerais que permitem obtenção de maiores conclusões genéticas.

5.1.1 - Ortopiroxênios

Os ortopiroxênios ocorrem em metaperidotitos, metanoritos, metapiroxenitos e granulitos. Foram efetuadas dez análises químicas totais e uma parcial desses minerais; esta última referente à amostra 96, na qual o dado mais importante é o teor de Al_2O_3, dada a coexistência do mineral com safirina, que permite discussão de ordem geotermométrica. Em razão do caráter especial dessa análise, os dados não foram incluídos na Tabela 3, sendo discutidos mais adiante. As análises efetuadas através da microssonda evidenciaram, de modo geral, homogeneidade na composição química das várias partes de um mesmo indivíduo. Considerando-se os ortopiroxênios analisados nas diferentes rochas, nota-se que o teor de enstatita dado pela fórmula $\frac{100\ Mg}{Mg + Fe + Mn}$ mostra larga variação, desde

TABELA 3

ANÁLISES QUÍMICAS DOS ORTOPIROXÊNIOS

	Metaperidotitos		Metanoritos		Metapiroxenitos			Granulitos		
	78	116	74	80	122	42	223	14	105	46
SiO_2	55,954	55,486	53,651	52,693	54,639	52,395	52,788	51,001	54,006	50,940
Al_2O_3	3,224	3,506	4,650	4,534	3,720	2,432	2,846	1,303	2,277	1,554
TiO_2	0,040	0,040	0,059	0,059	0,059	0,155	0,097	0,283	0,058	0,132
FeO	7,782	7,884	11,646	13,364	9,401	17,825	17,702	28,121	21,638	28,501
CaO	0,361	0,462	0,488	0,444	0,433	0,459	0,512	0,713	0,523	0,560
MgO	31,596	32,114	29,361	27,991	31,928	25,927	25,072	17,460	20,283	17,495
Na_2O	0,120	0,120	0,141	0,208	0,046	-	-	0,038	-	0,076
K_2O	-	-	-	0,025	0,025	0,024	-	0,036	-	0,083
MnO	0,188	0,188	0,187	0,233	0,235	0,326	0,464	0,687	1,030	0,580
NiO	0,091	0,091	-	0,151	0,061	0,016	-	-	-	-
Cr_2O_3	0,153	0,153	0,167	0,166	0,102	0,179	0,049	0,032	0,016	0,016
TOTAL	99,509	100,044	100,350	99,868	100,649	99,738	99,530	99,674	99,831	99,937

TABELA 3(continuação)

Número de íons na base de 6 oxigênios

	Metaperidotitos		Metanoritos		Metapiroxenitos			Granulitos		
	78	116	74	80	122	42	223	14	105	46
Si	1,950	1,928	1,893	1,887	1,903	1,912	1,933	1,966	2,002	1,960
Al^{IV}	0,050	0,072	0,107	0,113	0,097	0,088	0,067	0,034	-	0,040
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,002	2,000
Al^{VI}	0,083	0,072	0,087	0,079	0,056	0,017	0,056	0,026	0,100	0,031
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,009	0,002	0,004
Fe	0,227	0,230	0,344	0,401	0,274	0,541	0,542	0,907	0,671	0,917
Ca	0,014	0,018	0,019	0,018	0,017	0,017	0,021	0,030	0,021	0,024
Mg	1,644	1,663	1,544	1,494	1,658	1,419	1,368	1,003	1,121	1,003
Na	0,009	0,009	0,010	0,015	0,004	-	-	0,003	-	0,006
K	-	-	-	0,002	0,002	0,002	-	0,002	-	0,005
Mn	0,006	0,006	0,006	0,008	0,007	0,010	0,015	0,023	0,033	0,019
Ni	0,003	0,003	-	0,005	0,002	0,001	-	-	-	-
Cr	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001
Total	1,990	2,008	2,017	2,029	2,025	2,015	2,007	2,004	1,949	2,010
Ca	0,74	0,94	0,99	0,94	0,87	0,85	1,08	1,45	1,14	1,22
Mg+Ni	86,80	86,77	80,72	77,83	84,78	71,43	70,30	48,62	60,72	51,10
Fe+Mn	12,46	12,29	18,29	21,23	14,35	27,72	28,62	49,93	38,14	47,68
$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	0,20	0,19	0,28	0,32	0,23	0,41	0,41	0,62	0,52	0,62
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	0,88	0,88	0,84	0,71	0,86	0,72	0,72	0,52	0,63	0,52
$\frac{100\ Mg}{Mg+Fe+Mn}$	88	88	82	79	85	72	71	52	62	52

88, correspondendo à bronzita (limite com enstatita) até 52, hiperstênio (limite com ferrohiperstênio) (Deer et al.,1963). Os termos mais magnesianos dizem respeito aos metaperidotitos. Metanoritos e metapiroxenitos têm valores intermediários, sendo os ortopiroxênios dos granulitos os mais ricos em ferro. O teor de Al_2O_3, exceção feita à amostra 96, já comentada, varia de 4,650 a 1,303%, diminuindo, de modo geral, com o aumento de teor de FeO (Figura 5). Cálcio está sempre presente em pequenas quantidades (0,361 a 0,713),fato comum em ortopiroxênios, especialmente naqueles que se recristalizaram em condições semelhantes às das rochas aqui tratadas. Pequenas quantidades de crômio e de níquel foram observadas. Manganês, à semelhança do ferro, aumenta nos hiperstênios, enquanto que os álcalis aparecem sempre em pequena concentração. Os ortopiroxênios fortemente magnesianos são inteiramente incolores, ocorrendo tons rosados e pleocroísmo nos mais ferrosos. De modo geral, esses minerais são pobres em lamelas de exsolução.

5.1.2 - Clinopiroxênios

Clinopiroxênios ocorrem em metaperidotitos, metanoritos, metapiroxenitos, granulitos e hornblenda metagabros. A exemplo dos ortopiroxênios, os cristais individuais exibem, geralmente, consistente homogeneidade química. As análises desses minerais constam da Tabela 4, que a exemplo da Tabela 3, acrescenta às análises químicas e ao cálculo do número de íons na base de seis oxigênios, outras informações tais quais as proporções moleculares de Wo, Fs e En; as relações entre FeO e MgO; entre Mg e Fe, utilizadas nos vários diagramas construídos. A Tabela 4 inclui também importante relação, denominada K_D, a ser discutida adiante. Os clinopiroxênios pertencentes às diversas litologias são uniformes em CaO e SiO_2. Pequenas e moderadas variações ocorrem nos teores de MgO, Al_2O_3, NiO, Cr_2O_3, TiO_2, MnO e Na_2O, sendo as oscilações maiores correspondentes a FeO. Quanto às propor

TABELA 4

ANÁLISES QUÍMICAS DOS CLINOPIROXÊNIOS

	Metaperidotito	Metanoritos		Metapiroxenitos				Granulitos			Hornblenda Metagabros		
	78	74	80	122	60	42	223	14	105	46	24	136	158
SiO_2	52,641	50,103	49,805	51,700	52,428	51,474	50,531	50,976	52,106	51,337	51,269	51,113	51,608
Al_2O_3	3,547	6,669	6,540	4,094	3,634	3,742	3,663	2,301	2,761	2,363	4,217	4,194	2,914
TiO_2	0,368	0,730	0,708	0,285	0,224	0,223	0,867	0,061	0,302	0,401	0,403	0,343	0,402
FeO	3,070	4,473	5,905	3,885	5,056	7,120	7,729	11,649	8,801	11,099	8,787	7,882	10,134
CaO	23,900	22,430	22,270	23,705	23,460	22,474	22,208	22,011	22,382	22,507	22,201	22,240	22,308
MgO	15,850	13,490	13,389	14,749	14,751	14,021	13,689	11,689	12,367	11,713	12,474	12,988	12,577
Na_2O	0,062	0,659	1,111	0,513	0,643	0,545	0,744	0,556	0,672	0,553	0,653	0,712	0,678
K_2O	-	0,024	0,012	0,035	0,035	0,024	0,012	0,023	0,012	0,058	0,024	0,081	0,070
MnO	0,348	0,189	0,189	0,142	0,142	0,063	0,142	0,282	0,408	0,266	0,361	0,263	0,392
NiO	0,106	0,031	0,076	0,031	0,031	-	0,046	-	-	-	-	0,046	0,015
Cr_2O_3	0,123	0,697	0,364	0,105	0,174	0,052	0,173	0,051	-	0,103	-	0,190	-
TOTAL	100,015	99,495	100,362	99,244	100,574	99,733	99,799	99,640	99,806	100,396	100,384	100,020	101,093
Número de íons na base de 6 oxigênios													
Si	1,903	1,854	1,835	1,905	1,919	1,913	1,888	1,939	1,951	1,935	1,908	1,904	1,922
Al^{IV}	0,097	0,146	0,165	0,095	0,081	0,087	0,112	0,061	0,049	0,065	0,092	0,096	0,078
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al^{VI}	0,055	0,142	0,119	0,081	0,076	0,077	0,050	0,043	0,073	0,040	0,093	0,089	0,050
Ti	0,010	0,020	0,020	0,009	0,007	0,007	0,025	0,002	0,009	0,012	0,009	0,010	0,012
Fe	0,093	0,138	0,182	0,119	0,155	0,222	0,242	0,372	0,276	0,350	0,285	0,246	0,316
Ca	0,924	0,888	0,897	0,935	0,920	0,895	0,890	0,898	0,898	0,909	0,921	0,888	0,891
Mg	0,859	0,748	0,735	0,815	0,805	0,777	0,763	0,663	0,690	0,658	0,665	0,721	0,698
Na	0,004	0,040	0,080	0,031	0,046	0,040	0,054	0,041	0,049	0,041	0,050	0,052	0,049
K	-	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,004	0,004
Mn	0,011	0,006	0,006	0,005	0,005	0,002	0,005	0,010	0,013	0,009	0,011	0,008	0,013
Ni	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	-	0,002	-	-	-	-	0,002	0,001
Cr	0,003	0,022	0,011	0,003	0,006	0,002	0,006	0,002	-	0,004	-	0,006	-
Total	1,961	2,008	2,036	1,998	2,023	2,024	2,038	2,033	2,009	2,026	2,036	2,026	2,034
Ca	48,95	49,28	48,70	49,86	48,78	47,20	46,79	46,22	47,84	47,20	47,50	47,61	47,26
Mg+Ni	45,55	42,73	40,88	43,53	42,74	40,98	40,22	34,12	36,76	34,16	37,14	38,77	35,75
Fe+Mn	5,50	7,99	10,42	6,61	8,48	11,82	12,99	19,66	15,40	18,64	15,35	13,62	16,99
$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	0,16	0,24	0,30	0,20	0,26	0,33	0,36	0,47	0,42	0,49	0,41	0,38	0,45
$\frac{Fe}{Mg} \times 100$	10,8	18,4	24,7	14,6	19,2	28,5	31,7	56,1	40,0	53,1	42,8	34,1	45,2
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	0,90	0,84	0,80	0,87	0,84	0,78	0,76	0,66	0,69	0,65	0,70	0,74	0,69
K_D	0,81	0,83	0,98	0,92	-	0,72	0,81	0,66	0,69	0,58	-	-	-

ções moleculares, Wo, En e Fs variam respectivamente de 46,22 a 49,86%; 34,12 a 45,55% e 5,50 a 19,66%, o que situa os minerais no campo dos diopsídios e das augitas-salitas, de acordo com gráfico de Troger (1956).

Os teores de Al_2O_3 decrescem com o aumento de FeO (Figura 5), a exemplo dos ortopiroxênios.

5.1.3 - O uso de piroxênios como termômetros e barômetros geológicos

O estudo da distribuição de vários elementos, como Ca, Al, Fe, e Mg, quer em orto e clinopiroxênios, quer em piroxênios e outros minerais coexistentes, como granadas e olivinas, levou vários Autores à elaboração de termômetros e barômetros geológicos. De modo geral, tais estudos têm se revelado mais úteis na determinação de temperaturas magmáticas, onde, evidentemente, dadas as características experimentais, as conclusões são obtidas com maior facilidade.

5.1.3.1 - Distribuição de ferro e magnésio entre fases coexistentes

A distribuição de Mg e Fe^{2+} entre olivinas e ortopiroxênios, visando o estabelecimento de possíveis geotermometros, vem sendo objeto de varias pesquisas. Nesse sentido destacam-se as publicações de Ramberg e Devore (1951); Mueller (1964) e Craig (1964). Estudos recentes, porém, mostram que as diferenças nas distribuições desses elementos são suficientemente sensíveis somente às mudanças de temperatura no intervalo de 900° C a 1 300° C (Nafziger e Muan, 1967), Larimer (1968) e Medaris (1969).

A partição de Fe^{2+} e Mg entre clino e ortopiroxênios, coexistentes, porém, tem sido mais utilizada em trabalhos recentes. Kretz (1961, 1963), estabeleceu as bases desse termômetro geológico, definindo o coeficiente K_D onde:

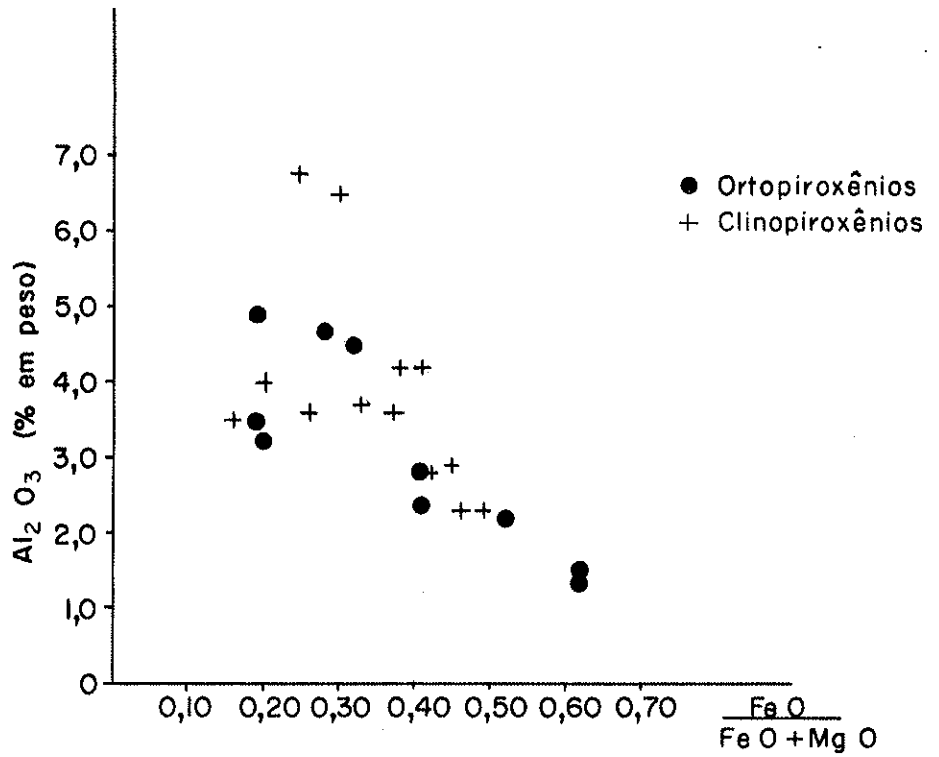


Fig.5 - Relação entre o teor de Al_2O_3 e a relação $\frac{FeO}{FeO+MgO}$ em clino e ortopiroxênio.

$$K_D(Mg\text{-}Fe) = \frac{X_{MgSiO_3}}{1-X_{MgSiO_3}} \cdot \frac{1-X_{MgCaSiO_3}}{X_{MgCaSiO_3}}$$

onde X_{MgSiO_3} e $X_{MgCaSiO_3}$ são frações moleculares, sendo:

$X_{MgSiO_3} = \frac{Mg}{Mg + Fe}$ do ortopiroxênio e

$X_{MgCaSiO_3} = \frac{Mg}{Mg + Fe}$ do clinopiroxênio

A partir de considerações termodinâmicas, esse Autor concluiu que o coeficiente K_D é função da temperatura e da pressão, sendo relativamente independente da composição inicial. Kretz (1963) cita para rochas metamórficas de alto grau K_D de 0,51 a 0,65 e, em rochas ígneas, valores que variam de 0,65 a 0,86. Segundo Binns (1962), porém, K_D depende da composição inicial. Em análise profunda do problema, Davidson (1968) concluiu também que a composição inicial não pode ser desprezada, opinião compartilhada por Evans (comunicação verbal). No caso dos piroxênios de Piên, os valores de K_D variam de 0,58 a 0,98 (Tabela 4); correspondendo a rochas que evidenciam os mesmos sinais de recristalização metamórfica. Deduz-se portanto, que no caso presente o valor de K_D deve estar relacionado com a composição inicial, não podendo assim ser utilizado para inferências concernentes às temperaturas de formação. A Figura 6 relaciona o índice em questão com a proporção $\frac{Fe}{Mg} \times 100$ dos clinopiroxênios, evidenciando-se claro relacionamento inverso entre esses parâmetros. Os valores de K_D dos piroxênios de Piên foram também colocados no gráfico de Kretz (1963), notando-se que tais índices ora se colocam no campo ígneo, ora no metamórfico (Figura 7).

5.1.3.2 - A seqüência de cristalização ("trend") dos piroxênios

A análise do comportamento químico dos piroxênios,

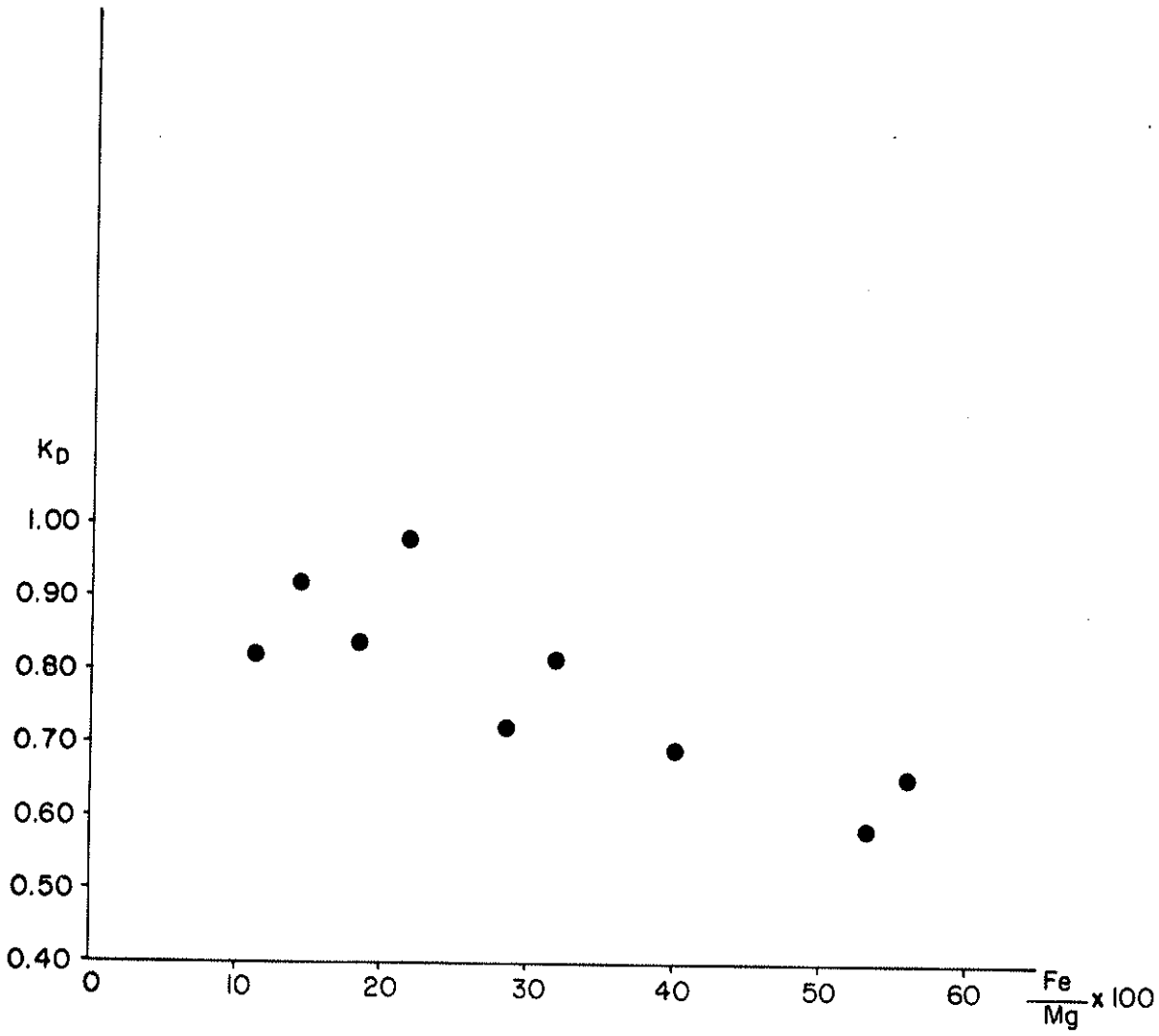


Fig. 6 - Relação entre os valores de K_D dos piroxênios de Piên e o parametro $\frac{Fe}{Mg}$ x 100 dos clinopiroxênios

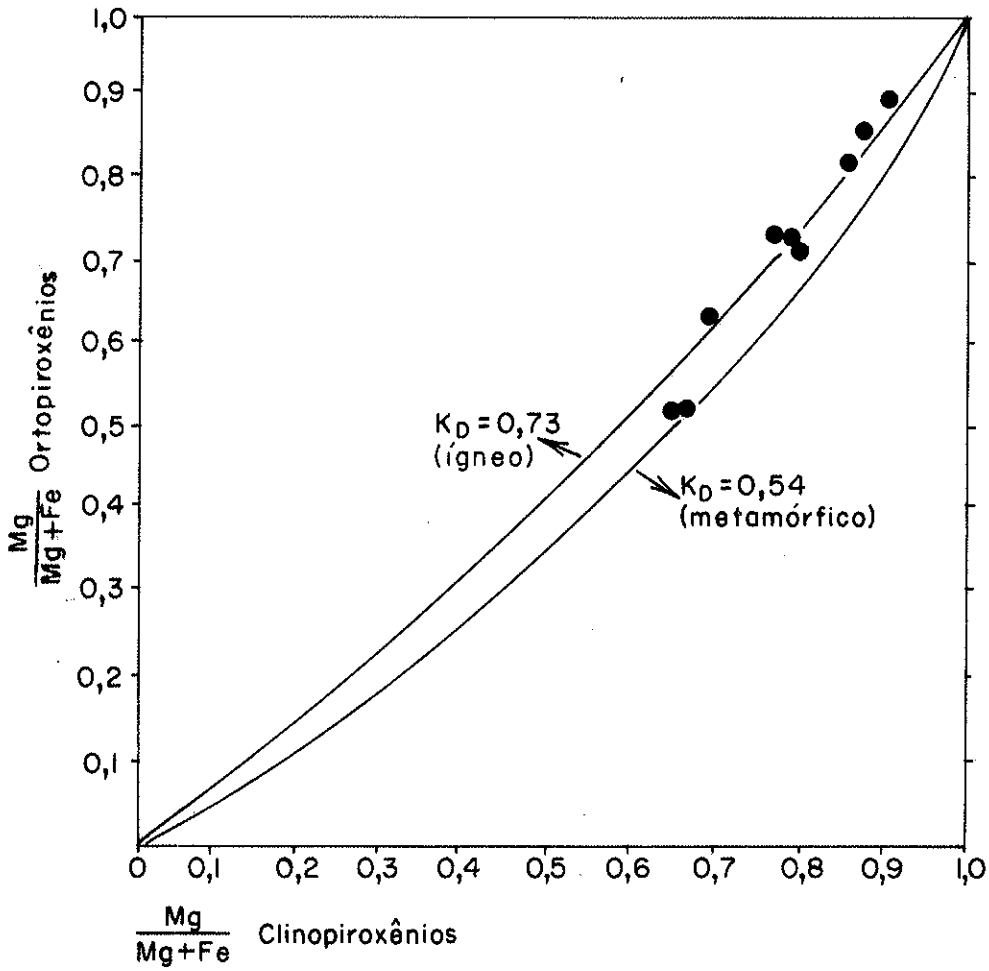


Fig.7 - Valores de K_D dos piroxênios de Piên projetados no diagrama de Kretz (1963).

com base na variação dos teores de cálcio, magnésio e ferro, tem sido muito usada na literatura, principalmente no estudo de regiões magmáticas, e, em escala menor, em complexos metamórficos. Já Hess (1941) chamou a atenção para o comportamento dos pares coexistentes de orto e clinopiroxênios nos magmas básicos. Muir (1951) estabeleceu o "trend" de Skaergaard, exemplo clássico do comportamento desses minerais em intrusões desse gênero (Figura 8). Observa-se neste último que durante o período inicial de cristalização, ocorre uma fase rica em cálcio de composição próxima de $Ca_{45}\ Mg_{45}\ Fe_{10}$ associada a um ortopiroxênio próximo a $Ca_4Mg_{77}Fe_{19}$. Durante o fracionamento e enriquecimento do magma residual em ferro, pigeonita cristaliza-se no lugar do ortopiroxênio, havendo portanto, introdução de cálcio no termo ortorrômbico, que se transforma em monoclínico. De modo geral, todos os "trends" de intrusões desse tipo, ou seja, não muito profundas, de afinidade toleítica e não submetidas a processos metamórficos, exibem comportamento semelhante, ressaltando-se também o pequeno intervalo ("imiscibility gap") entre as linhas de diferenciação de clino e ortopiroxênios. Tal comportamento difere em vários aspectos do exibido em rochas metamórficas. Consoante se observa na Figura 8, onde estão desenhados os "trends" dos piroxênios de Broken Hill, South Walles, e de Quairanding, Austrália (Davidson, 1968), ocorre, em ambos os casos, largo intervalo entre as linhas de diferenciação de orto e clinopiroxênios. Nota-se também o deslocamento do "trend" dos clinopiroxênios em direção ao cálcio. A quantidade desse elemento nos ortopiroxênios, ao contrário de Skaergaard e outras ocorrências semelhantes, é mínima, não havendo inversão do piroxênio ortorrômbico em pigeonita. Tais fenômenos ja haviam sido observados por Howie (1955), no clássico trabalho sobre os charnockitos de Madras, Índia, onde o comportamento dos piroxênios é semelhante ao de Broken Hill e Quairading. O largo intervalo entre as linhas de diferenciação dos piroxênios ortorrômbicos e monoclínicos foi atribuído por esse Autor ao fato das rochas terem sido submeti

das, durante tempo suficiente, a temperaturas e pressões que permitiram a exsolução quase completa.

Para o estudo das rochas de Piên foram colocados na Figura 9 nove pares coexistentes de piroxênios pertencentes a metaperidotitos, metapiroxenitos, hornblenda metagabros e granulitos; além de um ortopiroxênio (amostra 116) e de quatro clinopiroxênios (amostras 158, 24, 136 e 60) não possuidores do termo coexistente. A observação desse gráfico sugere que os termos básicos e ultrabásicos estão relacionados e que devem ter sido submetidos a condições de pressão e temperatura semelhantes em determinado período de sua evolução petrogenética. O largo intervalo entre as linhas de diferenciação de clino e ortopiroxênios indica também recristalização à semelhança dos "trends" de Broken Hill e Quairading, notando-se, em todos os exemplos, nítida demistu ração das fases monoclínica e ortorrômbica, esta última empobrecida e aquela enriquecida em cálcio. Alie-se a isso,a pobreza em lamelas de exsolução observada nos piroxênios de Piên.

Davis e Boyd (1966) estudaram o comportamento da demisturação das fases $Mg_2Si_2O_6$ e $CaMgSi_2O_6$. Tal trabalho possibilitou a elaboração de diagrama que permite a inferência da temperatura de cristalização de diopsídio e enstatita de acordo com sua proporção relativa. Esse gráfico mostra-se mais preciso no que se refere à curva de cristalização do diopsídio, dada à sua maior inclinação com respeito à variação percentual. Por isso, os dados referentes ao teor de Wo dos clinopiroxênios de Piên, que variam de 46,22 a 49,86%, foram colocados no diagrama referido. (Davis e Boyd, 1966,pp. 3 574.) Tal procedimento evidenciou que os minerais em questão devem ter se formado às mais baixas temperaturas consideradas pelos Autores. Através desse diagrama podem ser avaliados, com boa precisão, valores acima de 900^{o} C; sendo que os teores de $CaSiO_3$ dos piroxênios de Piên correspondem a temperaturas inferiores, ou quando muito, próximas a esse li

mite. Deduz-se, desse modo, que tais minerais cristalizaram-se, provavelmente, abaixo de temperaturas de piroxênios tipicamente ígneos, que se colocam comumente acima dos 1 000°C (Himmlberg e Loney, 1973; Green, 1964).

5.1.3.3 - O teor de Al_2O_3

A distribuição de Al_2O_3 nas várias fases mineralógicas das rochas ultramáficas tem sido utilizada como guia de condições de formação. MacGregor (1967) descreve a acomodação sucessiva desse óxido nos diferentes minerais das diversas associações de fases que compõem as rochas ultrabásicas. De acordo com esse Autor, tais rochas definem três campos de estabilidade; plagioclásio lherzolito, espinélio lherzolito e granada lherzolito; caracterizados essencialmente por pressão crescente, sendo que o Al_2O_3 acomoda-se sucessivamente no plagioclásio, espinélio e granada, à medida que P e T aumentam.

