UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E ASTRONOMIA

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005027

**POLIMETAMORFISMO DOS ANFIBOLITOS
DO JARAGUÁ, SÃO PAULO:**

Evidências Químicas, Mineralógicas e Texturais

Tese apresentada ao
concurso de Livre-Docência na
Disciplina de Petrologia do Departamento de
Mineralogia e Petrologia do
Instituto de Geociências e Astronomia da
Universidade de São Paulo

Celso de Barros Gomes

1971

ÍNDICE GERAL

1. INTRODUÇÃO	1
2. GEOLOGIA GERAL	3
3. MÉTODOS DE TRABALHO	3
3.1. Técnicas de Análise Química	3
3.1.1. Micro-sonda eletrônica	5
3.1.1.1. Feldspatos	6
3.1.1.2. Anfibólios	7
3.1.1.3. Epídotos	9
3.1.1.4. Ilmenitas	10
3.1.2. Fluorescência de Raios X	10
3.1.3. Espectrografia Óptica	11
3.2. Fórmula Química dos Minerais	11
4. PETROGRAFIA	12
4.1. Caracteres Gerais	12
4.1.1. Zona A	12
4.1.2. Zona B	15
4.1.3. Dados Petrográficos	15
4.2. Descrição Mineralógica	17
4.2.1. Feldspatos	17
4.2.1.1. Composição Química	18
4.2.1.2. Discussão dos Resultados	18
4.2.2. Anfibólios	29
4.2.2.1. Composição Química	30
4.2.2.2. Discussão dos Resultados	31
4.2.2.3. Zoneamento	46
4.2.3. Epídotos	50
4.2.3.1. Composição Química	51
4.2.3.2. Discussão dos Resultados	51
4.2.4. Ilmenitas	53
4.2.4.1. Composição Química	53
4.2.4.2. Discussão dos Resultados	53

4.2.5. Quartzo	60
4.2.6. Titanita	60
4.2.7. Opacos	60
4.2.8. Outros Minerais	61
5. METAMORFISMO	61
5.1. Evidências Químicas	63
5.1.1. Feldspatos	63
5.1.2. Anfibólitos	65
5.1.2.1. Comportamento do Alumínio	66
5.1.2.2. Comportamento dos Alcalis	68
5.1.2.3. Comportamento do Titânio	69
5.1.2.4. Comportamento dos Elementos Traços	71
5.2. Evidências Texturais	73
5.2.1. Feldspatos	73
5.2.2. Anfibólitos	74
5.2.3. Ilmenitas	75
6. CONSIDERAÇÕES SOBRE O PROCESSO METAMÓRFICO	75
7. EVOLUÇÃO GERAL DOS ANFIBOLITOS	78
7.1. Gênese	78
7.2. Temperatura dos Eventos Metamórficos	82
7.3. Dados Geocronológicos	84
8. SUMÁRIO E CONCLUSÕES	86
9. AGRADECIMENTOS	89
10. BIBLIOGRAFIA	91

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

1 - Mapa mostrando a localização da área estudada	2
2 - Mapa geológico da área do Jaraguá, com localização das amostras investigadas	4
3 - Curva de calibração de CaO para os feldspatos das amostras JA-4, JA-9, JA-11, JA-17, JA-20 e JA-35	8
4 - Variações mineralógicas exibidas pelos anfibólitos das Zonas A e B	16
5 - Variação na porcentagem da molécula de anortita dos feldspatos da Zona A	21
6 - Variação na porcentagem da molécula de anortita dos feldspatos da Zona A	22
7 - Variação na porcentagem da molécula de anortita dos feldspatos da Zona B	23
8 - Gráfico mostrando a distribuição da molécula de anortita nos feldspatos das Zonas A e B	27
9 - Mapa mostrando a variação do teor em anortita dos feldspatos dentro do corpo anfibolítico	28
10 - Projeção dos anfibólitos analisados (dados por micro-sonda) no diagrama de nomenclatura de Deer et al. (1962, vol. 2) Zona A (+) e Zona B (.)	36
11 - Projeção dos anfibólitos analisados (dados por micro-sonda) no diagrama de nomenclatura de Leake (1968). Zona A (+) e Zona B (.)	37
12 - Relação entre alumínio de coordenação tetraédrica e alumínio de coordenação octaédrica para os anfibólitos do Jaraguá. Zona A (+) e Zona B (.)	40

- 13 - Gráfico reunindo Ca presente em X e a soma
cátions do grupo Y. Zona A (+) e Zona B
(.) 42
- 14 - Variações na composição química, elementos
principais, dos anfibólitos das Zonas A e B.
À esquerda, curvas construídas a partir de
dados obtidos por fluorescência de raios X
e, à direita, por micro-sonda 47
- 15 - Variações na composição química, elementos
traços, dos anfibólitos das Zonas A e B.
Curvas construídas a partir de dados obti-
dos por espectrografia óptica 48
- 16 - Gráfico relacionando os teores de Ca e Na
+ K para os anfibólitos de Jaraguá. Zona A
(+) e Zona B (.) 68
- 17 - Relação entre os conteúdos de Ti e Si para
os anfibólitos do Jaraguá. Zona A (+) e
Zona B (.) 70
- 18 - Gráfico relacionando a granulação de felds-
patos de metabasitos com o grau de metamor-
fismo. Simplificado de Miyashiro (1968,
Fig. 12) 73

TABELAS

I - Análises modais de anfibolitos da Zona A	13
II - Análises modais de anfibolitos da Zona B	14
III - Composição modal média de anfibolitos	17
IV - Composição química dos plagioclásios da Zona A	19
V - Fórmula química (números de íons na base de 32 átomos de oxigênio) dos plagioclásios da Zona A	20
VI - Composição química dos plagioclásios da Zona B	25
VII - Fórmula química (número de íons na base de 32 átomos de oxigênio) dos plagioclásios da Zona B	26
VIII - Composição química média de plagioclásios	29
IX - Composição química das hornblendas da Zona A	32
X - Fórmula química (número de íons na base de 24 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona A	33
XI - Composição química das hornblendas da Zona B	34
XII - Fórmula química (número de íons na base de 24 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona B	35
XIII - Composição química média de hornblendas	38
XIV - Composição química parcial das hornblendas da Zona A	39
XV - Fórmula química (número de íons na base de 23 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona A	41
XVI - Composição química parcial das hornblendas da Zona B	43
XVII - Fórmula química (número de íons na base de 23 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona B	44

XVIII - Composição química média de hornblendas	45
XIX - Composição química parcial de hornblenda zonada	49
XX - Composição química parcial de epídotos da Zona A	50
XXI - Composição química parcial de epídotos da Zona B	51
XXII - Composição química média de epídotos	52
XXIII - Composição química das ilmenitas da Zona A	54
XXIV - Fórmula química (número de íons na base de 6 átomos de oxigênio) das ilmenitas da Zona A	55,56
XXV - Composição química das ilmenitas da Zona B	57
XXVI - Fórmula química (número de íons na base de 6 átomos de oxigênio) das ilmenitas da Zona B	58
XXVII - Composição química média de ilmenitas	59
XXVIII - Composição química média dos anfíbolitos do Jaraguá	64
XXIX - Composição química média, elementos traços, de hornblendas	72

1. INTRODUÇÃO

Face o caráter singular de sua mineralogia e textura, o corpo anfibolítico ocorrendo na região do Jaraguá, distante aproximadamente 22 quilômetros a noroeste da cidade de São Paulo (Fig. 1), tem merecido a atenção de diversos pesquisadores (Moraes Rêgo, 1933; Coutinho, 1953; Cordani et al., 1961; Gomes, 1962; Gomes et al., 1964; Coutinho, 1968). Coube a Gomes (1962), estudá-lo mais detidamente com vistas à sua melhor caracterização mineralógico-petrográfica, bem como coligir dados que pudessem contribuir à interpretação de sua gênese. Após reunir apreciável acervo de informações químicas, Gomes et al. (1964) procederam à discussão do quimismo e origem desses anfibolitos, chegando à conclusão, a exemplo de Coutinho (1953), Cordani et al. (1961) e Gomes (1962), de que os mesmos teriam sido, geneticamente, derivados do metamorfismo dinamotermal de antigas rochas básicas intrusivas no pacote metassedimentar. Conquanto contando apenas com dados ópticos e evidências texturais, Gomes et al. (1964) teceram algumas considerações a respeito das possíveis mudanças químicas que teriam se processado nos minerais das rochas anfibolíticas como resultado de variações do gradiente térmico regional. Assim que, estabeleceram duas zonas petrográficas distintas dentro do corpo anfibolítico: a) uma centro-oeste, caracterizada pela existência de rochas mais xistosas e de granulação fina, e tendo como constituintes mineralógicos hornblenda de coloração clara, e de baixo índice de refração, e plagioclásio não geminado, ou geminado segundo leis simples, com composição variável de $An_{13} - An_{55}$, e b) uma sul-sudeste, onde a hornblenda possui índice de refração mais alto e coloração escura, e o plagioclásio, comumente exibindo geminações complexas, composição variável de $An_{55} - An_{82}$. As rochas desta zona apresentam granulação mais grossa, além do que se mostram em

geral menos xistosas que as anteriores.

O principal propósito d^este trabalho é, portanto, o de investigar o comportamento químico dos minerais mais importantes dessas rochas, tendo em mente uma melhor compreensão dos fenômenos sucedidos nas duas zonas petrográficas mencionadas acima. Visa também esta belecer, com base em resultados analíticos, as principais variações químicas que tiveram lugar nesses minerais e que, tentativamente, a partir de dados ópticos, haviam sido sugeridas por Gomes (1962) e Gomes et al. (1964), bem como discuti-las em t^ermos de suas even

Fig. 1 - Mapa mostrando a localização da área estudada.

tuais implicações como fatores de modificações nas condições de pressão e temperatura reinantes no corpo anfibolítico.

2. GEOLOGIA LOCAL

Os anfibolitos investigados, constituindo um corpo único com dimensões aproximadas de 1,5 por 2,5 km, ocorrem na região do Jaraguá associados, principalmente, a metassedimentos do Grupo São Roque, localmente representados por sericita xistos e quartzitos (Fig.2). Esse corpo, com direção N 20W, dispõe-se em aparente discordância com respeito à estrutura regional, além de mostrar-se confinado, junto à sua porção SE, por extensa massa granítica, tipo Pirituba, de idade posterior às demais rochas da área. Sedimentos recentes, formando várzeas e depósitos de talus, foram também assinalados na região.

A área do Jaraguá foi afetada por intenso e complexo falhamento, possuindo os sistemas principais direções dominantes N 45W e N 25E. Nos quartzitos e sericita xistos, parece existir uma estrutura sinclinal de eixo aproximadamente E-W, com inclinação moderada para W. Os anfibolitos estariam localizados na crista dêsse sinclinal (Cordani et al., 1961).

3. MÉTODOS DE TRABALHO

3.1. Técnicas de Análise Química

A determinação da composição química dos minerais das rochas anfibolíticas processou-se com o auxílio das seguintes técnicas: micro-sonda eletrônica, fluorescência de raios X e espectrografia óptica. Face às particularidades do trabalho experimental, elas serão objeto de apreciação individual.

Fig. 2 - Mapa geológico da área do Jaraguá, com localização das amostras investigadas.

3.1.1. Micro-sonda eletrônica

À exceção dos dados analíticos constantes das Tabelas IX e XI, todos os demais foram obtidos pelo próprio autor utilizando a técnica acima. A execução do programa teve lugar nos laboratórios do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade da Califórnia, Berkeley, Estados Unidos da América, no transcurso do estágio que o mesmo ali realizou entre setembro de 1968 e outubro de 1969. O instrumento usado foi um "Electron Probe Microanalyzer", modelo EMX-SM, de fabricação ARL, equipado com 3 espectrômetros dispersivos e 3 pares de cristais (LiF/ADP, LiF/ADP e LiF/KAP). Quando necessário, os dados analíticos obtidos foram corrigidos para os fatores "background", "drift", número atômico, fluorescência secundária e absorção atômica, usando-se o programa de computação elaborado por Frazer et al. (1966). A correção para "dead time" foi sempre eliminada mantendo-se a contagem abaixo de 5000 c/s. Em casos especiais, o registro dos dados analíticos processou-se não só junto à máquina de escrever acoplada ao equipamento, como também a uma perfuradora de cartões para fins de computação.

Excluindo-se os valores de Cl e F para os anfíbios, os demais dados fornecidos nas tabelas correspondem a uma média aritmética de cerca de 15 a 25 determinações em grânulos diferentes da mesma espécie mineralógica para cada amostra investigada. A fim de ter-se um controle mais rigoroso dos resultados, as determinações foram sempre processadas em duplicata. No caso particular daqueles elementos, o valor médio foi obtido a partir de apenas 10 determinações. O número total de amostras de rochas investigadas foi de 23.

Em condições ideais de operação, a precisão para os resultados conseguidos com a técnica da micro-sonda é estimada entre 1 a 2% para os elementos prin

cipais e cêrca de 5% para os elementos subordinados. Contudo, no caso particular de amostras onde não são aplicados fatôres de correção, a precisão é menor, principalmente para os elementos de baixo número atômico, alcançando valôres da ordem de 10%.

Face à heterogeneidade dos cristais, principalmente feldspatos e anfibôlios, assim como a inexistência de padrões mais adequados, era de se supor que a precisão dos resultados para os minerais em estudo fôse inferior à mencionada atrás.

Procedeu-se ao cálculo do desvio padrão para todos os elementos das amostras analisadas, e a análise estatística dêsses resultados permitiu estimar a precisão para os mais abundantes em tôrno de 5% e ao redor de 10% para aquêles presentes em porcentagens diminutas. Os dados mostraram também que, em virtude da maior homogeneidade dos cristais, os valôres obtidos para epídotos e ilmenitas são mais precisos que os referentes aos feldspatos e anfibôlios.

Tendo-se em vista à natureza distinta dos minerais analisados (feldspatos, anfibôlios, epídotos e ilmenitas), requerendo freqüentemente condições diversas de operação, faz-se imperioso discutir isoladamente todo o trabalho analítico executado.

Maiores informações a respeito da aplicação da técnica da micro-sonda no campo da mineralogia podem ser encontradas nos trabalhos de Smith (1965), Keil (1967), Long (1967) e Sweatman e Long (1969).

3.1.1.1. Feldspatos

Os feldspatos, única e exclusivamente plagioclásios de composição química variável, foram analisados, para seus óxidos principais, tendo por padrões cristais também de plagioclásios, reduzindo assim suas correções apenas para "background" e "drift" do instrumento. Foram construídas curvas de calibração, reunin

do teor do óxido correspondente e registro dos impulsos por tempo de contagem, para SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e Na_2O , permitindo dessa maneira a determinação direta, no gráfico, da porcentagem óxidos nas amostras investigadas. Para a obtenção dos valores utilizados na elaboração das Figs. 5, 6 e 7, valeu-se também de um programa de computação, que expressa diretamente a composição do feldspato em termos das moléculas de ortoclásio, albita e anortita.