A utilização da distribuição do Al_2O_3, quer separadamente, quer em conjunto com outros óxidos para o estabelecimento das condições de eqüilíbrio em piroxênios tem sido tentada por vários autores (Boyd e MacGregor, 1964); Ringwood et al. (1964); O'Hara, (1967). O trabalho mais recente sobre o assunto, englobando todos os conhecimentos anteriores, e baseado em uma série de experiências de laboratório, empregando aparelhamentos e técnicas os mais modernos, deve-se a MacGregor (inédito). Nesta publicação o Autor relaciona o conteúdo de Al_2O_3 com temperaturas e pressões de ortopiroxênios pertencentes a dois tipos de associação: granada peridotito e espinélio peridotito. A partir das experiências efetuadas, foi construído um gráfico que destaca aumento de Al_2O_3 dos ortopiroxênios concomitante com a elevação de P e T (Figura 10). Para resultados mais precisos, o diagrama deve ser usado em rochas isentas de cálcio, como hazburgitos por exemplo; porém, embora com prejuízo da precisão, ortopi

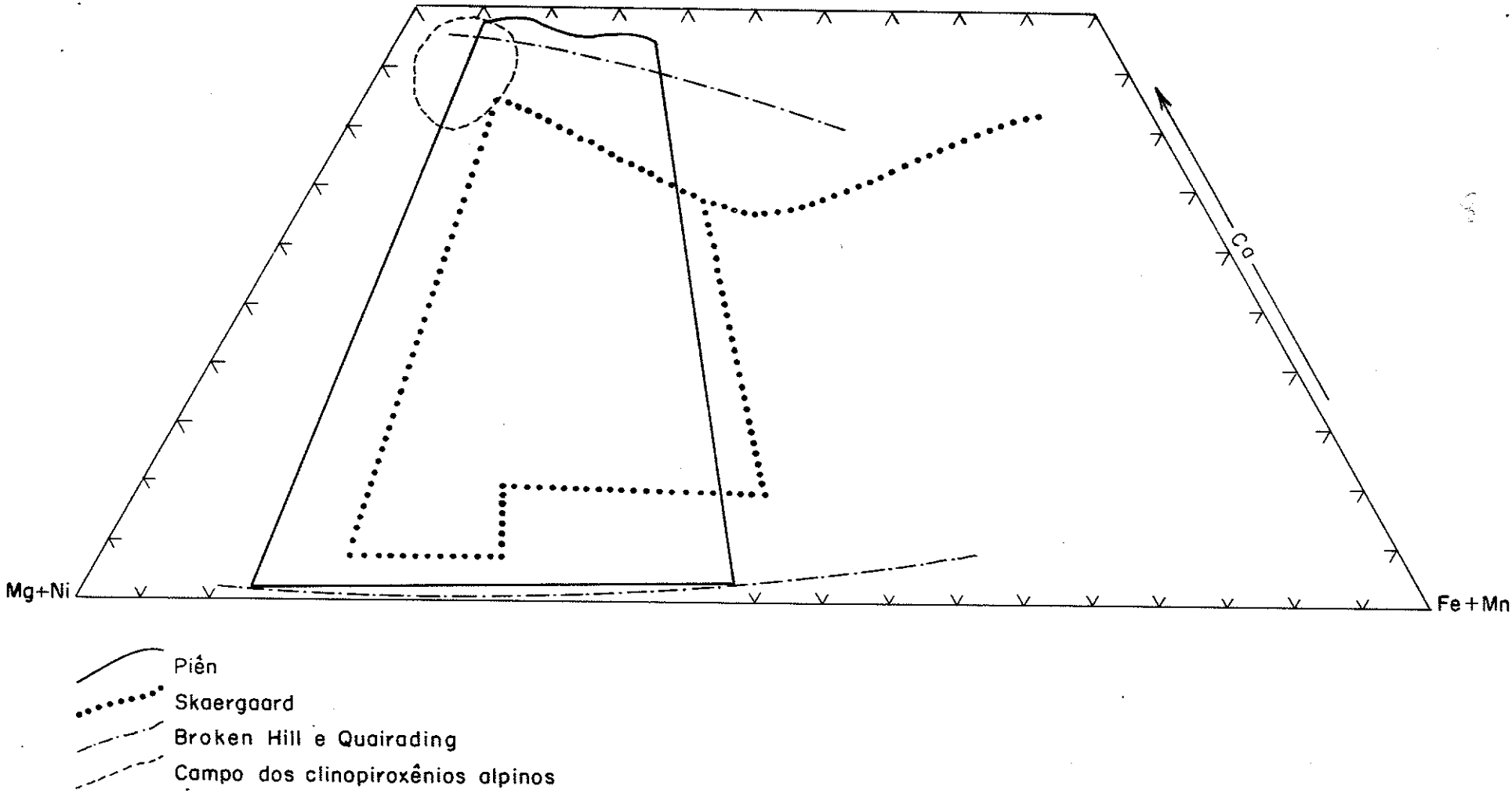
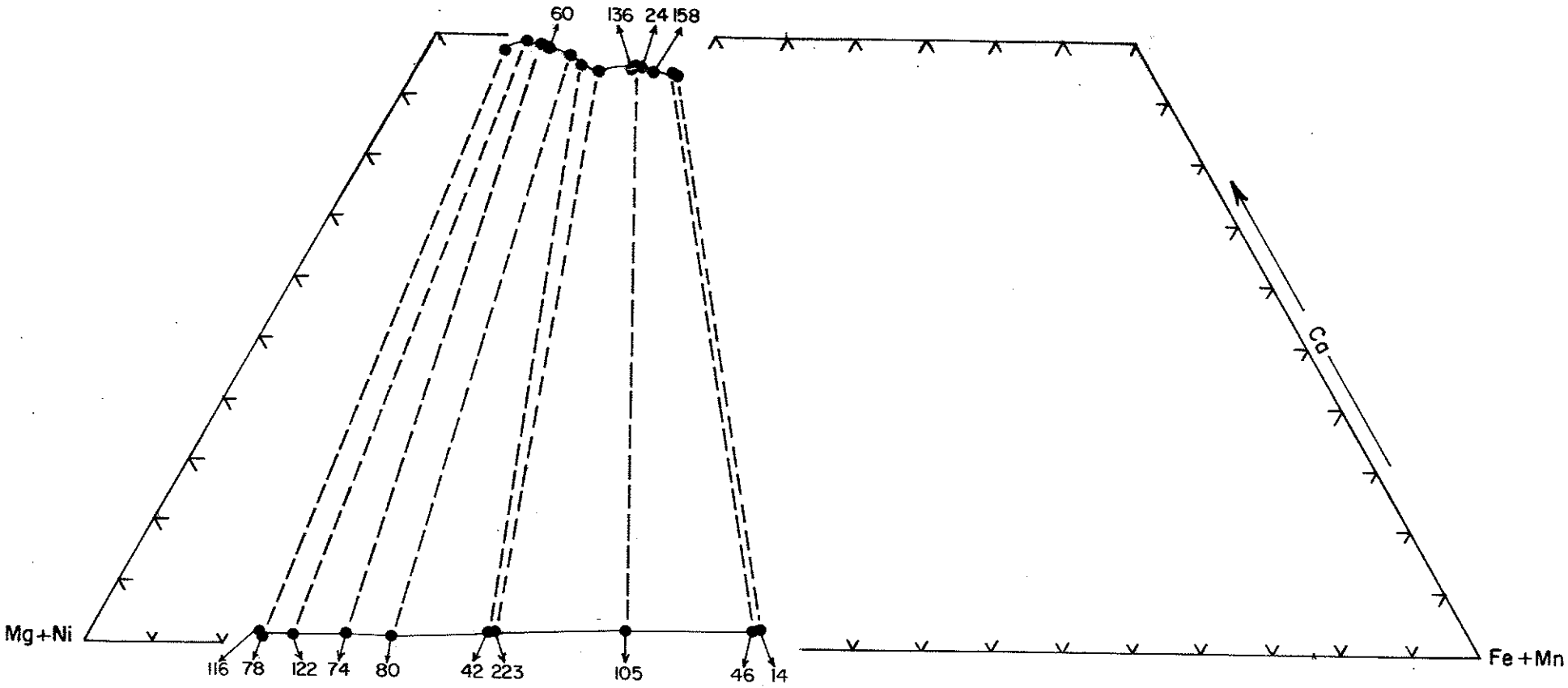


Fig.8 - Diagrama comparativo das seqüências de cristalização ("trends") dos piroxênios de Piên, Skaergaard, Broken Hill e Quairading



78, 116, ... - Metaperidotitos

74, 80, ... - Metanoritos

60, 42, 122, 223, - Metapiroxenitos

136, 24, 158, ... - Hornblenda Metagabros

105, 46, 14, ... - Granulitos

Fig.9 - Seqüência de cristalização dos orto e clinopiroxênios de Piên

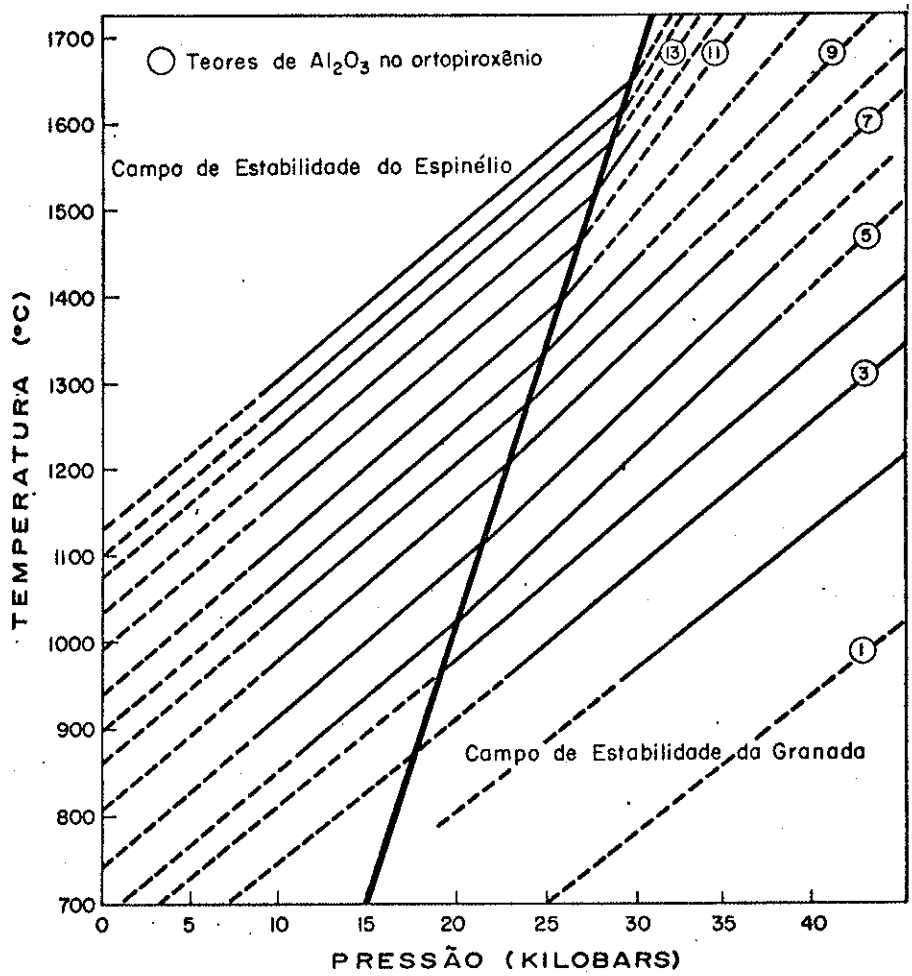


Fig.10 - Relação entre o teor de Al_2O_3 e condições de formação (P e T) de ortopiroxênios, segundo MacGregor (inédito).

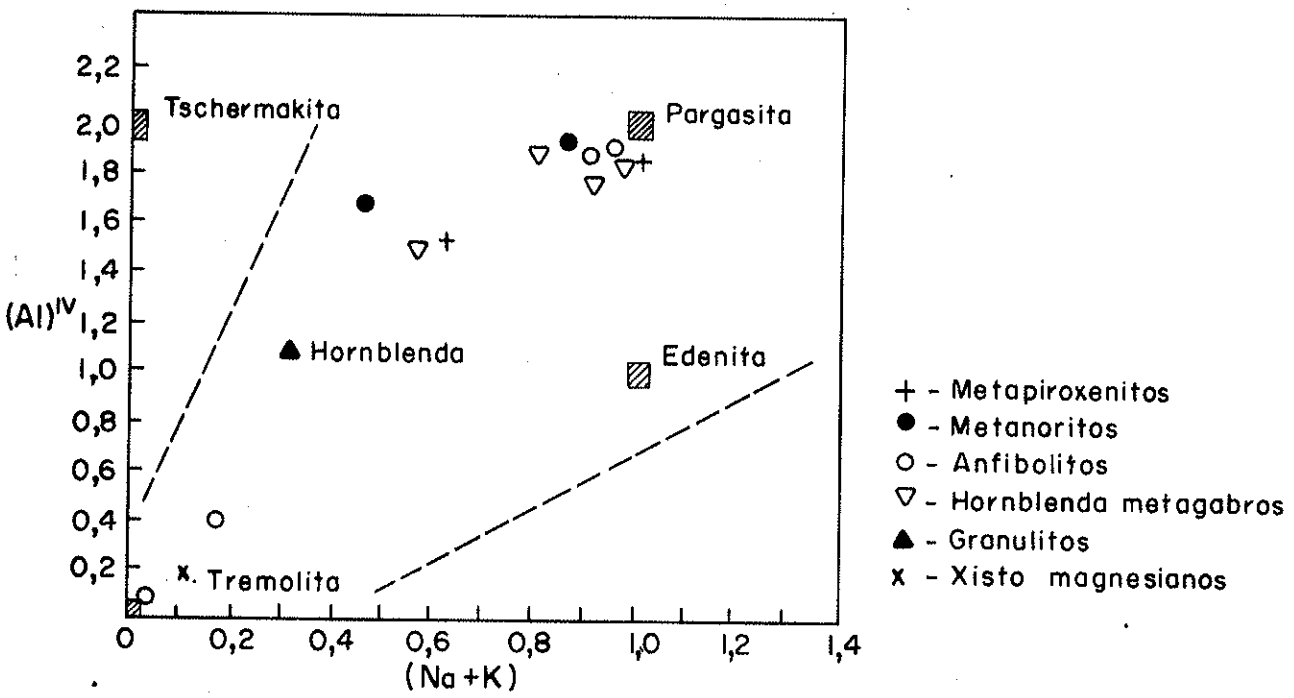


Fig.11 - Anfibólios de Piên projetados no diagrama de Deer et al. (1963) para anfibólios cálcicos.

roxênios de rochas portadoras de cálcio, como lherzolitos, podem também ser analisados. Outra limitação do gráfico diz respeito à necessidade de empregá-lo somente em casos em que coexistem em equilíbrio ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, e uma fase aluminosa (espinélio ou granada). O método é preciso no intervalo de temperaturas de 900° C a 1 600° C, embora inferências até 700° C possam ser efetuadas.

Os ortopiroxênios de Piên que se prestam às condições exigidas pelo método, são os existentes nas amostras 78 e 116, cujos teores de Al_2O_3 são 3,224% e 3,506% respectivamente (Tabela 3). Assumindo-se uma pressão variável entre 5 a 12 Kb, prevalecente no fácies granulito, de acordo com a média de opinião obtida de vários Autores (Katz, 1969; Fyfe et al., 1958; den Tex, 1965; Ito e Kennedy, 1968), em um gradiente geotermal de 18° a 30° c/Km, obter-se-iam temperaturas que variam de 700° C a 800° C, correspondentes à recristalização sofrida pela rocha no processo metamórfico inicial.

5.1. 4 - Olivinas

Olivinas ocorrem em peridotitos frescos e serpentinizados. Nestes últimos, caso da amostra 36 b, aparecem sob forma de núcleos reliquiares no interior de cristais de serpentina. Sua composição é apreciavelmente uniforme em grânulos da mesma rocha, não havendo também variações significativas de composição em minerais de diferentes amostras, como se pode deduzir através da observação da Tabela 5. Além de Fe, pequenas quantidades de Al, Ti, Ca, Na, K, Mn e Ni ocupam a posição estrutural preenchida principalmente por Mg, cuja quantidade (1,727 a 1,787) supera largamente a de todos esses outros cátions reunidos. O valor de Si (1,008 -1,027) está sempre próximo do teórico (1,000), o mesmo ocorrendo com a soma dos demais cátions (1,953 - 1,993). O teor de forsterita, dado pela relação $\frac{100\ Mg}{Mg + Fe + Mn}$ varia de 89,4 a 91,2, valores semelhantes aos encontrados em olivinas de pe

TABELA 5

ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS

	Metaperidotito 116	Metaperidotito 36b	Metaperidotito 78
SiO_2	41,038	41,419	41,612
Al_2O_3	-	-	-
TiO_2	-	0,019	-
FeO	9,638	8,231	9,739
CaO	-	0,375	0,015
MgO	48,375	49,129	46,972
Na_2O	0,150	-	0,151
K_2O	-	0,121	-
MnO	0,172	0,157	0,172
NiO	0,559	0,468	0,559
Cr_2O_3	-	-	-
TOTAL	99,930	99,917	99,217
Número de íons na base de 4 oxigênios			
Si	1,008	1,011	1,027
Al	-	-	-
Ti	-	0,001	-
Fe	0,198	0,168	0,201
Ca	-	0,010	0,001
Mg	1,770	1,787	1,727
Na	0,008	-	0,008
K	-	0,004	-
Mn	0,004	0,004	0,004
Ni	0,012	0,010	0,012
Cr	-	-	-
$100 \times \frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$	89,8	91,2	89,4

Obs.: - refere-se a mineral analisado e não presente.

TABELA 6

ANÁLISES QUÍMICAS DE ESPINÉLIOS

	Metaperidotito 78	Metaperidotito 116	Metanorito 80	Serpentinito 123
Al_2O_3	57,651	57,943	56,940	32,273
FeO	10,800	10,450	18,720	17,500
Fe_2O_3 +	5,920	4,640	4,160	4,800
MgO	19,324	18,903	13,617	12,310
MnO	0,168	0,168	0,182	0,442
NiO	0,742	0,743	0,519	0,117
Cr_2O_3	6,101	6,154	5,323	31,969
TOTAL	100,706	99,001	99,461	99,465
	Número de íons na base de 32 oxigênios			
Al	14,012	14,314	14,452	9,101
Fe^{2+}	1,860	1,827	3,367	3,499
Fe^{3+}	0,917	0,731	0,673	0,864
Mg	5,982	5,960	4,468	4,421
Mn	0,024	0,026	0,030	0,018
Ni	0,124	0,126	0,091	0,028
Cr	0,992	1,008	0,906	6,048
ΣR^3	15,921	16,053	16,031	16,013
ΣR^2	7,990	7,939	7,956	7,966
$\frac{Cr}{(Cr+Al)}$	0,07	0,07	0,06	0,40
$\frac{Fe^{3+}}{(Cr+Al+Fe^{3+})}$	0,06	0,04	0,02	0,05
$\frac{Mg}{(Mg+Fe^{2+})}$	0,76	0,77	0,57	0,56

+ calculado assumindo-se $\frac{RO}{R_2O_3} = 1$

ridotitos alpinos, geralmente próximos a Fo_{90} (Green, 1964; Challis, 1965).

5.1.5 - Minerais da Série do Espinélio

Os minerais da série do espinélio ocorrem em metaperidotitos, metanoritos, serpentinitos e metapiroxenitos. Exibem cores que variam do verde (mais comum) ao castanho. Ora apresentam cor uniforme em todo o cristal, ora associam-se a minerais opacos. Em uma das amostras, o metapiroxenito 122, notou-se alteração do espinélio em corindon. Dentro da série dos espinélios, há contínua substituição entre espinélio ($MgAl_2O_4$) e hercynita ($Fe^{2+}Al_2O_4$). Espinélios com considerável quantidade de Fe^{2+} substituindo Mg, onde a relação Mg/Fe^{2+} varia de 3 até 1, são denominados pleonastos ou ceylonitas (Deer et al., 1963). Tais substituições ocorrem não só entre membros da série, como também entre membros do grupo. Pode haver, por exemplo, completa solução sólida entre hercynita e cromita, usando-se o termo picotita para a variedade de hercynita com apreciável quantidade de crômio em que Al > Cr e a relação Fe/Mg varia de 3 a 1. Como as análises dos espinélios de Piên foram realizadas com a microssonda eletrônica, o ferro total foi calculado como FeO; obtendo-se no entanto, o valor de Fe_2O_3 em se assumindo que a proporção RO/R_2O_3 é igual a 1 (Tabela 6). A validade dessa suposição foi demonstrada por Stevens (1944) e por Irvine (1965). Os dados obtidos permitiram classificar os exemplares 78 a 116 como pleonastos; o de número 80 como hercynita e o 123 como picotita. Observando-se os resultados da Tabela 6 nota-se apreciável homogeneidade química dos espinélios dos metaperidotitos. As relações $\frac{Cr}{(Cr + Al)}$, $\frac{Fe^{3+}}{(Cr + Al + Fe^{3+})}$ e $\frac{Mg}{(Mg + Fe^{2+})}$ têm valores quase coincidentes. A picotita do serpentinito 123 mostra considerável aumento na relação $\frac{Cr}{(Cr + Al)}$, fruto da sua maior abundância em Cr. Segundo Green (1964) tal fenômeno deve-se à recristalização do mineral à baixa pressão,

provocando a saída de Al_2O_3 e favorecendo a entrada de Cr_2O_3. Em todos os exemplares analisados ressaltam-se os valores baixos do quociente $\frac{Fe^{3+}}{(Cr + Al + Fe^{3+})}$ à semelhança de muitos espinélios de peridotitos alpinos (Himmelberg e Loney, 1973; Irvine, 1967; Loney et al, 1971; Medaris, 1972). Os resultados mais elevados da relação $\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$ correspondem aos espinélios dos metaperidotitos, que coexistem com olivinas fortemente magnesianas.

5.1.6 - Granadas

Granadas foram reconhecidas em várias amostras de hornblenda metagabros e anfibolitos, em um exemplar de granulito, no metapiroxenito 260 e no safirina metanorito.

Os minerais estão geralmente frescos. Cloritização parcial foi observada em duas amostras. A partir das propriedades químicas (Tabela 7) foram calculadas as fórmulas na base de 24 oxigênios e as porcentagens moleculares. Em decorrência de todo o ferro ter sido determinado como FeO, o conteúdo de Fe_2O_3, e a quantidade de andradita não foram calculados. Em todos os casos examinados, nota-se forte predominância de almandina e piropo, que perfazem, conjuntamente, de 78,6 a 85,8%. Ressalte-se a considerável homogeneidade química das granadas das amostras 24 a 26, que diferem da 96, principalmente, em razão da maior riqueza em FeO e CaO e da pobreza em MgO. A riqueza em almandina e piropo é compatível como o grau de metamorfismo das rochas. Sturt (1962) e Miyashiro (1953) demonstraram a predominância dessas moléculas nas granadas de rochas formadas em condições de grau mais alto, que são substituídas por espessartita e grossulária em condições metamórficas mais brandas. Tal fenômeno foi reafirmado por Himmelberg e Phinney (1967), Griffin e Heier (1969) e por Girardi, Madureira Filho e Hypolito (1971), observando-se em todas essas ocorrências, a riqueza notadamente da mo

TABELA 7

ANALÍSES QUÍMICAS DE GRANADAS

	Hornblenda Metagabro	Hornblenda Metagabro	Safirina Metanorito
	26	24	96
SiO_2	39,476	39,401	39,620
Al_2O_3	21,696	19,928	19,990
TiO_2	-	-	-
FeO	24,054	24,402	22,560
CaO	6,602	6,601	4,340
MgO	8,175	7,737	12,390
Na_2O	-	-	-
K_2O	0,012	0,012	-
MnO	1,208	1,863	1,070
NiO	-	-	-
Cr_2O_3	-	-	0,150
TOTAL	101,220	99,942	100,150
Número de ions na base de 24 oxigênios			
Si	6,007	6,116	6,032
Al	3,893	3,647	3,583
Ti	-	-	-
Fe	3,062	3,168	2,861
Ca	1,077	1,098	0,704
Mg	1,854	1,790	2,833
Na	-	-	-
K	0,003	0,003	-
Mn	0,156	0,245	0,137
Ni	-	-	-
Cr	-	-	0,009
Almandina	49,5	50,2	43,1
Piropo	30,4	28,4	42,7
Grossulária	17,5	17,3	12,1
Espessartita	2,6	4,1	2,1

lecúla almandina em granadas do fácies granulito.

5.1.7 - Anfibólios

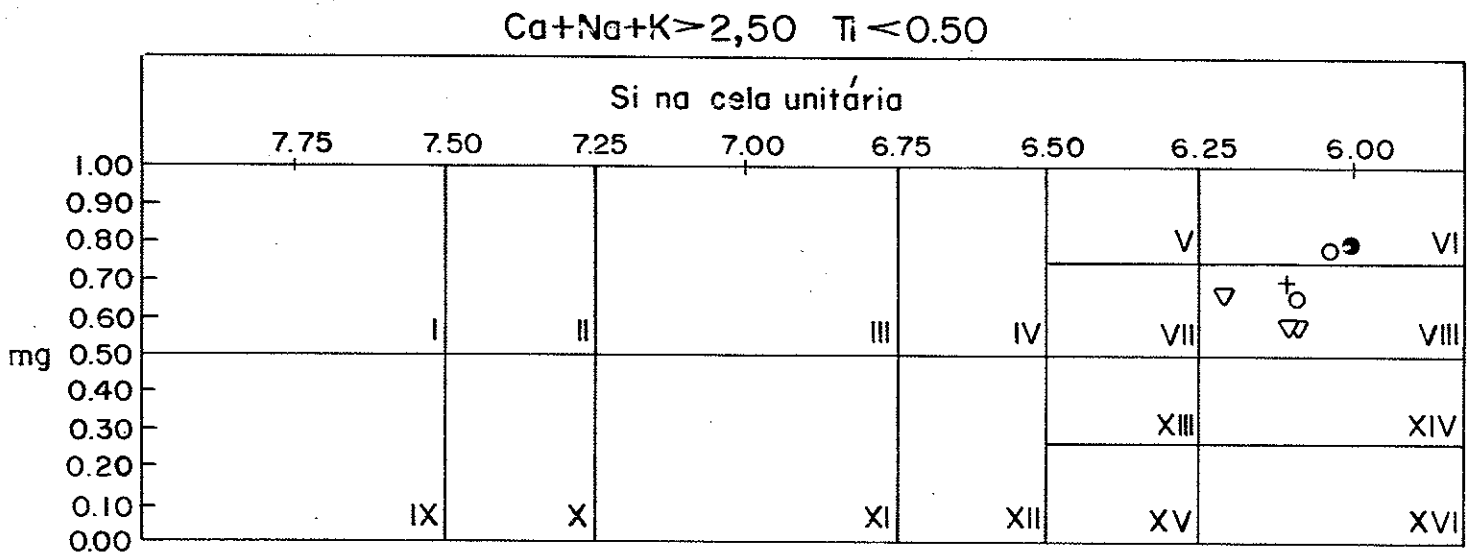
Anfibólios são minerais comuns nas rochas da área, pois foram observados em quase todos os tipos litológicos, a saber: gnaisses, metadiabásios, metapiroxenitos, metanoritos, anfibolitos, hornblenda metagabros, xistos magnesianos, granulitos e granitos.

O exame óptico das secções delgadas revela que tais minerais são primários e secundários. Em determinados tipos de rocha, como nos metadiabásios, são sempre secundários, bordejando cristais de piroxênios dos quais se derivaram. Em outros como nos xistos magnesianos, sua origem é primária. Na maior parte dos casos porém, a exemplo dos anfibolitos e hornblenda metagabros, existem duas gerações de anfibólios. As ocorrências para cada tipo de rocha e as suas relações texturais serão discutidas no capítulo dedicado à petrografia. No que tange a forma, foram observados hábitos granulares, maciços e fibrosos, estes últimos reservados somente aos anfibólios de natureza secundária. Os granulares exibem Z = verde ou castanho e X = amarelo, enquanto que os fibrosos são comumente incolores. A caracterização desses minerais foi executada quimicamente a partir dos dados da Tabela 8. Não foram obtidos valores para OH, F e Cl, e dessa forma o número de íons foi calculado na base de 23 oxigênios, segundo as sugestões de Binns (1965). Os minerais analisados pertencem a vários tipos de rochas e exibem hábitos diferentes. Os anfibólios provenientes dos metapiroxenitos, metanoritos e hornblenda metagabros, constantes da Tabela 8, são maciços, enquanto que os pertencentes aos anfibolitos (42 e 108) acham-se representados por dois tipos: maciços e fibrosos, estes últimos bordejando os primeiros. O anfibólio do granulito 105 ocorre em torno do piroxênio, enquanto que o da amostra 35 aparece sob a forma de microporfiroblastos incolores. O exame da Tabela 8 mostra que, de acordo com Leake (1968), todos

TABELA 8

ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS

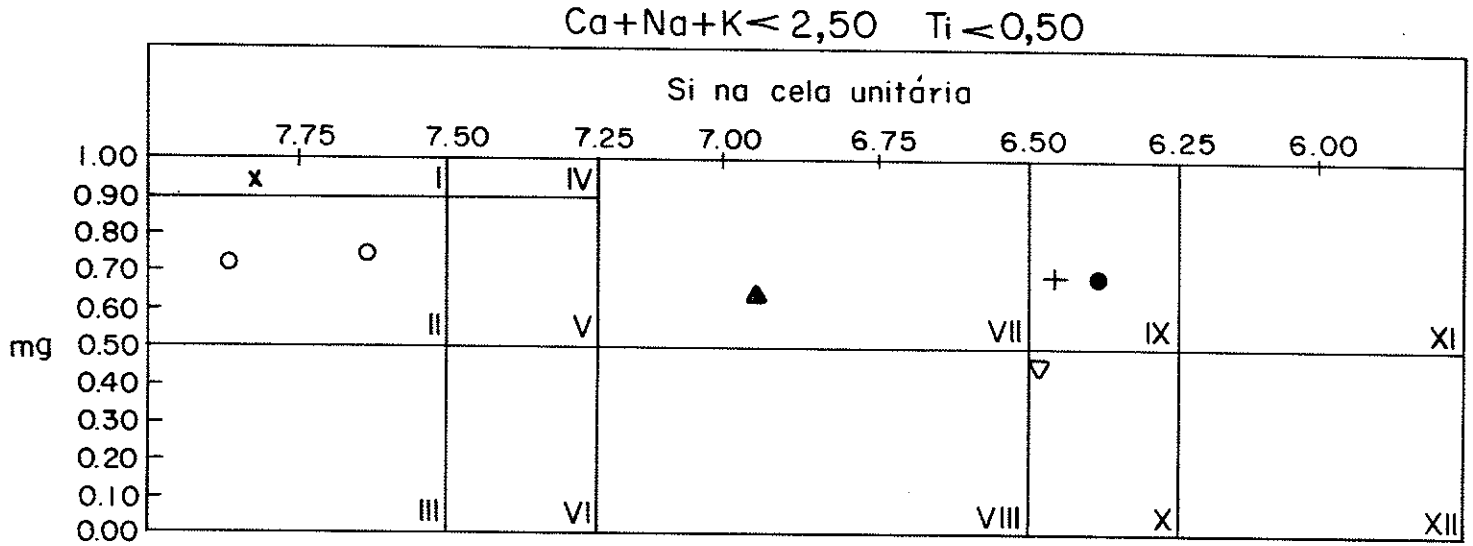
	Metapiroxenito		Metanorito		Anfibolito				Hornblenda Metagabro				Granulito	Xisto magnesiano
	42	223	74	80	42a	42a	108	108	24	26	136	133	105	35
SiO_2	41,946	44,910	42,432	44,442	41,466	55,736	41,943	53,307	41,650	41,533	41,591	43,343	48,290	55,786
Al_2O_3	13,451	11,969	15,242	14,516	14,238	1,804	15,304	3,764	11,365	14,070	13,003	12,271	10,038	1,620
TiO_2	1,742	3,064	2,846	1,608	1,934	0,060	1,689	0,040	2,359	2,515	1,687	0,603	0,455	0,061
FeO	11,046	10,324	6,802	9,020	11,988	11,333	7,209	9,052	13,519	13,084	11,676	19,190	12,156	6,249
CaO	12,356	12,038	12,190	12,269	11,622	12,390	11,564	12,583	11,628	12,256	11,642	11,766	12,120	12,389
MgO	13,478	13,885	15,364	14,211	12,793	17,743	15,558	17,381	11,365	11,249	12,993	8,971	14,270	20,609
Na_2O	2,639	2,210	2,650	1,630	2,176	0,099	3,418	0,627	2,263	2,107	2,031	1,700	1,038	0,435
K_2O	1,365	0,176	0,856	0,036	1,504	0,024	0,118	0,118	1,338	1,104	1,714	0,487	0,188	0,060
MnO	0,110	0,094	0,079	0,157	0,109	0,250	0,110	0,251	0,202	0,125	0,109	0,340	0,250	0,048
NiO	-	0,060	0,045	0,106	0,030	-	0,151	0,106	-	0,030	-	-	0,075	0,121
Cr_2O_3	-	0,272	0,532	0,120	0,051	0,034	0,462	0,137	-	-	0,304	-	0,051	0,087
TOTAL	98,127	98,997	99,032	98,108	97,908	98,749	97,521	97,361	98,564	98,968	97,738	98,667	99,026	97,459
	Número de íons na base de 23 oxigênios													
Si	6,170	6,435	6,040	6,357	6,122	7,863	6,059	7,596	6,143	6,116	6,220	6,492	6,899	7,803
Al^{IV}	1,830	1,565	1,960	1,643	1,878	0,137	1,941	0,404	1,857	1,884	1,780	1,508	1,101	0,197
Al^{VI}	0,503	0,457	0,598	0,845	0,600	0,044	0,665	0,229	0,626	0,559	0,513	0,659	0,590	0,071
Ti	0,193	0,331	0,305	0,173	0,215	0,007	0,184	0,005	0,262	0,279	0,189	0,068	0,049	0,007
Fe	1,359	1,238	0,810	1,080	1,481	1,338	0,871	1,079	1,668	1,723	1,461	2,404	1,453	0,131
Mg	2,955	2,965	3,259	3,030	2,815	3,731	3,349	3,691	2,498	2,469	2,896	2,003	3,039	4,296
Mn	0,014	0,012	0,010	0,019	0,014	0,030	0,014	0,031	0,026	0,016	0,014	0,044	0,031	0,006
Ni	-	0,007	0,006	0,013	0,004	-	0,018	0,013	-	0,004	-	-	0,009	0,014
Cr	-	0,031	0,060	0,014	0,006	0,004	0,053	0,016	-	-	0,036	-	0,006	0,010
Ca	1,948	1,849	1,860	1,881	1,839	1,873	1,790	1,921	1,838	1,934	1,866	1,889	1,871	1,857
Na	0,753	0,614	0,732	0,452	0,623	0,027	0,957	0,173	0,647	0,602	0,589	0,494	0,288	0,118
K	0,257	0,033	0,156	0,007	0,284	0,005	0,022	0,022	0,252	0,208	0,327	0,094	0,035	0,011
Y	5,024	5,041	5,048	5,174	5,135	5,154	5,154	5,064	5,074	5,050	5,109	5,178	5,177	5,135
X	2,958	2,496	2,748	2,340	2,746	1,905	2,769	2,118	2,767	2,744	2,782	2,477	2,194	1,986



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

\+ - Metapiroxenito
● - Metanorito
▽ - Hornblenda metagabro
○ - Anfibolito

Fig.12A - Anfibólios de Piên projetados no diagrama de Leake (1968)



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

\+ - Metapiroxenito
● - Metanorito
▲ - Granulito
○ - Anfibolito
x - Xisto magnesiano
▽ - Hornblenda metagabro

Fig.12B - Anfibólios de Piên projetados no diagrama de Leake (1968)

os anfibólios estudados podem ser classificados como calcíferos, pois apresentam valores acima de 1,5 átomos de Ca na cela unitária. Projetados no gráfico de Deer et al. (1963) que relaciona Al^{IV} e (Na + K) nota-se que a maioria dos anfibólios situa-se nas proximidades do membro pargasita, ocorrendo três amostras entre os termos pargasita e hornblenda e uma junto à hornblenda (Figura11). As demais amostras duas correspondentes aos anfibólios secundários fibrosos dos anfibolitos 42 e 108 e a terceira representada por microporfiroblastos do xisto magnesiano 35, situam-se no campo da tremolita. Se adotada, no entanto, a nova classificação de anfibólios calcíferos proposta por Leake (1968), que os distribui em três gráficos de acordo com os valores de Si, Ti e (Ca + Na + K) na cela unitária e o número mg de Niggli, chega-se a conclusão que os anfibólios de Piên possuem nomenclatura mais diversificada. Observa-se que a maioria dos anfibólios (três provenientes de hornblenda metagabros, um de metapiroxenito e um de anfibolito) caem no campo das pargasitas ferrosas (Figura 12 A). Dois deles, correspondentes a um anfibolito e um metanorito, seriam pargasitas, enquanto que, outros dois pertencentes a metapiroxenito e metanorito seriam hornblendas (Figuras 12 A e 12 B). Haveria uma hornblenda ferrotschermakítica determinada em hornblenda metagabro, uma magnésio hornblenda de um granulito enquanto que no campo das actinolitas e das tremolitas ocorreriam, respectivamente, os dois anfibólios secundários dos anfibolitos 42 e 108, e o anfibólio do xisto magnesiano 35.

5.1.8 - Feldspatos

À exceção dos granulitos, portadores também do tipo alcalino, plagioclásio é o feldspato existente nas rochas do complexo básico e ultrabásico (metanoritos, metapiroxenitos hornblenda metagabros e anfibolitos). Esses minerais exibem hábito comumente granular. A geminação predominante obedece a lei da albita. Geminações do tipo albita-Carlsbad

e periclínio são raramente observadas. Zoneamento é raro. A Tabela 9 e a Figura 13 mostram os dados químicos obtidos através de análise por microssonda, em exemplares típicos de plagioclásio dos vários tipos de rocha. Ressalte-se que todos os minerais estudados situam-se nos campos da andesina e labradorita. O teor da molécula de ortoclásio, à exceção das amostras de granulito (14, 46 e 97), é inferior a 1%. As demais determinações de plagioclásios, efetuadas através de processos ópticos, adicionadas aos dados acima, permitiram concluir que, nos metanoritos, a variação do teor de anortita é de An_{50} a An_{68}; nos metapiroxenitos, têm-se An_{45} a An_{60}; nos hornblenda metagabros, An_{30} a An_{68}; nos granulitos An_{33} a An_{65} e finalmente, nos anfibolitos, An_{38} a An_{60}. Existem, porém, algumas amostras cataclasadas provenientes de regiões de falhamentos, onde a ação retrometamórfica se fez sentir. Nesses locais, exemplificados pelo hornblenda metagabro 41 e por duas amostras de anfibolito, os plagioclásios são albíticos (An_3-An_{10}) e contêm grande quantidade de epídoto.

Depreende-se das composições obtidas que, à exceção das albitas retrometamórficas, de ocorrência local e sem maior importância no contexto geológico da área, os plagioclásios recristalizaram-se acima do limite de temperatura estabelecido pelo campo de demisturação, cujos limites são An_5 e An_{20} segundo Christie (1959). Dentro desse campo também denominado "peristerite", formam-se cristais heterogêneos constituídos por finíssimas lamelas sódicas e cálcicas. Intercrescimentos antipertíticos foram observados em várias amostras de granulito sendo que em uma delas, a de número 62, ocorre grande quantidade de mesopertita. A ocorrência de mesopertita, assumindo-se a presença de 50% de feldspato sódico, indica, segundo Tuttle e Bowen (1958) temperaturas mínimas de recristalização da ordem de $660^{o} \pm 10^{o}$ C.

Feldspato potássico ocorre somente nos granulitos. Em alguns casos, o mineral está geminado segundo lei de

TABELA 9

COMPOSIÇÃO DE PLAGIOCLÁSIOS

AMOSTRA	Ab%	An%	Or%
Hornblenda Metagabros			
133	67,30	32,75	0,20
136	27,38	71,98	0,55
158	41,59	58,46	0,48
24	41,95	58,03	0,27
26	41,95	58,25	0,27
Metanoritos			
80	42,10	58,10	0,34
74	34,18	65,50	0,41
Granulitos			
105	47,46	51,42	0,48
14	57,60	41,43	1,23
46	51,30	47,70	1,32
97	41,95	56,70	1,23
Metapiroxenito			
223	52,89	46,88	0,82

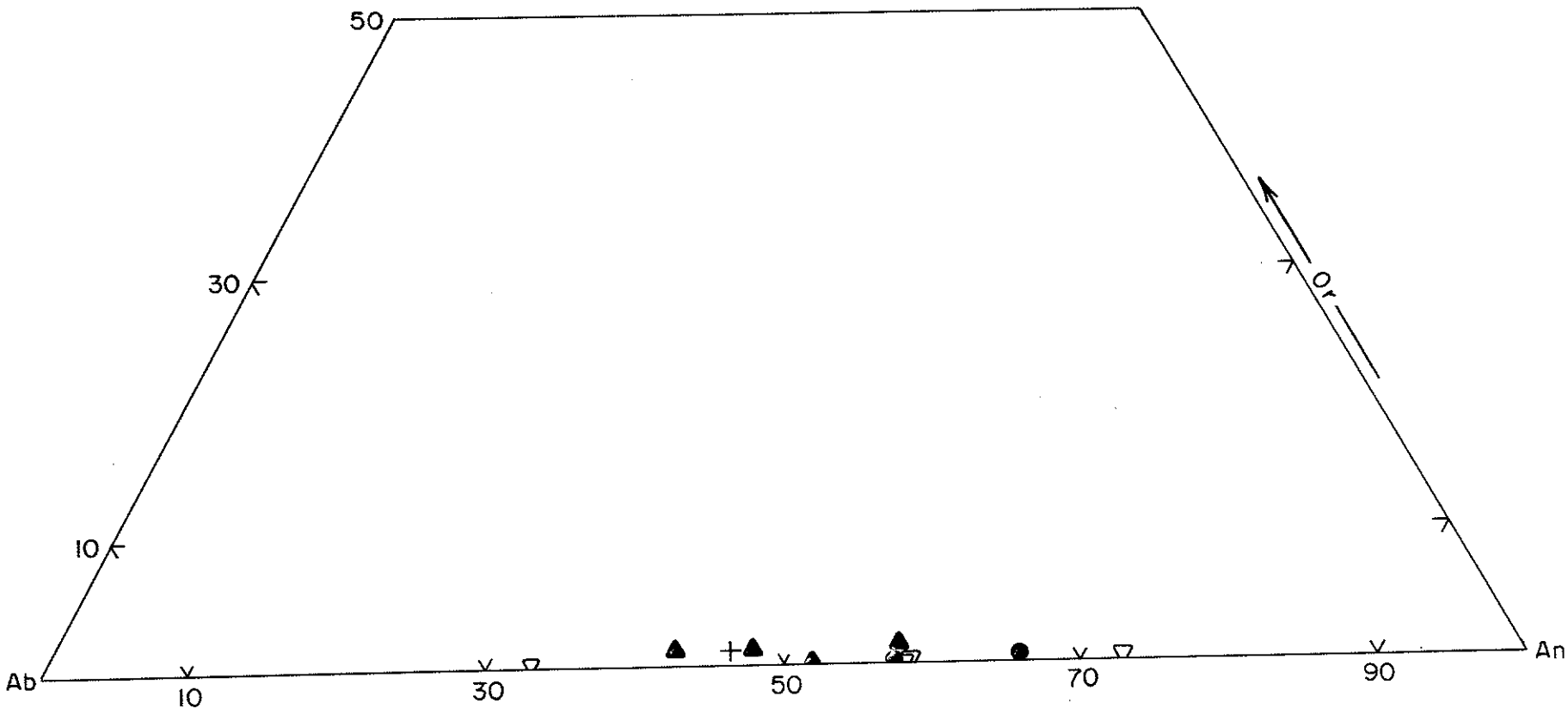


Fig. 13 - Proporções das moléculas de An, Ab e Or dos plagioclásios de Piên

Carlsbad, enquanto que em outros, geralmente exemplares mais básicos, ele e intersticial e exibe geminação gradeada difusa.

5.1.9 - Safirina

Safirina é um mineral relativamente raro, cuja presença está geralmente ligada às paragêneses pobres em sílica e ricas em magnésio e alumínio. Várias ocorrências desse mineral, em terrenos granulíticos, tem sido descritas na literatura (Wilson e Hudson, 1967; Nixon et al., 1973). No Brasil, conhece-se apenas a ocorrência de Salvador, Bahia(Allard e Fujimori, 1966; Stormer, 1973). Sua origem tem sido frequentemente ligada a metassomatismo. Para Ramberg (1948) o mineral provém da adição de sílica e potássio em zonas de rochas ultrabásicas ricas em espinélio. Em Madena, Índia, Muthuswami (1949) descreveu safirina associada a cordierita, espinélio, granada, biotita e antofilita em hiperstênio granulitos, e atribui à associação mineral origem metamórfica metassomática. Prider (1945) interpretou a presença de safirina nos xistos de Dangin, Austrália, como devida à ação metassomática de soluções graníticas, atuando sobre hipersteênio e espinélio. Mais recentemente, Wilson e Hudson (1967) sugeriram que a formação desse mineral deve-se à introdução metassomática de sílica e alumina em granulitos ultrabásicos, durante metamorfismo termal causado por granitos. Segundo Stormer (1973) a origem estaria ligada à introdução de sílica em assembléia pobre desse elemento.

Em Piên, o mineral foi reconhecido apenas num pequeno afloramento de granulito ácido, em área relativamente próxima ao contato com os granitos. A amostra 96 contém, além de safirina, ortopiroxênio, plagioclásio (An_{60}), granada, espinélio e anfibólio, aparecendo ainda talco e clorita como produtos secundários. A composição química global da rocha mostra seu caráter ultrabásico. Os cristais exibem X = incolor a azul claro, Y = azul e Z = azul escuro, sendo r < v

forte.Safirina ocorre como cristal isolado ou então formando intercrescimento com ortopiroxênio (Fotomicrografia 1). Análises químicas desse mineral, juntamente com dados parciais referentes ao ortopiroxênio, são fornecidos na Tabela 10.

Há um número considerável de trabalhos experimentais referentes ao sistema SiO_2 - Al_2O_3 - MgO. Um dos mais recentes é o de Anastasiou e Seifert (1972), objetivando a construção de termômetro e barômetro geológicos, cujos fundamentos são o conteúdo de Al_2O_3 em ortopiroxênios, que permite inferências quanto à temperatura de formação desses minerais. A coexistência de safirina com outros minerais tais como cordierita, espinélio e forsterita, propicia a obtenção de dados sobre pressão. A análise parcial do ortopiroxênio coexistente com a safirina mostra um teor de 6,40% (Tabela 10); dado esse que colocado no gráfico de Anastasiou e Seifert (1972, p. 281), sugere uma temperatura de aproximadamente 970° C para a formação da rocha. Tal valor afigura-se alto para as condições reinantes no fácies granulito. Uma das possíveis causas desse fenômeno, segundo os Autores do geotermômetro, reside no fato de o teor de ferro não ter sido levado em consideração no estudo experimental, o que poderia causar erro de até 100° C na determinação da temperatura. Em se baseando, porém, no trabalho de MacGregor (inédito), obtêm-se temperaturas mais baixas. Essa discordância, que se prende a diferentes dados experimentais, mostra, por exemplo, que a uma pressão de 5Kb e temperaturas da ordem de 900°, 1 000° e 1 100° C, o conteúdo de Al_2O_3 na enstatita em equilíbrio com espinélio é, segundo MacGregor (op.cit.), respectivamente, 7,4, 9,4 e 11,8%.Mantidas essas condições, na mesma ordem, ter-se-ia de acordo com Anastasiou e Seifert (1972), valores de Al_2O_3 de 4,7, 6,7 e 9,7%. No caso de Piên, assumindo-se intervalo de pressão do fácies granulito referido no item 5.1.3.4., obter-se-ia, de conformidade com MacGregor (inédito), temperaturas da ordem de 840° C - 920° C aproximadamente. Ainda assim, essas tempe

TABELA 10

ANÁLISES QUÍMICAS DE SAFIRINA E ORTOPIROXÊNIO COEXISTENTES

(Amostra 96)

	Safirina		Ortopiroxênio
SiO_2	12,863	12,862	51,15
Al_2O_3	59,592	60,450	6,40
TiO_2	0,059	0,059	0,11
FeO	8,339	8,199	16,10
CaO	0,072	0,015	0,11
MgO	16,896	16,863	26,00
Na_2O	0,163	0,118	n.d.
K_2O	0,048	0,060	n.d.
MnO	0,186	0,171	n.d.
NiO	0,075	0,090	n.d.
Cr_2O_3	1,106	0,939	n.d.
TOTAL	99,394	99,821	99,87
Número de íons na base de 10 oxigênios			
Si	0,779	0,774	
Al	4,255	4,289	
Ti	0,003	0,003	
Fe	0,423	0,413	
Ca	0,005	0,001	
Mg	1,525	1,513	
Na	0,020	0,014	
K	0,004	0,005	
Mn	0,010	0,009	
Ni	0,004	0,005	
Cr	0,053	0,045	

n.d. = não analisado.

raturas são bem mais elevadas que as obtidas a partir dos dados de clino e ortopiroxênios, estas mais condizentes com as condições geológicas existentes. Poder-se-ia talvez imaginar que, dada a maior proximidade desse afloramento contendo safirina com o granito intrusivo, tenha havido aumento local da temperatura.

5.1.10 - Serpentinas

O grupo das serpentinas é constituido por três polimorfos: lizardita, crisotila e antigorita. Embora alguns minerais serpentínicos sejam fibrosos, descobriu-se que as suas estruturas são semelhantes às da caulinita (Whittaker, 1953). As relações químicas entre os três membros não estão muito bem esclarecidas. Foi sugerido que, nas serpentinas placóides, o conteúdo de íons trivalentes (particularmente alumínio) é maior que nas crisotilas (Deer et al., 1963). De acordo com Page (1968), a antigorita teria quantidade de H_2O relativamente baixa e alto teor em SiO_2. Crisotila caracterizar-se-ia por teores de H_2O e MgO relativamente altos e por baixo valor na relação $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$, enquanto lizardita seria rica em SiO_2 e baixa em FeO. A identificação dos polimorfos exige o emprego simultâneo de difração dos raios X, análise térmica-diferencial e de dissolução seletiva. A difração dos raios X baseia-se no trabalho de Whittaker e Zussman (1956), o qual permite a identificação de lizardita a partir do espaçamento de intensidade forte (2,495 Å) e de dois de intensidade fraca (1,535 Å e 1,502 Å); antigorita pelo espaçamento de intensidade forte (2,525 Å) e por dois mais fracos (1,564 Å e 1,536 Å); crisotila caracteriza-se por dois espaçamentos de intensidade forte (2,458 Å e 1,540 Å) e por dois de intensidade média (2,458 Å e 2,594 Å). Segundo Faust e Fahey (1962), os dados de análise térmico-diferencial mostram que as antigoritas têm picos endotérmicos e exotérmicos

com temperaturas minimas de 780° a 820° C, e de 810° a 820°C, respectivamente. Por outro lado, lizardita e crisotila apresentam picos endotérmico e exotérmicos com temperaturas mínimas entre 690° e 720° C e 770° e 835° C, respectivamente.

A identificação desses minerais é feita também com o auxílio do método da dissolução seletiva com HCl. Segundo Faust e Nagy (1967), crisotila dissolve-se quando atacada com HCl a 95° C durante uma hora, enquanto que antigorita e lizardita resistem a esse tratamento.

A aplicação desses métodos nas amostras de Piên revelou ser a lizardita o tipo mais comum. Crisotila também é freqüente, porém esta presente em quantidade subordinada, aparecendo a antogorita mais raramente. Tais minerais ocorrem de diferentes modos, originando dessa forma vários tipos de texturas, que serão descritos no capítulo de petrografia. O pequeno número de análises químicas disponíveis (Tabela 11) não permite maiores inferências quanto às diferenças químicas porventura existentes entre os polimorfos, notando-se porém, que o conteúdo de FeO na crisotila é ligeiramente maior que os das lizarditas, o inverso ocorrendo com o SiO_2, observações estas coerentes com Deer et al. (1963) e Page (1968).

5.1.11 - Opacos

Minerais opacos ocorrem em todas as variedades litológicas do complexo básico-ultrabásico, sendo mais comuns nos serpentinitos e granulitos mesocráticos de composição básica e intermediária. O estudo desses minerais (Ellert e Girardi, no prelo), evidenciou a presença dos seguintes óxidos e sulfetos:

a) Granulito: titanomagnetita, ilmenita, hematita, högbomita, pirita, calcopirita, millerita e rutilo.

b) Metaperidotitos: magnetita e espinélio.

c) Metapiroxenitos: titanomagnetita, ilmenita, rutilo, högbomita e espinélio.

d) Metanoritos: titanomagnetita, cromita, pirita, ilmenita, hematita, calcopirita, pirrotita, pentlandita, pirita e espinélio.

e) Xistos magnesianos: magnetita.

f) Hornblenda metagabros: titanomagnetita, ilmenita, rutilo, hematita, högbomita, pirita e calcopirita.

g) Serpentinitos: cromita, hematita, magnetita, martita, pirita, cubanita, vallerita, rutilo e espinélio.

Os minerais opacos relacionam-se de várias maneiras, sendo exsoluções, inclusões, associações de borda e núcleo, e fraturas preenchidas as formas mais freqüentes. As exsoluções mais comuns compreendem ilmenita em titanomagnetita, rutilo em ilmenita e magnetita ou espinélio em cromita. Núcleos de espinélio e de cromita envolvidos por magnetita representam as associações mais típicas desse gênero. Fraturas de pirita preenchidas por calcopirita e de espinélio por pirita e calcopirita são as mais freqüentes. No que se refere às inclusões, observou-se: espinélio em titanomagnetita, espinélio em cromita, pirita em titanomagnetita, pirita em cromita e hematita em magnetita.

São poucos os trabalhos relacionando o comportamento de minerais opacos e as condições de formação de rochas ígneas e metamórficas especialmente no que diz respeito às últimas, onde os dados são mais raros, além de pouco precisos.

Os diagramas de fases mais conhecidos para esses minerais são os que relacionam FeO-Fe_2O_3 e TiO_2. Basta (1960) e Vicent et al. (1957) tentaram, através de aquecimento a várias temperaturas, homogeneizar as fases ilmenita e magnetita, no intuito de conhecer a temperatura de demisturação. As experiências não lograram sucesso, tendo Vicent et al. (1957) notado que acima de 950° C ocorria extensa decomposição com a formação de pseudobrookita. Segundo Buddington e Lindsley (1964), a evidência textural mostra que em geral a formação

TABELA 11

ANÁLISES QUÍMICAS DE SERPENTINAS DE SERPENTINITOS

	Crisotila 19	Lizardita 123	Lizardita 149
SiO_2	40,846	42,179	43,063
Al_2O_3	0,784	0,105	0,569
TiO_2	-	0,019	-
FeO	3,805	1,389	2,474
CaO	0,029	0,058	0,029
MgO	39,853	41,686	39,094
Na_2O	0,020	0,024	0,035
K_2O	0,061	0,037	0,049
MnO	0,220	0,016	0,063
NiO	0,076	0,091	0,258
Cr_2O_3	-	0,035	0,243
TOTAL	85,695	85,636	85,874
Número de ions na base de 7 oxigênios*			
Si	1,951	1,992	2,048
Al	0,045	0,006	0,008
Ti	-	-	-
Fe	0,152	0,055	0,121
Ca	0,002	0,003	0,001
Mg	2,837	2,933	2,747
Na	0,006	0,002	0,002
K	0,004	0,003	0,001
Mn	0,009	0,001	0,002
Ni	0,003	0,004	0,013
Cr	-	0,002	0,002

* Número de oxigênios adotado em razão de H_2O (+) não ter sido analisada.

de lamelas de ilmenita em magnetita titanífera ocorre durante o processo de resfriamento de rochas ígneas, e que o equilíbrio durante o metamorfismo requer ao menos reabsorção parcial.

De acordo, ainda, com esses últimos Autores, se a temperatura máxima do metamorfismo for menor que a dos minerais primários e se não houver mudanças nas condições de óxido-redução, algum TiO_2 deve deixar a magnetita formando provavelmente grânulos externos de ilmenita por exsolução. Uma terceira hipótese foi também aventada: o desenvolvimento de lamelas de ilmenita muito finas, formando grades, seria produto de temperaturas mais baixas que as da exsolução granular. Como exemplos desses fenômenos são citadas exsoluções granulares, que cessaram abaixo de 890^{o} - 760^{o} C, e grades aciculares desenvolvidas em ortognaisses do fácies anfibolito, a cerca de 500^{o} C.

No caso de Piên, notou-se a existência de vários tipos de relação ilmenita-magnetita: grãos isolados, lamelas espessas, acículas, além de exsoluções granulares de ilmenita em magnetita. Em se comparando tais feições texturais com as conclusões de Buddington e Lindsley (1964), poder-se-ia sugerir que a primeira demisturação, definida pelas lamelas maiores de ilmenita, ocorreu durante o período magmático. A fase metamórfica granulítica teria sido responsável pela exsolução granular, enquanto que a textura acicular talvez reflita as condiçoes retrometamórficas que atingiram o complexo após o advento do fácies granulito.

5.1.12 - Outros minerais

Talco é mineral importante nos xistos magnesianos, sendo também observado em alguns serpentinitos e em ultramáficas. Neste ultimo caso, está comumente associado a ortopiroxênios, representando um de seus produtos de alteração. Ocorre sob forma de delgadas placas incolores, cujos índices

Ny possuem valores entre 1,588 e 1,594.

A exemplo do talco, clorita também ocupa lugar de destaque nos xistos magnesianos. Trata-se, neste caso, de cloritas magnesianas, a se julgar pelo índice de refração Ny (1,582-1,600) e sinal óptico (+). São fracamente pleocroícas (X = verde claro, Z = amarelo). Cloritas, provavelmente mais ricas em ferro, aparecem como produtos de alteração de anfibólios e biotitas, geralmente em hornblenda metagabros, anfibolitos e granulitos. O pleocroísmo desses minerais é Z = verde escuro e a X = amarelo.

Dolomita ocorre em algumas amostras básicas e ultrabásicas sob forma de cristais intersticiais secundários. Em certos serpentinitos foram observados também veios desse mineral.

Granulitos ácidos exibem quantidades significativas de quartzo. Nos hornblenda metagabros e anfibolitos, no entanto, o mineral é acessório. Somente uma amostra de xisto magnesiano contém pequena porcentagem desse mineral, evidenciando-se, nesse caso, que a relação Mg/Si é relativamente baixa em relação as demais amostras. Veios de quartzo ocorrem em alguns serpentinitos.

Epídotos são acessórios comuns aos hornblenda metagabros, e anfibolitos. Ocorrem de várias formas: a) disseminados na rocha, não parecendo provir da alteração de outros minerais; são pleocróicos (X = incolor, Y = amarelo) e suas dimensões superam geralmente as dos de formação claramente secundária. b) Secundariamente, associados principalmente a biotita, clorita e titanita, representantes da transformação da retrometamórfica de hornblenda. Em um dos anfibolitos, associado a zona de falha, notou-se a presença de epídoto incluído também em cristais de plagioclásio, produto da reação plagioclásio cálcio → plagioclásio sódico + epídoto.

Apatita, biotita e titanita são acessórios comuns

nos hornblenda metagabros anfibolitos e granulitos. Biotita está geralmente ligada aos anfibólios, enquanto que titanita ocorre sob a forma de agregados xenomórficos, associada a opacos e, por vezes, incluída em cloritas. Neste caso parece ser subproduto da transformação de anfibólio em clorita.

Prehnita e zircão são acessórios muito raros, ocorrendo o primeiro em um hornblenda metagabro e o segundo em duas amostras de granulito.

Coríndon foi observado somente no metaperidotito 122, onde aparece como produto de alteração do espinélio.

5.2 - Petrografia

No presente capítulo serão descritas as diversas unidades do complexo básico-ultrabásico. Tais rochas, originalmente magmáticas e provavelmente consanguíneas, sofreram no decurso de sua história geológica, a influência de várias fases metamórficas.

Grande parte delas,especialmente as de composição peridotítica, norítica, piroxenítica e gabróide mostra de maneira tão clara a influência da composição magmática inicial, que somente através do estudo acurado de particularidades texturais (aliados a outros fatores petrogenéticos, tais como a avaliação de temperaturas de formação de minerais) foi possível deduzir-se a existência de recristalização metamórfica. Nesses casos julgou-se conveniente a utilização do prefixo meta acrescido do nome da rocha ígnea original.

5.2.1 - Granulitos Básicos e Intermediários

Granulitos de composição básica a intermediária ocorrem entremeados aos migmatitos regionais. Trata-se de rochas de aspecto predominantemente isótropo, embora algumas amostras xistosas tenham sido observadas. No que se refere à coloração são comumente mesocráticos. Tipos leucocráticos são

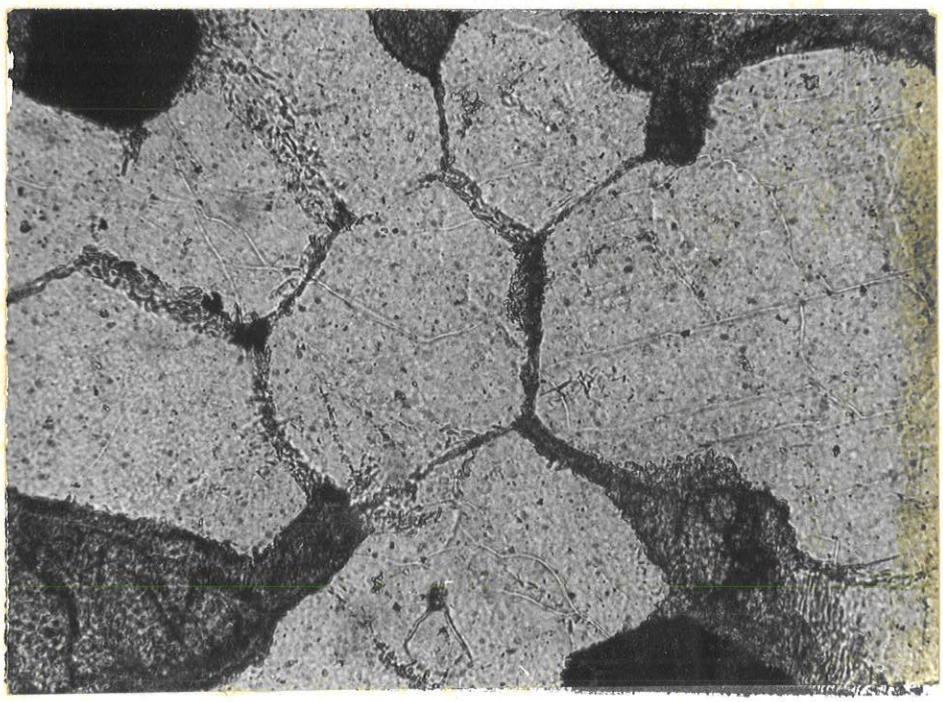
raros. Plagioclásios e piroxênios são os minerais predominantes, constituindo pelo menos 70% da rocha (Tabela 12). Quartzo, feldspato potássico, opacos, anfibólio, clorita, serpentina, dolomita, biotita, talco, apatita, epídoto, zircão e granada ocorrem subordinadamente. Alguns desses minerais ocupam lugar de destaque em determinadas amostras, sendo inteiramente ausentes em outras. A quantidade de plagioclásios e o teor de An, que varia de An_{33} a An_{65}, aumentam concomitantemente com a basicidade dos granulitos. Geminação segundo a lei da albita não é rara nesses minerais. A ocorrência de indivíduos geminados segundo albita-Carlsbad e periclínio é bem menos freqüente. Por vezes notou-se a presença de epídoto proveniente de plagioclásios, fenômeno indicativo de retrometamorfismo. Intercrescimentos antipertíticos são freqüentes. Ocorrem dois tipos de piroxênios: os monoclínicos e os ortorrômbicos, predominando ora um, ora outro. Os ortopiroxênios são os mais ricos em ferro dentre os existentes no complexo básico-ultrabásico. Correspondem a hiperstênios até o limite com ferrohiperstênios (Tabela 3). Pleocroismo rosa a incolor é comum nesses minerais, que, quando alterados, dão origem a talco e serpentina, que ora bordejam, ora cortam os piroxênios segundo linhas de clivagem ou de partição. Os clinopiroxênios são incolores ou levemente esverdeados. Exibem a exemplo dos orto, relativa riqueza em ferro, sendo classificados como salitas (Tabela 4). Anfibólios, produtos retrometamórficos de clinopiroxênios, aparecem em quantidades expressivas em algumas amostras, a exemplo da 214 e 105. Tais minerais, que bordejam os clinopiroxênios exibem Z = verde escuro; X = amarelo. A única amostra analisada (Tabela 8) permite classificar a espécie como magnésio-hornblenda, segundo Leake (1968) ou como hornblenda, de acordo com Deer et al. (1963). Feldspato K ocorre em duas amostras. É intersticial e exibe geminação gradeada difusa. Quartzo ocorre em amostras onde se notam indícios de xistosidade, dispondo-se, por isso, em faixas alongadas. Opacos são acessórios sempre presentes, predominando titanomagnetita e ilmenita. A

TABELA 12

ANÁLISES MODAIS DE GRANULITOS

	255c	256b	14	214	39	46	105	97	62
Mesopertita	-	-	-	-	-	-	-	-	77,5
Quartzo	5,0	24,5	-	10,8	-	-	1,0	-	3,5
Plagioclásio	75,0	71,0	69,6	62,2	59,0	56,3	52,0	44,0	7,5
Ortopiroxênio	12,5	2,5	16,3	6,8	20,0	17,3	11,0	13,5	-
Clinopiroxênio	1,0	-	8,8	6,8	5,5	21,0	23,5	33,5	-
Feldspato K	1,5	-	-	6,4	-	-	-	-	9,0
Serpentina	-	1,5	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	3,5	0,5	2,0	0,3	2,5	2,1	8,0	8,5	tr
Anfibólio	-	-	tr	6,7	2,5	0,7	4,5	0,5	-
Clorita	1,0	-	1,5	-	2,0	tr	-	-	tr
Dolomita	-	-	-	-	-	2,3	-	-	-
Biotita	-	tr	1,0	tr	tr	0,3	-	-	1,0
Talco	-	-	tr	-	8,0	-	-	-	-
Apatita	0,5	-	0,8	-	0,5	tr	-	-	tr
Epídoto	-	-	-	-	-	-	tr	-	0,5
Zircão	-	-	-	tr	-	-	-	-	tr
Titanita	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0

Fotomicrografia 1 - Safirina (extinta) intercrescida com ortopiroxênio. Rocha - metanorito -Aumento - 170 x - Nícois cruzados



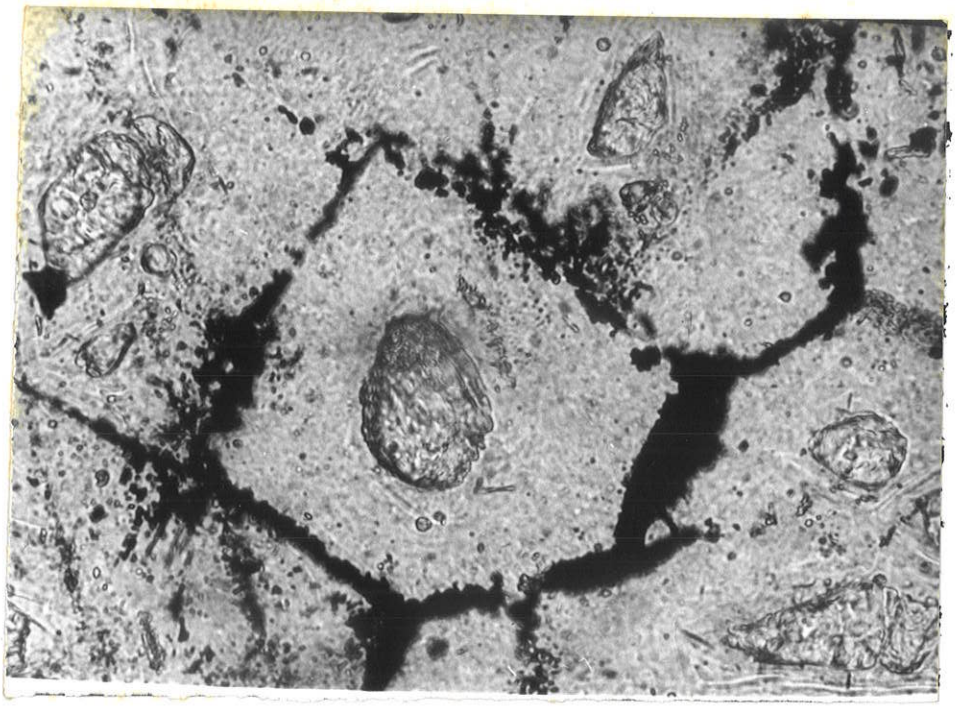
Fotomicrografia 2 - Cristais de plagioclásio exibindo textura granoblástica. Os ângulos entre os limites dos grânulos são de aproximadamente 120º - Rocha - granulito - Aumento 250 x - Nícois descruzados

textura é granoblástica e as dimensões dos minerais variam, em geral, ao redor de 0,3 a 1 mm. É comum a ocorrência de ângulos de 120° entre os limites externos dos grânulos (Fotomicrografia 2), fenômeno, segundo Kretz (1966), característico de recristalização metamórfica.