As condições de instrumentação foram as seguintes: intensidade de corrente 0,05 - 0,09 mA, potencial de aceleração 15 kV, tempo de integração 20" e diâmetro aproximado do feixe eletrônico 1 μ e 20 μ . Este último valor foi empregado tão somente na determinação de Na e K a fim de diminuir eventuais efeitos de volatilização. Os padrões usados, todos cristais naturais, com alguns pertencentes à coleção mineralógica daquele Departamento, foram os que se seguem: Albita nº 1, Oligoclásio nº 11 (Ribbe e Smith, 1966) e Bytownita nº 3 para Si e Al; Andesina nº 14, Anortita nº 12 (Ribbe e Smith, 1966) mais os cristais anteriores para Ca e Na; Ortoclásio nº 16 para K; Biotita nº 3 para Ti e Cumingtonita nº 8 para Fe, Mn e Mg.

A Fig. 3 mostra o caráter linear da curva de calibração para CaO das amostras JA-4, JA-9, JA-11, JA-17, JA-20 e JA-35, construída a partir dos dados obtidos nos cristais padrões Albita nº 1, Oligoclásio nº 11, Andesina nº 14, Bytownita nº 3 e Anortita nº 12.

3.1.1.2. Anfibólios

O trabalho analítico com os anfibólios viu-se dificultado em razão de dois aspectos: a) ausência de padrões adequados, exigindo por conseguinte a aplicação da totalidade dos fatores de correção, e b) caráter intensamente zonado desses minerais em algumas amostras. Nos casos mais extremos de zoneamento, por exemplo JA-28, a análise química fornecida corresponde.

Fig. 3 - Curva de calibração de CaO para os feldspatos das amostras JA-4, JA-9, JA-11, JA-17, JA-20 e JA-35.

em realidade a um valor médio entre a composição do núcleo e bordas.

Excetuando Cl e F, todos os demais elementos foram dosados com o aparelho operando nas seguintes condições: intensidade de corrente 0,05 - 0,08 mA, potencial de aceleração 15 kV, tempo de integração 15" e diâmetro aproximado do feixe eletrônico 1 μ . No caso dos dois elementos citados, as condições foram, respectivamente, as que se seguem: 0,15 - 0,20 mA, 10 kV, 50" e 15 μ .

A exemplo dos feldspatos, utilizou-se apenas padrões de cristais naturais, a saber: Kaersutita (Brown e Carmichael, 1969) para Si, Ti, Al, Fe, Mg e Ca; Biotita nº 3 para K; Cummingtonita nº 8 para Mn; Jadeíta nº 3 (Coleman, 1961) para Na; Escapolita nº 16 (Shaw, 1960) para Cl e Flogopita nº 7 (Rimsaite, 1964) para F.

Na investigação da estrutura zonada em anfibólitos, contou-se, na análise de secções transversais de cristais, com o auxílio de um dispositivo ("step scan attachment") permitindo o deslocamento automático da amostra para novas posições de determinação. Neste caso, foi empregado um espaçamento constante de 3 μ .

3.1.1.3. Epídotos

Face à inexistência de padrões mais indicados, foi-se necessário empregar o cristal de Kaersutita (Brown e Carmichael, 1969), visto que este, dentre os inúmeros existentes na coleção, era o que possuía valor médio do número atômico de seus elementos mais próximo do referente à amostra estudada. Os dados contidos nas Tabelas XX e XXI foram corrigidos tão somente para "background" e "drift", razão pela qual devem ser tomados apenas como valores relativos. Tais limitações, contudo, não reduzem sua importância, pois os mesmos possibilitam caracterizar, com boa margem de se

gurança, a espécie mineralógica do grupo, bem como esta belecer as diferenças químicas porventura existentes nas amostras das duas zonas petrográficas. As condições de instrumentação empregadas foram as seguintes: intensidade de corrente 0,05 - 0,06 mA, potencial de aceleração 15 kV, tempo de integração 20" e diâmetro aproximado do feixe eletrônico 1 μ .

3.1.1.4. Ilmenitas

Estes minerais não apresentaram quaisquer dificuldades de ordem analítica, face à existência de um cristal padrão da mesma espécie (Ilmenita nº 1), permitindo a determinação de Ti, Fe e Mn. Nestas condições, procedeu-se unicamente à correção do "drift" do instrumento. Já Al e Mg foram dosados com o auxílio de um cristal padrão de Cromita (Cromita nº 10), levando conseqüentemente à aplicação dos demais fatores de correção. As condições de instrumentação foram as que se seguem: intensidade de corrente 0,05 - 0,06 mA, potencial de aceleração 15 kV, tempo de integração 20" e diâmetro aproximado do feixe eletrônico 1 μ .

3.1.2. Fluorescência de Raios X

O trabalho analítico, consistindo da determinação da composição química de 10 concentrados de anfíbios, foi executado por M.C. Van Oosterwyck-Gastuche, em 1967, nos laboratórios do Musée Royale de l'Afrique Centrale, Tervuren, Bélgica. Os concentrados usados, variando em peso de 5 a 10 gramas, foram obtidos com o auxílio de um separador eletromagnético, modelo Frantz, e líquidos pesados (solução de Clerici). A sua pureza é estimada como sendo não inferior a 95%. Como padrão analítico, utilizou-se a rocha BCR-1 (United States Geological Survey), com dados fornecidos por Flanagan (1967). Os teores de FeO e MgO foram, contudo, determinados pelos métodos químicos convencionais, o mesmo sucedendo com H_2O^+ e H_2O^- .

3.1.3. Espectrografia Óptica

Os elementos traços das 10 amostras de concentrados de anfibólios, analisados para seus elementos principais por fluorescência de raios X, foram determinados por Cláudio V. Dutra, do Instituto de Tecnologia Industrial, Belo Horizonte, por métodos espectrográficos sem uso de padrões internos. Informações sobre as características do instrumento utilizado, bem como acêrca do procedimento analítico adotado, são encontradas em Herz e Dutra (1960).

3.2. Fórmula Química dos Minerais

O cálculo da fórmula química, a partir dos dados constantes das diversas tabelas, seguiu, em traços gerais, o procedimento adotado por Warren (1930) para os minerais do grupo dos anfibólios. Como era de se esperar, considerando-se a existência de minerais com estruturas cristalinas completamente diferentes, fêz-se necessária a adoção de diversos valores como unidade de cálculo. Assim, o número de átomos de oxigênio referente à metade da cela unitária foi tomado como sendo 32 para os feldspatos, 23 e 24 para os anfibólios e 6 para as ilmenitas.

A razão da utilização de uma base de cálculo de 23 para os anfibólios das Tabelas XV e XVII prende-se à não determinação da água de cristalização (H_2O^+) dêsses minerais, impraticável na oportunidade com o instrumental (micro-sonda) disponível. Este procedimento de cálculo foi formalmente sugerido por Binns (1965), tendo-se em vista às frequêntes imprecisões que se verificam na determinação de H_2O^+ , aliada à omissão da análise de F nesses minerais, levando, conseqüentemente, à introdução de erros substanciais na fórmula química uma vez calculada na base de 24 (O, OH, F, Cl).

Aspecto crítico ligado à composição dêsses mine

rais é dado pela valência do ferro, uma vez que a totalidade dos resultados contidos nas tabelas acima foi conseguida com o auxílio da técnica da micro-sonda, incapaz, por si só, de oferecer maiores informações a êsse respeito. Assumiu-se, de conformidade com dados de literatura, que êsse elemento ocorre, preferencialmente, na forma de Fe_2O_3 nos feldspatos e epídotos e de FeO nos anfibólios, guardando êsses minerais a mesma paragénese de rochas anfibolíticas. No caso particular das ilmenitas, em virtude de sua composição química mais simples, e, por conseguinte, aproximando-se mais daquela assumida idealmente, adotou-se a relação estequiométrica teórica 1:1 relativa a $\text{Ti}:\text{Fe}$, chegando-se assim a $\text{Fe}^{2+} = \text{Ti} - (\text{Mn} + \text{Mg})$.

4. PETROGRAFIA

4.1. Caracteres Gerais

O corpo anfibolítico do Jaraguá é heterogêneo quanto à composição mineralógica. Anfibólio e feldspato constituem juntos mais de 80% do volume da rocha para a totalidade das amostras investigadas (Tabelas I e II). Quartzo ocorre subordinadamente, enquanto que opacos e titanita constituem seus principais acessórios. Dentre os produtos de alteração, destaca-se o epídoto, que, por vezes, chega a alcançar grandes concentrações. Texturalmente, essas rochas exibem variações marcantes a ponto de ser possível distinguir, dentro do corpo anfibolítico, duas zonas petrográficas distintas.

4.1.1. Zona A

Esta zona, ocupando as porções centro-setentrional do corpo, é definida pela existência de rochas com xistósidade bem desenvolvida e granulação fina.

Conquanto a amostragem sistemática do corpo anfibolítico seja de difícil execução, tendo-se em vis.

TABELA I

Análises modais de anfibolitos da Zona A

	JA-1	JA-2	JA-4	JA-5	JA-6	JA-7	JA-20	JA-21	JA-24	JA-26	JA-28	JA-30	JA-31	JA-33	JA-34	JA-35	JA-39
Hornblenda	49,5	72,9	63,7	76,9	66,1	72,8	80,0	83,0	71,5	68,4	72,9	76,4	84,3	73,2	84,2	84,4	85,8
Plagioclásio	22,5	25,6	28,0	18,5	5,4	22,4	17,3	5,4	4,1	8,6	13,7	3,2	2,7	11,9	5,6	7,9	3,9
Quartzo	-	-	3,4	-	1,8	tr	0,2	5,2	1,8	5,2	5,1	0,9	6,3	3,6	2,3	3,0	5,3
Epídoto	26,9	tr	1,4	0,5	24,8	1,8	-	1,7	13,8	12,3	3,0	15,8	3,5	6,1	3,2	0,1	tr
Titanita	0,9	-	1,2	0,4	1,8	0,3	-	-	5,9	2,5	tr	2,2	-	4,8	1,9	0,4	-
Opacos	0,1	2,5	1,9	3,6	0,1	2,5	0,4	4,7	2,9	3,0	5,3	1,5	3,2	0,4	2,7	4,1	5,0
Apatita	-	-	0,3	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr
Sericita	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr
Clorita	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-

TABELA II

Análises modais de anfíbolitos da Zona B

	JA-3	JA-9	JA-10	JA-11	JA-12	JA-13	JA-14	JA-15	JA-16	JA-17	JA-18	JA-19
Hornblenda	58,2	76,2	68,5	62,9	62,9	60,4	83,6	70,5	60,1	62,1	74,4	61,8
Plagioclásio	29,3	17,3	24,5	27,8	29,5	25,3	8,4	16,8	23,2	28,9	19,2	30,0
Quartzo	1,9	1,0	tr	2,3	5,4	2,7	3,5	4,8	11,9	5,7	1,3	3,4
Epídoto	1,2	2,6	3,1	1,0	0,9	0,7	0,6	5,7	2,7	0,5	2,1	0,7
Titanita	5,9	0,2	2,3	4,1	0,2	8,2	0,6	0,7	0,6	-	1,2	3,9
Opacos	3,4	2,5	1,4	1,9	0,9	1,9	3,3	0,9	1,1	2,8	1,8	0,2
Apatita	0,2	-	-	-	tr	0,6	-	0,1	0,3	tr	tr	tr
Sericita	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-
Clorita	-	-	-	-	-	-	-	0,3	0,1	-	-	-
Zircão	tr	-	-	-	tr	tr	-	-	tr	tr	-	tr
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ta, principalmente, à profunda alteração intempérica a que estão sujeitas as rochas aflorando na região, é acreditado que êsse caráter textural seja o dominante.

4.1.2. Zona B

Correspondendo às partes sul-sudeste do corpo, esta zona é caracterizada pela presença de rochas com estrutura xistosa pouco pronunciada, textura marcada mente granoblástica e granulação grossa. Êsses anfibolitos são encontrados junto à região de contato com o maciço granítico da Cantareira.

4.1.3. Dados Petrográficos

Análises modais de anfibolitos provenientes dos dois grupos acima são fornecidas nas Tabelas I e II. A composição média para cada zona, calculada a partir desses valores, é dada na Tabela III. Os resultados foram obtidos, usando-se a técnica da Platina Integradora de Wentworth para as amostras JA-1 a JA-20 (dados fornecidos previamente em Gomes, 1962) e do Contador de Pontos (Chayes, 1949) para as demais. Neste último caso, empregou-se um número mínimo de 1000 pontos por lâmina.

No seu todo, êsses dados permitem observar que, a despeito da distribuição errática de alguns minerais junto aos diversos exemplares do grupo, existem variações mineralógicas expressivas nas rochas das duas zonas. Essas consistem principalmente na maior concentração em hornblenda e epídoto, e menor em plagioclásio, das amostras pertencentes à Zona A. Outras diferenças, ainda que destituídas de grande significação, residem nos teores inferiores em quartzo e titanita, e superior em opacos, dessas mesmas variedades. Uma melhor visualização desses dados é obtida junto à Fig. 4.

As análises modais possibilitam também verificar que, à exceção da amostra JA-14, todas as demais

da Zona B possuem composição mais regular, enquanto que as da Zona A, tendo em JA-1 o seu caso extremo, exibem maiores flutuações.

Fig. 4 - Variações mineralógicas exibidas pelos anfibo-
litos das Zonas A e B.

TABELA. III

Composição modal média de anfibolitos

	Zona A	Zona B
Hornblenda	74,5	66,9
Plagioclásio	12,2	23,4
Quartzo	2,6	3,7
Epídoto	6,8	1,8
Titanita	1,3	2,3
Opacos	2,6	1,8
Apatita	-	0,1

4.2. Descrição Mineralógica

4.2.1. Feldspatos

Nas rochas investigadas, é possível distinguir-se dois hábitos distintos para esses minerais: granular e ripiforme. Os feldspatos exibindo hábito granular são comumente desprovidos de geminação, ao lado de se constituírem na variedade dominante junto às amostras mais afetadas pela ação dinâmica do processo metamórfico. Em geral, tais rochas possuem granulação fina e estrutura xistosa pronunciada. Em contraposição, os feldspatos ripiformes associam-se aos anfibolitos pouco xistosos e de granulação grossa. Estes minerais apresentam-se frequentemente geminados, com a lei da Albita predominando sobre as demais (Carlsbad e Periclínio).