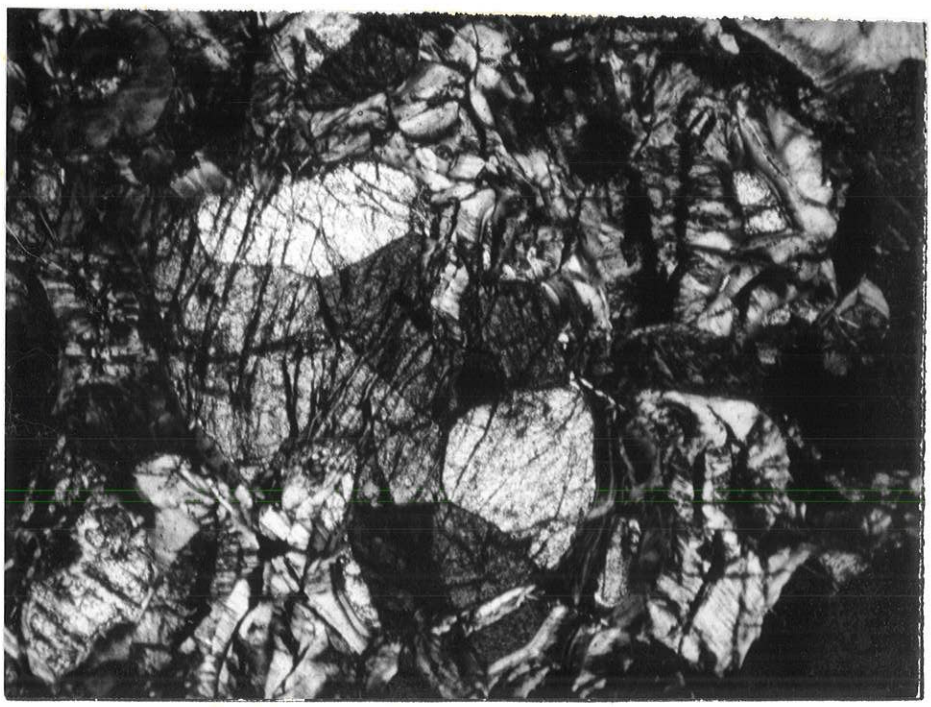
5.2.2 - Metaperidotitos

Metaperidotitos, metanoritos, metapiroxenitos, serpentinitos e xistos magnesianos, a serem discutidos a seguir, estão intimamente relacionados, constituindo pequenas lentes adjacentes às de hornblenda metagabros e rochas associadas.

Ortopiroxênios e olivinas predominam nos metaperidotitos (Tabela 13). Clinopiroxênios, espinélios, opacos e serpentinas são minerais subordinados de presença constante, sendo talco e dolomita acessórios raros. O alto teor em magnésio dessas rochas é exibido pelo seus minerais mais comuns; os ortopiroxênios e os clinopiroxênios, opticamente incolores, são representados respectivamente por bronzitas até o limite com enstatita e por diopsídios; as olivinas são termos limítrofes entre forsteritas e crisolitas. Magnetita, o mineral opaco presente, está comumente associado a espinélios (pleonastos verdes). Serpentina origina-se. geralmente, de olivina (Fotomicrografia 3). Os piroxênios, se bem que, por vezes, parcialmente serpentinizados, são muito menos susceptíveis ao fenômeno (Fotomicrografia 4). Talco ocorre somente em uma amostra e é resultado da alteração de ortopiroxênio. A granulação dessas rochas varia comumente em torno de 0,3 - 0,8 mm. A textura é granoblástica, sendo comum a ocorrência de ângulos de 120° entre os minerais (Fotomicrografia 4). Além desse, outro fenômeno textural parece evidenciar recristalização metamórfica. Trata-se da presença de olivina envolvendo ortopiroxênio, fato obviamente não explicável através de cristalização magmática normal (Fotomicrografia 5).



Fotomicrografia 3 - Restos de olivina em meio à serpentina. Magnetita, sub-produto da reação, ocupa os bordos - Rocha - metaperidotito serpentinizado - Aumento 500 x - Nícois descruzados



Fotomicrografia 4 - Cristais de piroxênio cercados por serpentina. Os limites entre os grânulos formam ângulos de cerca de 120° - Rocha - metaperidotito serpentinizado - Aumento 100 x - Nícois cruzados

TABELA 13

ANÁLISES MODAIS DOS METAPERIDOTITOS

	77a	78	86	116	102	118
Ortopiroxênio	67,0	75,0	63,0	75,0	33,0	62,5
Olivina	11,5	8,5	13,5	8,0	20,5	13,0
Clinopiroxênio	3,0	4,0	9,5	-	1,0	6,0
Espinélio	8,0	6,0	7,5	9,0	1,0	5,5
Opacos	0,5	0,5	0,5	2,5	5,5	4,5
Serpentina	9,5	6,0	6,0	1,5	37,5	8,5
Dolomita	-	-	-	4,0	0,5	-
Talco	0,5	-	-	-	1,0	-

5.2.3 - Metanoritos

As composições modais dos metanoritos (Tabela 14) mostram que os ortopiroxênios sempre excedem a 50% do volume da rocha. A quantidade de plagioclasios varia de 10 a 21,5%. Clinopiroxênios estão sempre presentes, porém em quantidades nitidamente subordinadas. Espinélios, opacos e anfibólios são acessorios comuns, ocorrendo raramente talco e dolomita. Os piroxênios rômbicos, geralmente incolores, são bronzitas. O teor de anortita nos plagioclásios varia de An_{45} e An_{65}. Geminação segundo a lei da albita não é rara, ocorrendo a lei do periclínio em somente uma amostra.Os anfibólios têm Z = castanho claro e X = incolor. As análises químicas efetuadas (Tabela 8) permitem classificá-los como pargasitas a hornblenda tschermakíticas. A origem dos anfibólios não é muito clara. Enquanto em algumas amostras parecem ser primários, estando aparentemente em equilíbrio com os demais minerais, em outras provêm da transformação dos piroxênios. As pequenas quantidades de anfibólios nas diversas secções estudadas impediram análise e definição mais precisas. O espinélio (hercynita) está comumente associado a opacos, estes comumente representados por titanomagnetita, cromita, ilmenita e pirita. A granulação dessas rochas varia ao redor de 0,3 - 1,3 mm em média. A textura é granoblástica e ângulos de 120° foram observados entre os minerais. Um dos metanoritos, portador de características peculiares, mereceu comentário especial no capítulo de mineralogia (5.1.9). Trata-se da amostra 96, a única que não ocorre em íntima associação com as ultramáficas e ultrabásicas, fazendo parte da lente próxima à Campina dos Maias.Tal rocha destaca-se das demais, principalmente por conter safirina, mineral pouco comum, cuja presença permitiu algumas considerações petrogenéticas.

TABELA 14

ANÁLISES MODAIS DOS METANORITOS

	74	76	79	80	96
Ortopiroxênio	64,0	56,5	52,0	52,0	58,0
Clinopiroxênio	21,5	11,5	19,5	20,5	-
Espinélio	2,5	4,0	4,5	7,0	5,0
Opacos	0,5	1,0	0,5	tr	-
Plagioclásio	10,0	21,5	20,0	18,5	16,4
Anfibólio	1,5	5,5	3,5	1,5	2,5
Dolomita	-	-	-	0,5	-
Safirina	-	-	-	-	10,3
Granada	-	-	-	-	2,0
Talco	-	-	-	-	4,0
Clorita	-	-	-	-	1,8

Fotomicrografia 5 - Olivina (extinta) envolvendo piroxênio- Rocha - metaperidotito - Aumento 125 x- Nícois cruzados

Fotomicrografia 6 - Cristais de piroxênio cujos limites formam ângulos de 120º - Rocha - metapiroxenito - Aumento 300 x - Nícois descruzados

5.2.4 - Metapiroxenitos

As análises modais dos metapiroxenitos estudados evidenciaram amplas variações percentuais dos piroxênios monoclínicos e ortorrômbicos. Enquanto em algumas amostras suas quantidades são semelhantes, em outras nota-se acentuado predomínio, ora de um, ora de outro (Tabela 15). Lamelas de exsolução de clino em ortopiroxênios são raras, o que evidencia a notável separação das fases mineralógicas. Os clinopiroxênios (Tabela 4) pertencem às variedades diopsídio e salita, enquanto que os ortopiroxênios são representados por bronzitas. Foram observados dois grupos de anfibólio; um deles com Z = castanho, X = amarelo e outro incolor e fibroso. O primeiro tipo foi analisado em duas amostras: a 42 e a 123. De acordo com Deer et al. (1963) tais minerais situam-se um no campo das pargasitas e outro entre hornblenda e pargasita (Figura 11). Se adotada classificação de Leake (1968), os minerais denominar-se-iam hornblenda tschermakítica e pargasita ferrosa, respectivamente. O segundo tipo não foi analisado quimicamente, porém, suas características ópticas indicam tratar-se de membro da série tremolita-actinolita. No que diz respeito à origem, os anfibólios incolores e fibrosos são secundários, sendo clara sua proveniência a partir de piroxênios. Nas variedades castanhas as relações não são tão evidentes. Enquanto que em, algumas amostras, tais minerais bordejam e preenchem fraturas de piroxênios, em outras, anfibólios e piroxênios estão em aparente eqüilíbrio. É possível, portanto, a ocorrência de duas gerações de anfibólios castanhos. Titanomagnetita e ilmenita são os opacos mais comuns. Plagioclásios An_{45}-An_{60} foram observados nas amostras 223 e 260. Serpentina, talco e clorita são minerais de alteração, provindo os dois primeiros de piroxênios e o último também de anfibólios. As texturas são comumente granoblásticas, ocorrendo muitas vezes ângulos de 120^{o} entre os minerais (Fotomicrografia 6). A granulação dos minerais varia em média de 0,2 a 1,2 mm. Tex

TABELA 15

ANÁLISES MODAIS DOS METAPIROXENITOS

	42	60	122	161	223	260
Ortopiroxênio	31,0	-	71,0	16,0	22,0	34,5
Clinopiroxênio	37,0	64,5	6,0	55,0	72,5	18,0
Anfibólio	29,0	25,5	1,0	28,0	2,0	8,5
Espinélio	-	-	15,5	-	-	1,0
Opacos	3,0	3,5	1,0	1,0	tr	1,0
Talco	-	1,0	0,5	-	1,0	-
Serpentina	-	0,5	0,5	-	-	-
Dolomita	-	-	2,5	-	-	-
Clorita	-	5,0	-	-	-	-
Plagioclásio	-	-	-	-	2,5	6,0
Granada	-	-	-	-	-	31,0
Coríndon	-	-	2,0	-	-	-

tura porfiroblástica foi observada somente em uma amostra, a única portadora de granada. Tal mineral ocorre sob a forma de porfiroblastos de até 5 mm de diâmetro, incluindo poiquiloblasticamente, piroxênios e outros minerais constituintes.

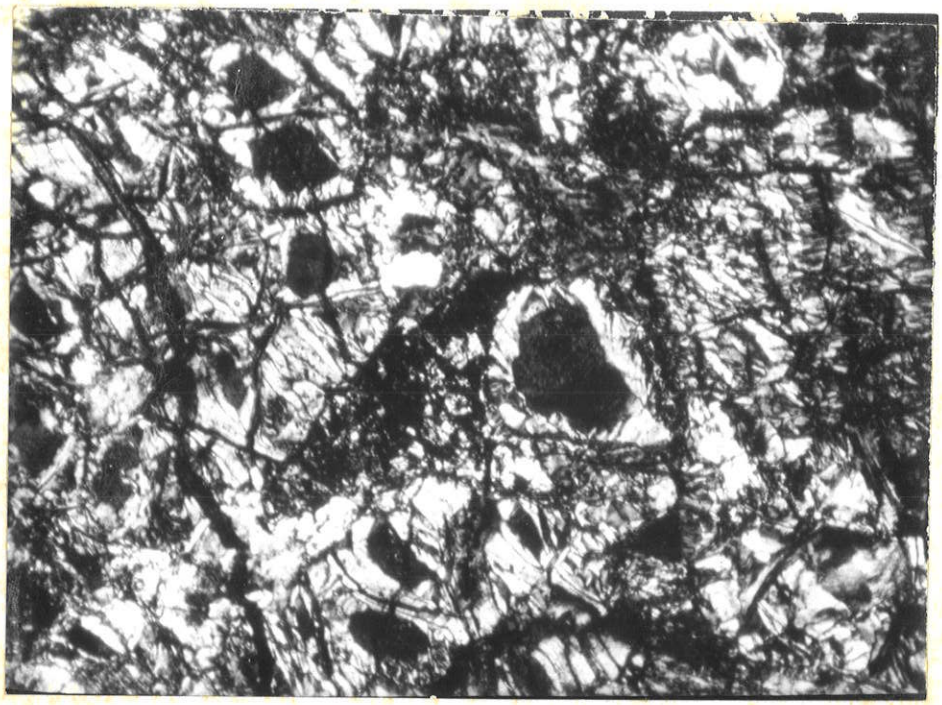
5.2.5 - Serpentinitos

Serpentinitos são rochas muito comuns dentre as ultramáficas. As evidências texturais mostram que grande parte deles deve ter-se originado de rochas ricas em olivinas, de composição provavelmente dunítica, se bem que as de composição peridotítica também contribuiram para sua formação. Tal fato é comprovado pela ocorrência comum de restos de piroxênio, que, mais resistentes à serpentinização, prevalecem sobre os cristais reliquiares de olivina. Serpentina, opacos, talco, dolomita e espinélio são os demais minerais existentes (Tabela 16). As serpentinas são representadas pelos seus três polimorfos, sendo lizardita o mais freqüente, seguido por crisotila e antigorita. Magnetita, cromita e hematita são os opacos mais comuns. Vários tipos de relações texturais foram observados:

a) Lizardita sob forma de pequenas fibras, cuja disposição causa comumente polarização de agregado. Em outras amostras os minerais arranjam-se, muitas vezes, sob forma de camadas concêntricas (Fotomicrografia 7). Junto aos contornos externos do mineral original (olivina, mais frequentemente, e também piroxênio) é comum a presença de opacos (magnetita) segregados, sub-produtos da transformação de olivina ou piroxênio em serpentina (Fotomicrografia 8).

b) Placas grandes de lizardita substituindo pseudomorficamente antigos máficos (Fotomicrografia 9).

c) Serpentina placóide, usualmente lizardita, recortada por áreas de serpentina fibrosa (crisotila) formando malhas ("mesh structure").



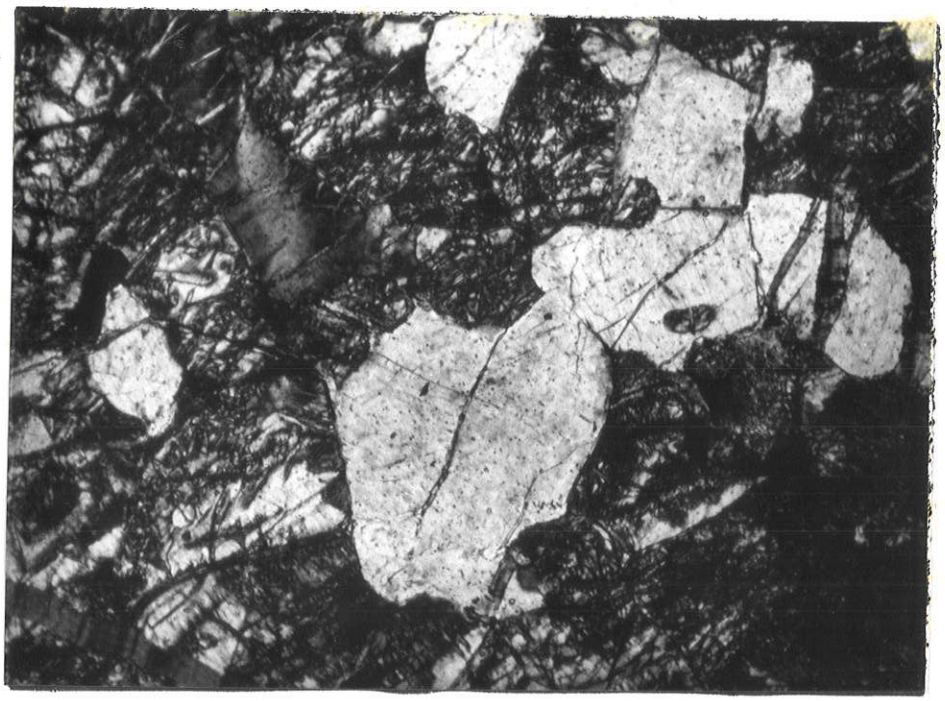
Fotomicrografia 7 - Cristais de lizardita formando duas camadas concêncricas (uma extinta) - Aumento 125 x - Rocha - serpentinito - Nícois cruzados

Fotomicrografia 8 - Magnetita, nos bordos do pseudomorfo ocupado por serpentina, é sub-produto da reação olivina→serpentina - Rocha - serpentinito - Nícois descruzados - Aumento 100 x

TABELA 16

ANÁLISES MODAIS DE SERPENTINITOS

	29	52a	82	111	123
Serpentina	87,0	84,0	85,0	76,0	91,5
Opacos	8,0	14,0	15,0	4,0	8,5
Talco	0,5	-	-	20,0	-
Espinélio	-	2,0	-	-	-
Ortopiroxênio	4,0	-	-	-	-
Olivina	0,5	-	-	-	-



Fotomicrografia 9 - Placas de lizardita provenientes de máficos primários - Rocha - serpentinito - Aumento 125 x - Nícois cruzados

Fotomicrografia 10- Veios de crisotila cortando lizardita - Rocha - serpentinito - Nícois cruzados - Aumento 125 x

d) Veios de crisotila, representantes, provavelmente de geração tardia de serpentina, cortando irregularmente as amostras (Fotomicrografia 10).

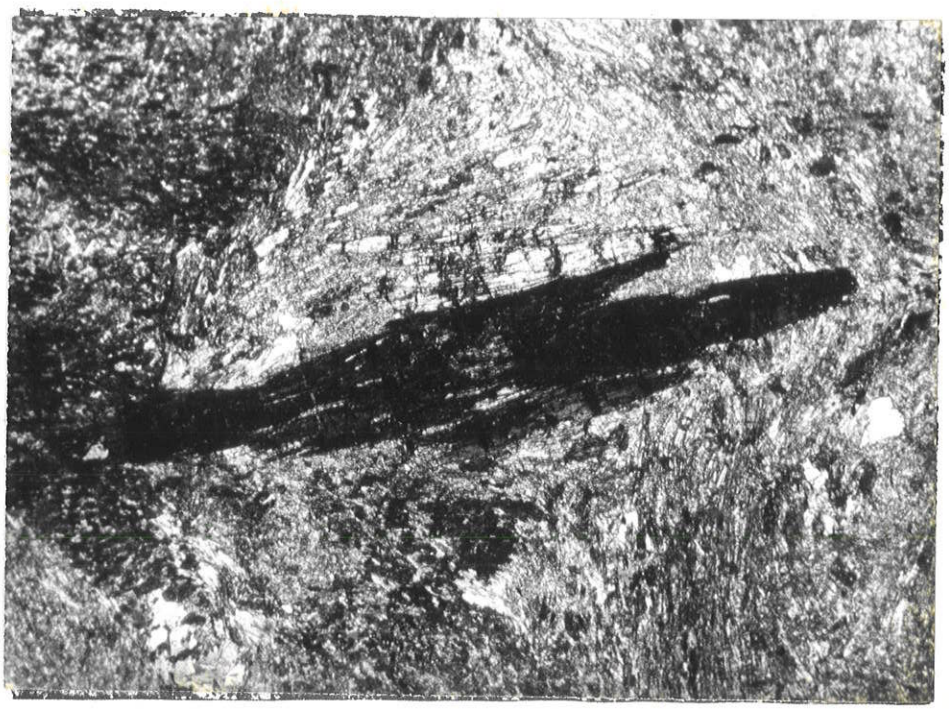
e) Antigorita fibrosa pseudomorfa sobre piroxênios dando origem à textura "bastítica" (Fotomicrografia 11).

A presença de várias amostras de serpentinitos cisalhados reflete a ação de processos tectônicos.

5.2.6 - Xistos Magnesianos

Talco e clorita são os minerais mais importantes dos xistos magnesianos. Tremolita ocorre em quantidades expressivas em algumas amostras (Tabela 17). Opacos são acessórios comuns, sendo observados, também esporadicamente, rutilo, turmalina e quartzo (este, somente em uma amostra). Talco, sempre presente sob forma de delgadas placas incolores, substitui pseudomorficamente, em várias amostras, antigos máficos, provavelmente piroxênios. As cloritas são geralmente pleocróicas (X = verde claro, Z = amarelo) exibindo sinais ópticos ora positivos, ora negativos. Ocorrem, ora entremeadas ao talco, ora formando "ilhas" em meio à massa constituída por esse mineral. Nesse caso estão comumente associadas a opacos, sendo o conjunto pseudomórfico sobre antigos máficos. Em alguns casos foram observados porfiroblastos pleocróicos de até 1 mm de comprimento, com X = verde ou castanho e Z = amarelo. Parece haver duas gerações de tremolita. A mais comum, anterior ao talco e à clorita provavelmente descende das ultramáficas originais; a outra, cujos minerais têm dimensões menores (até 1 mm) forma microporfiroblastos em meio à massa fundamental, que tem no talco e na clorita os principais constituintes (Fotomicrografia 12). As texturas são comumente lepidoblásticas, ocorrendo por vezes a porfiroblástica, caracterizada por porfiroblastos de clorita e tremolita acima mencionados.

Fotomicrografia 11 - Textura "bastítica" - Rocha - serpentinito - Nícois cruzados - Aumento 125 x



Fotomicrografia 12 - Porfiroblasto de tremolita em xisto magnesiano - Nícois cruzados - Aumento 100 x

TABELA 17

ANÁLISES MODAIS DE XISTOS MAGNESIANOS

	55	36	51	37	35	31	30c	30b
Talco	85,4	51,7	66,6	65,9	68,3	-	66,8	96,4
Opacos	1,0	3,9	1,0	0,3	0,3	1,0	0,3	1,3
Clorita	13,6	44,4	32,4	7,8	30,7	99,0	31,0	0,2
Tremolita	-	-	-	24,5	0,7	-	1,9	2,1
Quartzo	-	-	-	1,5	-	-	-	-

5.2.7 - Hornblenda Metagabros, Anfibolitos e Gnaisses Anfibolíticos

Dadas as diferenças texturais e mineralógicas entre as rochas básicas de grande lente central da região de Piên, foram-lhes atribuídas diferentes denominações.

Os hornblenda metagabros constituem os tipos mais abundantes. Caracterizam-se mineralogicamente pela presença constante de plagioclásios e anfibólios, e em grande parte das amostras, de clinopiroxênios (Tabela 18). Clorita, opacos, granada, epídoto, apatita, biotita, quartzo, titanita e prehnita são acessórios. Os plagioclásios variam de A_{30} a A_{72}. Ocorrem dois grupos de anfibólios: um com Z = castanho, X = amarelo, e outro com Z = verde claro a incolor, X = amarelo e hábito frequentemente acicular. O primeiro tipo foi analisado em quatro amostras: 24, 26, 133 e 136 (Tabela 8), sendo classificado como pargasita, ou variando de pargasita a hornblenda, segundo Deer et al. (1963) (Figura 11); ou como pargasita ferrosa e hornblenda tschermakítica de acordo com Leake (1968) (Figura 12 A, B). O segundo tipo não foi analisado quimicamente, porém, suas características ópticas indicam tratar-se de membro da série tremolita-actinolita. Sua origem é claramente secundária, proveniente de clinopiroxênios ou de anfibólios castanhos. Estes, por sua vez, parecem pertencer a duas gerações, uma, primária, aparentemente menos abundante, e outra secundária, derivada de clinopiroxênios salíticos. Nas granadas, por vezes parcialmente cloritizadas, predominam as moléculas almandina e piropo (Tabela 7). Epídotos são raramente primários. Provêm geralmente da transformação de anfibólios, através da reação anfibólio → epídoto + clorita + titanita ou de plagioclásios. Clorita e biotita também são secundários. Titanomagnetita e pirita predominam entre os opacos. A textura é granoblástica e a granulação está por volta de 0,5 a 1,5 mm. As evidências petrográficas mostram que após sofrerem metamorfismo no fácies granulito, os gabros originais foram afetados por evento retro

metamórfico cuja principal conseqüência foi a anfibolitização dos clinopiroxênios, acompanhadas também por fenômenos menos importantes como formação de epídoto, biotita e clorita secundários. Efeito retrógrado mais intenso é exibido pela amostra 41. Aí, anfibólio verde-claro a incolor predomina largamente sobre o castanho; o plagioclásio é An_3-An_8 e está fortemente sericitizado e epidotizado.A associação titanita + clorita + epídoto envolvendo núcleos reliquiares de anfibólio é muito comum.

Sob o nome de anfibolitos foram reunidas as rochas de textura nematoblástica, nas quais os anfibólios são largamente predominantes (Tabela 18). Plagioclásios ocorrem em algumas amostras, sendo ausentes em outras, o mesmo ocorrendo em relação aos clinopiroxênios. Clorita, opacos, granada, epídoto, apatita e biotita são acessórios. Foram determinados nestas rochas dois tipos de anfibólios: castanhos (pargasitas e pargasitas ferrosas), e verde claro a incolores (tremolitas-actinolitas), cujas relações texturais são idênticas às existentes nos hornblenda metagabros (Fotomicrografia 13). Os clinopiroxênios aparecem geralmente sob forma de núcleos reliquiares, enquanto os plagioclásios variam de An_{35}-An_{60}. Duas amostras dessas rochas mostram fenômenos retrometamórficos intensos, cujos resultados foram semelhantes aos exibidos pelo hornblenda metagabro 41.

Os gnaisses anfibolíticos caracterizam-se macroscopicamente pela alternância de bandas milimétricas a decimétricas constituídas por minerais siálicos e fêmicos. As zonas claras, de textura granoblástica têm como constituintes essenciais plagioclásio (An_{25}-An_{60}) e quartzo. Nas bandas escuras predominam os anfibólios castanhos e incolores, plagioclásios e clinopiroxênios. Ocorrem acessoriamente, granada, opacos, biotita, clorita e epídoto. A principal textura existente é a lepidoblástica; as relações texturais entre anfibólios e piroxênios são as mesmas observadas nos anfibolitos e hornblenda metagabros.

Fotomicrografia 13 - Núcleos residuais de hornblenda cercados por tremolita - Rocha - anfibolito - Aumento 125 x - Nícois descruzados

TABELA 18

ANÁLISES MODAIS DE HORNBLENDA METAGABROS E ANFIBOLITOS

	Hornblenda metagabros									Anfibolitos				
	133	131	254	136	24	252	216	26	158	25	248	154	42a	108
Plagioclásio	70,0	67,0	62,0	52,0	47,6	41,0	41,0	40,0	40,0	28,8	12,0	10,0	-	-
Anfibólio	16,5	17,0	27,5	34,0	37,2	49,0	41,5	50,7	36,6	66,0	81,0	67,0	86,0	77,0
Clinopiroxênio	-	-	-	4,0	5,9	tr	10,0	2,0	13,1	-	-	10,0	-	-
Clorita	-	-	7,0	5,0	4,2	6,5	-	4,0	-	-	-	1,5	4,5	18,0
Opacos	2,0	2,0	2,5	1,0	4,0	1,5	3,0	1,0	5,6	1,3	0,5	0,5	0,5	5,0
Granada	-	tr	-	tr	0,9	1,0	-	1,3	-	tr	-	5,0	5,5	-
Epídoto	5,5	0,7	0,5	2,5	tr	-	1,0	0,5	tr	1,9	2,0	6,0	3,5	-
Apatita	0,5	1,0	0,5	tr	0,2	-	-	0,5	-	0,8	1,0	-	-	-
Biotita	1,5	10,6	-	-	tr	-	-	-	-	-	1,0	-	-	-
Quartzo	3,0	-	-	-	-	-	3,5	-	4,6	1,2	1,0	-	-	-
Titanita	1,0	1,7	-	1,5	-	1,0	-	-	tr	-	1,5	-	-	-
Prehnita	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

5.3 - Petrogênese

5.3.1 - Revisão de conceitos petrogenéticos sobre associações do tipo peridotito-gabro

Dentre as associações de rochas ultramáficas as denominadas "peridotito-gabro" têm sido objeto de vários tipos de classificação e inúmeras controvérsias no que se refere aos seus aspectos genéticos. Resumir-se-ão em seguida as classificações mais conhecidas.

Jackson e Thayer (1972) dividem tais rochas em três classes: estratiformes, concêntricas e alpinas. O critério utilizado é fundamentado no modo de ocorrência, tipo e proporção relativa das rochas, mineralogia e textura, estrutura e forma, efeitos termais e depósitos minerais. Os mencionados Autores descrevem os complexos estratiformes como possuidores de camadas paralelas de larga extensão lateral e estratigrafia rítmica bem desenvolvida. Texturas do tipo "cumulus" são predominantes, sendo características as auréolas de metamorfismo de contato de alto grau. Harzburgitos, ortopiroxenitos, websteritos, noritos e anortositos são rochas comuns; lherzolitos e weherlitos são raros. Os depósitos minerais associados contem cromita, magnetita titanífera, platina e sulfetos de níquel.

Os complexos concêntricos tendem, segundo esses mesmos Autores, a assumir formas cilíndricas, arranjando-se as unidades litológicas concentricamente. É comum admitir-se que as rochas peridotíticas e gabróides que os formam pertencem a intrusões diversas. Pode ocorrer metamorfismo de contato de alto grau. Laminação é comum, e as camadas, quando presentes, são subparalelas a discordantes. Dunitos, weherlitos, hornblenda piroxenitos e gabros a dois piroxênios são rochas comuns; lherzolitos, hazburgitos e anortositos são raros ou ausentes. Depósitos econômicos potenciais incluem platina e magnetita.

Os complexos alpinos são subdivididos segundo Jackson e Thayer (op.cit.), em tipos hazburgíticos e lherzolíticos. Dunitos, hazburgitos ou lherzolitos, olivina gabros e gabros são rochas comuns. Noritos e anortositos são raros. As camadas são lenticulares, irregulares e dobradas. Metamorfismo de contato é fraco ou obscuro e muitos complexos exibem contatos falhados. Associações envolvendo ultramafitos, rochas gabróides, dioríticas e granofíricas são comuns. Em muitos complexos foram observados depósitos pediformes de cromita. Relações estruturais complexas entre gabros e ultramáficas, além da ocorrência de soda-dioritos e de granófiros associados aos gabros são fenômenos muitas vezes descritos. Segundo Thayer (1967) os complexos ofiolíticos são essencialmente idênticos aos alpinos normais.

Den Tex (1969) divide os complexos peridotíticos em duas grandes classes: a) os não orogênicos ou estratiformes; b) os orogênicos ou do tipo alpino, estes subdivididos em ofiolíticos ou verdadeiramente alpinos, e peridotitos de zonas profundas ("root zones peridotites"). Esse Autor observou tipos ofiolíticos em cinturões que distam cerca de 60 km do eixo das zonas orogênicas caledonianas ou mais jovens. Ocorrem associados a zonas metamórficas brechadas, de baixo grau ou não metamórficas, a rochas de fácies glaucofânio xisto ou xisto verde associadas a lavas almofadadas, grauvacas e sílex, indicando que se introduziram nas encaixantes como corpos relativamente frios em níveis comparativamente altos. Os peridotitos de zonas profundas ocorrem sob forma de lentes de idades até precambrianas. Aparecem em terrenos tectonizados, polimetamórficos e catazonais. Por vezes os anfibolitos encaixantes foram migmatizados em fase posterior. Raramente são completamente serpentinizados.

Thayer (1971) propõe outro tipo de classificação, dando ênfase especialmente à história magmática dos complexos, isto é, relacionando as feições petrológicas ao modo de ocorrência e ao deslocamento sofrido pelo magma originário

durante a sua cristalização. Assim, os complexos gabro-peridotíticos são classificados em autigênicos, alogênicos e poligênicos. Autigênicos são aqueles cuja cristalização se deu "in situ", como nos complexos estratiformes. Nos alogênicos, "rochas e corpos de minério moveram-se dos seus locais primários de cristalização como agregados cristalinos, submetidos a temperaturas magmáticas". Neste caso, estão incluídos os complexos alpinos, os peridotitos lherzolíticos de alta temperatura, os kimberlitos e os granada peridotitos. Finalmente, os complexos poligênicos são aqueles cujas cristalização e diferenciação se deram parcialmente "in loco"e parcialmente em outros locais durante a movimentação do magma. Intrusões múltiplas como a de Duluth, Minnesota, assim como os complexos gabro-peridotíticos concêntricos de Union Bay e Duke Island são exemplos desse tipo.

A origem dos complexos alpinos é objeto de muita discussão. Segundo Wyllie (1967), o material original dessas rochas,proveniente do manto superior, pode ser de vários tipos. As diversas hipóteses apontam a existência de líquidos básicos ou ultrabásicos com ou sem cristais em suspensao; ou de amostras do manto, formadas por peridotito parcialmente serpentinizado, elevadas à crosta em razão de movimentos tectônicos. Tal diversidade de origens implica também em diferentes temperaturas de formação, que variam de baixas a muito altas.

5.3.2 - A composição química das rochas do Complexo Piên

Para efetuar-se o estudo do comportamento químico dos elementos maiores e traços das rochas do Complexo Piên foram analisadas vinte e sete amostras, incluindo três metaperidotitos, quatro metapiroxenitos, cinco metanoritos, quatro serpentinitos, cinco hornblenda metagabros, três granulitos mesocráticos, um anfibolito e um xisto magnesiano. Os resultados dessas análises constam das Tabelas 19 e 19 A. Con

TABELA 19

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS

	Metaperidotitos			Metapiroxenitos				Metanoritos				Serpentinitos			
	116	78	86	60	42	122	223	80	79	74	76	96	82	152a	149	52a
SiO_2	47,86	46,14	44,32	49,90	46,90	41,00	52,40	49,07	49,63	51,70	50,60	41,30	39,86	39,09	40,97	39,07
Al_2O_3	6,90	5,90	8,23	3,32	7,40	14,02	3,68	11,13	10,06	7,91	9,20	19,20	0,80	0,85	0,89	1,15
TiO_2	0,09	0,06	0,07	0,35	0,71	0,08	0,42	0,29	0,29	0,28	0,30	0,23	-	0,02	0,02	0,06
FeO	5,38	5,20	5,21	3,50	9,70	4,98	5,40	6,68	6,80	7,21	6,60	9,26	0,72	1,08	2,17	1,81
Fe_2O_3	1,70	3,80	3,14	4,60	3,47	3,90	3,56	3,00	3,22	3,05	3,90	2,60	6,21	6,38	4,65	5,14
CaO	2,44	1,75	2,40	16,20	12,43	4,60	17,10	8,01	8,00	7,31	6,40	3,40	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	33,70	34,00	32,71	20,20	17,25	27,50	16,47	20,50	19,50	21,94	21,70	19,65	39,20	39,33	38,60	39,64
Na_2O	0,06	0,19	0,15	0,61	0,20	0,21	0,85	1,13	1,20	0,69	0,50	2,40	0,03	0,03	0,31	0,30
K_2O	-	0,01	0,01	0,24	0,57	0,01	0,04	0,02	0,05	0,20	0,05	0,20	-	-	0,01	0,03
P_2O_5	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,02	0,02	0,11	0,16	0,02	0,18	0,02	0,18	0,01	0,20	0,29	0,06	0,08	0,09	0,04
H_2O^+	1,08	2,70	3,48	0,50	1,04	3,64	0,52	0,19	0,85	0,20	1,08	1,50	12,30	12,74	11,55	12,49
TOTAL	99,23	99,77	99,74	99,53	99,85	99,96	100,62	100,04	99,78	100,50	100,53	100,03	99,20	99,62	99,28	99,77
$\frac{100(FeO+Fe_2O_3)}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	17,4	20,9	19,8	28,6	43,3	24,4	35,2	32,1	34,0	31,9	32,6	37,6	15,0	15,9	15,0	14,9
$\frac{Fe^{2+} + Mn \times 100}{Mg + Fe^{2+} + Mn}$	17	16	17	18	42	19	30	30	32	30	29	39	2	3	6	5

TABELA 19 (continuação)

	Anfibolito	Talco Xisto	Hornblenda Metagabros						Granulitos		
	42a	99	216	194	131	26	158	24	46	105	15
SiO_2	43,80	63,20	45,69	50,26	51,00	46,06	49,34	45,80	52,00	52,95	52,96
Al_2O_3	14,90	0,10	17,16	16,25	20,26	16,51	13,50	17,80	16,01	15,74	19,60
TiO_2	1,04	0,05	0,73	2,32	0,99	0,80	0,65	1,10	0,79	0,60	0,68
FeO	7,20	2,84	8,99	7,94	5,42	8,57	7,57	8,60	9,01	6,65	4,30
Fe_2O_3	6,30	0,76	5,62	3,20	3,84	2,80	5,90	4,51	0,85	4,33	1,90
CaO	10,05	0,04	11,12	7,18	7,86	10,60	10,55	10,60	11,20	10,47	6,95
MgO	11,30	27,90	7,53	5,49	3,43	8,50	7,13	6,52	6,54	5,47	4,28
Na_2O	2,40	0,11	2,26	4,20	4,80	3,34	3,90	2,87	2,97	2,99	7,00
K_2O	0,78	0,10	0,20	1,40	1,39	0,82	1,16	1,10	0,25	0,09	1,24
P_2O_5	0,05	-	-	0,68	0,71	0,11	-	-	0,02	-	0,22
MnO	0,20	0,02	0,22	0,02	0,15	0,18	0,21	0,22	0,20	0,02	0,10
H_2O^+	1,50	4,95	0,03	0,20	0,40	1,60	0,25	0,70	0,30	0,16	1,04
TOTAL	99,52	100,07	99,55	99,14	100,25	99,89	100,18	99,82	100,14	99,47	100,27
$\frac{100(FeO+Fe_2O_3)}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	54,4	11,4	66,0	67,0	73,0	57,2	65,3	69,9	60,1	66,7	59,2
$\frac{Fe^{2+} + Mn \times 100}{Mg + Fe^{2+} + Mn}$	46	12	61	65	71	57	53	65	58	62	57

TABELA 19A

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS

	Metaperidotitos			Metapiroxenitos				Metanoritos					Serpentinitos			
p.p.m.	116	78	86	60	42	122	223	80	79	74	76	96	82	152a	149	52a
Cr	4800	4000	4000	1200	550	4000	1200	4000	2000	2000	4000	2000	2000	2700	2200	4000
Sc	16	22	28	140	140	45	100	60	36	36	45	28	-	-	-	-
Co	100	120	170	100	120	120	80	170	100	100	170	100	100	150	100	150
Zr	15	13	15	15	200	20	55	35	35	35	35	120	-	-	-	15
Ni	1500	1200	1500	380	260	1000	460	1200	1000	1000	1000	460	1800	2600	2600	2600
Cu	-	-	-	25	120	-	70	84	45	45	10	10	-	-	-	17
V	58	58	70	200	250	170	200	130	170	170	250	48	28	28	28	28
Sr	-	-	-	47	200	-	170	18	-	34	-	26	-	-	-	-

Limites de sensibilidade: Cr - 2; Sc - 10; Co - 5; Zr - 10; Ni - 2; Cu - 5; V - 10; Sr - 10.

TABELA 19A (continuação)

	Anfibolito	Talco Xisto	Hornblenda Metagabros						Granulitos		
p.p.m.	42a	99	216	194	131	26	158	24	46	105	15
Cr	820	2700	80	80	10	130	95	80	450	100	160
Sc	140	-	45	-	-	-	60	36	45	36	140
Co	120	100	80	100	35	80	80	45	100	100	45
Zr	45	-	27	250	100	70	35	120	55	27	90
Ni	260	2600	150	46	7	180	80	20	100	100	80
Cu	82	-	170	25	15	38	70	55	100	45	17
V	300	15	380	200	180	300	390	380	380	380	130
Sr	370	-	160	430	2000	630	130	1200	230	220	1500

Limites de sensibilidade: Cr - 2; Sc - 10; Co - 5; Zr - 10; Ni - 2; Cu - 5; V - 10; Sr - 10.

TABELA 20

VALORES NORMATIVOS DAS ROCHAS

	Metaperidotitos			Metapiroxenitos				Metanoritos					Serpentinitos			
	116	78	86	60	42	122	223	80	79	74	76	96	82	152a	149	52a
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	58,90	35,50	-	62,17	11,16	13,86	14,08	6,99	-	-	-	-	-
Or	-	0,06	0,06	1,40	3,39	0,06	0,23	0,11	0,29	1,13	0,29	8,33	-	-	0,06	0,18
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	39,95	36,65	39,17	28,92
Ab	0,50	1,62	1,29	5,39	1,81	1,83	7,53	9,76	10,50	5,94	4,34	20,27	0,28	0,28	2,84	2,74
Hi	71,54	64,46	62,29	11,89	21,01	64,71	19,27	33,72	37,08	50,62	58,49	10,74	-	-	-	-
An	11,33	8,24	11,39	5,53	17,74	22,10	6,03	24,28	21,36	17,16	21,95	15,87	0,10	0,10	0,10	2,74
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ol	16,22	21,96	21,90	11,48	15,81	9,85	0,32	16,91	12,91	7,32	2,97	40,32	53,60	56,35	52,15	61,83
Cr	0,74	0,62	0,63	0,19	0,09	5,60	0,19	0,63	-	-	0,64	0,31	0,34	0,45	0,37	0,67
Ilm	0,12	0,08	0,09	0,48	1,00	0,11	0,58	0,39	0,39	0,37	0,41	0,30	-	-	0,02	0,08
Cor	2,42	2,48	-	-	-	5,60	-	-	-	-	-	7,64	0,80	0,86	0,37	0,61
Mt	1,66	3,77	3,14	4,73	3,65	3,95	3,67	3,02	3,28	3,06	3,94	2,56	1,53	2,33	4,95	3,58
$\frac{Ab}{Ab+An}$ x100	4	16	10	49	9	7	55	29	33	26	16	56	74	74	99	50

TABELA 20 (continuação)

	Anfibolito	Talco-Xisto	Hornblenda Metagabros						Granulitos		
	42a	99	216	194	131	26	158	24	46	105	15
Qz	-	17,29	-	-	-	-	-	-	-	5,53	-
Di	18,08	-	15,52	11,62	7,50	20,12	29,22	16,29	20,82	-	12,52
Or	4,67	0,54	1,20	8,42	8,23	4,88	6,87	6,57	1,48	0,54	7,15
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	16,71	-	20,63	38,40	38,84	16,95	26,55	18,72	26,74	27,28	38,56
Hi	-	80,29	7,08	2,57	-	-	-	-	16,01	22,20	-
An	27,98	-	36,70	21,75	29,69	27,86	15,95	32,79	29,70	29,74	17,95
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,22	-
Ne	3,09	-	-	-	2,60	7,97	5,13	4,39	-	-	13,65
Ol	21,17	-	11,84	10,53	7,74	18,11	9,17	14,91	3,19	-	7,25
Cr	0,13	0,43	-	0,01	-	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	-
Ilm	1,47	0,07	1,03	-	1,38	1,12	0,91	1,55	0,10	0,85	0,92
Cor	-	-	-	3,29	-	-	-	-	-	-	-
Mt	6,68	0,50	5,98	3,41	4,02	2,95	6,18	4,76	0,89	4,60	1,94
$\frac{Ab}{Ab+An}$ x100	37	-	36	64	57	38	62	64	47	48	69

siderações genéticas a partir desses resultados serão efetuadas neste capítulo; porém, uma primeira observação dessas análises evidencia que metaperidotitos, serpentinitos e granulitos são os grupos mais homogêneos quimicamente. Suas amostras representativas exibem diferenças entre si bem menos marcantes que as das demais litologias, quer no que concerne aos elementos maiores, quer no referente aos traços.

Os valores normativos, calculados segundo Niggli (*in* Barth, 1962), evidenciam predominância de hiperstênio, olivina e anortita nos metaperidotitos; olivina e enstatita nos serpentinitos e hiperstênio nos granulitos (Tabela 20).

As diversas proporções relativas entre clino e ortopiroxênios dos vários exemplares de metapiroxenito refletem-se em suas análises químicas. Nas amostras 60 e 223 diopsídio é o mineral normativo predominante, ocorrendo subsidiariamente hiperstênio. Este prevalece na amostra 122, onde anortita é subordinada. Finalmente, na amostra 42, diopsídio, hiperstênio e anortita ocupam posição de destaque.

Não existem diferenças de grande porte dentre os metanoritos (Tabela 19), exceção feita à amostra 96, que, dada a sua composição mineralógica peculiar, diverge significativamente das demais. Tal disparidade reflete-se na composição normativa, pois enquanto hiperstênio e anortita predominam em todos os exemplares, olivina, albita e anortita, seguidas por hiperstênio são os constituintes representativos da amostra 96.

Nos hornblenda metagabros as maiores oscilações são devidas aos teores de Na_2O, K_2O e MgO, havendo também apreciável variação nos elementos traços. Albita, anortita, diopsídio e olivina são os minerais normativos predominantes (Tabela 20).

Instituto de Geociências BIBLIOTECA U. S. P.

5.3.2.1 - A consangüinidade das rochas básicas e ultrabásicas e comparação química do Complexo Piên com outros tipos característicos

Ressaltou-se em capítulos anteriores que as rochas magmáticas originais do complexo sofreram a ação de várias fases metamórficas, iniciando-se pelo metamorfismo de fácies granulito, seguido por outros eventos, causadores de anfibolitização parcial, que atingiu principalmente as rochas de composição gabróide, e de esteatização e serpentinização. Exceção feita a estes dois últimos eventos, o estudo petrográfico e mineralógico sugeriu a possibilidade de que as eventuais modificações metassomáticas sofridas nos processos metamórficos anteriores não teriam sido de amplitude suficiente de modo a modificar profundamente a composição global das rochas. Se tal assertiva for válida, é possível tecerem-se considerações de ordem química entre as rochas básicas e ultrabásicas originais, visando o estabelecimento de possíveis relações consangüíneas entre elas.

Viu-se no capítulo de geologia local que evidências de campo forneceram os primeiros indícios dessa consangüinidade, em razão de íntima associação de rochas básicas e ultrabásicas nas várias lentes. A segunda evidência foi apontada pelo comportamento do "trend" dos piroxênios (Figura 9). A terceira manifestação do fenômeno deve-se à elaboração da Figura 14. Esse diagrama relaciona os teores de albita e anortita normativos com o parâmetro $\frac{Fe^{2+} + Mn}{Fe^{2+} + Mn + Mg} \times 100$; e foi proposto por Wager (1960) para indicar a existência de fracionamento do magma basáltico. Tal fenômeno ocorre com o aumento da quantidade de Fe^{2+} em relação ao Mg, e com a elevação do índice normativo $\frac{Ab}{Ab + An} \times 100$ à medida que a diferenciação progride. Posteriormente, estendeu-se o uso desse gráfico para constatar-se a presença ou ausência de

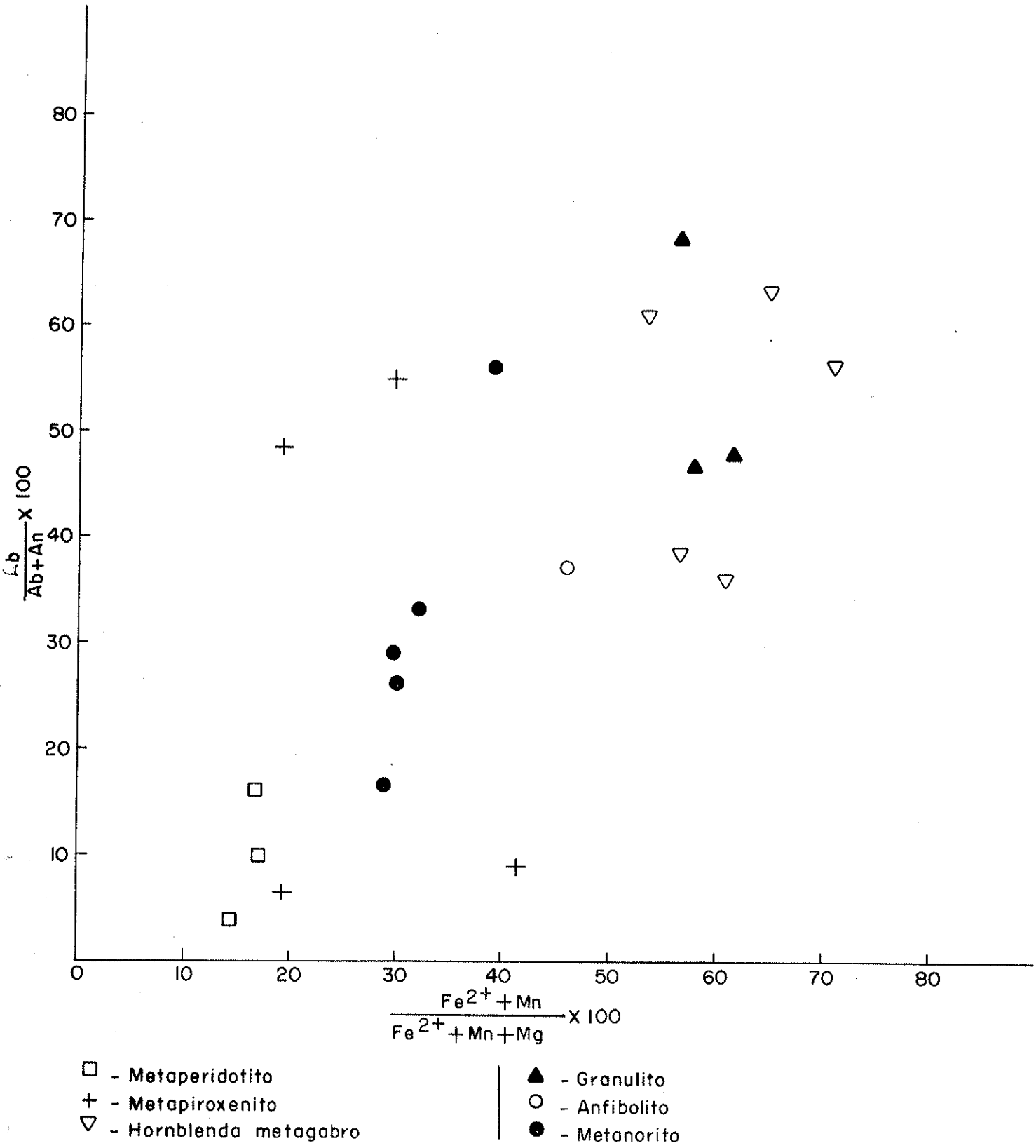


Fig.14 - Relação entre os parâmetros $\frac{Ab}{Ab+An}$ x 100 e $\frac{Fe^{2+}+Mn}{Fe^{2+}+Mn+Mg}$ x 100 das rochas básicas e ultrabásicas de Piên

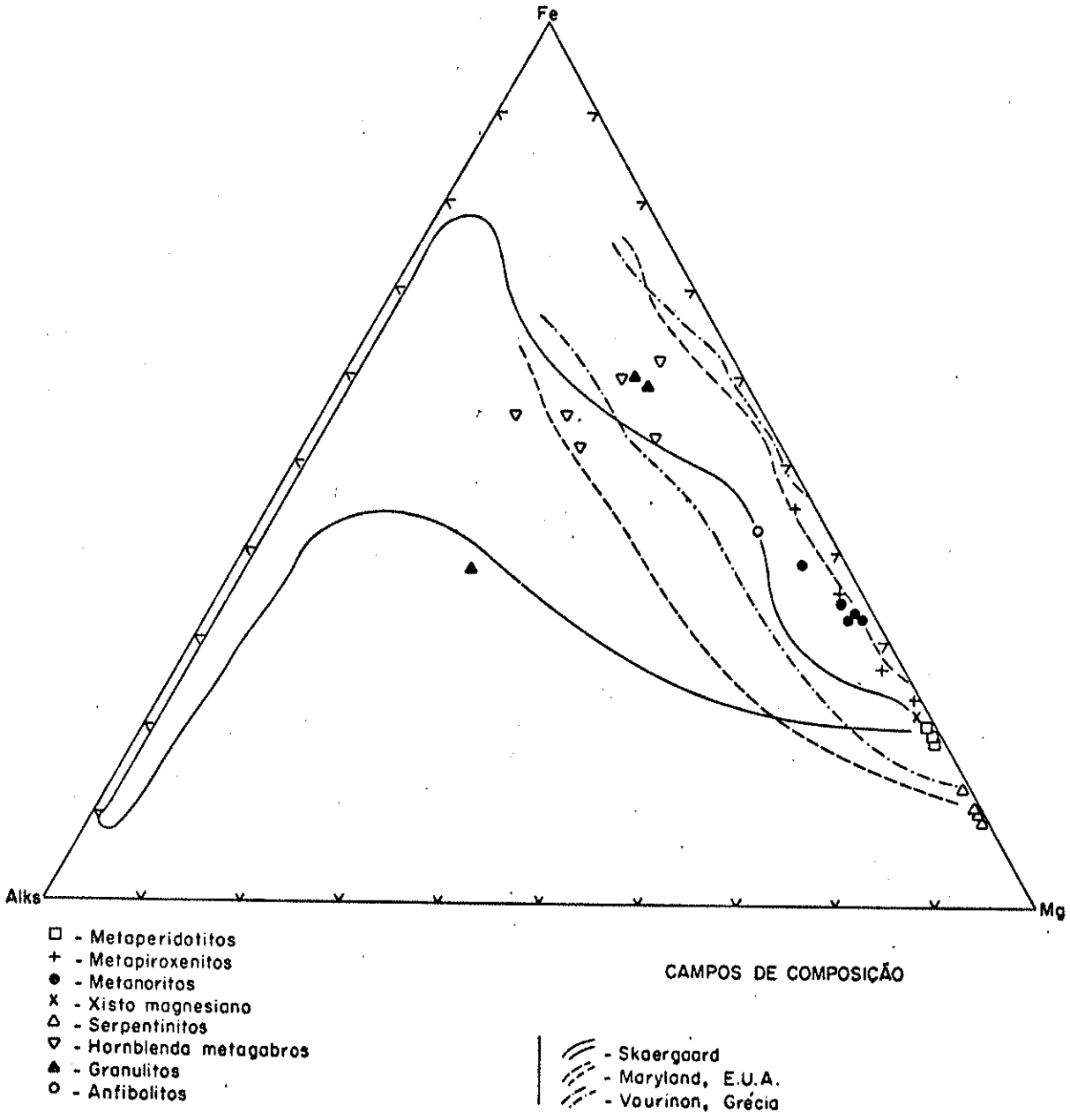


Fig.15 - Relação percentual de Fe, Mg e Al das rochas de Piên. Comparação entre esses valores e campos de composição de outros complexos básicos-ultrabásicos

consangüinidade entre rochas básicas e ultrabásicas (Weedeon, 1970). Projetadas nesse diagrama (Figura 14) as amostras de Piên dispuzeram-se de modo a não permitir, entre si, a existência de espaços vazios que pudessem sugerir a existência de vários magmas.

As amostras do complexo básico-ultrabásico de Piên foram também colocadas em diagrama triangular, cujos vértices são ocupados por ferro, magnésio e alcális respectivamente (Figura 15). A análise dessa figura evidencia, inicialmente, enriquecimento gradual em ferro, principalmente, e também em alcális à medida que a basicidade das rochas diminui. A relação $\frac{Mg}{Fe}$ muito alta nos serpentinitos, metaperidotitos e em dois dos metapiroxenitos, dada a presença de serpentina, olivina e ortopiroxênio nessas rochas, decai nos metanoritos, visto serem plagioclásios e clinopiroxênios os minerais principais. Próximos a esse grupo, e ainda mais pobres em Mg, aparecem o anfibolito e um metapiroxenito, este caracterizado pela presença de grande quantidade de clinopiroxênio. As razões $\frac{Mg}{Fe}$ mais baixas e os teores de alcális mais altos ocorrem nos hornblenda metagabros e granulitos.

Comparou-se, em seguida, o "trend" das amostras de Piên com os campos de composição dos complexos de Skaegaard, reproduzido por Bowes *et al.* (1970), de Maryland, U.S.A. e de Vourinon, Grécia, ambos reproduzidos por Thayer (1967). Enquanto Skaegaard é exemplo típico de complexo estratiforme, Maryland e Vourinon, retratam, segundo Thayer (1967), exemplos de maciços alpinos. Observando-se a Figura 15 é possível notar que as amostras de Piên coincidem em sua grande maioria com os campos de composição dos complexos Maryland e Vourinon.

5.3.2.2 - O comportamento dos elementos

Para estudar-se o comportamento dos vários elementos analisados nas rochas do Complexo Piên, escolheu-se pa-

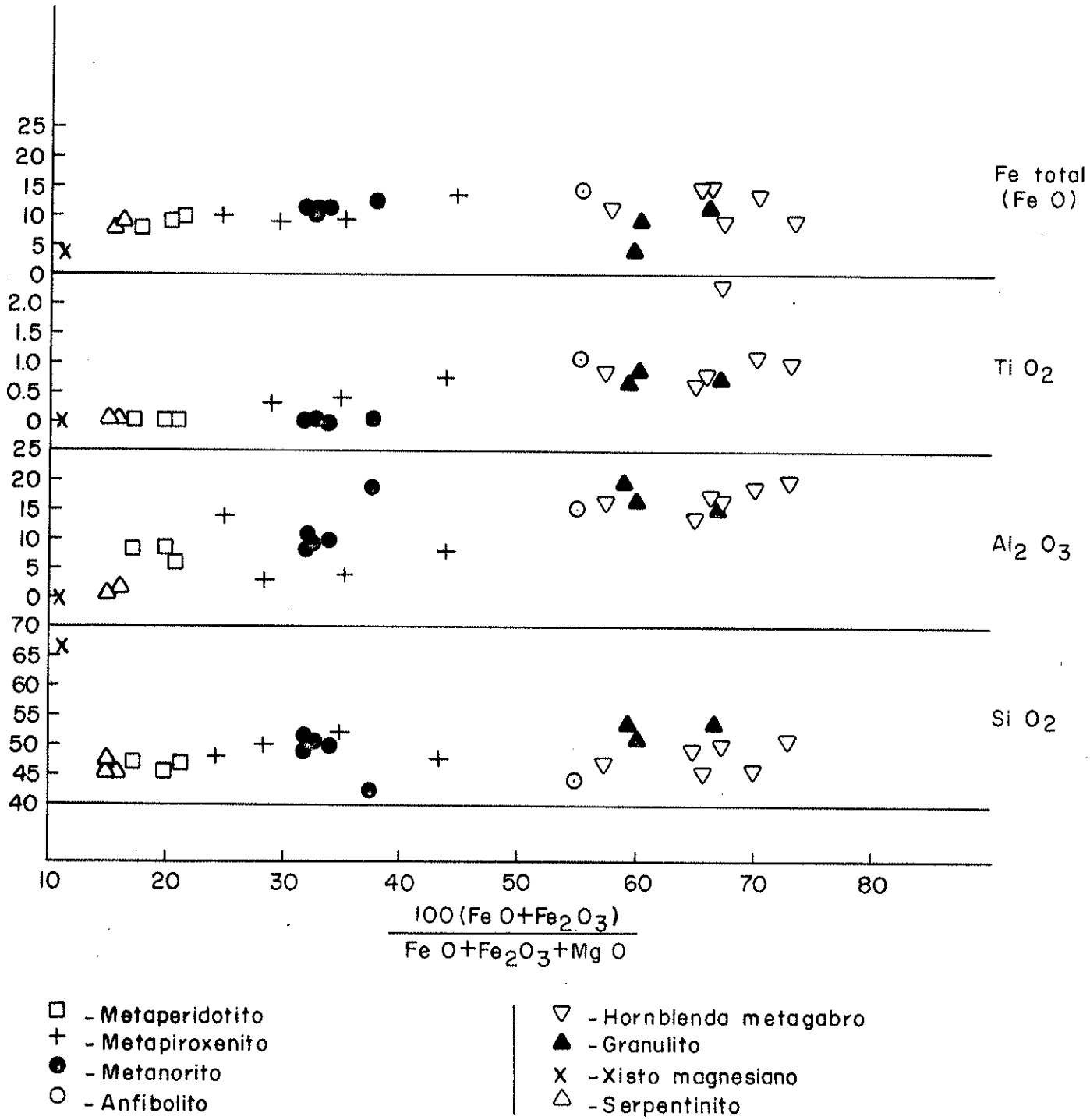


Fig.16 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de Fe total (FeO), TiO_2, Al_2O_3, SiO_2 das rochas de Piên

ra parâmetro comparativo o índice de Simpson (1954), que relaciona teores de óxidos de ferro e magnésio. Usualmente empregado no estudo de diferenciação de rochas máficas, onde a variação de SiO_2 é pequena, tal parâmetro mostrou-se útil no caso presente, visto a grande variação de MgO nas diversas rochas.