Como referido previamente, Gomes (1962) e Gomes et al. (1964), com base em dados ópticos, concluíram que os feldspatos - representados única e exclusivamente nestas rochas por plagioclásios - possuem composição extremamente heterogênea, permitindo o estabelecimento de dois campos distintos de variação: An_{13} - An_{55} e An_{55} - An_{82} ; relativos, respectivamente, às amostras pertencentes às Zonas A e B. Assim, segundo esses autores, os plagioclásios da Zona B, região de

contato com o maciço granítico, teriam composição mais cálcica, o inverso ocorrendo com aqueles da Zona A.

4.2.1.1. Composição Química

Com vistas a uma melhor caracterização do comportamento químico dos plagioclásios, procedeu-se a execução de suas análises, recorrendo-se à amostras de rochas, sendo 14 referentes à Zona A e 9 à Zona B. Os dados estão contidos nas Tabelas IV e VI. As fórmulas químicas desses minerais, como já mencionado, foram calculadas na base de 32 átomos de oxigênio, com os valores integrando, respectivamente, as Tabelas V e VII. Destas, constam também a relação percentual das moléculas do Ortoclásio, Albita e Anortita, obtida diretamente a partir de programa de computação aplicado ao instrumental. A Tabela VIII fornece a composição química média dos plagioclásios das duas zonas. As Figs. 5, 6 e 7 mostram a distribuição encontrada para a composição desses minerais, expressa em função das três moléculas acima, em cada amostra investigada.

4.2.1.2. Discussão dos Resultados

Preliminarmente, poder-se-ia dizer que os resultados analíticos confirmam as observações ópticas anteriores, que apontavam os feldspatos dessas rochas como pertencentes única e exclusivamente ao grupo dos plagioclásios. Permite também que se conclua, de imediato, quanto à inexpressiva participação do potássio junto à composição desses minerais, que formam assim uma série isomorfa, tendo albita e anortita como membros finais. Face ao teor pequeno em ferro, parece totalmente destituída de maior importância a caracterização do estado de sua valência junto a tais minerais, como também se afiguram sem grande significado a contribuição oferecida pelos elementos titânio, manganês e magnésio.

As variações simultâneas crescentes em SiO_2 e

TABELA IV

Composição química dos plagioclásios da Zona A

	JA-4	JA-6	JA-7	JA-20	JA-21	JA-24	JA-26	JA-28	JA-30	JA-31	JA-33	JA-34	JA-35	JA-39
SiO ₂	57,9	58,4	62,9	59,4	56,9	68,3	61,3	56,1	57,1	58,5	57,1	57,6	58,0	59,3
TiO ₂	-	0,01	tr	0,05	0,02	0,03	tr	tr	tr	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	26,4	26,0	23,3	25,3	26,0	19,9	23,3	26,8	27,5	25,9	26,6	26,4	26,7	25,1
Fe ₂ O ₃ *	0,31	0,26	0,18	0,32	0,25	0,22	0,19	0,19	0,18	0,31	0,22	0,42	0,36	0,19
MnO	-	tr	0,01	tr	tr	-	-	-	tr	-	tr	tr	tr	-
MgO	-	0,01	0,04	0,04	0,10	-	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01	0,04	0,03	0,01
CaO	9,05	6,73	4,66	7,11	7,67	0,61	5,59	8,58	8,70	7,27	7,78	7,25	7,22	6,31
Na ₂ O	7,07	7,70	9,15	7,63	7,39	11,7	8,58	6,82	6,65	7,84	7,42	7,12	7,52	7,56
K ₂ O	0,06	0,12	0,01	0,03	0,02	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03	0,06	0,09	0,02	0,05
TOTAL	100,79	99,23	100,25	99,88	98,35	100,79	99,03	98,58	100,19	99,91	99,20	98,94	99,87	98,56

*Fe calculado na forma de Fe₂O₃.

TABELA V

Fórmula química (número de íons na base de 32 átomos de oxigênio) dos plagioclásios da Zona A

	JA-4	JA-6	JA-7	JA-20	JA-21	JA-24	JA-26	JA-28	JA-30	JA-31	JA-33	JA-34	JA-35	JA-39
Si	10,328	10,509	11,113	10,617	10,369	10,873	10,998	10,220	10,218	10,480	10,320	10,405	10,386	10,699
Al	5,549	5,513	4,851	5,328	5,583	4,076	4,926	5,753	5,799	5,468	5,665	5,619	5,634	5,336
Fe ³⁺	0,042	0,035	0,024	0,043	0,034	0,029	0,026	0,026	0,024	0,042	0,030	0,057	0,048	0,026
Ti	-	0,001	-	0,007	0,003	0,004	-	-	-	0,003	0,001	0,003	0,003	0,005
Mn	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	0,003	0,011	0,011	0,027	-	0,005	0,008	0,003	0,011	0,003	0,011	0,008	0,003
Na	2,444	2,685	3,133	2,643	2,610	3,942	2,983	2,408	2,306	2,722	2,599	2,493	2,610	2,643
Ca	1,729	1,297	0,882	1,361	1,497	0,114	1,074	1,674	1,667	1,395	1,506	1,403	1,385	1,219
K	0,014	0,028	0,002	0,007	0,005	0,007	0,011	0,014	0,011	0,007	0,014	0,021	0,005	0,012
Z	15,92	16,06	15,99	15,99	15,99	15,98	15,95	16,00	16,04	15,99	16,02	16,08	16,07	16,07
X	4,19	4,01	4,03	4,02	4,14	4,06	4,07	4,10	3,99	4,13	4,12	3,93	4,01	3,88
Ab	58,4	67,0	78,0	65,9	63,5	97,0	73,3	58,8	57,9	66,0	63,1	63,6	65,3	68,2
An	41,3	32,3	21,9	33,9	36,4	2,8	26,4	40,9	41,8	33,8	36,6	35,8	34,6	31,5
Or	0,3	0,7	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,6	0,1	0,3

Fig. 5 - Variação na porcentagem da molécula de anortita dos feldspatos da Zona A.

Fig. 6 - Variação na porcentagem da molécula de anortita dos feldspatos da Zona A.

Fig. 7 - Variação na porcentagem da molécula de anortita dos feldspatos da Zona B.

Na_2O contrapõem-se as decrescentes em Al_2O_3 e CaO , refletindo assim modificações na natureza desses plagioclásios, expressas em função da molécula de anortita, ou mais comumente % An. Não obstante a heterogeneidade da composição química desses minerais, presente mesmo em cada amostra de rocha, como evidenciado nas Figs. 5, 6 e 7, observa-se claramente que os plagioclásios das rochas pertencentes à Zona B possuem maior riqueza na molécula de anortita. Tal fato, melhor enfatizado pelas Figs. 8 e 9, guarda concordância com a conclusão anteriormente obtida por Gomes (1962) e Gomes *et al.* (1964), a partir de dados ópticos, atribuindo composição mais cálcica aos plagioclásios das rochas aflorando junto à região de contato com o maciço granítico. Contudo, se tomados os novos valores para a composição média desses minerais, à exceção da amostra JA-24, correspondendo a um plagioclásio de natureza albítica (An_3), que será discutida oportunamente, os campos de variação para as Zonas A e B seriam no entanto, para as amostras examinadas, $\text{An}_{22} - \text{An}_{42}$ e $\text{An}_{46} - \text{An}_{78}$. Isto, a despeito do fato de, numa determinada amostra, existirem cristais mostrando composição situada fora dos limites estabelecidos para a respectiva zona.

Os valores obtidos para ΣZ e ΣX , fornecidos nas Tabelas V e VII, estão muito próximos àqueles de 16 e 4, estabelecidos com base em relações estequiométricas teóricas, permitindo assim a utilização desses dados sem maiores restrições. Em adição à variação da molécula de anortita, outro aspecto de grande importância ligado ao quimismo desses minerais reside na ausência de cristais com composição situada entre $\text{An}_7 - \text{An}_{15}$. Este intervalo na composição de plagioclásios de rochas metamórficas regionais tem sido interpretado por vários autores (Christie, 1959; Brown, 1960; Rutland, 1961; Noble, 1962, Barth, 1969) como correspondente à uma fase de demisturação das moléculas Anortita e Albita (lamelas discretas submicroscópicas de

TABELA VI

Composição química dos plagioclásios da Zona B

	JA-9	JA-11	JA-12	JA-13	JA-14	JA-15	JA-16	JA-17	JA-19
SiO ₂	52,0	51,9	50,6	50,5	50,2	47,8	53,5	47,8	53,2
TiO ₂	tr	-	tr	-	tr	tr	0,02	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	30,5	30,2	31,2	31,4	31,0	33,3	29,9	33,1	29,8
Fe ₂ O ₃ *	0,07	0,10	0,06	0,26	0,31	0,23	0,07	0,33	0,16
MnO	-	0,01	tr	tr	-	0,01	0,01	0,01	tr
MgO	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,14	0,03
CaO	11,1	11,4	13,8	10,9	13,4	14,7	9,83	15,3	13,1
Na ₂ O	5,30	4,89	3,62	5,28	3,32	2,99	6,23	2,33	4,37
K ₂ O	0,05	0,05	0,01	0,03	0,08	0,03	0,05	0,03	0,03
TOTAL	99,06	95,58	99,33	98,39	98,35	99,09	99,65	99,06	100,70

*Fe calculado na forma de Fe₂O₃.

TABELA VII

Fórmula química (número de íons na base de 32 átomos de oxigênio) dos plagioclásios da Zona B

	JA-9	JA-11	JA-12	JA-13	JA-14	JA-15	JA-16	JA-17	JA-19
Si	9,503	9,527	9,265	9,307	9,274	8,820	9,693	8,822	9,586
Al	6,568	6,532	6,732	6,819	6,748	7,240	6,383	7,198	6,327
Fe ³⁺	0,010	0,014	0,008	0,036	0,043	0,032	0,010	0,046	0,022
Ti	-	-	-	-	-	-	0,003	0,003	0,001
Mn	-	0,002	-	-	-	0,002	0,002	0,002	-
Mg	0,011	0,008	0,011	0,005	0,011	0,008	0,011	0,038	0,008
Na	1,877	1,740	1,285	1,886	1,189	1,069	2,187	0,833	1,526
Ca	2,172	2,241	2,706	2,151	2,651	2,905	1,907	3,024	2,528
K	0,012	0,012	0,002	0,007	0,019	0,007	0,012	0,007	0,007
Z	16,08	16,07	16,00	16,16	16,06	16,09	16,09	16,07	15,94
X	4,07	4,00	4,00	4,05	3,87	3,99	4,12	3,90	4,07
Ab	46,2	43,6	32,2	46,6	30,8	26,8	53,3	21,5	37,6
An	53,5	56,1	67,8	53,2	68,7	73,0	46,4	78,3	62,2
Or	0,3	0,3	-	0,2	0,5	0,2	0,3	0,2	0,2

Fig. 9 - Mapa mostrando a variação do teor em anortita dos feldspatos dentro do corpo anfibolítico.

composição An_{1-5} e An_{20-25}), processada em condições de baixa temperatura, originando cristais heterogêneos conhecidos como "peristerite". A carência de plagioclásios de composição variável entre An_{10} e An_{20} , como se depreende da Fig. 8, guarda total concordância com as observações feitas por Lyons (1955) e Waard (1959), quando investigando o comportamento desses minerais numa sequência de rochas metamorfoseadas regionalmente. Por outro lado, os resultados serviram também para caracterizar, conquanto que apenas numa única amostra (JA-24), a presença de albita nessas rochas, indicativa de associações mineralógicas de baixo grau de metamorfismo.

TABELA VIII

Composição química média de plagioclásios

	Zona A	Zona B
SiO_2	59,2	50,8
TiO_2	0,02	0,01
Al_2O_3	25,4	31,1
Fe_2O_3	0,26	0,17
MnO	0,01	0,01
MgO	0,03	0,05
CaO	6,75	12,6
Na_2O	7,12	4,26
K_2O	0,04	0,09
TOTAL	98,83	99,09

4.2.2. Anfibólios

À exceção dos anfibólios intensamente zonados, que deverão ser objeto de apreciação isolada, os demais, a julgar por seus dados ópticos, pertencem ao grupo das hornblendas comuns. Estes minerais, a exem

plo do sucedido com os feldspatos, assumem nessas rochas formas distintas, tendo sido reconhecidos dois hábitos dominantes: granular e fibroso. A forma granular, com os cristais apresentando em geral dimensões milimétricas, é mais característica das amostras pertencentes à Zona B, enquanto que a fibrosa, de tamanho submilimétrico, associa-se mais frequentemente aos anfibolitos de granulação fina, comuns à Zona A. Usualmente, os cristais ostentando forma granular constituem porfiroblastos, que se mostram sempre crivados de pequenas inclusões, quartzo e, em menor quantidade, feldspatos, originando assim estruturas poiquiloblásticas.

Ao microscópio, os anfibólitos exibem coloração predominante verde para Z, ocorrendo subordinadamente tonalidades mais claras, ou mesmo verde-azuladas. Estas últimas específicas de minerais ligados a algumas amostras de rochas da região de contato com o maciço granítico.

Dados ópticos obtidos em programas anteriores (Gomes, 1962; Gomes et al., 1964) permitiram o estabelecimento de variações na composição desses minerais, com os valores do índice de refração n_z aumentando e os do 2V diminuindo junto às amostras da Zona B. Usando como parâmetro o número de Niggli mg das hornblendas, extraído a partir de análises químicas e modais dos anfibolitos, esses últimos autores encontraram relações significativas entre aquele índice e as propriedades ópticas mencionadas, possibilitando a conclusão de que, nas proximidades do corpo intrusivo, os anfibólitos dessas rochas apresentam-se em geral mais enriquecidos em ferro e, conseqüentemente, mais empobrecidos em magnésio.

4.2.2.1. Composição Química

Como referido previamente, a coleta de informa

ções químicas referentes a esses minerais processou-se em duas etapas distintas, com participação na primeira fase dos pesquisadores M.C. Van Oosterwyck-Gastuche e Cláudio V. Dutra. Este programa, inicialmente mais despretencioso, viu-se porém ampliado face à oportunidade surgida para a realização de um trabalho maior envolvendo o quimismo não só dos anfibólios, como também dos demais minerais dos anfibolitos. Assim que, 10 amostras de anfibólios, dentre um total de 23, foram reanalisadas para seus elementos principais, usando-se a técnica da micro-sonda. Eventuais diferenças nos resultados decorrem do fato de que as amostras examinadas não eram as mesmas a despeito de provenientes do mesmo afloramento, da presença de impurezas minerais nos concentrados de anfibólio, da menor precisão dos dados analíticos obtidos com fluorescência de raios X face à utilização de padrões pouco adequados, etc. Para uma melhor apreciação, esses resultados são apresentados em tabelas independentes. Dessa forma, a composição dos elementos principais, obtida por fluorescência de raios X, e espectrográfica de 10 anfibólios pertencentes às Zonas A e B é dada nas Tabelas IX e XI, com suas fórmulas químicas, calculadas na base de 24 (O, OH, F, Cl), integrando as Tabelas X e XII. A composição média para as duas zonas consta da Tabela XIII. O trabalho executado com a micro-sonda forneceu os valores constantes das Tabelas XIV e XVI. As fórmulas químicas desses minerais, expressas na base de 23 átomos de oxigênio, são dadas nas Tabelas XV e XVII, enquanto que a composição média para as duas zonas encontram-se na Tabela XVIII.