A observação da Figura 16 mostra que a variação no teor de SiO_2 é pequena. As rochas menos magnesianas, especialmente os granulitos, mostram-se mais ricas nesse óxido. A amostra de xisto magnesiano, muito rica em talco, é a única cuja quantidade de sílica supera nitidamente a das demais. O fato explica-se face à comum introdução desse óxido em rochas esteatizadas.

As variações nas quantidades de Al_2O_3 já são bem maiores que as de SiO_2. Granulitos, hornblenda metagabros e anfibolito mostram os teores mais elevados desse óxido, dada riqueza de feldspatos em todas essas rochas e de anfibólios nas duas últimas. Serpentinitos e talco xisto representam as litologias menos aluminosas, possuindo metaperidotitos, metapiroxenitos e metanoritos valores intermediários. Nesse grupo destacam-se o metapiroxenito 122 e o metanorito 96, cujos teores de Al_2O_3 situam-se em níveis mais elevados, comparáveis a hornblenda metagabros, granulitos e anfibolitos. O fato prende-se à riqueza de espinélio e à presença de coríndon no metapiroxenito; e à peculiar mineralogia da amostra 96 (Figura 16).

Os valores de TiO_2 muito baixos nos serpentinitos, xistos magnesianos, metaperidotitos e metanoritos sofrem leve aumento nos metapiroxenitos e principalmente nos hornblenda metagabros e granulitos (Figura 16).

Os teores de ferro total, recalculados e projetados no diagrama sob forma de FeO são semelhantes nos serpentinitos, metaperidotitos e metapiroxenitos (exceção feita à amostra 122). Enquanto os metanoritos exibem quantidades leve

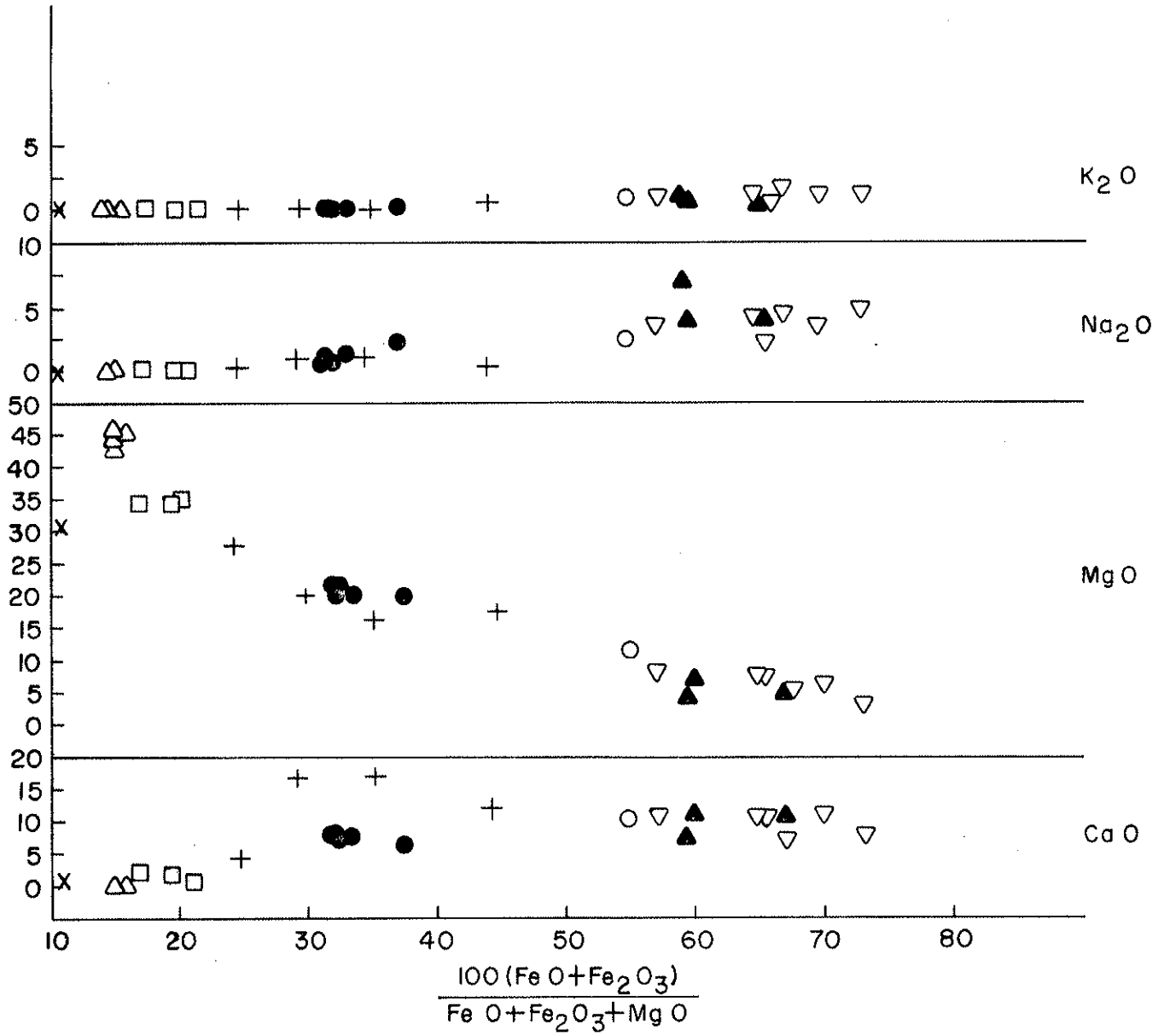


Fig.17 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de K_2O, Na_2O, MgO, SiO_2 das rochas de Piên

mente superiores, observa-se na região ocupada por granulitos, hornblenda metagabros e anfibolitos grande dispersão de pontos, fruto de irregularidade da distribuição do elemento nessas rochas (Figura 16).

CaO praticamente inexiste nos serpentinitos e no talco xisto (Figura 17). O fenômento é compatível com estudos efetuados por Girardi e Santini (1973), que evidenciaram progressiva perda de cálcio durante a evolução metamórfica dos xistos magnesianos, na qual talco isto é um dos membros finais. No que se refere aos serpentinitos, Coleman e Keith (1971) também observaram perda de CaO durante a serpentinização de hazburgitos. Enquanto os metaperidotitos mostram valores ao redor de 2%, ocorre menor abundância do referido elemento nos metanoritos e nos metapiroxenitos, especialmente os portadores de clinopiroxênios, que se constituem nas rochas mais ricas em CaO de todo o complexo. Na região correspondente aos índices de Simpson mais elevados, ocupada por hornblenda metagabros, granulitos e anfibolitos o teor de CaO é inferior aos dos metaclinopiroxenitos, situando-se em nível pouco superior ao dos metanoritos.

A curva referente ao MgO (Figura 17) mostra-se muito regular com acentudado decréscimo do óxido a partir dos serpentinitos, correspondendo os teores mais baixos a granulitos e hornblenda metagabros.

Na_2O tende a aumentar com a elevação do índice de Simpson (Figura 17). Os teores, muito baixos, próximos a zero, nos serpentinitos, metaperidotitos e no xisto magnesiano, aumentam levemente nos metanoritos e metapiroxenitos, alcançando valores máximos nos hornblenda metagabros e granulitos, rochas ricas em feldspato.

Os teores de K_2O são baixos em toda a série. Nota-se leve aumento em alguns hornblenda metagabros (Figura 17).

Embora haja alguma dispersão de pontos, a observação da Figura 18 permite deduzir-se haver decréscimo do teor

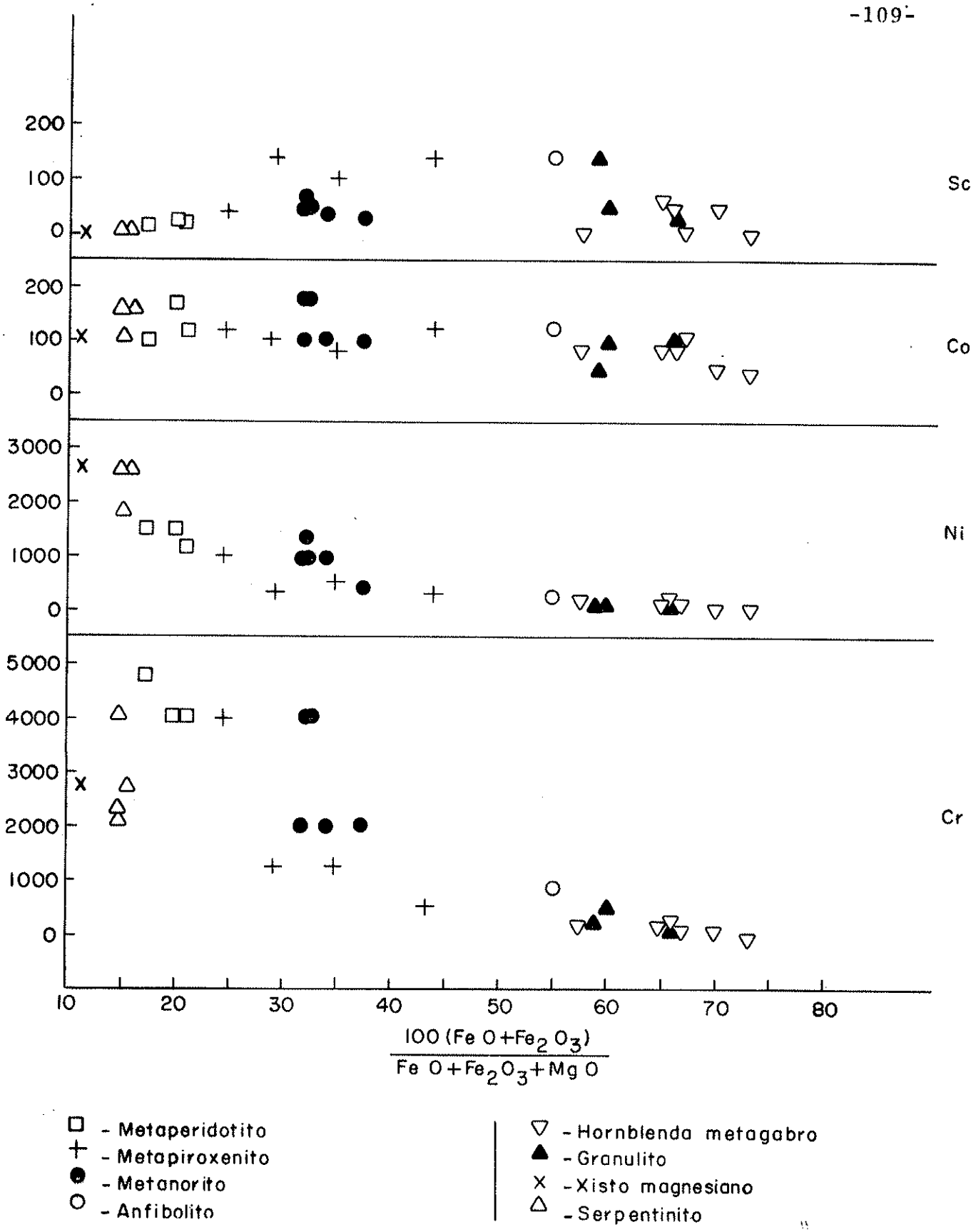


Fig. 18 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de Sc, Co, Ni e Cr das rochas de Piên

de crômio concomitante com a elevação do índice de Simpson. Com exceção de uma amostra, metaperidotitos possuem mais de 1 000 ppm do elemento, que atinge concentração máxima(4 800 ppm) no metaperidotito 116 (Tabela 19 A). Abaixo desse limite situam-se anfibolito, um metapiroxenito, além dos granulitos e hornblenda metagabros.

Existem várias pesquisas sobre teores médios de crômio em rochas ultramáficas. Goles (1967) estima seu valor médio em 2 700 ppm. Fisher *et al.* (1969) atribuem a dunitos, piroxenitos e peridotitos os teores médios respectivos de 2 700 $\pm$ 1 300 ppm, 2 000 a 7 000 ppm e 3 500 $\pm$ 3 000 ppm. Comparadas a esses dados, as rochas ultramáficas de Piên situam-se, de modo geral, acima da média de Goles (1967) e dentro dos intervalos de Fisher *et al.* (1969), com exceção de três metapiroxenitos, colocados abaixo da média estabelecida por esses Autores.

A literatura ressalta a coerência entre crômio e Fe^{3+}, dada a grande semelhança em tamanho de raio iônico, eletronegatividade e potencial de ionização. Nas amostras de Piên, porém, tal associação não foi evidenciada, havendo grande dispersão de pontos no diagrama elaborado e não publicado. Fato semelhante é descrito por Siedner (1965) e por Gomes (1970), que atribuem a ausência de linearidade no diagrama de variação a problemas referentes a oxidação do ferro ferroso, mascarando a relação Cr/Fe^{3+}. Deve-se também levar em consideração o problema analítico. Sabe-se que a determinação de Fe^{2+} e Fe^{3+} é delicada e conduz freqüentemente a erros em razão da oxidação do ferro ferroso. Não se deve, portanto, suprimir hipótese, segundo a qual a ausência de correlação entre Fe^{3+} e Cr seria resultante desse fato. No presente estudo, verificou-se que o crômio concentra-se preferencialmente nas cromitas, magnetita cromíferas, espinélios e piroxênios. A Figura 19 apesar da dispersão de pontos existente, tende a exibir nítida correlação negativa entre os teores de Fe e Cr dos piroxênios. É bem verdade que o diagrama executado não é o teoricamente ideal, pois, em razão

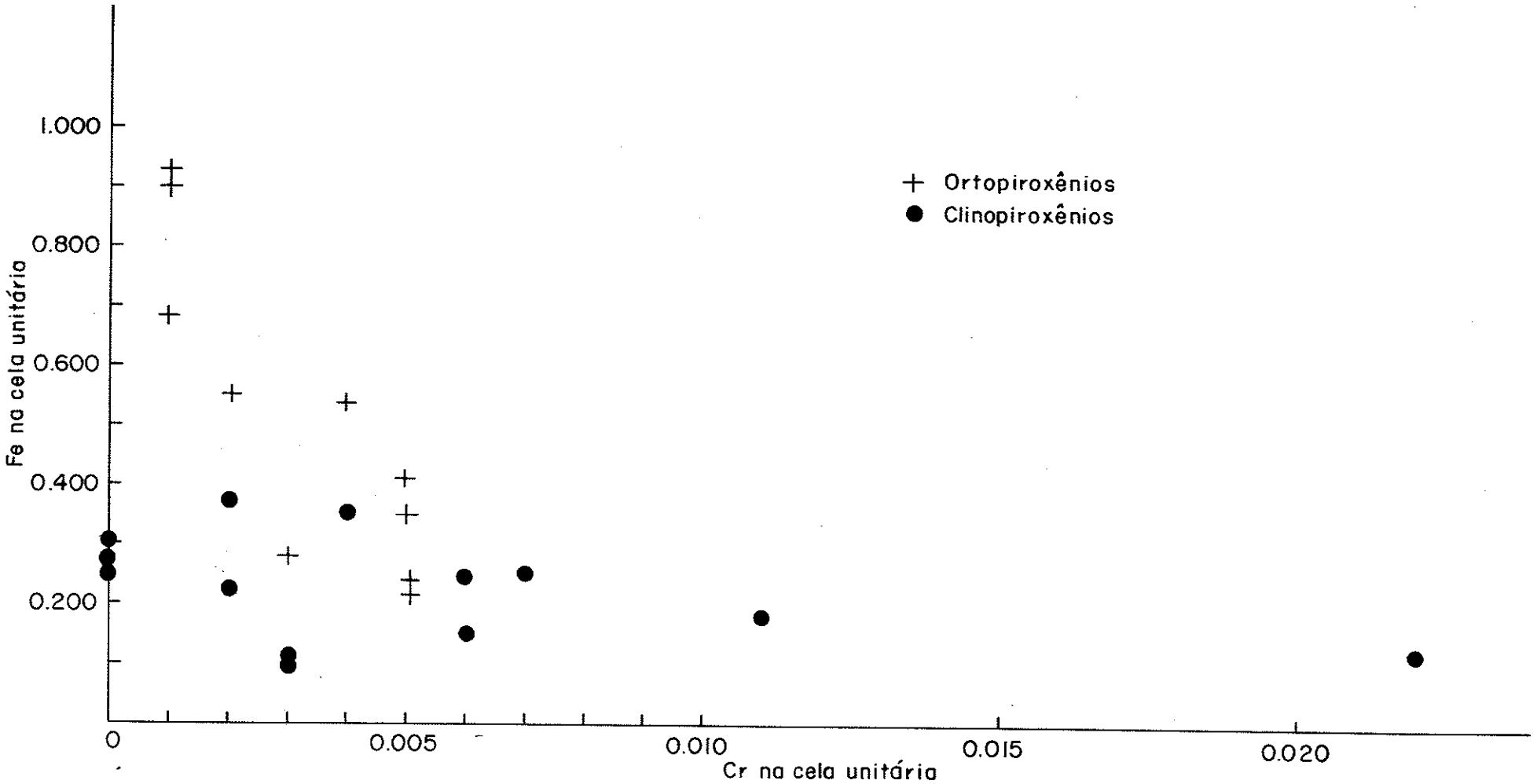
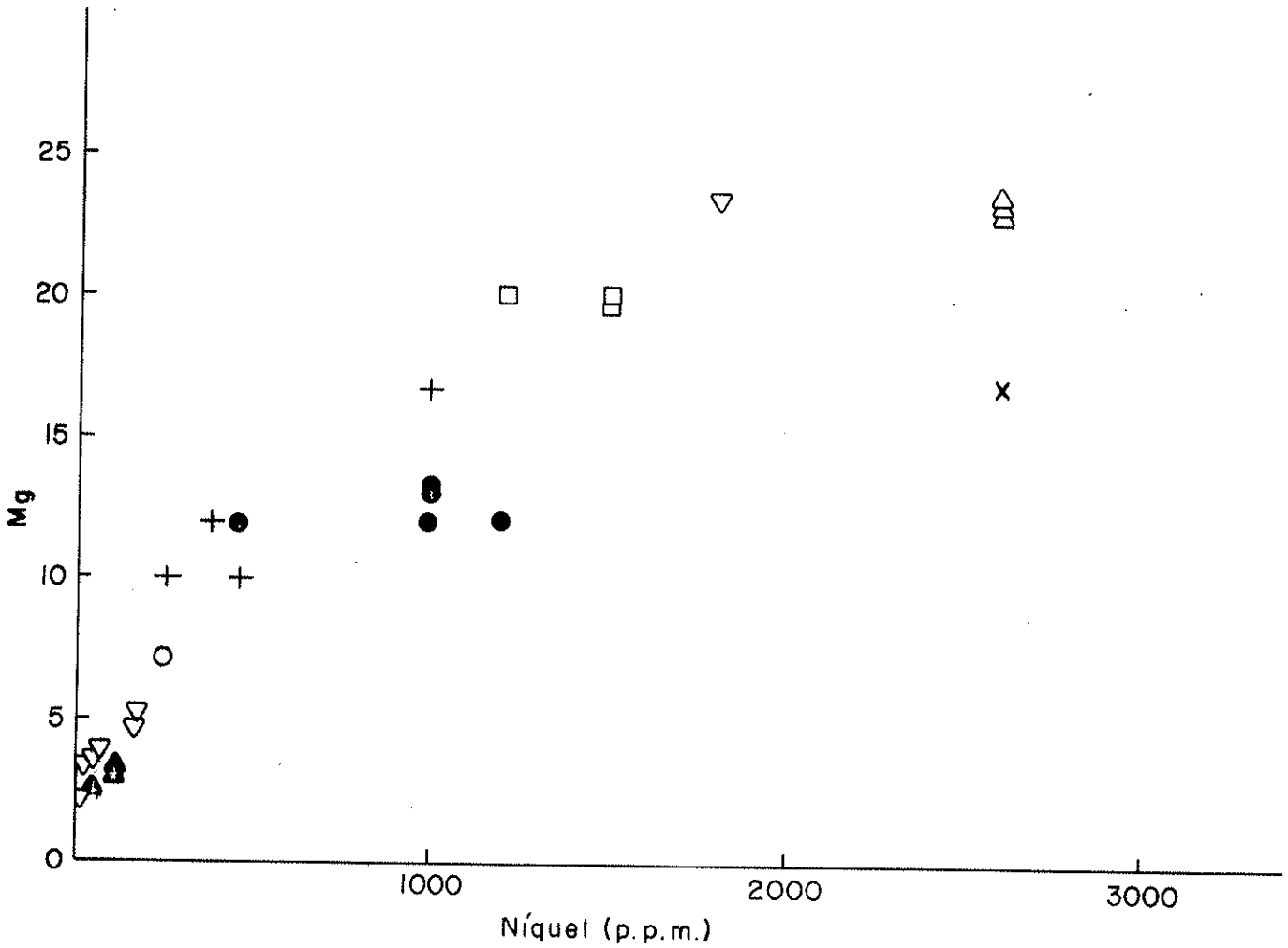


Fig.19 - Relação entre número de átomos de ferro e crômio na cela unitária de clino e ortopiroxênios de Piên

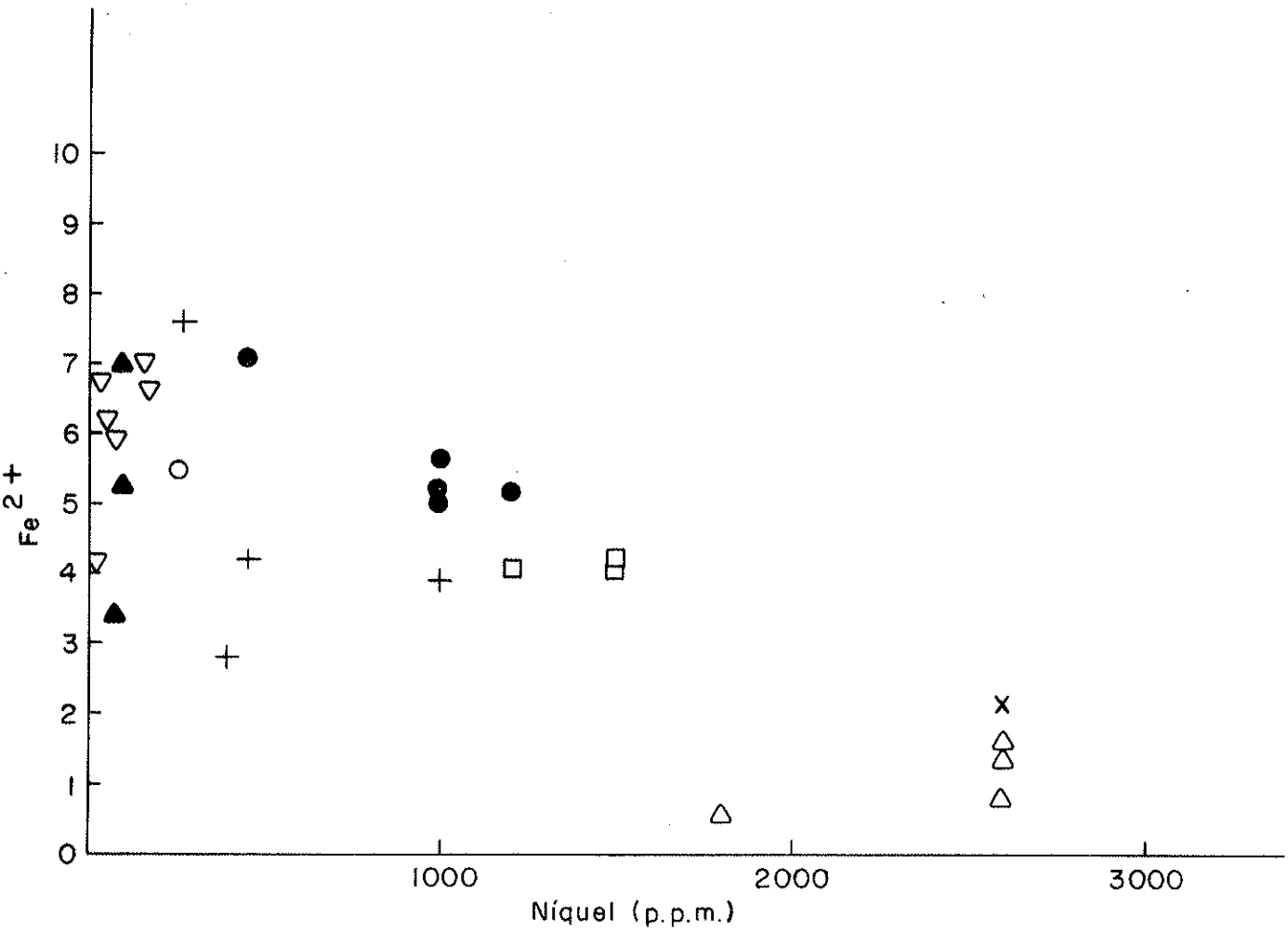
de não se separar Fe^{2+} e Fe^{3+} em análise de microssonda, comparou-se a Cr, Fe total; porém, de qualquer modo, a correlação existe, evidenciando relação no comportamento dos dois elementos.

A Figura 18 mostra que o níquel comporta-se, em relação ao índice de Simpson, de modo semelhante ao crômio, notando-se porém,procedimento mais regular, face à menor dispersão dos pontos. A Tabela 19 A evidencia que os teores mais altos (2 600 e 2 700 ppm) são exibidos pelos serpentinitos e pelo xisto magnesiano, seguindo-se metaperidotitos, metanoritos e metapiroxenitos. Os grupos mais pobres são os formados por hornblenda metagabros, granulitos e anfibolito. O comportamento do níquel tem sido analisado por vários Autores. Em decorrência do tamanho de seu raio iônico e do ponto de fusão dos óxidos, ambos intermediários entre Mg^{2+} e Fe^{2+}, a seqüência de entrada nos retículos seria Mg^{2+},Ni^{2+},Fe^{2+}.A se julgar pela tabela de eletronegatividade, porém, o níquel ocuparia posições dos átomos iniciais de ferro, ao invés de magnésio (Taylor, 1966). Segundo Siedner (1965) a preferência de níquel na substituição de Fe^{2+} ou magnésio depende das condições físico-química prevalecentes, e da abundância destes elementos, havendo em decorrência desses fatores, preferência estatística temporária por um ou outro. Os gráficos das Figuras 20 e 21, relacionam teores de níquel com Mg e Fe^{2+}. Em ambos os casos as correlações são nítidas; negativas entre Fe^{2+} e Ni, e positiva entre Mg e Ni. O fato deve-se à preferência do níquel em acompanhar o magnésio em sua distribuição no retículo dos minerais. É válida, neste caso, a afirmação de Taylor (1966), que aponta a preferência de Ni em se inserir na estrutura da olivina (Tabela 5), em razão da fácil acomodação de íons bivalentes nesse mineral. Os gráficos das Figuras 20 e 21 sugerem também que o níquel nas rochas de Piên, está em posição estrutural, afastando-se a possibilidade de sua concentração em fissuras, fato descrito por vários Autores, entre os quais Goñi (1966).



□ - Metaperidotito
+ - Metapiroxenito
● - Metanorito
○ - Anfibolito
▽ - Hornblenda metagabro
▲ - Granulito
× - Xisto magnesiano
△ - Serpentinito

Fig.20 - Relação entre teores de Mg e de Ni das rochas de Piên



□ - Metaperidotito
+ - Metapiroxenito
● - Metanorito
○ - Anfibolito
▽ - Hornblenda metagabro
▲ - Granulito
X - Xisto magnesiano
△ - Serpentinito

Fig.21 - Relação entre os teores de Fe^{2+} e Ni das rochas de Piên

Goles (1967) indica valores entre 1 000 e 4 000 ppm como média de rochas ultramáficas. Segundo Fisher *et al.* (1969), 2 000 ppm representariam uma média global. Esse Autor aponta 2 500 (± 500) ppm; 380 (± 300) ppm e 1 570 (± 1 330) ppm como médias para dunitos, piroxenitos e peridotitos respectivamente. De modo geral, as ultramáficas de Piên enquadram-se nesses limites médios gerais (Tabela 19 A).

Embora a dispersão de pontos não seja muito pequena, é possível notar-se que o teor de cobalto decresce levemente à medida que diminui o teor de magnésio (Figura 18). Tal tendência, embora existente, é bem menos nítida e bem menor que as exibidas por crômio e níquel.

A julgar-se pelo tamanho de seu raio iônico, cobalto deveria mostrar maior coerência com Fe^{2+} que com Mg (Co^{2+} = 0,72; Mg = 0,66; Fe^{2+} = 0,75). No entanto, a ligação Co-Mg é mais forte e predomina sobre Co-Fe (Nockolds e Mitchell, 1948, Siedner, 1965). O diagrama da Figura 22 sugere correlação positiva entre Mg^{2+} e Co^{2+}. Também entre Ni e Co^{2+} observa-se esse tipo de comportamento (Figura 23); embora haja em ambos os casos, grande dispersão de pontos. Em gráfico efetuado e não publicado relacionou-se Fe^{2+} e Co^{2+}, obtendo-se grande dispersão de pontos, não se configurando qualquer tipo de tendência.

Segundo Goles (1967), a média do teor de cobalto em rochas ultramáficas é 110 ppm, valor que independe da mineralogia e modo de ocorrência. Fisher *et al.* (1969) apresentam as seguintes médias: 112 (± 30) ppm; 60 (± 30) ppm e 106 (± 40) ppm para dunitos, piroxenitos e peridotitos respectivamente. Em se comparando tais dados com os das rochas de Piên, concluí-se que, de modo geral, ocorre boa concordância (Tabela 19 A).

O gráfico da Figura 24 mostra nítida correlação positiva entre o índice de Simpson e o teor em vanádio. Face a dificuldade em acomodar na sua estrutura íons trivalentes, olivinas não contêm usualmente esse elemento (Taylor, 1966).

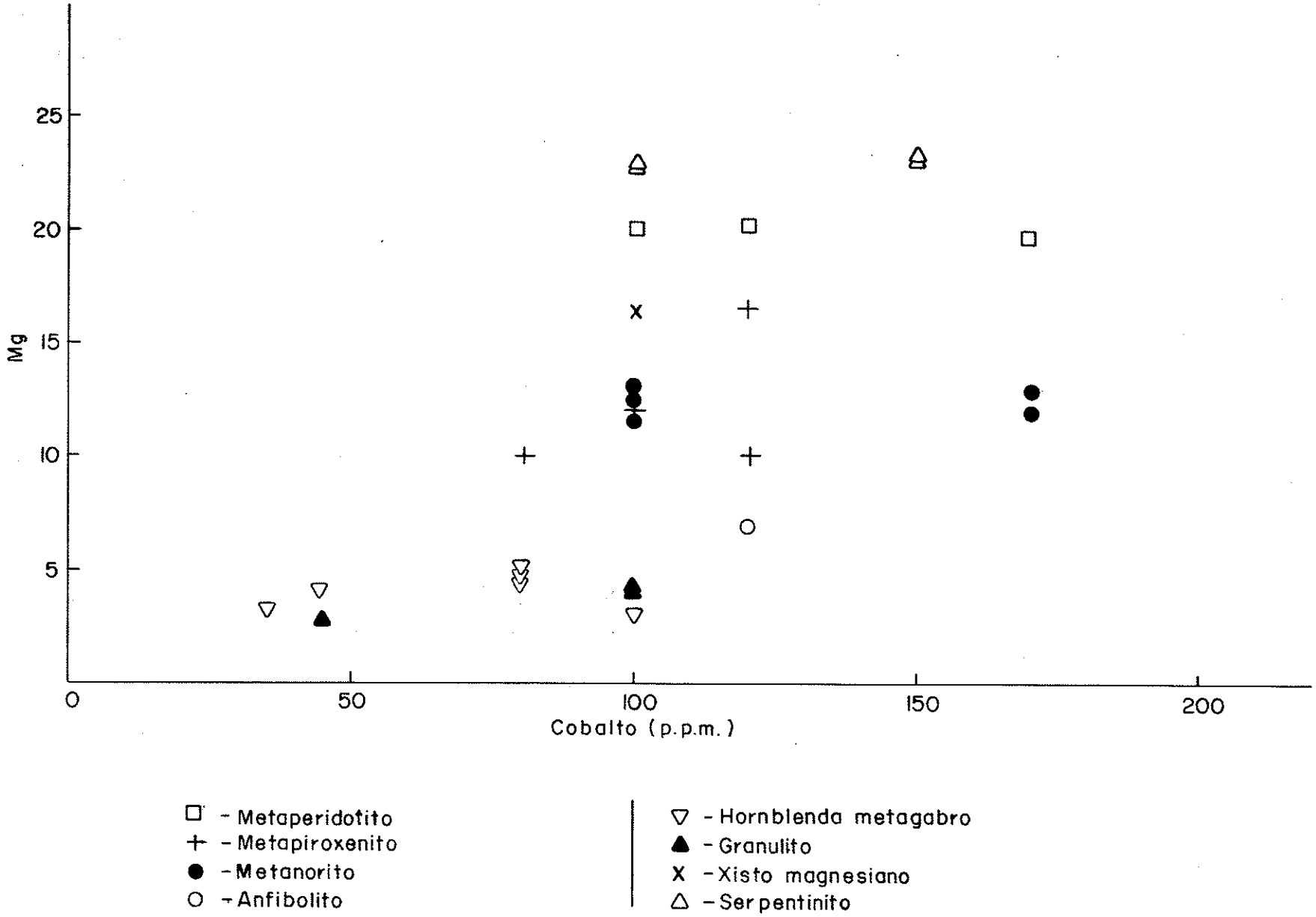


Fig.22 - Relação entre os teores de Mg e de Co das rochas de Piên

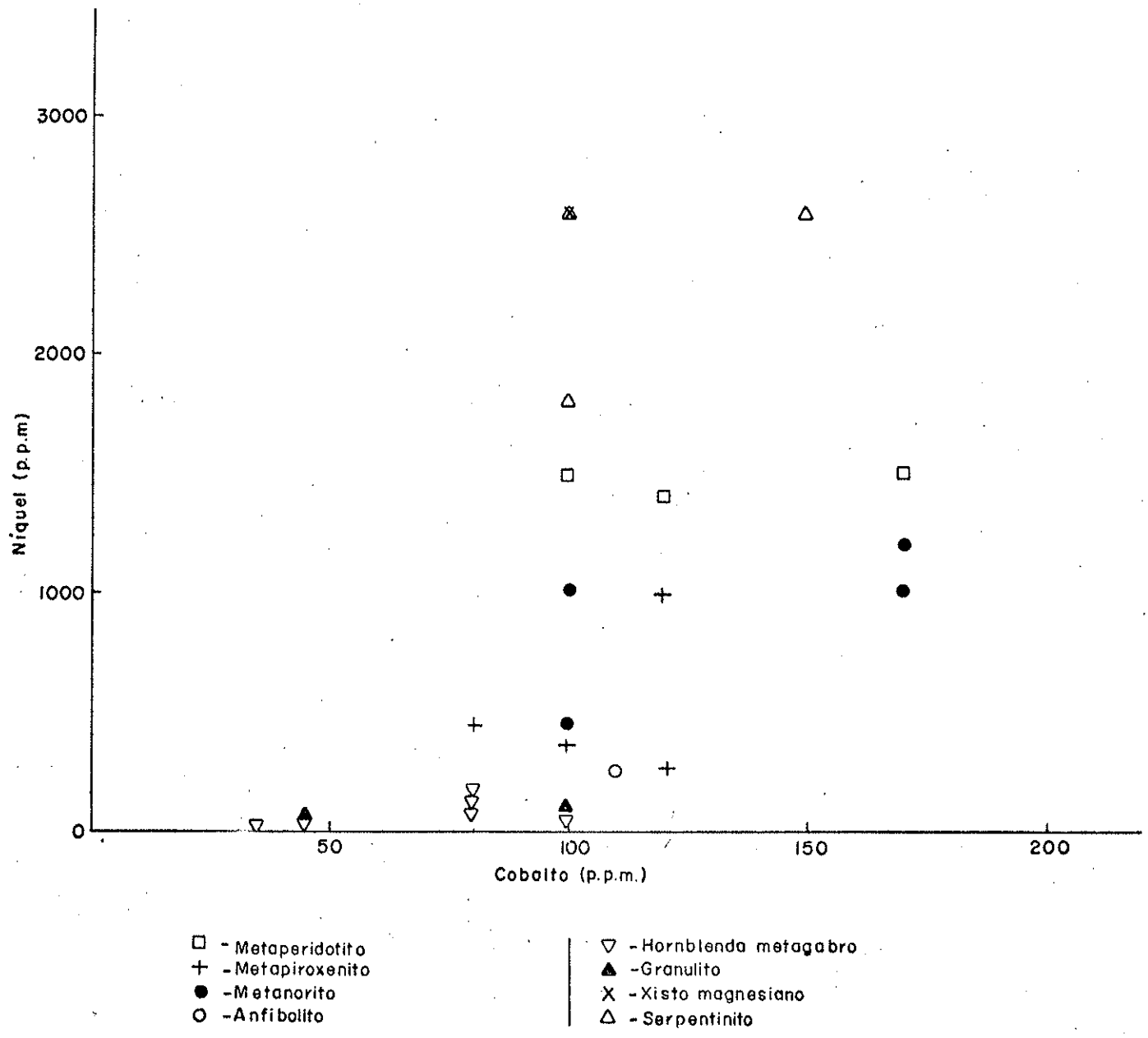


Fig.23 - Relação entre os teores de Ni e Co das rochas de Piên

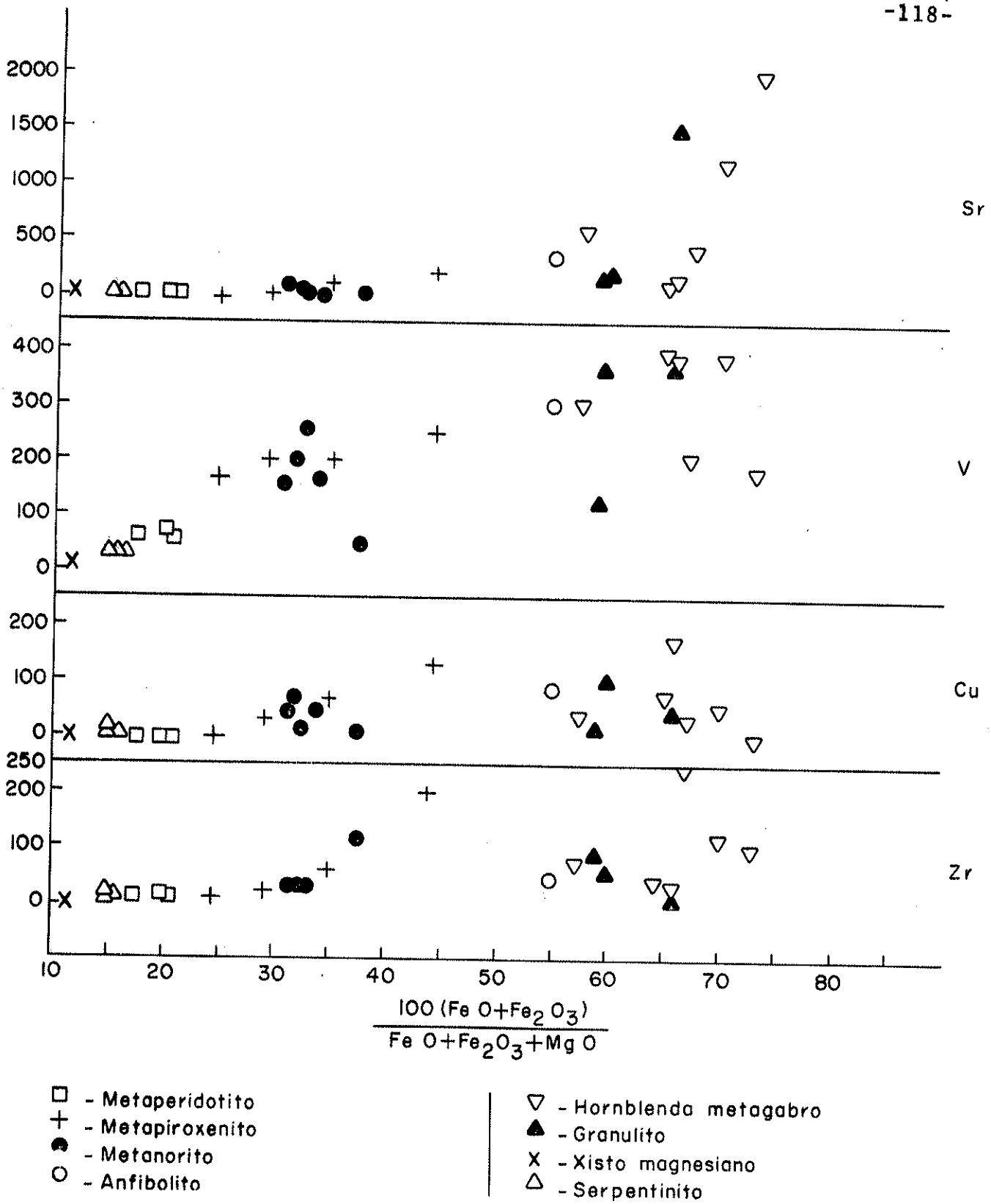


Fig.24 - Relação entre o índice de Simpson e os teores de Sr, V, Cu e Zr das rochas de Piên.

Situação inversa ocorre porém, em piroxênios e presumivelmente em anfibólios. Nestes, Engel e Engel (1962) determinaram valores médios entre 527 e 811 ppm, enquanto Gomes (1971) obteve 350 a 450 ppm.

Taylor (1966) enfatiza a validade do índice Cr^{3+}/V^{3+} na diferenciação de rochas básicas, face ao fato de raio iônico do V^{3+} (0,74) ser maior que o do crômio (0,63). Exceção feita a esse fato, os outros fatores (eletronegatividade e potencial iônico) têm valores semelhantes, resultando daí a presença de Cr^{3+} ao invés de vanádio nos estádios iniciais de cristalização.

As considerações teóricas tecidas acima são inteiramente correlacionáveis com o Complexo Piên. As rochas portadoras de olivina possuem baixos teores de V^{3+}, que aumentam consideravelmente nas amostras ricas em piroxênios e anfibólios (Tabela 19 A). Ocorre também correlação negativa entre Cr^{3+} e V^{3+} (Figura 25).

Valores médios, coletados por Fisher *et al.* (1969), indicam 50-270 ppm para piroxenitos e 100 ± 100 ppm para peridotitos. As ultramáficas de Piên enquandram-se perfeitamente nessas médias (Tabela 19 A).

Estrôncio (Sr^{2+} = 1.12) possui raio iônico intermediário entre cálcio (Ca^{2+} = 0,99) e potássio (K^{+} = 1.33). Esse elemento entra facilmente na estrutura de plagioclásios, dado o número de coordenação com oxigênio. Em piroxênios a substituição de Ca^{2+} por Sr^{2+} é dificultada,pois as posições ocupadas por Ca^{2+} são muito pequenas (Taylor, 1966). O estrôncio pode também ser capturado pelo potássio. O gráfico da Figura 24, mostra que nas ultramáficas e nos metanoritos, a quantidade de Sr^{2+} é nula ou insignificante, sofrendo brusco aumento nos hornblenda metagabros e nos granulitos.

Cu^{2+} tem afinidade com Fe^{2+}, enquanto que Cu^{+} relaciona-se a Na^{+}. Tais similaridades são explicadas pelos raios iônicos (Cu^{2+} = 0.72; Fe^{2+} = 0.74; Cu^{+} = 0.96 e Na^{+} = 0.97).

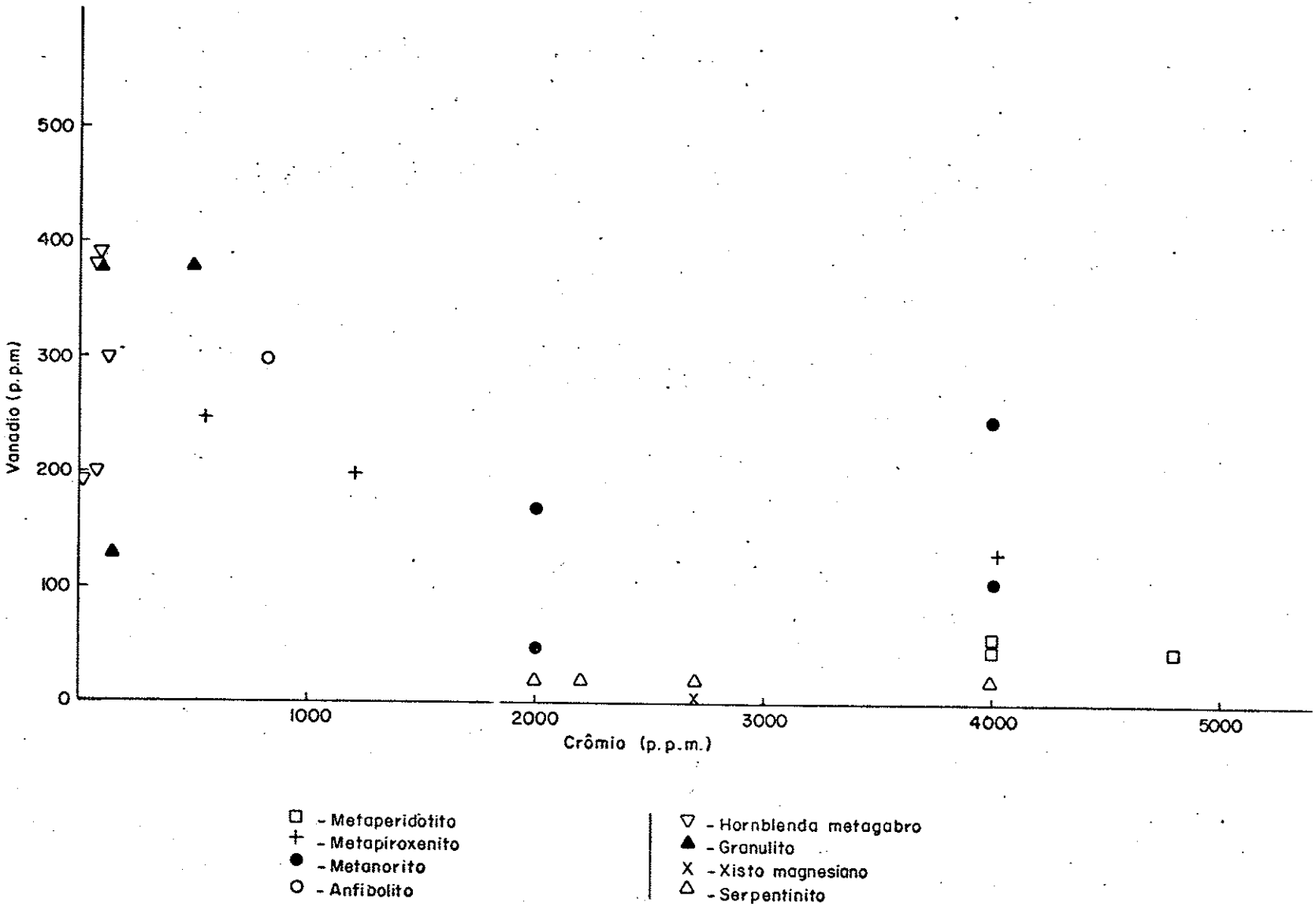


Fig.25 - Relação entre os teores de V e Cr das rochas de Piên

Nas rochas de Piên o cobre não ocorre no xisto magnesiano, nos metaperidotitos e em três dos serpentinitos. Enquanto nos metanoritos e metapiroxenitos, excetuando-se duas amostras, pequenos teores foram detectados, nos hornblenda metagabros e granulitos, os valores são muito variáveis, resultando grande dispersão dos pontos (Figura 24). Tal comportamento guarda semelhanças, quer com o gráfico referente ao ferro (Figura 16), quer com o que diz respeito ao sódio (Figura 17) nao sendo possível, em razão desse fato, decidir-se com qual deles teria o cobre maior afinidade.

Os elevados valores de carga e raio iônico do zircônio dificultam sua entrada nos retículos cristalinos dos minerais comuns das rochas, provocando a formação de zircão nas fases residuais. Porém, segundo Taylor (1966), Zr^{4+} poderia substituir Ti^{4+} na estrutura de minerais. De acordo com Wager e Mitchell (1951), Zr^{4+} aparentemente substitui Ca^{2+} em piroxênios e apatitas. No caso em questão, o comportamento muito irregular desse elemento impossibilita qualquer interpretação, pois não há correlação direta quer com o conteúdo de titânio, quer com a porcentagem de piroxênios ou apatitas das rochas.

A afinidade química entre escândio, magnésio e,principalmente ferro bivalente tem sido observada por vários Autores (Oftedal, 1943; Wager e Mitchell, 1951; e Borisenko, 1959). Segundo esses Autores, Sc^{3+} entra facilmente na estrutura dos piroxênios. Sua acomodação na estrutura das olivinas é difícil, face ao fato destes minerais acomodarem com facilidade somente cátions bivalentes (Taylor, 1966).Nockolds e Mitchell (1948) assinalam a entrada de Sc^{3+} em hornblendas e titanitas, substituindo Ti^{4+} ou Zr^{4+}.

O comportamento de escândio nas rochas de Piên mostra-se pouco regular. A observação da Figura 18 mostra que o elemento alcança teores máximos nas amostras situadas aproximadamente no meio da curva, e que correspondem a três metapiroxenitos, o anfibolito e um granulito. Tal procedimento

sugere que Sc^{3+} estaria ligado à estrutura dos piroxênios e eventualmente à de anfibólios.

Fisher *et al.* (1969) atribuem a piroxenitos média de 15 a 90 ppm, e a peridotitos 20 (± 20) ppm de Sc^{3+}. Três dos metapiroxenitos de Piên mostram, valores mais elevados que esses. Os metaperidotitos enquadram-se nesse intervalo de variação.

As discussões efetuadas no capítulo 5.3.2.1 mostraram fortes indícios de consangüinidade entre as rochas básicas e ultrabásicas de Piên. O comportamento de vários elementos maiores como magnésio, alumínio e sódio, principalmente, não está em desacordo com essa assertiva. Também o procedimento de elementos traços, tais como, crômio, níquel, cobalto, vanádio e estrôncio, quer quando relacionados com o índice de Simpson, quer em várias comparações com elementos maiores, ou ainda quando correlacionados entre si (a exemplo de Ni e Co^{2+}, Cr^{3+} e V^{3+}) é similar ao de rochas básicas e ultrabásicas diferenciadas.

Os trabalhos de Heier e Taylor (1959a, 1959b), Heier (1960), Taylor e Heier (1960) e Moxham (1960) sobre elementos traços em rochas metamórficas estabelecem que a entrada desses elementos nos retículos dos cristais obedecem às mesmas leis operantes durante a cristalização magmática. Poder-se-ia então concluir que numa recristalização metamórfica isoquímica as relações consangüíneas magmáticas dos elementos traços seriam preservadas.

No caso em discussão, parece que o primeiro evento metamórfico que atingiu as lentes básicas e ultrabásicas do Complexo Piên, em condições de fácies granulito, teria sido essencialmente de caráter isoquímico. Os eventos posteriores, porém, que resultaram em anfibolitização parcial e, na formação de serpentinitos e xistos magnesianos implicaram em adição de água. Conquanto seja consenso geral que na esteatização ocorre metassomatismo envolvendo vários óxidos, discute-se se a serpentinização se procede somente com adição

de água e conseqüente expansão do volume, ou se, MgO e SiO_2 são expulsos simultaneamente à entrada de H_2O.

Stueber (1965) conclui que os teores de Na, Mn, Cr, Sc e Co das rochas originais não são afetados durante a serpentinização. De acordo com Faust *et al.* (1956) também a quantidade de Ni não se altera em razão desse fenômeno.

Concluí-se, portanto, existirem fortes evidências de que, após o metamorfismo granulítico, as rochas básicas e ultrabásicas tenham conservado muito de suas relações químicas originais. Nos eventos posteriores, embora tenham ocorrido fenômenos metassomáticos em diversas escalas, vários elementos podem não ter sido afetados de modo importante.

5.3.3 - As fases metamórficas

O primeiro evento metamórfico caracterizado na região de Piên refere-se ao ciclo transamazônico, em condições de fácies granulito. Atraves de geotermometria fundamentada na composição química dos piroxênios, estimou-se, durante esse evento, temperaturas aproximadas de 700° a 800° C, assumindo-se uma pressão de 5 a 12 Kb.

O'Hara *et al.* (1971) discutem as condições de formação de granada peridotitos e de espinélio peridotitos. De acordo com esses Autores, granada peridotitos são metaestáveis em crostas continentais normais. Tais ocorrências ou resultaram do manto, em razão de transporte tectônico através de dezenas de quilômetros, ou originaram-se "in situ"em razão de metamorfismo de peridotitos pré-existentes na crosta. Neste caso as condições são excepcionais, pois o fenômeno só poderia ocorrer a profundidades e pressões superiores, respectivamente, a 40 km e 12 Kb. De outro lado, espinélios peridotitos, em particular espinélio lherzolitos são comuns em terrenos granulíticos. Tal associação aparece a profundidades maiores que 20-30 km, correspondendo a zonas

profundamente erodidas e escudos continentais.

A região de Piên caracteriza-se por exposições do embasamento, e parece fazer parte de núcleo antigo. As rochas ultramáficas são comumente portadoras de espinélio, não tendo sido constatada a presença de qualquer amostra de granada peridotito.

Na região de Piên ocorre fenômeno que possibilita várias considerações. Há 2 000 m.a. houve formação de rochas de fácies granulito, provenientes essencialmente da recristalização de rochas básicas e ultrabásicas. Ainda no ciclo transamazônico, porém, formaram-se também migmatitos (1 949m.a.). O fato permite a elaboração de duas hipóteses. A primeira correlaciona-o a mudança de condições ambientais, durante o ciclo, cujo resultado teria sido, provavelmente, abaixamento de temperatura e elevação da pressão da água em intervalo de tempo relativamente curto. De acordo com a segunda hipótese, permeabilidade, porosidade e composição original teriam sido responsáveis pelo fenômeno. Buddington (1963) enfatiza a importância da permeabilidade das rochas originais quando submetidas a metamorfismo granulítico. Esse Autor observa que nas rochas magmáticas, impermeáveis ou pouco permeáveis, recristalizadas sob as mesmas condições de P e T, produziram associações mineralógicas de ambos os tipos: características de subfácies piroxênio e de hornblenda granulito. A presença ou ausência de minerais hidratados nas rochas magmáticas originais determinou a ocorrência dessas diferentes associações. Winkler (1967) observa que em rochas porosas, nas quais " o volume dos poros é muito pequeno, uma pequena quantidade de H_2O presente sob forma de fase fluida, seria suficiente para manter pressão de vários kilobars, atingindo-se aproximadamente a condição $P_{H_2O} = P_s$. Nessas circunstâncias, a uma temperatura de 650-700° C, é imperativa a formação de fusões anatéticas numa rocha quartzo-feldspática".

Em se aplicando as considerações relativas à segunda hipótese às rochas de Piên, concluir-se-ia que a diminuta

permeabilidade das rochas básicas e ultrabásicas, durante o ciclo transamazônico, teria sido a principal responsável pela limitada quantidade de minerais hidratados, representados, nessa fase, por anfibólios primários. A quantidades desses minerais é mais expressiva nas rochas gabróides do que nas ultramáficas, fato que refletiria a mineralogia das rochas magmáticas originais. Essa linha de raciocínio prevê que o pequeno volume dos poros das rochas leucocráticas teria possibilitado, mesmo em presença de pequena quantidade de H_2O, fusões parciais nas rochas graníticas, originando migmatitos.

Durante o ciclo brasiliano os fenômenos ocorridos na região caracterizam-se, presumivelmente, por temperaturas mais baixas. Nas rochas básicas o efeito preponderante foi a intensa anfibolitização. As rochas graníticas, porém, sofreram fusões parciais, resultando em nova migmatização regional e na formação do Granito Agudos. A presença de enclaves básicos perfeitamente conservados nesse corpo mostra que, apesar da grande disponibilidade de água, a temperatura não foi suficiente para fundí-los. Deformações nas rochas básicas e ultrabásicas, representadas por cisalhamento (visível principalmente em serpentinitos, em vários hornblenda metagabros e anfibolitos) e por estruturas xistosas e texturas nematoblástica nos anfibolitos, teriam permitido percolação mais fácil de fluidos, facilitando, desse modo, a hidratação dos minerais.

As rochas ultramáficas foram fortemente afetadas por esteatização e serpentinização. As evidências texturais indicam serem os piroxênios os principais responsáveis pela formação de talco e tremolita, componentes principais dos xistos magnesianos. Admite-se ter havido, durante essa reação, alguma introdução de SiO_2, proveniente possivelmente dos migmatitos encaixantes, concomitante com saída de CaO. O trabalho de Fyfe (1962) mostra que o limite máximo de estabilidade do talco situa-se abaixo de 730^{o} C.

Olivinas foram os principais minerais primários

responsáveis pela formação de serpentina nas rochas de Piên. As temperaturas de serpentinização têm sido objeto de numerosas pesquisas. O trabalho pioneiro foi executado por Bowen e Tuttle (1949), relativo ao estudo do sistema $MgO-SiO_2-H_2O$. Esses Autores concluiram que, a pressão abaixo de 1 Kb, serpentina e brucita formam-se a partir de forsterita abaixo de 400° C. Sob pressão de 3 Kb a reação se processa a 450° C. Pistorius (1963) estudou o fenômeno a 50 Kb e determinou que a temperatura de transição situa-se a 475° C. Scarfe e Wyllie (1967) introduziram ferro no sistema, e concluiram que serpentinas portadoras desse elemento são estáveis até a 300° C e 325° C, a pressões de 1 a 3 Kb respectivamente. Johannes (1968) refez essa pesquisa, e assinalou que as verdadeiras temperaturas de transição situam-se cerca de 60° C abaixo. Barnes e O'Neil (1969) afirmam que serpentinas podem se formar a temperaturas próximas da temperatura ambiente, sob efeito de alteração intempérica. Discute-se muito na literatura se a serpentinização precede a esteatização, ou se a ordem dos fenômenos é invertida. Hess (1933), Wilk (1953), Chidester (1962) acreditam na primeira hipótese. Versalo (1965) e Page (1967) representam os Autores defendem a segunda.

Os estudos experimentais acima relacionados mostram que a esteatização e serpentinização ocorrem a temperaturas abaixo de 730° C e 475° C, respectivamente. No caso de Piên, pode-se supor que os fenômenos tenham se iniciado durante o ciclo brasiliano, dada a disponibilidade de água existente. No que tange à relação cronológica entre os fenômenos deve-se levar em conta as seguintes relações texturais:

a) em algumas secções notou-se que a talcificação precedeu a serpentinização.

b) Na maioria das amostras observadas, não se notou indicação que um dos processos tenha antecedido o outro, parecendo que a única correlação valida refere-se à natureza do mineral original (olivina ou piroxênio).

c) Vários serpentinitos permitem supor ter havido mais uma geração de serpentina.

A observação dessas texturas aliada às temperaturas experimentais indicam que, numa fase inicial, teria se iniciado a talcificação. Com o decréscimo de temperatura, após atingido determinado limite (abaixo de 475° C), cujo valor exato depende da pressão de água atuante, iniciou-se a serpentinização. Portanto. ambos os fenômenos teriam ocorrido concomitantemente durante determinado tempo. É possível que várias fases de serpentinização tenham existido, correspondentes a temperaturas decrescentes.

6. SUMÁRIO E CONCLUSÕES

O complexo básico-ultrabásico de Piên é constituído por corpos lenticulares, alongados segundo a direção NE e encaixados em rochas cristalinas. As rochas básicas e ultrabásicas, originalmente magmáticas e provavelmente consangüíneas, exibem influência de ação polimetamórfica.

Sob o ponto de vista petrográfico, observou-se a existência de diversas unidades. Pequenos corpos de granulitos essencialmente mesocráticos entremeiam-se aos migmatitos. Sua composição mineralógica mostra presença predominante de plagioclásios (An_{33}-An_{65}) e piroxênios ortorrômbicos e monoclínicos. Hiperstênios até o limite com ferrohiperstênios são os representantes do primeiro grupo. Salitas são as variedades de clinopiroxênios presentes. Anfibólios castanhos (hornblendas a magnésio-hornblendas), provenientes de clinopiroxênios, opacos (titanomagnetitas e ilmenitas, principalmente), quartzo, feldspato potássico, clorita, serpentina, dolomita, biotita, talco, apatita, granada e zircão ocorrem subordinadamente. Intercrescimentos antipertíticos são comuns. A textura é granoblástica, sendo freqüente a presença de ângulos de 120° entre os limites externos dos grânulos, fenômeno característico de recristalização metamórfica.

Metanoritos, metapiroxenitos, metaperidotitos, serpentinitos e xistos magnesianos são rochas intimamente correlacionadas, constituindo lentes adjacentes à de hornblenda metagabro e rochas associadas. Ortopiroxênios (bronzitas) e plagioclásios (An_{45}-An_{65}) são os minerais predominantes nos metanoritos. Clinopiroxênios (salitas no limite com diopsídios), anfibólios (pargasitas a hornblenda tschermakíticas), espinélios (hercynitas), opacos (titanomagnetitas, cromitas, ilmenitas e piritas, principalmente), talco e dolomita são acessórios. Além desses minerais, um dos afloramentos de metanorito mostra a presença de safirina. Clino e ortopiroxê

nios são os principais minerais dos metapiroxenitos. Os clinopiroxênios pertencem às variedades diopsídio e salita, enquanto os ortopiroxênios são representados por bronzitas. Variedades castanhas (hornblendas-pargasitas) e incolores (tremolitas-actinolitas), estas de origem claramente secundária, representam os anfibólios. Plagioclásios (An_{45}-An_{60}), opacos (titanomagnetita e ilmenita, principalmente), serpentinas, talco, clorita e granada são minerais acessórios.

A composição mineralógica dos metaperidotitos mostra a presença predominante de ortopiroxênios e olivinas. Clinopiroxênios, espinélios, opacos, serpentinas, talco e dolomita constituem associação mineralógica subordinada. Piroxênios ortorrômbicos e monoclínicos são representados respectivamente por bronzitas até o limite com enstatitas e por diopsídios; olivinas são termos limítrofes entre forsteritas e crisolitas. Magnetita, o mineral opaco presente, está associada a espinélios verdes (pleonastos). Texturas granoblásticas, onde a existência de ângulos de 120° entre os limites externos dos minerais é fenômeno comum, predominam nos metanoritos, metapiroxenitos e metaperidotitos. Nestes últimos, observou-se outra particularidade textural que também parece evidenciar recristalização metamórfica. Trata-se da presença de olivina envolvendo ortopiroxênio, fato obviamente não explicável através de cristalização magmática normal.