4.2.2.2. Discussão dos Resultados

A primeira conclusão a ser extraída dos resultados apresentados reside na caracterização imediata desses minerais, em consonância com Leake (1968) e outros, como anfibólios calcíferos, tendo-se em vista

TABELA IX

Composição química das hornblendas da Zona A

	JA-7	JA-28	JA-31	JA-33	JA-39
SiO ₂	43,35	45,52	46,04	43,17	44,32
TiO ₂	0,97	0,69	0,83	0,80	0,85
Al ₂ O ₃	8,68	7,01	8,94	9,41	9,05
Fe ₂ O ₃	10,05	6,62	4,54	8,83	5,92
FeO	11,76	10,80	10,62	12,05	12,91
MnO	0,12	0,12	0,10	0,13	0,13
MgO	9,43	11,90	12,75	7,90	11,95
CaO	11,93	13,19	11,44	13,82	10,84
Na ₂ O	1,22	0,84	1,32	1,00	1,30
K ₂ O	0,42	0,35	0,27	0,25	0,21
H ₂ O ⁺	2,43	2,51	2,52	2,49	2,27
H ₂ O ⁻	0,12	0,45	0,35	0,35	0,51
TOTAL	100,48	100,00	99,72	100,20	100,26

Elementos traços (ppm)

Ga	20	16	19	18	18
Cr	380	200	124	150	400
V	410	300	280	410	360
Ni	152	140	106	112	180
Co	70	64	56	56	60
Cu	4	36	28	8	17
Sc	68	50	58	64	68
Zr	50	500	50	40	52
Y	56	nd	42	46	50
Sr	36	72	46	80	44
Ba	50	50	50	60	60

Analistas: Elementos principais - M.C.O. Gastuche

Elementos traços - C.V.Dutra

TABELA X

Fórmula química (número de íons na base de 24 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona A

	JA-7	JA-28	JA-31	JA-33	JA-39
Si	6,455	6,732	6,726	6,464	6,570
Al ^{IV}	1,520	1,224	1,274	1,536	1,430
Al ^{VI}	-	-	0,270	0,118	0,152
Ti	0,107	0,080	0,088	0,090	0,098
Fe ³⁺	1,126	0,728	0,490	0,988	0,658
Mn	0,018	0,018	0,009	0,018	0,018
Fe ²⁺	1,457	1,330	1,289	1,501	1,591
Mg	2,110	2,634	2,798	1,771	2,658
Ca	1,904	2,084	1,789	2,220	1,716
Na	0,358	0,230	0,368	0,288	0,374
K	0,072	0,070	0,052	0,054	0,036
OH	2,414	2,466	2,456	2,482	2,276
Y	4,82	4,79	4,94	4,49	5,17
X	2,33	2,38	2,21	2,56	2,13

o fato de apresentarem valores acima do limite inferior de 1,5 átomos de Ca por fórmula unitária estabelecido para o grupo. Na totalidade dos dados determinados com micro-sonda, é respeitado também o limite superior de 2,0 átomos de Ca fixado por Hallimond (1943), enquanto que o mesmo não ocorre com alguns dos obtidos por fluorescência de raios X; contudo, esse aspecto não se reveste de grande importância face ao fato do excesso ser

TABELA XI

Composição química das hornblendas da Zona B

	JA-11	JA-15	JA-16	JA-17	JA-18
SiO ₂	43,33	41,70	38,99	43,14	46,67
TiO ₂	0,69	0,82	0,90	1,61	0,81
Al ₂ O ₃	9,43	9,39	10,79	8,68	8,94
Fe ₂ O ₃	9,11	10,11	9,12	9,46	4,88
FeO	12,32	12,84	17,99	11,90	12,97
MnO	0,14	0,10	0,15	0,15	0,07
MgO	8,40	7,80	4,35	8,40	10,12
CaO	12,60	12,91	12,46	13,08	11,18
Na ₂ O	1,04	1,10	1,02	0,83	1,10
K ₂ O	0,43	0,43	0,75	0,33	0,25
H ₂ O ⁺	2,41	2,31	2,62	2,32	2,58
H ₂ O ⁻	0,28	0,44	0,26	0,28	0,50
TOTAL	100,18	99,95	99,40	100,18	100,07

Elementos traços (ppm)

Ga	18	18	28	20	22
Cr	46	74	62	92	36
V	430	420	500	520	400
Ni	116	120	48	76	102
Co	74	72	74	68	54
Cu	124	54	30	42	80
Sc	68	70	60	58	62
Zr	68	40	nd	100	nd
Y	46	50	68	60	110
Sr	46	64	46	62	40
Ba	70	80	80	60	80

Analistas: Elementos principais - M.C.O.Gastuche

Elementos traços- C.V.Dutra

TABELA XII

Fórmula química (número de íons na base de 24 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona B

	JA-11	JA-15	JA-16	JA-17	JA-18
Si	6,483	6,345	6,084	6,471	6,846
Al ^{IV}	1,517	1,655	1,916	1,529	1,154
Al ^{VI}	0,135	0,025	0,068	0,001	0,394
Ti	0,081	0,091	0,103	0,180	0,088
Fe ³⁺	1,024	1,150	1,066	1,062	0,528
Mn	0,018	0,009	0,019	0,018	0,009
Fe ²⁺	1,535	1,625	2,340	1,485	1,584
Mg	1,886	1,780	1,020	1,890	2,226
Ca	2,020	2,100	2,078	2,097	1,760
Na	0,306	0,328	0,300	0,234	0,316
K	0,072	0,072	0,150	0,054	0,052
OH	2,406	2,338	2,714	2,322	2,516
Y	4,68	4,68	4,62	4,64	4,82
X	2,40	2,50	2,53	2,38	2,13

relativamente pequeno e dos resultados, em que se empregou a primeira técnica, serem, no presente caso, mais precisos.

Quando projetados no gráfico da Fig. 10, reunindo Al^{IV} e (Na + K), conforme Deer et al. (1963, vol. 2, p. 272), esses dados permitem situar os anfibólios analisados preferencialmente nas vizinhanças do campo da hornblenda, com as variações restritas ao funil defi

Fig. 10 - Projeção dos anfibólios analisados (dados por micro-sonda) no diagrama de nomenclatura de Deer et al. (1963, vol.2). Zona A (+) e Zona B (.).

nido pelos membros finais pargasita e tremolita. Em virtude de seu maior número, julgou-se mais conveniente para a caracterização desses anfibólios a utilização dos resultados constantes das Tabelas XV e XVII. Verifica-se assim, em concordância com observações de outros autores, a inexistência de cristais com composição próxima ao membro tschermakita. Se adotada a nova classificação de anfibólios calcíferos, proposta por Leake (1968, p. 7), observa-se que a maior parte desses minerais parece corresponder às variedades magnésio-hornblenda e ferro-hornblenda, que têm seus campos de variação fixados pelos valores limites: número de Niggli mg, respectivamente, = 0,50-1,00 e 0,00-0,50; Si = 6,50 - 7,25 e $(Ca + Na + K) = 2,00 - 2,50$, com apenas algumas amostras da Zona A apresentando pequenas oscilações de composição para hornblenda actinolítica e da Zona B para hornblenda tschermakítica e ferro-

-tschermakita. A projeção desses valores é vista na Fig. 11.

Fig. 11 - Projeção dos anfibólios analisados (dados por micro-sonda) no diagrama de nomenclatura de Leake (1968). Zona A (+) e Zona B (.).

Os números obtidos para Al^{IV} , exprimindo o grau de substituição estrutural de Si por Al, são inferiores ao limite de dois átomos por fórmula unitária estabelecido para o grupo das hornblendas, com a amostra JA-16 exibindo, nas duas séries de análises, os valores mais altos, respectivamente, 1,916 e 1,875 (Tabelas XII e XVII).

A ocupação da posição estrutural A é feita principalmente por cálcio e sódio, com o potássio assumindo papel secundário. À exceção de duas amostras JA-16 e JA-33 (Tabelas X e XII), todas as demais possuem ΣX igual ou inferior a 2,50. Este fato, contudo, é destituído de maior significado, tendo-se em vista

TABELA XIII

Composição química média de hornblendas

	Zona A*	Zona B**
SiO ₂	44,5	42,8
TiO ₂	0,83	0,97
Al ₂ O ₃	8,62	9,45
Fe ₂ O ₃	7,19	8,54
FeO	11,6	13,6
MnO	0,12	0,12
MgO	10,8	7,81
CaO	12,2	12,4
Na ₂ O	1,14	1,02
K ₂ O	0,30	0,44
H ₂ O ⁺	2,44	2,45
H ₂ O ⁻	0,36	0,35
TOTAL	100,10	99,95

Elementos traços (ppm)

Ga	18	21
Cr	251	62
V	352	454
Ni	138	92
Co	61	68
Cu	19	66
Sc	62	64
Zr	138	42
Y	39	67
Sr	56	52
Ba	54	71

* -Média obtida a partir de 5 amostras constantes da Tabela IX.

** -Média obtida a partir de 5 amostras constantes da Tabela XI.

TABELA XIV

Composição química parcial das hornblendas da Zona A

	JA-4	JA-6	JA-7	JA-20	JA-21	JA-24	JA-26	JA-28	JA-30	JA-31	JA-33	JA-34	JA-35	JA-39
SiO ₂	50,1	45,9	49,2	45,7	44,6	50,1	48,0	48,1	46,9	46,2	45,3	49,6	46,2	48,8
TiO ₂	0,36	0,30	0,29	0,39	0,39	0,25	0,21	0,43	0,51	0,34	0,31	0,25	0,47	0,27
Al ₂ O ₃	7,58	12,1	7,93	13,1	13,4	7,18	8,91	10,1	10,7	11,8	12,6	8,63	11,9	7,25
Fe*	15,0	17,7	17,3	16,1	16,5	16,6	15,3	16,0	14,8	15,8	17,4	16,0	17,6	17,1
MnO	0,24	0,28	0,27	0,24	0,25	0,32	0,24	0,25	0,27	0,22	0,26	0,24	0,22	0,25
MgO	11,2	8,37	11,2	10,5	9,27	10,3	11,7	10,0	10,9	9,58	8,67	10,2	8,85	10,4
CaO	12,4	11,7	10,6	10,8	11,8	11,7	12,1	12,0	11,9	12,2	12,2	10,8	11,6	12,0
Na ₂ O	0,59	0,85	1,44	0,94	1,16	0,51	0,61	0,71	0,79	0,86	1,08	1,09	0,96	1,03
K ₂ O	0,07	0,25	0,10	0,17	0,10	0,30	0,09	0,25	0,20	0,11	0,19	0,20	0,12	0,15
F	0,03	-	-	-	-	0,03	-	-	0,11	-	-	0,03	-	0,03
Cl	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01
TOTAL	97,60	97,35	97,90	97,96	97,48	97,30	97,17	97,88	97,10	97,14	98,01	97,06	97,95	97,29

*Fe calculado na forma de FeO.

que essas amostras, quando examinadas por micro-sonda, apresentaram valores dentro do intervalo 2,00 - 2,50. Isto, não obstante tenham se constituído nas espécies com ΣX mais altos junto às demais amostras de cada zona.

A Fig. 10 parece indicativa da existência de variação no conteúdo de Al^{IV} junto às amostras das duas zonas, com as da Zona A mostrando-se em geral menos enriquecidas em alumínio de coordenação tetraédrica. Esta observação, a despeito do número pequeno de pontos e da sua parcial superposição, é reforçada pelo diagrama da Fig. 12, relativo aos teores Al^{IV} e Al^{VI} , com dados extraídos das Tabelas XV e XVII.

Fig. 12 - Relação entre alumínio de coordenação tetraédrica e alumínio de coordenação octaédrica para os anfibólios do Jaraguá. Zona A (+) e Zona B (.).

TABELA XV

Fórmula química (número de íons na base de 23 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona A

	JA-4	JA-6	JA-7	JA-20	JA-21	JA-24	JA-26	JA-28	JA-30	JA-31	JA-33	JA-34	JA-35	JA-39
Si	7,318	6,826	7,206	6,694	6,613	7,388	7,073	7,052	6,917	6,838	6,711	7,296	6,827	7,252
Al ^{IV}	0,682	1,174	0,794	1,306	1,387	0,612	0,927	0,948	1,083	1,162	1,299	0,704	1,173	0,748
Al ^{VI}	0,623	0,946	0,575	0,955	0,954	0,636	0,620	0,797	0,776	0,896	0,911	0,792	0,899	0,522
Ti	0,040	0,034	0,032	0,043	0,043	0,028	0,023	0,047	0,057	0,038	0,035	0,028	0,052	0,030
Fe	1,831	2,200	2,118	1,971	2,045	2,046	1,885	1,961	1,825	1,955	2,155	1,967	2,174	2,124
Mn	0,030	0,035	0,033	0,030	0,031	0,040	0,030	0,031	0,034	0,028	0,033	0,030	0,028	0,031
Mg	2,437	1,854	2,443	2,291	2,048	2,262	2,568	2,184	2,395	2,112	1,913	2,235	1,948	2,302
Ca	1,940	1,864	1,663	1,694	1,874	1,848	1,909	1,884	1,880	1,934	1,936	1,701	1,836	1,910
Na	0,167	0,245	0,409	0,267	0,333	0,146	0,174	0,202	0,226	0,247	0,310	0,311	0,275	0,297
K	0,013	0,047	0,019	0,032	0,019	0,056	0,017	0,047	0,038	0,021	0,036	0,038	0,023	0,028
Y	4,96	5,07	5,20	5,29	5,12	5,01	5,13	5,02	5,09	5,03	5,05	5,05	5,10	5,01
X	2,12	2,16	2,09	1,99	2,23	2,05	2,10	2,13	2,14	2,20	2,28	2,05	2,13	2,23

A Fig. 13, reunindo Ca em X e ΣY , representa uma tentativa de correlação entre a quantidade de cálcio ocupando a posição estrutural X e o excesso de cátions do grupo Y, uma vez assumido que, segundo Hallimond (1943), a maioria das hornblendas contém $1,8 \pm 0,1$ átomos de Ca por fórmula unitária. Aparentemente, há um ligeiro esboço dessa correlação junto às variedades da Zona A, entretanto, o mesmo não é válido para as da Zona B, portadoras, na maioria das vezes, de concentrações acima dos limites para as duas posições estruturais.