Serpentinitos e xistos magnesianos são variedades litológicas muito comuns dentre as ultramáficas. Serpentinas, opacos, talco, dolomita, espinélio (picotita), além de cristais reliquiares de olivinas e piroxênios constituem a associação mineralógica dos serpentinitos. As serpentinas são representadas pelos seus três polimorfos, sendo lizardita o mais freqüente, seguido por crisotila e antigorita. Magnetita, cromita e hematita são os minerais opacos mais freqüentes. Foram observados vários tipos de relações texturais. Lizardita ora ocorre sob forma de pequenas fibras, formando, por vezes, camadas concêntricas; ora aparece com hábito placóide. Tais

placas possuem dimensões variadas. Por vezes uma delas substitui inteiramente antigo máfico existente. Em outras ocasiões o pseudomorfo é constituído por várias placas. Neste caso, veios de crisotila fibrosa podem cortar tais áreas, originando-se malhas ("mesh structure"). Antogorita fibrosa ocorre pseudomorfa sobre piroxênios (textura bastítica). Veios de crisotila, representantes prováveis de geração tardia de serpentina, podem cortar os vários tipos de serpentinitos. Talco e clorita são os minerais mais importantes nos xistos magnesianos. Tremolita é expressiva em algumas amostras, sendo opacos (magnetita), rutilo, turmalina e quartzo minerais acessórios. A textura é comumente lepidoblástica, ocorrendo por vezes a porfiroblástica, caracterizada por porfiroblastos de clorita e tremolita.

A grande lente central da região de Piên é constituída principalmente por hornblenda metagabros, sendo anfibolitos e gnaisses anfibolíticos tipos petrográficos subordinados. Os hornblenda metagabros caracterizam-se pela presença constante de plagioclásios (An_{30}-An_{72}) e anfibólios, estes representados pelas variedades castanhas (pargasitas-hornblendas) e pelas incolores (tremolitas-actinolitas). Enquanto a origem dos últimos é claramente secundária, parece haver duas gerações de anfibólios castanhos: primária e secundária. Opacos, cujos termos mais abundantes são titanomagnetita e pirita; granada (almandina-piropo), clorita, epídoto, apatita, quartzo, biotita, titanita e prehnita são acessórios. A textura é granoblástica. Sob o nome de anfibolitos foram reunidas as rochas de textura nematoblástica, nas quais os anfibólios são largamente predominantes. Plagioclásios (An_{35}-An_{60}) e núcleos reliquiares de clinopiroxênios ocorrem em algumas amostras. Foram determinados dois tipos de anfibólios: castanhos (pargasitas e pargasitas ferrosas) e incolores (tremolitas-actinolitas), cujas relações texturais são idênticas às exibidas pelos hornblenda metagabros. Opacos, granadas, apatitas, biotitas, cloritas e epídotos são minerais acessó

rios. A presença de biotita e clorita bordejando anfibólios e piroxênios, e a de epídoto incluso em plagioclásios, além das relações entre piroxênios e anfibólios demonstram a existência de retrometamorfismo tanto nos hornblenda metagabros quanto nos anfibolitos. Em algumas amostras de ambos os tipos petrográficos o efeito diaftorético é ainda mais intenso. Tal evidência é mostrada pela presença de plagioclásio albítico (An_{3-8}) + epídoto, por núcleos reliquiares de anfibólios coroados pela associação titanita+clorita+epídoto; e pela larga predominância de anfibólio incolor sobre o castanho. As bandas claras dos gnaisses anfibolíticos, de textura granoblástica, são constituídas essencialmente por plagioclásio (An_{25-60}) e quartzo. Nas escuras, de textura nematoblástica predominam anfibólios castanhos a incolores, plagioclásios e clinopiroxênios. Biotitas, cloritas e epídotos são os acessórios mais comuns. As relações texturais entre os minerais fêmicos são as mesmas existentes nos hornblenda metagabros e anfibolitos.

Vários fenômenos indicam a consangüinidade entre as rochas básicas e ultrabásicas. Evidências de campo, relacionadas à íntima associação dessas litologias nas várias lentes forneceram o primeiro indício. O comportamento da seqüência de cristalização ("trend") dos piroxênios apontou o segundo. A terceira manifestação deveu-se à elaboração de diagrama correlacionando teores de albita e anortita normativos com parâmetros que relacionamos teores de Fe^{2+}, Mg e Mn em rochas pouco afetadas ou não atingidas por fenômenos metassomáticos. Também o comportamento de vários elementos maiores, tais como, magnésio, alumínio e sódio principalmente, e de elementos menores tais como, crômio, níquel, cobalto, vanádio e estrôncio, mostrou-se, através dos vários gráficos elaborados, similar ao de rochas básicas e ultrabásicas diferenciadas. Diagrama triangular, cujos vértices são ocupados por ferro, magnésio e alcális, evidencia semelhança entre os campos de composição das amostras do Complexo Piên com as de Vourinon, Grécia e de Maryland, U.S.A., ambas con

sideradas como exemplos de complexos alpinos (Thayer, 1967).

O primeiro evento metamórfico caracterizado na região de Piên, ocorreu há cerca de 2 000 m.a., durante o ciclo transamazônico, em condições de fácies granulito.

Tal fenômeno causou recristalização nas lentes básicas e ultrabásicas, cujo caráter predominantemente isoquímico teria sido responsável pela preservação de muito das relações químicas das rochas originais. Através de geotermometria fundamentada na composição química dos piroxênios, estimou-se, durante esse evento, temperaturas aproximadas de 700^{o} C e 800^{o} C, assumindo-se uma pressão de 5 a 12 Kb.

Ainda no ciclo transamazônico formaram-se migmatitos. A coexistência de migmatitos e granulitos permite a elaboração de duas hipóteses. A primeira atribui o fato à mudanças nas condições ambientais, durante o ciclo, cujo resultado, teria sido, provavelmente, abaixamento de temperatura e elevação da pressão d'água. De acordo com a segunda, o fenômeno explicar-se-ia em razão de diferentes parâmetros físicos das rochas originais, tais como, permeabilidade, porosidade e composição original.

Durante o ciclo brasiliano os fenômenos ocorridos na região caracterizaram-se, presumivelmente, por temperaturas mais baixas. Nas rochas básicas o efeito preponderante foi a intensa anfibolitização. As rochas graníticas, porém, sofreram fusões parciais, resultando em nova migmatização regional.

A determinação das razões isotópicas iniciais Sr_{87}/Sr_{86} dos granulitos, migmatitos brasilianos e granitos permitem algumas observações. O valor obtido para os granulitos (0,702) é mais um argumento a reafirmar a origem ígnea básica dessas rochas. A razão inicial dos migmatitos brasilianos (0,707), mais alta que a dos granulitos, porém relativamente baixa dentro do intervalo das rochas graníticas (0,700-0,737), possibilita a elaboração de duas hipóteses genéti

cas. De acordo com a primeira, parte das rochas migmatizadas teria sua origem ligada à diferenciação de material proveniente do manto. A segunda hipótese subordina a origem dos migmatitos brasilianos a material que poderia ter longa vida crustal, porém, com baixa razão inicial Sr_{87}/Sr_{86}. Tal é o caso dos granulitos, por exemplo. Não se conhece o valor do parâmetro para os migmatitos transamazônicos, porém, se a razão inicial dessas rochas fosse baixa, poder-se-ia aventar a hipótese da sua contribuição na formação dos migmatitos brasilianos. O valor da razão inicial do Granito Agudos (0,704) sendo menor que a dos migmatitos, mostra que, provavelmente, os materiais formadores de ambos não devem ter sido exatamente os mesmos.

As rochas ultramáficas foram fortemente afetadas por esteatização e serpentinização. Estudos experimentais mostram que tais fenômenos devem ter ocorrido abaixo de 730° C e 475° C, respectivamente. No caso de Piên, poder-se-ia supor que os fenômenos tenham se iniciado durante o ciclo brasiliano, dada a grande disponibilidade de água existente. Aliando-se relações texturais e temperaturas experimentais, deduziu-se que a talcificação ocorreu em fase inicial. Com o decréscimo de temperatura, após atingido valor abaixo de 475° C (cuja determinação precisa correlaciona-se à pressão de água presente), iniciou-se a serpentinização. Ambos os fenômenos devem ter atuado concomitantemente durante determinado tempo. É possível que tenham existido várias fases de serpentinização, correspondentes a temperaturas decrescentes.

7 - 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 (inédito), Porto Alegre, RS

ALLARD,G.O. e FUJIMORI,K.(1966) - *A new ocurrence of sapphirine in Salvador, Bahia, Brazil* - Canad.Mineral., *8*, p. 660.

ALMEIDA,F.F.M.de (1949) - *Novo campo de riólitos e tufos do sul do Brasil* - Eng.Min.e Met., vol.XIV, *nº 82*, Rio de Janeiro, GB.

ANASTASIOU,P. e SEIFERT,F. (1972) - *Solid solubility of* Al_2O_3 *in enstatite at high temperature and 1-5 Kb water pressure* - Contr.Mineral and Petrol., *34*,pp.227-281.

BARNES,I. e O'NEIL,J.R.(1969) - *The relationship between fluids and some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States*-Bull. Geol.Soc.Am., *80*, pp.1947-1960.

BARTH,T.F.W. (1962) - *Theoretical Petrology* - John Willey and Sons, New York.

BASTA,E.Z. (1959) - *Natural and synthetic titanomagnitites* - N.Jb.Min.Abh., *94*, pp.1017-1048.

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

BERBERT,C.O. (1970) - *Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás* - An.XXIV Congr.Bras.Geol.,pp.42-50,Brasília.

BINNS,R.A.(1962) - *Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Walles* - Min.Mag., *33*, pp.320-338.

BINNS,R.A.(1965) - *The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district,New South Walles* - Part I. Hornblendes - Min.Mag., *35*,p.306 -326.

BORISENKO,L.F.(1959) - *On the distribution of scandium in igneous rocks from the example of some massifs of the Soviet Union* - Geochemistry *7*, pp.52-70.

BOWEN,N.L. e TUTTLE,O.F. (1949) - *The system MgO-SiO_2-H_2O* - Bull.Geol.Soc.Am., *60*, pp.439-460.

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

BOYD,F.R.Jr. e MacGREGOR,I.O. (1964) - *Ultramafic rocks* - Carnegie Inst.Wash. Yearbook, *63*, pp.152-157.

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

BUDDINGTON,A.F. (1963) - *Isograds and the role of H_2O in metamorphic facies of orthognaisses of the Northwest Adiondack Area, New York* - Geol.Soc.Am., *74*, pp.1155-1182.

BUDDINGTON,A.F. e LINDSLEY,D.H.(1964) - *Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents* - Journ.Petrol., *2*, Part 2, pp.310-357.

CARVALHO,P.F. e PINTO,E.A.(1938) - *Reconhecimento geológico do Estado de Santa Catarina* - SGM/DNPM, Bol. *92*, Rio de Janeiro, GB.

CHALLIS,G.A. (1965) - *The origin of New Zealand ultramafic intrusions* - Journ.Petrol., *6*, pp.322-364.

CHAYES,F. (1949) - *A simple point counter for thin section analysis* - Amer.Mineral., *34*, pp.1-11.

CHIDESTER,A.H. (1962) - *Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in North Central Vermont* - U.S.Geol.Prof. Paper, 345.

CHRISTIE,O.H.J. (1959) - *Note on equilibrium between plagioclase and epidote* - Nork.Geol.Tidsskr.*42-2*,(Feldspar Volume), pp.354-382.

COLEMAN,R.G. e KEITH,T.E. (1971) - *A chemical study of serpentinization - Burro Mountain, California* - Journ. Petrol., *12-2*, pp.312-328.

CORDANI,U.G. (1971) - *Síntese da geocronologia precambriana da região costeira atlântica meridional da América do Sul* - XXV Congr.Bras.Geol., Bol.Especial nº *1*,pp.179-180, São Paulo.

CORDANI,U.G. (1974) - *Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Assuncion e Curitiba - Carta Geol. do Brasil ao Milionêssimo (Folhas Assuncion e Curitiba)* - DNPM, pp.58-72, Brasília.

CORDANI,U.G. e GIRARDI,V.A.V. (1967) - *Geologia da Fôlha de Morretes* - Bol.da Univ.Fed.do Paraná - *nº 26*, Curitiba.

CORDANI,U.G. e KAWASHITA,K. (1971) - *Estudo geocronológico, pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui* - XXV Congr.Bras.Geol., Bol.Especial *nº1*, pp.182-183, São Paulo.

CRAIG,H. (1964) - *Petrological and compositional relationship in meteorites* - Isotopic and Cosmic Chemistry,Amsterdan, North Holland, pp.401-451.

DAVIDSON,L.R. (1968) - *Variation in ferrous iron-magnesium distribuition coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia* - Contr.Mineral and Petrol., *19*, pp.239-259.

DAVIS,B.T.C. e BOYD,F.R. (1966) - *The join $Mg_2Si_2O_6$-$CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites* - Journ.Geoph.Research - 71-14,pp.3567-3576.

DEER,W.A.; HOWIE,R.A. e ZUSSMAN,J. (1963) - *Rocks forming minerals* - Longmans, London.

DEN TEX,E. (1965) - *Metamorphic lineages of orogenic plutonism* - Geol.en Mijnbouw, *4*, pp.105-132.

DEN TEX,E. (1969) - *Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribuition to the discussion of the paper "The Origin of Ultramafic and Ultrabasic Rocks"* - By P.J.Wyllie - Tectonophysics, *7*(5-6), pp.457-488.

DUTRA,E.B. (1926) - *Reconhecimento topográfico e geológico do Estado de Santa Catarina* - Bol.SGM/DNPM - *nº 21*, Rio de Janeiro, GB.

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

ELLERT,R.e GIRARDI,V.A.V.(1974)-*Óxidos metálicos e sulfetos nos metamorfitos básicos e ultrabásicos de Piên,PR*-Bol. IG (no prelo).

ENGEL,A.E.J. e ENGEL,G. (1962) - *Hornblendes formed during progressive metamosphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York* - Bull.Geol.Soc.Am., pp.1499-1514.

FAURE,G. e POWELL,J.L. (1972) - *Strontium isotope geology* - Springer Verlag Berlin, Heidelberg - New York.

FAUST,G.T. e FAHEY,J. (1962) - *The serpentine group minerals* - Geol.Prof.Paper, *384-A*, 92 p.

FAUST,G.T. e NAGY,B. (1967) - *Solution studies of chrysotile, lizardite and antigorite* - Geol.Surv.Prof.Paper *348-A*, 105 p.

FAUST,G.T.; MURATA,J. e FAHEY,J.J. (1956) - *Relation of minor-element content of serpentines and their geological origin* - Geoch.et Cosmoch.Acta, *10*, pp.316-320.

FISHER,D.E.; JOENSUV,O. e BOSTROM,K. (1969) - *Elemental abundances in ultramafic rock and their relation in the Upper Mantle* - Journ.Geoph.Research, *74*, pp.3865-3873.

FUCK,R.A.; MARINI,O.J. e TREIN,E. (1967) - *A Formação Guaratubinha* - Bol.Paran.Geoc., *23-25*, pp.237-255.

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.

FYFE,W.S. (1962) - *On the relative stability of talc, anthophyllite and enstatite* - A.J.Sc., *260*, pp.460-466.

FYFE,W.S.; TURNER,F.J. e VERHOOGEN,J. (1958) - *Metamorphic reactions and metamorphic facies* - Geol.Soc.Am., *73*, 259 p.

GIRARDI,V.A.V. (1969) - *Petrologia das rochas metamórficas da região Morretes-Antonina, Pr* - Tese de doutoramento (inédito) - São Paulo, 131 p.

GIRARDI,V.A.V. (1971) - *Os anfibolitos da região Morretes-Antonina, Pr* - Rev.Bras.Geoc., vol. *1*, pp.43-64.

GIRARDI,V.A.V.; MADUREIRA FILHO,J.B. e HYPOLITO, R. (1971) - *Granadas em gnaisses de Peruíbe, SP* - An.XXV Congr.Bras. Geol., vol. *1*, pp.235-239, São Paulo.

GIRARDI,V.A.V. e SANTINI,P. (1973) - *The magnesian schists from the Morretes-Antonina, Area, Paranã* - Rev. Bras. Geoc., vol. *3*, nº3, pp.181-191.

GOLES,G.G. (1967) - *Trace elements in ultramafic rocks - in* Wyllie, P.J. ed., Ultramafic and related rocks, New York, pp.353-362.

GOMES,C.B. (1970) - *Petrologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP* - Bol.IGA,nº *1*, pp.77-197, São Paulo.

GOMES,C.B. (1971) *Polimetamorfismo dos anfibolitos do Jaraguã, São Paulo - Evidências químicas, mineralógicas e texturais* - Tese de Livre-docência(inédito) - São Paulo, 98 p.

GOÑI,J. (1966) - *Contribuition à l'étude de la localisation et la distribuition des elément au traces dans les minéraux et les roches granitiques* - (Thesis) - Mem. BRGM, Orleans, *45*, 68p.

GREEN,D.H. (1964) - *The petrogenesis of high temperature intrusion in the Lizard Area, Cornwall* - Journ. Petrol., *5*, pp.134-188.

GRIFFIN,W.L. e HEIER,K.S. (1969) - *Paragenesis of garnet in granulite facies rocks, Lofoten-Vesteraalen, Norway* - Contr.Mineral and Petrol., *23*, pp.89-116.

HALLIMOND,A.F. (1943) - *On the graphical representation of the calciferous amphiboles* - Am.Mineral., *28*, pp.65-89.

HEIER,K.S. e TAYLOR,S.R. (1959a) - *The distribuition of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb e Tl in Southern Norwegian pre-cambrian alkali feldspars* - Geoch.et Cosmoch.Acta, *15*, pp.284-304.

HEIER,K.S. e TAYLOR,S.R. (1959b) - *Distribuition of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-cambrian alkali feldspars* - Geoch.et Cosmoch. Acta, *17*, pp.286-304.

HESS,H.H. (1933) - *Hydrotermal metamorphism of an ultrabasic intrusive of Schuyler, Virginia* - Amer.J.Sc.,Serv. *5*, p.337.

HESS,H.H. (1941) - *Pyroxenes of common mafic minerals, Part II* - Amer.Mineral., vol. *26*, pp.573-594.

HESS,H.H. (1949) - *Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, Part I* - Amer.Mineral., *34*, pp.621-666.

HIMMELBERG,G.R. e LONEY,R.A. (1973) - *Petrology of the vulcan peak alpine-type peridotite, Southwestern Oregon* - Bull.Geol.Soc.Am., vol. *84*, pp.1585-1600.

HIMMELBERG,G.R. e PHYNNEY,W.C. (1967) - *Granulite facies metamorphism, Granite Falls - Montevideo Area, Minnesota* - J.Petrol., *8*, pp.325-348.

HOWIE,R.A. (1955) - *The geochemistry of the charnockite series of Madras, India* - Trans.Roy.Soc.Edinburgh,vol. *LXII*, Part III - pp.725-756.

IRVINE,T.N. (1965) - *Chromian spinel as petrogenetic indicator - Part 1, Theory* - Canadian Journ.Earth Sci., *2*, pp.648-672.

IRVINE,T.N. (1967) - *Chromian spinel as petrogenetic indicator - Part 2, Petrology application* - Canadian Journ. Earth Sci., *4*, pp.71-103.

ITO,K. e KENNEDY,G.C. (1968) - *Melting and phase relations in the plane tholeite-lherzolite-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications* - Contr.Mineral. and Petrol., *19*, pp.177-211.

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, Canada.

JAMES,O.B. (1971) - *Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California* - Journ. Petrol. vol.*12* , nº3, pp.523-560.

JOHANNES,W. (1968) - *Experimental investigation of the reaction forsterita + H_2O ⇄ serpentine + brucite* - Contr. Miner.Petrol., *19*, pp.309-315.

KATZ,M.B. (1969) - *The nature and origin of the granulites of Mont Tremblant Park, Quebec* - Bull.Geol.Soc.Am.,vol. *80*, pp.2019-2038.

KEIL,K.(1967) - *The electron microprobe X-ray analysis and its application in mineralogy* - Fortschr.Mineral., *44*, pp.4-66.

KRETZ,R. (1961) - *Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet* - Journ.Geol., *69*, pp.361-387.

KRETZ,R. (1963) - *Distribuition of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural assemblages* - J.Geol., *71*, pp.773-785.

KRETZ,R. (1966) - *Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks* - J.Petrol., *7*, pp.68-94.

LARIMER,J.W. (1968) - *Experimental studies on the system FeO-MgO-SiO_2-O_2 and their bearing on the petrology of chondritic meteorites* - Geoch.et Cosmoch.Acta, *32*, pp.1187-1207.

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

LONEY,R.A.; HIMMELBERG,G.R. e COLEMAN,R.G. (1971) - *Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, USA* - Journ.Petrol., *12*,p.245-309.

LONG,J.V.P. (1967) - *Electron probe microanalysis in physical methods of determinative mineralogy* - pp.215-260. Academic Press.

MAACK,R. (1947) - *Breves noticias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina* - Arq.Biol.Tecnol., *II*, art.7, pp.90-200, Curitiba.

MacGREGOR,I.D. (1967) - *Mineralogy of model mantle composition - in:* Wyllie,P.J. ed., Ultramafic and related rocks, New York, pp.381-392.

MacGREGOR,I.D. (1974) - *Solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions* (inédito) - 33 p.

MARINI,O.J.; FUCK,R.A. e TREIN,E. (1967) - *Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas no primeiro planalto do Paraná - Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná* - Bol. Paran. Geoc., *23-25*, pp.307-323.

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

MEDARIS,L.G.Jr.(1969) - *Partitioning of Fe^{2+} and Mg^{2+} between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene* -Am. Journ.Sci., *267*, pp.945-968.

MEDARIS,L.G.Jr.(1969) - *High - pressure peridotites in South -western Oregon* - Bull.Geol.Soc.Am., *83*, pp.41-58.

MINIOLI,B. (1972) - *Aspetos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velha, SC* - Tese de doutoramento (inédito) 104 p., São Paulo.

MIYASHIRO,A. (1953) - *Calcium poor garnets in relation to metamorphism* - Geoch. et Cosmoch. Acta, *4*, pp.179-208.

MOXHAM,R.L. (1960) - *Minor element distribuition in some metamorphic pyroxenes* - Canad.Mineral., *6*, 4,pp.522-545.

MUELLER,R.F. (1964) - *Theory of the equilibria between complex silicate melts and crystalline solutions* - Am.J. Sci., *262*, pp.643-652.

MUIR,I.D. (1951) - *The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, Eastern Greenland* - Min.Mag.,*29*, p.690.

MUTHSUWAMI,T.N. (1949) - *Sapphirine - Madura* - Proc.Indian Acad.Sci., Section A, vol. *30*, p.295.

NAFZIGER,R.A. e MUAN,A. (1967) - *Equilibrium phase composition and thermodynamic properties of olivines and pyroxenes in the system $MgO-FeO-SiO_2$* - Am.Mineral., *52*,p. 1364-1385.

NOCKOLDS,S.R. e MITCHELL,R.L. (1948) - *The geochemistry of some caledonian plutonic rocks: A study in relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals* - Trans.Roy.Soc.Edinburgh *66*,pp.533 -575.

NORISH,K. e HUTTON,J.T. (1969) - *An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples* - Geoch. et Cosmoch. Acta, *33*,pp.431-453.

OFTEDAL,I.(1943) - *Scandium in biotite as geologic thermometer* - Nork.Geol.Tiddskr.,*23*, p.202.

O'HARA,M.J. (1967) - *Mineral paragenesis in ultrabasic rocks - in* Wyllie,P.J., ed., Ultramafic and related rocks,New York, pp.393-401.

O'HARA,M.J.; RICARDSON,S.W. e WILSON,G. (1971) - *Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle* - Contr.Mineral and Petrol., *32*, pp.48-68.

PAGE,N.J. (1967) - *Serpentinization at Burro Mountain, California* - Contr.Mineral.and Petrol., *14*, pp.321-342.

PAGE,N.J.(1968) - *Chemical differences among the serpentine polymorphs* - The Amer.Mineral., *53*, pp.201-215.

PISTORIUS,C.W.F.T. (1963) - *Some phase relations in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ to high pressures and temperatures* - Neues J.Mineral.Monatsh., *11*, pp.283-293.

PRIDER,R.T. (1945) - *Sapphirine from Dangin, Western Australia* - Geol.Mag., *82*, p.49.

RAMBERG,H. (1948) - *On sapphirine bearing rocks in the Sukkertoppen* - Medd. on Greenland, *142*, nº5.

RAMBERG,H. e DEVORE,G.W. (1961) - *The distribuition of Fe^{2+} e Mg^{2+} in coexisting olivines and orthopyroxenes* - Journ.Geol., *59*, pp.193-210.

RENGER,F. (1972) - *As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, MG* - Rev.Bras.Geoc., vol.*2* , nº3, pp.151-160.

RINGWOOD,A.E.; MacGREGOR,I.O. e BOYD,F.R. (1964) - *Petrological composition of the upper mantle* - Carnegie Inst. Wash., Yearbook, *63*, pp.147-152.

SALAMUNI,R.; BIGARELLA,J.J. e TAKEDA,F.K. (1961) - *Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí* - Bol.Paran.Geogr., *4-5*, pp.188-201, Curitiba, PR.

SCARFE,C.M. e WYLLIE,P.J. (1967) - *Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentine deformation in orogenesis* - Nature, Lond.*215*, pp.945-946.

SCHULTZ,Jr., A.; ALBUQUERQUE,L.F. e GIFFONI,L.E. (1969) - *Geologia da quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina* - DNPM (inédito) - 109 p., Porto Alegre, RS.

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

SIEDNER,G. (1965) - *Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite* - Geoch.et Cosmoch. Acta, *29*, pp.113-117.

SIMPSON,E.S. (1954) - *On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks* - Geol.Mag., *91*,pp. 238-244.

STEVENS,R.E. (1944) - *Composition of some chromites of the western hemisphere* - Am.Mineral.,*29*, pp.1-34.

STORMER Jr.,J.C.(1973) - *The composition of sapphirine from Salvador, Bahia, and conditions of its formation* - Rev. Bras.Geol., vol. *3*, nº3, pp.192-200.

STUEBER,M.A. (1965) - *A geochemical study of ultramafic rocks* - Ph.D. thesis - University of Berkeley, California (inédito).

STURT,B.A. (1962) - *Garnets from pelitic rocks in relation to the grade of regional metamorphism* - J.Petrol., *3*, pp.181-191.

SWEATMAN,J.R. e LONG,J.V.P. (1969) - *Quantitative electron probe micro-analyses of rock -forming minerals* - J.Petrol., *10*, pp.332-379.

TAYLOR,S.R. (1966) - *The application of trace element data to problems in petrology* - Physics and Chemistry of Earth, *6*, pp.133-213.

TAYLOR,S.R. e HEIER,K.S. (1960) - *The petrological significance of trace element variation in alkali feldspars* - Proc.XXI Int.Congr. (Norden),*14*, pp.47-61.

THAYER,T.P. (1967) - *Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes - in:* Wyllie,P.J.,ed., - Ultramafic and related rocks, New York, pp.381-392.

THAYER,T.P. (1971) - *Authigenic, polygenic, and allogenic ultramafic and gabbroic roks as hosts for magmatic ore deposits* - Geol.Soc.Australia, Special Publication *nº3*,pp. 239-251.

TREIN,E.; MURATORI,A.; BASUMALLICK,S.; FUCK,R.A. e MARINI,O.J. (1969) - *Fôlha Geológica de Piên* - Com.Carta Geológica do Paraná - Curitiba,PR.

TREIN,E.; FUCK,R.A. e MURATORI,A. (1969a) - *Fôlha Geológica de Tijucas do Sul, Paraná* - Com.Carta Geológica do Paraná - Curitiba, PR.

TROGER,W.E. (1956) - *Optische bestimmung der gesteinbildenden minerale* - teil *1* - Stuttgart.

TUTTLE,O.F. e BOWEN,N.L. (1958) - *Origin of granite in the light of experimental studies in the system* $NaAlSi_3O_8$-SiO_2-$KAlSi_3O_8$-H_2O - Geol.Soc.Am., Mem. *74*, 153 p.

VERSALO,A. (1965) - *Talc schists and soapstone occurrences of Finlande* - Bull.Comm.Geol. Finlande, nº*216*.

VINCENT,E.A.; WRIGHT,J.B.; CHEVALIER,R. e MATHIEU,S. (1957) - *Heating experiments on some natural titaniferous magnetites* - Miner.Mag.*31*, pp.624-655.

WAGER,L.R. (1960) - *The relationship between the fractionation stage of basalt magma and the temperature of the beginning of its crystallization* - Geoch.et Cosmoch. Acta, *21*, nº2, pp.158-160.

WAGER,L.R. e MITCHELL,R.L. (1951) - *The distribuition of trace elements during strong fractionation of basic magma: A further study of the Skaergaard intrusion - East Greenland* - Geoch.et Cosmoch.Acta, *1*, pp.129-208.

WEEDON,D.S. (1970) - *The ultrabasic igneous rocks of the Huntly region* - Scott.J.Geol.,*6*, 1, pp.26-40.

WHITTAKER,E.J.W. (1953) - *The structure of chrysolite* -Acta Cristal., *6*, p.747.

WHITTAKER,E.J.W. e ZUSSMAN,J. (1956) - *The characterization of serpentine minerals by X-ray difraction* - Mineral. Mag.,*31*, pp.107-126.

WILSON,A.F. e HUDSON,D.R. (1967) - *The discovery of beryllium bearing sapphirine in the granulites of the Musgrave ranges (Central Australia)* - Chem.Geol., 2, pp. 209-215.

WINKLER,H.G.F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks* - Springer-Verlag, New York Inc. 2º ed.

WYLLIE,P.J. (1967) - *Petrogenesis of ultramafic and ultrabasic rocks-a review - in:* Wyllie,P.J.,ed., Ultramafic and related rocks, New York, pp.403-415.

8. AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi executado com a colaboração de várias pessoas e organizações. A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo e o Conselho Nacional de Pesquisas concederam imprescindíveis auxílios financeiros. As determinações geocronológicas foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelos Professores Doutor Umberto G. Cordani e Doutor Koji Kawashita, e pelo bolsista senhor Aladino Candido. Com os dois primeiros, o autor manteve também importantes discussões relacionadas à interpretação dos dados.

Os Professores Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, Doutor Celso de Barros Gomes e Doutor Adolpho José Melfi, elaboraram críticas e sugestões de grande utilidade, em várias fases da pesquisa. O Professor Doutor Reinholt Ellert efetuou a determinação dos minerais opacos. Os polimorfos de serpentina foram identificados pelo Doutor Antonio Carlos Moniz. O Professor Doutor Raphael Hypólito executou várias determinações químicas por via úmida. Ao senhor Ronald Allen deve-se a análise quantitativa dos elementos traços através de espectrografia óptica. Os Professores Doutor Sérgio Estanislau do Amaral e Doutor Marcos Aurélio Farias de Oliveira revisaram várias partes do texto. Os geólogos Elimar Trein e Arsênio Muratori cederam as amostras e secções delgadas de rochas da região. O geólogo Benjamim Bley de Brito Neves colocou à disposição cópias de mapas geológicos das Folhas de Joinvile e Blumenau. O geólogo Conrado Paschoale, na ocasião estudante bolsista, emprestou sua colaboração e auxílio em fase inicial da pesquisa. O senhor José Ponchirolli e a senhora Nair de Campos Louzada desincumbiram-se da datilografia. A senhorita Itaci Krüehne executou mapas e gráficos.

O senhor Jayme Alves da Silva cuidou da impressão. A todos o autor externa a mais sincera gratidão.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.