Fig. 13 - Gráfico reunindo Ca presente em X e a soma dos cátions do grupo Y. Zona A (+) e Zona B (.).

Conquanto os dados coligidos nos programas analíticos com a micro-sonda e fluorescência de raios X apontem diversas diferenças, ainda que se tratando de amostras catalogadas sob o mesmo número, é particularmente importante verificar que, no seu conjunto, as variações encontradas para as duas zonas guardam uma

TABELA XVI

Composição química parcial das hornblendas da Zona B

	JA-9	JA-11	JA-12	JA-13	JA-14	JA-15	JA-16	JA-17	JA-19
SiO ₂	45,1	43,8	46,4	42,2	42,1	43,0	40,4	45,5	44,7
TiO ₂	0,50	0,40	0,46	0,54	0,48	0,44	0,45	0,35	0,53
Al ₂ O ₃	11,4	13,4	10,8	14,4	14,9	13,9	15,7	12,9	11,3
FeO*	19,1	18,0	17,6	20,0	20,7	18,7	22,1	17,8	18,3
MnO	0,30	0,31	0,29	0,29	0,30	0,28	0,30	0,27	0,30
MgO	7,74	8,59	8,79	6,43	5,49	7,69	5,01	7,61	8,65
CaO	12,0	12,1	11,8	11,8	11,9	11,8	11,8	12,0	12,2
Na ₂ O	0,96	0,96	0,81	0,94	1,08	0,96	1,08	0,89	0,82
K ₂ O	0,50	0,33	0,12	0,50	0,59	0,43	0,65	0,37	0,13
F	-	-	-	-	-	-	0,05	-	-
Cl	0,04	0,05	0,04	0,11	0,11	0,05	0,18	0,02	0,04
TOTAL	97,64	97,94	97,11	97,10	97,65	97,25	97,72	97,71	97,79

*Fe calculado na forma de FeO.

TABELA XVII

Fórmula química (número de íons na base de 23 átomos de oxigênio) das hornblendas da Zona B

	JA-9	JA-11	JA-12	JA-13	JA-14	JA-15	JA-16	JA-17	JA-19
Si	6,782	6,538	6,924	6,425	6,406	6,490	6,215	6,764	6,739
Al ^{IV}	1,218	1,462	1,076	1,575	1,594	1,510	1,875	1,236	1,261
Al ^{VI}	0,802	0,895	0,823	1,008	1,077	0,962	0,971	1,024	0,747
Ti	0,057	0,045	0,052	0,062	0,055	0,050	0,052	0,039	0,060
Fe	2,401	2,246	2,195	2,545	2,633	2,359	2,842	2,212	2,306
Mn	0,038	0,039	0,037	0,037	0,039	0,036	0,039	0,034	0,038
Mg	1,734	1,910	1,954	1,458	1,244	1,729	1,148	1,685	1,943
Ca	1,933	1,934	1,886	1,924	1,939	1,907	1,944	1,910	1,970
Na	0,280	0,278	0,234	0,277	0,318	0,281	0,322	0,256	0,240
K	0,096	0,063	0,023	0,097	0,114	0,083	0,128	0,070	0,025
Y	5,03	5,13	5,06	5,11	5,05	5,14	5,05	4,99	5,09
X	2,31	2,27	2,14	2,30	2,37	2,27	2,39	2,24	2,23

TABELA XVIII
Composição química média de hornblendas

	Zona A*	Zona B**
SiO ₂	47,5	43,7
TiO ₂	0,34	0,46
Al ₂ O ₃	10,2	13,2
FeO	16,4	19,1
MnO	0,25	0,29
MgO	10,1	7,33
CaO	11,7	11,9
Na ₂ O	0,90	0,94
K ₂ O	0,16	0,40
F	0,02	0,01
Cl	0,03	0,07
TOTAL	97,60	97,40

Fe calculado na forma de FeO.

* Média obtida a partir de 14 amostras constantes da Tabela XIV.

** Média obtida a partir de 9 amostras constantes da Tabela XVI.

correspondência quase que completa, como se depreende das Tabelas XIII e XVIII. Assim, vê-se nitidamente que essas mudanças expressam, segundo o esquema de classificação de Leake (1968, p. 8), uma tendência no sentido da formação de hornblendas actinolíticas junto às amostras da Zona A. Quimicamente, essas modificações estão traduzidas no aumento das concentrações de sílica e magnésio e de diminuição do teor de alumina e ferro. Tais conclusões, indicativas de que esses últimos anfibólios mostram-se mais ricos em magnésio e mais pobres em ferro, são similares às alcançadas por

Gomes (1962) e Gomes et al. (1964). Variação subordinada, considerando a baixa concentração desse elemento, porém, de grande implicação genética, é dada também pelo decréscimo do conteúdo de titânio.

Uma melhor visualização dessas modificações é fornecida na Fig. 14, com valores extraídos das tabelas referidas anteriormente.

A composição espectrográfica desses anfibólitos sofreu da mesma maneira mudanças, refletidas na maior concentração em V, Ba, Y e Cu e menor em Cr, Ni e Zr junto às amostras da Zona B, como indicado na Tabela XIII e visto na Fig. 15, Ga, Co, Sg e Sr mantiveram-se mais ou menos constantes.

4.2.2.3. Zoneamento

Uma das feições mais expressivas desses anfibólitos consiste na presença das estruturas zonadas, com as partes centrais dos cristais apresentando invariavelmente cores mais claras que as das bordas. Uma visão desse aspecto encontra-se em Gomes (1962, p. 74). Em geral, nota-se maior incidência do fenômeno junto às amostras da Zona A. A fim de se ter uma idéia quanto às eventuais mudanças químicas ocorridas nesses cristais, como sugerido por suas variações ópticas, foi levado a efeito, com o auxílio da micro-sonda, um programa quantitativo permitindo o "traçado" de transversais, com os pontos de análise igualmente distanciados de 3 μ . Como o zoneamento tem caráter assimétrico, à borda I do cristal examinado (amostra JA-28) corresponderam a 12 pontos, enquanto que à borda II apenas 5. Já o núcleo fez-se melhor representar, com aproximadamente 25 pontos. A delimitação dessas zonas viu-se facilitada em virtude das diferenças de cor apontadas acima. Os dados coligidos constam da Tabela XIX, sendo também fornecidos os valores parciais para as duas bordas.

Fig. 14 - Variações na composição química, elementos principais, dos anfibólios das Zonas a e B. À esquerda, curvas construídas a partir de dados obtidos por fluorescência de raios X e, à direita, por micro-sonda.

Fig. 15 - Variações na composição química, elementos traços, dos anfibólios das Zonas A e B. Curvas construídas a partir de dados obtidos por espectrografia óptica.

TABELA XIX

Composição química parcial da hornblenda zonada *

	BORDA			NÚCLEO
	I	II	Média	
SiO ₂	43,0	44,0	43,5	52,3
TiO ₂	0,32	0,36	0,34	0,08
Al ₂ O ₃	13,0	10,7	11,9	3,18
FeO**	17,2	16,9	17,1	13,2
MnO	0,26	0,25	0,25	0,23
MgO	8,17	9,22	8,69	13,8
CaO	12,2	12,2	12,2	12,8
Na ₂ O	0,81	0,74	0,77	0,14
K ₂ O	0,35	0,37	0,36	0,11
TOTAL	95,31	94,74	95,11	95,84

* Amostra investigada JA-28 - Dados sujeitos à aplicação de fatores de correção.

** Fe calculado na forma de FeO.

A apreciação desses resultados possibilita a conclusão imediata de que o núcleo dos cristais zona dos contém mais sílica e magnésio e menos alumina e ferro que a periferia. O teor de titânio aumenta no sentido das bordas, o inverso ocorrendo com os álcalis. Em termos de composição mineral, poder-se-ia dizer que as partes centrais desses cristais correspondem a uma actinolita, enquanto que as bordas a uma hornblenda, ou magnésio-ou ferro hornblenda, uma vez adotada a classificação de Leake (1968). Se confrontados com os valores contidos nas Tabelas XIII e XVIII, nota-se uma maior aproximação entre a composição química do núcleo, a despeito, desta constituir um caso extremo, com a dos anfibólios da Zona A e das bordas com a dos anfibó

TABELA XX

Composição química parcial de epídotos da Zona A*

	JA-6	JA-20	JA-21	JA-28	JA-31	JA-35
SiO ₂	38,8	38,0	38,9	37,8	38,6	38,7
TiO ₂	0,20	0,03	0,08	0,10	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	26,5	29,2	29,9	30,2	28,4	28,8
Fe ₂ O ₃ **	10,4	11,5	9,11	9,38	11,7	10,7
MnO	0,16	0,11	0,07	0,15	0,10	0,10
MgO	0,08	0,02	0,03	0,08	0,01	0,06
CaO	23,4	23,3	24,1	23,8	24,0	24,1
Na ₂ O	0,05	0,28	0,05	0,03	0,03	0,05
K ₂ O	0,01	0,06	-	-	-	-
TOTAL	99,60	102,50	102,24	101,54	102,90	101,66

*Dados sujeitos à aplicação de fatores de correção.

**Fe calculado na forma de Fe₂O₃.

lios da Zona A e das bordas com a dos anfibólitos da Zona B.

4.2.3. Epídotos

Esses minerais ocorrem nos anfibolitos seja constituindo cristais alongados e idiomorfos, espalhados ou concentrados em camadas, seja formando pequenos agregados granulares. A primeira forma é mais característica das amostras de veios, enquanto que a segunda encontra maior identidade com os grãos de feldspatos. Esta última associação é tão estreita, que não pairam quaisquer dúvidas quanto à formação desses minerais às

TABELA XXI

Composição química parcial de epídotos da Zona B*

	JA-11	JA-13	JA-16	JA-17
SiO ₂	38,3	38,4	38,6	39,0
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,07
Al ₂ O ₃	30,2	28,8	28,1	28,5
Fe ₂ O ₃ **	9,03	9,39	10,8	11,1
MnO	0,15	0,15	0,20	0,12
MgO	0,05	0,03	0,01	0,04
CaO	23,8	23,5	23,8	24,0
Na ₂ O	0,21	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	-	-	-	-
TOTAL	101,76	100,33	101,56	102,85

* Dados sujeitos à aplicação dos fatores de correção.

** Fe calculado na forma de Fe₂O₃.

expensas dos feldspatos. Aparentemente, as rochas anfibolíticas da Zona A, dado o fato de se mostrarem cizalhadas, trazem maior número de fissuras e, portanto, são mais portadoras do primeiro tipo.

4.2.3.1. Composição Química

Dados químicos parciais relativos a 6 amos tras da Zona A e 4 da Zona B acham-se reunidos nas Tabelas XX e XXI. O valor médio para as duas zonas, calculado a partir desses resultados, consta da Tabela XXII.

4.2.3.2. Discussão dos Resultados

Pouco há que se dizer a respeito desses minerais, uma vez que os resultados evidenciam claramente

TABELA XXII

Composição química média de epídotos

	Zona A	Zona B
SiO ₂	38,5	38,6
TiO ₂	0,09	0,03
Al ₂ O ₃	28,8	28,9
Fe ₂ O ₃	10,5	10,1
MnO	0,11	0,15
MgO	0,05	0,03
CaO	23,8	23,8
Na ₂ O	0,08	0,07
K ₂ O	0,01	-
TOTAL	101,93	101,68

que os mesmos não sofreram mudanças químicas significativas no interior do corpo anfíbolítico. Se comparados com análises químicas de membros da série clinozoisita-epídoto, expressa em termos de variação das moléculas do $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ e $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, transcritas em Deer et al. (1963, vol. 1, pp. 197-199), os valores conseguidos, mais precisamente o teor em ferro, permitem classificá-los como epídotos.

4.2.4. Ilmenitas

Um programa semi-quantitativo executado com a micro-sonda ensejou a conclusão de que ilmenitas representam os minerais opacos mais importantes dos anfíbolitos, com pirita, hematita e calcopirita aparecendo em segundo plano. O seu estudo, sob luz refletida, processou-se com o concurso do equipamento acima, recorrendo-se à mesma secção polida utilizada no trabalho analítico. Esse exame veio a mostrar que as ilmenitas da

Zona B constituem cristais grandes, alongados, comumente agrupados, e exibindo dimensões médias da ordem de 0,70 mm. Em geral, concentram-se em determinadas porções das rochas. Por outro lado, as da Zona A são mais granulares, de tamanho menor, em média 0,05 mm, além de se acharem dispersas no seu interior na forma de indivíduos isolados. Em ambos os tipos descritos é encontrada a associação com titanita, que se dispõe sempre ao seu redor, indicativa de transformação mineralógica (ilmenita $\rightarrow$ titanita) característica de rochas anfibolíticas.

Êstes minerais, conquanto que em proporções pequenas, estão sempre presentes nas rochas investigadas e apenas numa delas, JA-33, sua concentração está restrita a um ou dois grãos, correspondendo às frações residuais do processo de alteração em titanita. Única e exclusivamente nesta amostra, foram reconhecidos cristais de hematita.

4.2.4.1. Composição Química

As análises relativas a 12 amostras da Zona A e 8 da Zona B estão agrupadas nas Tabelas XXIII e XXV. As fórmulas químicas desses minerais, expressas na base de 6 átomos de oxigênio são vistas nas Tabelas XXIV e XXVI, delas também constando os valores da relação Fe_T/Ti e $Fe^{2+} + Mg + Mn$. A composição média para as duas zonas integra a Tabela XXVII.

4.2.4.2. Discussão dos Resultados

A primeira observação a ser extraída desses dados consiste no fato de que os valores obtidos para $Fe^{2+} + Mn + Mg$ são muito inferiores aos de Ti, levando então a crer que parte do ferro expresso como Fe^{3+} deve estar presente, ao que tudo indica, na forma de Fe^{2+} . Vê-se também que, mesmo satisfeita essa deficiência, há na maior parte das amostras um excesso de Fe^{3+} , que poderia corresponder à hematita, uma vez que é admitida a existência de solução sólida entre esses

TABELA XXIII

Composição química das ilmenitas da Zona A

	JA-4	JA-6	JA-7	JA-20	JA-21	JA-26	JA-28	JA-30	JA-31	JA-34	JA-35	JA-39
TiO ₂	51,0	51,2	51,0	50,0	50,5	51,3	52,5	50,1	52,1	51,7	52,0	51,6
Al ₂ O ₃	0,53	0,19	0,05	0,49	0,31	0,23	0,12	0,52	0,26	0,13	0,14	0,13
Fe ₂ O ₃	8,92	8,18	9,18	9,78	9,01	7,72	6,25	9,29	6,23	7,80	5,56	6,99
FeO*	37,9	37,9	37,1	37,2	37,2	37,4	38,1	36,4	38,0	37,6	38,6	37,3
MnO	1,26	1,02	2,06	1,01	1,33	1,83	2,17	1,56	1,86	2,0	1,30	2,26
MgO	0,32	0,75	0,35	0,50	0,64	0,79	0,31	0,74	0,53	0,30	0,32	0,23
TOTAL	99,93	99,24	99,74	98,98	98,99	98,97	99,45	98,60	98,98	99,53	97,92	98,51

*FeO calculado segundo a relação: $\text{Fe}^{2+} = \text{Ti} - (\text{Mn} + \text{Mg})$.

TABELA XXIV

Fórmula química (número de íons na base de 6 átomos de oxigênio) das ilmenitas da Zona A

	JA-4		JA-6		JA-7		JA-20		JA-21		JA-26
Ti	1,904		1,922		1,911		1,884		1,902		1,934
Al	0,030		0,012		0,003		0,030		0,018		0,012
Fe ³⁺	0,334		0,306		0,342		0,368		0,338		0,290
Fe ²⁺	1,573		1,579		1,545		1,556		1,568		1,566
Mn	0,054	1,65	0,042	1,68	0,087	1,66	0,042	1,63	0,057	1,66	0,078 1,68
Mg	0,024		0,057		0,027		0,036		0,048		0,036
Fe _T /Ti	1,17		1,15		1,15		1,19		1,16		1,16

TABELA XXIV (continuação)

Fórmula química (número de íons na base de 6 átomos de oxigênio) das ilmenitas da Zona A

	JA-28		JA-30		JA-31		JA-34		JA-35		JA-39	
Ti	1,968		1,890		1,957		1,938		1,980		1,948	
Al	0,006		0,030		0,018		0,018		0,006		0,006	
Fe ³⁺	0,234		0,350		0,235		0,294		0,213		0,266	
Fe ²⁺	1,587		1,528		1,588		1,569		1,633		1,564	
Mn	0,093	1,70	0,066	1,65	0,078	1,70	0,084	1,67	0,055	1,71	0,097	1,68
Mg	0,024		0,054		0,039		0,021		0,024		0,018	
Fe _T /Ti	1,08		1,16		1,08		1,12		1,09		1,09	

TABELA XXV

Composição química das ilmenitas da Zona B

	JA-9	JA-11	JA-12	JA-13	JA-15	JA-16	JA-17	JA-19
TiO ₂	50,9	51,4	50,7	50,9	51,0	52,4	51,1	50,6
Al ₂ O ₃	0,07	0,16	0,23	0,12	0,37	0,19	0,18	tr
Fe ₂ O ₃	10,2	7,38	11,1	9,50	10,6	7,45	9,06	10,3
FeO*	37,4	37,7	37,4	37,5	37,7	38,8	37,4	37,2
MnO	1,71	1,61	1,43	1,52	1,39	1,39	1,87	1,54
MgO	0,25	0,35	0,30	0,23	0,35	0,20	0,22	0,37
TOTAL	100,53	98,60	101,16	99,77	101,41	100,43	99,83	100,01

* FeO calculado segundo a relação $\text{Fe}^{2+} = \text{Ti} - (\text{Mn} + \text{Mg})$.

TABELA XXVI

Fórmula química (número de íons na base de 6 átomos de oxigênio) das ilmenitas da Zona B

	JA-9	JA-11	JA-12	JA-13	JA-15	JA-16	JA-17	JA-19
Ti	1,895	1,945	1,877	1,908	1,879	1,944	1,911	1,890
Al	0,003	0,012	0,012	0,006	0,024	0,012	0,012	tr
Fe ³⁺	0,381	0,279	0,408	0,354	0,389	0,273	0,341	0,383
Fe ²⁺	1,547	1,588	1,539	1,566	1,546	1,604	1,552	1,543
Mn	0,071 1,64	0,067 1,68	0,059 1,62	0,063 1,65	0,056 1,63	0,065 1,78	0,078 1,64	0,066 1,64
Mg	0,018	0,027	0,021	0,018	0,026	0,015	0,015	0,027
Fe _T /Ti	1,19	1,12	1,21	1,18	1,20	1,13	1,16	1,19

dois minerais, tendo Ramdohr (1950) fixado a máxima participação da molécula de hematita em 6%.

A relação Fe_T/Ti para essas ilmenitas é ligeiramente diferente, em decorrência do menor conteúdo de ferro, expresso na forma de Fe_2O_3 , dos minerais da Zona A. No tocante à sílica, observa-se uma completa similaridade, enquanto que o leve acréscimo de manganês junto à Zona A parece destituído de grande significado em virtude de sua baixa concentração nesses minerais (Tabela XXVII).

Se comparado com o valor obtido por Engel et al. (1964, p. 145), 1,1, para ilmenitas de anfibolitos da região de Emeryville-Colton, New York, Estados Unidos da América, verifica-se que essa relação é levemente superior, 1,13 e 1,17, respectivamente, nas Zonas A e B, junto às amostras do Jaraguá.

TABELA XXVII
Composição química média de ilmenitas

TiO_2	51,2	51,1
Al_2O_3	0,26	0,16
Fe_2O_3	7,91	9,45
FeO	37,6	37,6
MnO	1,64	1,56
MgO	0,48	0,28
TOTAL	99,00	100,15
Fe_T/Ti	1,13	1,17

4.2.5. Quartzo

Este mineral ocorre na forma de grãos isolados, frequentemente englobados por anfibólios, ou então, como pequenos agregados. Está presente na maioria das amostras examinadas, porém, seu teor máximo não excede a 12% do volume dessas rochas.

4.2.6. Titanita

A exemplo do quartzo, titanita foi reconhecida na quase totalidade das rochas, chegando mesmo a alcançar concentrações da ordem de 8%. Seu modo de ocorrência é único, invariavelmente formando agregados que se dispõem ao redor das ilmenitas, evidenciando dessa maneira sua derivação nítida a partir desses minerais. A relação ilmenita/titanita foi objeto de investigação minuciosa com a técnica da micro-sonda, mediante o uso de "traçado" de transversais, com os resultados apontando no sentido de uma transformação progressiva do primeiro para o segundo mineral. Essa relação, ilustrada em Gomes (1962, p. 74), constitui uma feição muito comum a rochas anfibolíticas, devendo no entanto desaparecer em condições mais drásticas de metamorfismo, como observado por Engel et al. (1964, p. 144).

4.2.7. Opacos

Em adição às ilmenitas, representando mais de 90% dos minerais desse grupo, foram identificados, com o auxílio da micro-sonda, cristais de pirita, calcopirita, hematita e bornita. Em geral, esses minerais possuem dimensões pequenas e formas granulares, com pirita despontando como o mais idiomórfico dentre eles. Bornita é de ocorrência rara, associando-se intimamente à calcopirita, enquanto hematita, como mencionado anteriormente, está restrita a uma única amostra (JA-33) do corpo. Não foi observada a presença de magnetita nessas rochas, a despeito das referências feitas em trabalhos anteriores.

4.2.8. Outros Minerais

Aqui estão reunidos apatita, na forma de grãos alongados, xenomórficos, de ocorrência freqüente, zircão, turmalina e minerais de alteração sericita, clorita e calcita. Sericita associa-se mais comumente aos plagioclásios, enquanto que clorita é vista com os epídotos.

5. METAMORFISMO

Evidências mineralógicas e texturais, com as primeiras traduzidas na presença de quartzo, sericita e biotita como constituintes mineralógicos principais, são indicativas de que as rochas metassedimentares da região do Jaraguá foram afetadas por metamorfismo dinamo-termal compatível com a fácies dos xistos verdes. A ausência de clorita nesses metassedimentos constitui, segundo Coutinho (1955), feição conclusiva de que as condições metamórficas ali reinantes atingiram grau mais elevado em relação aos estádios iniciais, correspondendo assim à sub fácies quartzo-albita-epídoto-biotita, uma vez adotada a classificação fornecida em Turner e Verhoogen (1960).

Os anfibolitos também se formaram pela ação desse processo, sendo ainda visíveis em sua constituição os efeitos dinâmicos por ele causados, refletidos na deformação de linhas de clivagem, lamelas de geminação, redução da granulação de seus minerais, etc. A sua associação paragenética, própria de fácies mais elevada que a dos metassedimentos regionais, e condizente com a almandina anfibolito dos últimos autores, denuncia a existência de desequilíbrio metamórfico dentro do quadro mineralógico das rochas da região. Aparentemente, este fato estaria ligado à natureza do material original dos anfibolitos, mostrando maior deficiência em água relativamente às rochas encaixantes,

uma vez assumida a sua derivação a partir de antigas intrusivas básicas.

Por outro lado, essas rochas quando submetidas às condições metamórficas reinantes posteriormente à intrusão granítica da Cantareira, parecem ter-se comportado de maneira heterogênea a julgar por suas variações mineralógicas e texturais. Como observado anteriormente, tornou-se possível o estabelecimento de duas zonas petrográficas distintas, com características mineralógicas e texturais próprias, dentro do corpo anfibolítico, que são encaradas como resposta dessas rochas às mudanças processadas no gradiente metamórfico. A elevação do gradiente poderia ser explicada em termos da existência de dois eventos metamórficos afetando a área. O primeiro, como já mencionado, estaria ligado ao processo de caráter mais regional, enquanto que o segundo, atuando em superposição ao anterior, encontra-se relacionado à intrusão granítica do maciço da Cantareira. Aparentemente, sua área de influência foi muito reduzida, uma vez que os anfibolitos da Zona A, distantes de algumas dezenas de metros da região de contato da intrusiva, parecem ter sido fracamente atingidos por ele, como testemunhado por sua mineralogia e textura. A interpretação de que as modificações acima resultam de variações crescentes da intensidade do metamorfismo no sentido da Zona B encontra apoio em número apreciável de evidências de natureza diversa, que serão objeto de considerações mais pormenorizadas. Para efeito de análise comparativa, algumas evidências sugestivas de idêntico fenômeno, que foram reconhecidas em hornblendas de outras áreas, porém, não confirmadas para os minerais do Jaraguá, serão igualmente objeto de discussão.

5.1. Evidências Químicas

5.1.1. Feldspatos

Coube a Tilley (1924), em seu estudo sobre a formação de minerais cálcicos em auréolas de contato, a observação inicial de que plagioclásios enriquecem-se progressivamente na molécula de anortita com o aumento do grau de metamorfismo. Posteriormente, Vogt (1927) chegou a resultado análogo ao investigar o comportamento desses minerais em rochas gábricas metamorfoseadas regionalmente. Desde então, esta relação vem sendo sistematicamente confirmada por vários autores (Phillips, 1930; Wiseman, 1934; Dodge, 1942; Waard, 1959; Engel e Engel, 1962a; Engel et al., 1964; Binns, 1964), merecendo especial atenção a conclusão alcançada por Engel e Engel (1962a), face ao fato de encontrar-se consubstanciada em número apreciável de termos geológicos. Miyashiro (1968), em recente trabalho sobre metamorfismo de rochas máficas, consagrou em definitivo a relação acima ao atribuir-lhe papel diagnóstico no estabelecimento da variação do gradiente metamórfico.

Conquanto a composição heterogênea dos plagioclásios dos anfibolitos do Jaraguá, a Tabela VIII e as Figs. 8 e 9 mostram nitidamente a maior % An dos minerais pertencentes à Zona B. Tal fato leva à conclusão geral, com base nas observações do parágrafo anterior, de que o grau de metamorfismo sofreu elevação junto às amostras dessa zona. Contudo, se examinada a composição química média dos anfibolitos das duas zonas, calculada a partir de valores contidos em Gomes et al. (1964, p. 670) e constante da Tabela XXVIII, verifica-se que o teor em CaO das rochas da Zona B é ligeiramente superior, o que permite supor que a maior riqueza em cálcio dos seus plagioclásios resulta, pelo menos em parte, desse fato.

TABELA XXVIII

Composição química média dos anfibolitos do Jaraguá *

SiO ₂	45,9	47,9
TiO ₂	1,55	1,34
Al ₂ O ₃	15,4	15,2
Fe ₂ O ₃	4,10	3,54
FeO	10,1	11,1
MnO	0,17	0,15
MgO	7,33	5,90
CaO	9,95	11,3
Na ₂ O	1,94	1,66
K ₂ O	0,26	0,27
P ₂ O ₅	0,08	0,10
H ₂ O	2,96	0,84
TOTAL	99,74	99,30

Elementos traços (ppm)

Cr	154	65
V	241	201
Ni	138	147
Co	55	57
Cu	212	161
Sc	76	58
Zr	124	93
Y	133	61
Sr	60	82
Ba	81	62

* Dados extraídos de Gomes et al. (1964, p. 670)

5.1.2. Anfibólitos

O exame dos dados da literatura ressalta prontamente que hornblenda, a variedade de anfibólito mais comum em anfibolitos, exhibe mudanças químicas expressivas quando tais rochas vêm-se submetidas a condições variáveis de metamorfismo. Trabalhos clássicos no gênero constituem os de Wiseman (1934), Harry (1950), Raychaudhari (1958), Shidô (1958), Shidô e Miyashiro (1959), Engel et al. (1961), Engel e Engel (1962b) e Binns (1965). De maior importância, tendo em vista o seu caráter de revisão, se reveste também a publicação de Leake (1965a).

Coube a Wiseman (1934), em seu famoso trabalho sobre os epidioritos de Highlands, Escócia, a iniciativa pioneira de correlacionar a composição química de hornblendas com o grau de metamorfismo da rocha hospedeira, de natureza básica. Segundo esse autor, a principal característica química consiste na substituição de Si por Al, que está diretamente associada à elevação do gradiente metamórfico da área. Harry (1950), investigando a substituição Si/Al em hornblendas de rochas pertencentes às fácies dos xistos verdes, epidoto anfibolito e anfibolito, mostrou que a relação acima também está presente em rochas de outras composições.

Em adição a Si/Al, diversas outras modificações químicas têm sido apontadas como características para hornblendas sujeitas a condições variáveis de pressão e temperatura.

Shidô (1958) e Shidô e Miyashiro (1959), com base em dados coligidos nos metabasitos da porção central do Abukuma Plateau, Japão, mencionam um aumento do teor em álcalis, especialmente Na, com a elevação da temperatura.

O comportamento crescente do Ti das hornblen

das com o grau de metamorfismo vem sendo observado por inúmeros autores e constitui, segundo Leake (1965a), o índice da maior importância para a avaliação da temperatura de cristalização desses minerais.

Outras mudanças, decréscimo de FeO e das razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ e FeO/MgO com a elevação do gradiente, como sugerido por Engel e Engel (1962b), face à não confirmação por outros autores, parecem destituídas de grande significação, tratando-se aparentemente de variações de caráter mais local, reflexos talvez da heterogeneidade da composição da rocha hospedeira.

5.1.2.1. Comportamento do Alumínio

Não obstante Wiseman (1934), Thompson (1947) e Harry (1950), tenham analisado, com o primeiro se atendo mais a anfibólios, o papel assumido pelo alumínio na estrutura dos minerais formadores de rochas, foram Kushiro (1960) e Le Bas (1962) que inicialmente buscaram uma interpretação petrológica para o comportamento desse elemento. Baseando-se em dados estatísticos, referentes a clinopiroxênios de rochas ígneas, esses autores teceram algumas considerações sobre os diversos fatores que controlam a substituição Si-Al no magma, terminando por concluir que a proporção de alumínio de coordenação tetraédrica decresce durante o processo de cristalização magmática.

A conclusão acima, aliada ao fato de que actinolita é o principal anfibólio presente no metamorfismo de baixo grau, enquanto que hornblenda ocorre em condições de maior intensidade, bem como em rochas ígneas, levou à crença generalizada na literatura de que o conteúdo de Al^{IV} dos anfibólios aumenta com a temperatura de cristalização. Este fato foi amplamente confirmado por Binns (1965), quando investigando o comportamento das hornblendas do Willyama Complex, porém, Engel e Engel (1962b, p. 1504) referem-se à ine

xistência de variações significativas na concentração de Si e Al com o grau de metamorfismo na área dos Adirondacks.

Mais recentemente, Leake (1965a, b) se ocupou da análise da coordenação do alumínio em anfibólios. Segundo esse autor, dados relativos a anfibólios, assim como a outros minerais aluminosos, apontam no sentido de que a pressão vigente durante a cristalização é um dos fatores primordiais no estabelecimento da coordenação, com alta pressão favorecendo o maior conteúdo de Al^{VI} . Leake (1965a, p. 3112-3116) ressalta também que a composição da rocha hospedeira não é menos importante, com a coordenação do alumínio correspondendo a uma expressão combinada desses dois fatores. A utilização desse parâmetro como medida de variação da pressão em regiões metamórficas é contudo extremamente difícil, tendo-se em vista que a composição da rocha e do plagioclásio associado, que é relacionada à temperatura, também influenciam a concentração do alumínio de coordenação octaédrica.

Em resumo, duas correntes de opinião tentam interpretar a coordenação do alumínio em anfibólios: a primeira liga-a à temperatura, com o conteúdo de Al^{IV} crescendo progressivamente com o gradiente metamórfico, enquanto que a segunda vincula-a à pressão e composição da rocha, com o aumento da pressão acarretando maior concentração de Al^{VI} .

Em se tratando dos anfibólios do Jaraguá, a Fig. 12 parece sugestiva, a despeito da superposição de pontos no intervalo compreendido entre 1,1 e 1,4 Al^{IV} da maior riqueza em Al^{VI} e Al^{IV} dos minerais da Zona B, levando assim à conclusão de que os mesmos teriam se formado em condições de pressão mais intensa, ou alternativamente, de temperatura mais elevada que os correspondentes da Zona A.

5.1.2.2. Comportamento dos Alcalis

Cómo referido prêviamente, o teor em álcalis dos anfibólios também constitui um fator de avaliação da intensidade do processo metamórfico. Embora não contestando a validade da relação, Leake (1965a, p.300) julga-a, no entanto, de maior utilidade junto às rochas anfibolíticas de baixo grau, quando então se processa a transformação de actinolita a hornblenda.

Engel e Engel (1962b), analisando o comportamento das hornblendas dos anfibolitos aflorando na porção ocidental dos Adirondacks encontraram variações concordantes às de Shidô (1958) e Shidô e Miyashiro (1959), o que também foi notado por Binns (1965) em rochas congêneres do Willyama Complex. A Fig. 3 de Engel e Engel (1962b, p. 1507), reunindo o número de átomos de Ca e (Na+K) por fórmula unitária, realça pron

Fig. 16 - Gráfico relacionando os teores de Ca e Na+K para os anfibólios do Jaraguá. Zona A (+) e Zona B (.).

tamente a existência de dois agrupamentos, definidos por amostras provenientes das áreas de Emeryville e Colton, exibindo teores mais ou menos constantes em cálcio e bem divergentes em álcalis. Os teores em (Na+K) aumentam no sentido da área de Colton, em conformidade assim com o gradiente metamórfico.

Nos anfibólitos do Jaraguá, não foram observadas variações significativas na proporção de álcalis para as duas zonas (Fig. 16).

5.1.2.3. Comportamento do Titânio

O exame de análises químicas de centenas de anfibólitos calcíferos e subcalcíferos procedentes de rochas ígneas e metamórficas ensejou a Leake (1965a, p. 301) a conclusão de que a presença de titânio na estrutura desses minerais é controlada principalmente pela temperatura de cristalização, com a concentração da aquele elemento crescendo progressivamente com a elevação da temperatura. Este resultado guarda inteira concordância com as observações feitas por inúmeros autores que indicam ser hornblenda verde a variedade de anfibólito típica de anfibolitos, restringindo-se hornblenda castanha aos anfibolitos de alto grau e granulitos, uma vez que Deer (1938, p. 74) estabeleceu há muito tempo que a tonalidade castanha desses minerais é função direta do seu conteúdo em titânio.

No entanto, anteriormente a Leake (1965a), Raychaudhari (1958), Engel e Engel (1962b) e Binns (1965) tiveram a oportunidade de examinar o comportamento do titânio em hornblendas submetidas a condições variáveis de pressão e temperatura com os resultados apontando sempre no sentido da existência de uma relação sincrônica entre esse elemento e o gradiente metamórfico. Nos Adirondacks, Engel e Engel (1960) verificaram ainda que o aumento do conteúdo em titânio das hornblendas não é acompanhado pela majoração do teor

de TiO_2 das rochas anfibolíticas, bem como que a concentração de titânio das biotitas dos gnaisses regionais também cresceu paralelamente à elevação do gradiente metamórfico.

A exemplo de outros anfibolitos, os da região do Jaraguá são portadores de pequena porcentagem de ilmenita, com a sua presença evidenciando que a hornblenda dessas rochas é saturada em óxido de titânio. Nos anfibolitos, de conformidade com Leake (1965a, p. 305), o excesso de óxido de titânio que não pode ser incorporado pela hornblenda tende a se cristalizar na forma de ilmenita, ou mais raramente, como outro mineral titanífero.

Os resultados obtidos por micro-sonda para os anfibólios em aprêço são sugestivos, como visto na

Fig. 17 - Relação entre os conteúdos de Ti e Si para os anfibólios do Jaraguá. Zona A (+) e Zona B (.).

Tabela XVIII e Fig. 14, da maior riqueza em titânio dos minerais da Zona B. Isto a despeito do teor em TiO_2 desses anfibolitos ser, em traços gerais, inferior ao das rochas da Zona A (Tabela XXVIII).

O gráfico reunindo Si e Ti na cela unitária para esses anfibólitos, com valores extraídos das Tabelas XV e XVII, é fornecido na Fig. 17. Não obstante a superposição parcial dos pontos, a sua distribuição parece indicar que as constantes acima comportam-se inversamente, com os minerais da Zona A exibindo maior concentração em Si e menor em Ti que os da Zona B.

5.1.2.4. Comportamento dos Elementos Traços

A limitação de informações faz com que o comportamento das hornblendas do Jaraguá seja apenas comparado relativamente àquele dos minerais homônimos dos Adirondacks (Engel e Engel, 1962b) e Black Hills (Raychaudhari, 1958). Uma visão conjunta dos dados reunidos nos três programas é fornecida na Tabela XXIX.

Para as hornblendas dos anfibolitos dos Adirondacks e Black Hills, à exceção de Cu, Sr, Y e Zr, os demais elementos apresentam uma distribuição uniforme, com a concentração aumentando paralelamente à elevação da temperatura. Se estes resultados forem confrontados com os referentes às amostras de Jaraguá, verifica-se que V, Ba e Co comportam-se de forma análoga, a despeito deste último exibir tão somente um leve aumento de concentração junto aos minerais da Zona B.

No tocante aos Adirondacks, Engel e Engel (1962b) atribuem maior significação ao comportamento do Cr, V e Sc, enquanto que muito pouco ainda se conhece sobre as hornblendas investigadas por Raychaudhari (1958), bem como sobre os anfibolitos que as contêm.

TABELA XXIX

Composição química média, elementos traços, de hornblendas

	Jaraguá, SP		Black Hills, South Dakota*		Adirondack Mountains, New York**	
	Zona A	Zona B	Lead	NE Lead	Emeryville	Colton
	Almandina	Almandina	Epídoto	Almandina	Almandina	Hornblenda
	anfibolito	anfibolito	anfibolito	anfibolito	anfibolito	granulito
			(400° C)	(500° C)	(525° C)	(625° C)
Cr	251	62	102	129	249	737
V	352	454	185	244	527	811
Ni	138	92	85	92	57	76
Co	61	68	31	45	47	60
Cu	19	66	9	10	17	7
Sc	62	64	29	33	77	109
Zr	138	42	17	32	97	75
Y	39	67	12	11	72	118
Sr	56	52	5	31	46	42
Ba	54	71	9	18	86	106

* Dados extraídos de Raychaudhari (1958).

** Dados extraídos de Engel e Engel (1962b).

5.2. Evidências Texturais

5.2.1. Feldspatos

Em adição às mudanças de composição química, os feldspatos exibem variações na granulação que são interpretadas como medida da intensidade relativa do processo metamórfico.

No presente caso, a investigação microscópica permitiu concluir que esses minerais, quando integrados a Zona A, têm por características principais: hábito granular e a dimensão variável entre 0,05 mm e 0,20 mm, com 0,11 mm como valor médio. Por outro lado, os da Zona B são ripiformes e possuidores de maior tamanho, com 0,08 mm e 0,97 mm como valores extremos e 0,32 mm como médio.

Fig. 18 - Gráfico relacionando a granulação de feldspatos de metabasitos com o grau de metamorfismo. Simplificado de Miyashiro (1968, Fig. 12).

As dimensões maiores dos cristais de feldspatos da Zona B aponta para a conclusão, como sugerido pela Fig. 18 (simplificada de Miyashiro, 1968, p. 824, Fig. 12), de que os cristais da Zona B sofreram recristalização em condições de metamorfismo mais intenso. Este gráfico foi construído por esse autor usando dados de plagioclásios de metabasitos recristalizados em metamorfismo regional, aflorando junto à porção central do Abukuma Plateau, Japão. Conclusões similares, indicando que as dimensões dos cristais de plagioclásio de rochas anfibolíticas aumentam com o grau de metamorfismo, foram igualmente obtidas por Dodge (1942) Engel et al. (1964) e Binns (1964).

5.2.2. Anfibólios

Dentro do consenso geral de metamorfismo, principalmente de natureza dinamotermal, atribui-se à variação crescente da granulação dos constituintes minerais caráter diagnóstico da elevação do grau de metamorfismo. Esta relação encontra confirmação em numerosas ocorrências de rochas anfibolíticas, em que anfibólios viram-se submetidos a mudanças nas condições de pressão e temperatura.

No caso particular do Jaraguá, esse fato foi igualmente registrado, pois os anfibólios pertencentes à Zona B possuem dimensões maiores que os homônimos da Zona A.

A estrutura zonada presente em vários desses anfibólios, com as partes centrais dos cristais constituídas de actinolita, enquanto que as bordas têm composição mais rica em hornblenda, poderia também ser tomada como feição sugestiva de elevação do gradiente metamórfico, visto que a primeira espécie mineralógica tem sua formação restrita apenas ao metamorfismo de baixo grau, mais compatível com a fácies dos xistos verdes.

5.2.3. Ilmenitas

Pouco há que se dizer a respeito desses minerais face à carência total de dados químicos, exceto que eles possuem granulação variável, com os cristais da Zona B exibindo maiores dimensões. O significado petrológico desse fato vem da sua interpretação como feição indicativa de elevação do gradiente metamórfico, em consonância assim com conceitos firmemente estabelecidos na literatura.

6. CONSIDERAÇÕES SOBRE O PROCESSO METAMÓRFICO

Dados fornecidos em Gomes et al. (1964, p. 670) são indicativos de que os anfibolitos do Jaraguá possuem composição química inicial heterogênea, com as principais diferenças residindo nos teores de MgO , CaO e Na_2O . Outras diferenças observadas, como nas concentrações de SiO_2 e H_2O , poderiam estar ligadas ao processo metamórfico, não constituindo necessariamente um reflexo direto da sua composição original.

Acredita-se que o teor mais alto em SiO_2 das amostras localizadas na porção sul-sudeste do corpo seja resultante de ação metassomática causada pelo maciço granítico da Cantareira, uma vez que este, em áreas adjacentes à do Jaraguá, é o agente responsável por intensa pneumatólise dos metassedimentos encaixantes. A presença de turmalina em alguns desses anfibolitos poderia ser tomada como evidência sugestiva da quele fenômeno.

Por sua vez, o comportamento de H_2O , com a sua concentração diminuindo concomitantemente à elevação da temperatura, é similar ao observado por Miyashiro (1958) e Engel e Engel (1962a) para outras ocorrências e constitui, de conformidade com Miyashiro (1968), feição característica do metamorfismo progressivo de anfibolitos.

O teor variável em MgO dos anfibolitos, com os situados na porção centro-setentrional do corpo mostrando maior concentração, parece ser o fator responsável pelas flutuações químicas processadas na composição das hornblendas, uma vez que estas são mais magnesianas nas rochas dessa área. Por outro lado, as variações encontradas para CaO e Na₂O, com os anfibolitos aflorando na região sul-sudeste do corpo exibindo maior riqueza em CaO e menor em Na₂O, refletem principalmente a natureza dos seus plagioclásios.

Conquanto os anfibolitos tenham reagido da maneira distinta às modificações ocorridas nas condições metamórficas, como evidenciado pela presença das duas zonas petrográficas dentro do corpo, pouco ainda se conhece sobre o comportamento de seus minerais, pois as informações necessárias à formação de uma base de discussão das prováveis mudanças de sua composição ainda são insuficientes. Julga-se no entanto que a maior porcentagem de feldspatos e menor de anfibólios nas variedades da Zona B refletem a adaptação dessas rochas ao ambiente de maior temperatura, desconhecendo-se contudo a extensão do fenômeno. Esta conclusão é mais a que confere natureza mais cálcica aos plagioclásios dessa área do corpo guardam total concordância com as alcançadas por Engel e Engel (1962a) nos Adirondacks.

Sem contudo aproximar-se do estágio de metamorfismo atingido pelos anfibolitos dessa última região, de condições compatíveis à fácies hornblenda granulito, não se processando por conseguinte a formação de clinopiroxênios, o desaparecimento da titanita, etc., nota-se a existência de estreita correspondência quanto ao sentido evolutivo dessas alterações. Nos anfibolitos do Jaraguá, elas culminam com a diminuição dos teores de anfibólios e epídotos e subsequente aumento da concentração de feldspatos e do seu teor em cálcio, em adição

a maior granulação dos minerais, junto às amostras da Zona B.

A despeito do aparente ajustamento dos minerais à distribuição zonal de temperatura existem evidências, traduzidas na variação extrema da composição dos feldspatos e na estrutura zonada dos cristais de anfibólios, de que eles deixaram de atingir condições de completo equilíbrio. A primeira transformação mineralógica encontra justificativa no papel desempenhado pelo epídoto, que se enriquece mais nas amostras portadoras de plagioclásios com menor porcentagem da molécula de anortita, confirmando assim as conclusões teóricas altamente difundidas na literatura de que o comportamento desses minerais é controlado pela reação: plagioclásio mais sódico + epídoto + plagioclásio mais cálcico.

A transformação actinolita + hornblenda é conceitualmente mais controvertida e constitui uma feição textural relativamente comum nos anfibolitos associados ao Grupo São Roque - Açungui. Nos cristais zonados, os dados analíticos obtidos demonstram que as suas porções centrais possuem composição mais actinolítica, enquanto que hornblenda corresponde à variedade periférica. Considerando a paragênese clássica desses anfibólios calcíferos, em que actinolita se forma, no processo dinamothermal, em condições compatíveis à fácies dos xistos verdes e hornblenda à fácies almandina anfibolito, poder-se-ia assumir que os anfibolitos do Jaraguá foram posteriormente à sua formação submetidos a condições de temperatura mais alta. Esta elevação do gradiente térmico, ao que tudo indica causada pela intrusão do maciço da Cantareira, tem assim na estrutura zonada a sua feição reliquiar junto a esses anfibolitos, uma vez que em diversas amostras existiram condições favoráveis à total homogeneização dos minerais.

Uma segunda interpretação para o zoneamento poderia ser a sugerida por Dodge (1942). De conformidade com este autor, a formação de hornblendas nos anfibolitos da área de Lead processou-se na sua primeira fase às expensas da augita da rocha original, enquanto que o crescimento posterior durante o metamorfismo teve lugar a partir do feldspato, dando com isso uma hornblenda mais aluminosa. Conquanto esta idéia pudesse ser também aplicável aos anfibólitos do Jaraguá, a primeira hipótese parece mais aceitável tendo-se em vista a existência de diversas feições apontando no sentido de dois eventos metamórficos, o segundo de temperatura mais elevada.

Em resumo, poder-se-ia dizer que os dados reunidos são indicativos de que os anfibolitos do Jaraguá responderam à elevação de temperatura ocorrida após a fase culminante do metamorfismo dinamothermal, provavelmente causada pela intrusão granítica da Cantareira. Embora não tendo atingido condições de completo equilíbrio, eles o fizeram de maneira concludente, levando à formação de feições mineralógicas e texturais diagnósticas nas duas zonas.

7. EVOLUÇÃO GERAL DOS ANFIBOLITOS

7.1. Gênese

O estudo petroquímico dos anfibolitos do Jaraguá levado a efeito por Gomes et al. (1964) marcou o capítulo final de uma série de abordagens à origem dessas rochas, remontando à época de Moraes Rêgo. Com base em informações químicas, elementos principais e traços, relativas a 20 amostras de rochas, esses autores discutiram o seu quimismo comparativamente aos diabásios do Sistema Karroo, África do Sul, reafirmando a conclusão obtida por outros autores de que esses anfibolitos formaram-se a partir de antigas intrusivas bá.

sicas, muito provavelmente diabásios a julgar pela presença de textura blastofítica em algumas variedades, intrusivas no pacote metassedimentar, que hoje corresponde à unidade estratigráfica pré-cambriana conhecida por Grupo São Roque-Açungui.

Esses dados, que se acham resumidos na Tabela XXVIII em termos de composição média das Zonas A e B, serviram também para demonstrar a sua maior identidade química com rochas básicas de natureza toleítica. A norma molecular CIPW dessas análises médias mostra uma mineralogia relativamente simples, com plagioclásio, de composição variável An_{67} e An_{70} , respectivamente, para as Zonas A e B (46,5 e 48,6%), como principal constituinte, ocorrendo subordinadamente clinó e ortopiroxênios (36,0 e 38,6%), além de opacos como acessórios. Quartzo ocorre em pequena quantidade (0,8 e 2,4%), com sua presença evidenciando o caráter supersaturado dessas rochas.

Variações químicas na composição original dos anfibolitos parecem constituir um dos fatores responsáveis por algumas diversidades mineralógicas encontradas nas amostras das duas zonas petrográficas. Por sua vez, o comportamento de certos elementos traços nas hornblendas poderia estar também condicionado a essas variações. Tais diferenças químicas primárias estariam traduzidas nos teores mais elevados em MgO , Na_2O , Cr , V , Cu , Sc , Zr , Y e Ba dos anfibolitos da Zona A e maiores em CaO , Ni e Sr dos correspondentes à Zona B.

O metamorfismo dinamotermal atuando sobre as antigas rochas básicas levou à transformação de seu plagioclásio cálcico em plagioclásio mais sódico e epidoto e do piroxênio em anfibólio, este de natureza predominantemente actinolítica. Em resposta à ação da pressão e temperatura, teve lugar a completa recristalização dessas rochas, que, ao que tudo indica, foi mais

enérgica nas amostras situadas na porção centro-setentrional do corpo, imprimindo-lhes xistosidade pronunciada, destruindo feições texturais originais, bem como promovendo maior redução na granulação dos constituintes minerais. Na parte sul-sudeste, a sua ação foi menos efetiva, como testemunhado pela presença de textura blastofítica em diversas variedades. Face a esse fato, os plagioclásios desses últimos anfibolitos parecem não ter sofrido tão intensamente os efeitos mais dinâmicos do processo metamórfico, responsáveis por sua maior instabilidade e, conseqüentemente, conservaram uma composição mais próxima daquela presente na rocha básica original.

A julgar pela presença de actinolita ocupando o núcleo de cristais zonados, acredita-se que as condições metamórficas reinantes durante esse evento tivessem sido mais brandas que as alcançadas posteriormente, talvez condizentes mesmo com a própria fácies dos xistos verdes de Turner e Verhoogen (1960).

Após a fase culminante do evento dinamo-termal, o gradiente metamórfico sofreu elevação, muito provavelmente em decorrência da intrusão do maciço granítico da Cantareira. Este aumento de temperatura, que se fez mais sentir junto à região de contato do batólito, atingindo portanto mais intensamente as amostras da Zona B, foi o fator responsável por diversas transformações mineralógicas e texturais processadas nos anfibolitos.

Nos feldspatos, teve lugar o enriquecimento na molécula de anortita, que, superposto à composição originalmente mais cálcica dos plagioclásios da Zona B, permitiu separá-los prontamente dos seus homônimos da Zona A (Figs. 8 e 9). Em adição à variação química, ocorreu também a recristalização dos cristais e subsequente aumento da granulação. Não obstante o pri

meiro fato, a textura blastofítica, presente em algumas amostras da Zona B, viu-se ainda preservada, pois, de conformidade com Wilcox e Poldervaart (1958, p.1364), o plagioclásio recristalizado, mesmo tendo sofrido mudança de composição, pode conservar a sua forma original.

Os anfibólios adquiriram composição mais hornblêndica, refletida quimicamente na maior riqueza em alumínio e ferro em detrimento de sílica e magnésio, ao lado de aumentarem suas dimensões e tornarem-se mais granoblásticos e portadores de estrutura poiquiloblástica. Do ponto de vista químico, sofreram ainda variações na concentração de titânio, que se tornou ligeiramente mais alta nos minerais da Zona B.

Por sua vez, as ilmenitas aumentaram também a granulação e, aparentemente, estiveram sujeitas a leve variação na razão Fe_T/Ti , com pequena elevação junto às variedades da Zona B.

As proporções volumétricas desses minerais sofreram igualmente variações, reflexos da tentativa de adaptação da composição mineralógica às novas condições de metamorfismo, caracterizadas por uma diminuição nos teores de anfibólios e epidotos e consequente aumento do conteúdo de plagioclásios.

Variações químicas significativas nos anfibolitos ligadas ao processo metamórfico acham-se limitadas aos teores de sílica e água. Enquanto que a primeira mudança, com a concentração do óxido aumentando nas rochas localizadas nas imediações do maciço granítico, parece relacionar-se a fenômenos metassomáticos provocados pela intrusão, a segunda é interpretada como o resultado da eliminação de água do sistema face à elevação de temperatura do gradiente.

Em superposição aos dois eventos metamórfi

cos discutidos atrás, os anfibolitos viram-se também afetados localmente por processos retrometamórficos, de maior incidência junto às amostras da porção centro-sententrional do corpo, face talvez a sua maior propensão ao cisalhamento, reflexo da estrutura xistosa pronunciada. Conquanto a ação regressiva não tenha alcançado um completo desenvolvimento, a julgar ainda pela presença de hornblenda na rocha (JA-24), o comportamento do plagioclásio, assumindo composição albítica, e a riqueza em epídoto denunciam a existência de condições metamórficas compatíveis com a fácies de transição xistos verdes-anfibolitos de Turner (1968), ou epídoto anfibolito de outros autores.

7.2. Temperatura dos Eventos Metamórficos

A maior dificuldade concernente ao estabelecimento da temperatura dos principais eventos metamórficos afetando os anfibolitos reside na ausência total de bons termômetros geológicos, como representados por pares de fases coexistentes e composição química de séries de soluções sólidas. Este fato limita sobremaneira as conclusões extraídas, pois elas resultam quase sempre da análise comparativa com dados de literatura, onde invariavelmente as condições de formação de minerais e rochas não são idênticas de região para região a despeito das diversas similaridades registradas.

A única evidência apontando para o grau de metamorfismo atingido pelos anfibolitos durante o processo dinamotermal consiste na presença de actinolita ocupando as porções centrais de cristais zonados, pois, em virtude da elevação de temperatura sofrida posteriormente por essas rochas, o seu plagioclásio viu-se intimamente envolvido em transformações mineralógicas com o epídoto, impedindo assim a formação de qualquer

idéia alusiva à sua composição original.

Dessa forma, torna-se imperativo assumir que as condições metamórficas iniciais poderiam ter sido condizentes com a fácies dos xistos verdes, que, de conformidade com Turner e Verhoogen (1960), tem sua variação de temperatura limitada ao intervalo 300-500°C.

Se for válida uma correlação com os anfibolitos dos Adirondacks (Engel e Engel, 1962a), que constituem sem sombra de dúvida os melhores estudados da literatura, com vários e fidedignos termômetros geológicos, poder-se-ia inferir que a temperatura máxima alcançada pelas rochas do Jaraguá, durante o segundo episódio metamórfico, não foi superior a 550°C. Este valor marca o aparecimento de clino e ortopiroxênios em substituição a anfibólios, assim como o desaparecimento de titanita nas primeiras rochas.

Turner e Verhoogen (1960, p. 553) fixaram o limite de variação de temperatura para as rochas da fácies almandina anfibolito entre 550-750°C. Como os anfibolitos do Jaraguá são portadores de associação mineralógica compatível com essa fácies, presume-se que o limite acima fixado relativamente às rochas de Adirondacks possa ser, em realidade, um pouco mais alto, faltando contudo elementos para maiores considerações.

A julgar pela associação mineralógica, albita-epídoto-hornblenda, presente em JA-24, as condições de metamorfismo atingidas pelo processo regressivo parecem inteiramente compatíveis com a fácies de transição xistos-verdes-anfibolitos de Turner (1968), ou epídoto anfibolito de outros autores. Em Turner e Verhoogen (1960), esta nova fácies correspondia à subfácies quartzo-albita-epídoto-almandina da fácies dos xistos verdes, cujo intervalo de temperatura situa-se entre 300-500°C.

A aplicação junto aos anfibolitos do Jaraguá

guã dos princípios estabelecidos por Crawford (1966) para o diagrama plagioclásio-epídoto, que se acham resumidos em Girardi (1969), bem como a correlação da associação mineralógica acima com a estudada por aquela autora na Nova Zelândia, permite concluir, a exemplo de Girardi (1969, p. 48), que os anfíbolitos com albita cristalizaram-se em temperaturas e pressões inferiores às delimitadas pela isógrada da almandina, que se encontra incluída na fácies dos xistos verdes de Turner e Verhoogen (1960).

As conclusões alcançadas por MacKenzie (1957) e McDonnell e McKie (1960) de que albita pura ("low albite") é instável acima de 400-450° C possibilitam assim uma melhor fixação da temperatura máxima atingida pelo processo retrometamórfico.

7.3. Dados Geocronológicos

A determinação geocronológica dos anfíbolitos em aprêço (amostras JA-15, JA-17, JA-31 e JA-28) levada a efeito por Cordani e Bittencourt (1967) forneceu três resultados próximos a 540 m.a. e um ao redor de 650 m.a., este referente à rocha JA-28. Para o trabalho analítico foram usados concentrados de anfibólios, hornblenda para as três primeiras amostras citadas e de actinolita, ou muito possivelmente uma mistura de ambos, para a última.

Estes autores, contando ainda com informações provenientes de outras variedades petrográficas, interpretaram o resultado de 650 m.a. como correspondente à fase principal do metamorfismo dinamotermal responsável pela formação das rochas do Grupo Açungui, enquanto que a idade de 540 m.a., face ao fato de duas das amostras analisadas situarem-se nas imediações da região de contato da intrusão granítica, estaria relacionada a importante evento dentro da evolução geolôgica.

ca dêsse maciço.

Posteriormente, Hasui e Hama (no prelo) procederam a nôvo reconhecimento geocronológico do Grupo São Roque, com êstes autores concluindo que êste Grupo já era afetado pelo metamorfismo há 714 m.a..

Mais recentemente, Cordani e Kawashita (1971) executaram determinações Rb-Sr em corpos graní- ticos intrusivos nos metassedimentos do Grupo Açungui, com os resultados permitindo fixar a sua idade em 610 m.a..

A análise dos resultados divulgados em Cordani e Bittencourt à luz das novas informações reunidas por êste autor para os anfibolitos do Jaraguá parece corroborar a idéia de que a amostra JA-28, mostrando idade de cêrca de 650 m.a., representa uma fei- ção residual dentro do corpo, em que não existiram condições favoráveis à completa homogeneização da ro- cha, correspondente à fase principal do ciclo metamór- fico ligado ao cinturão orogenético ao qual pertence o Grupo Açungui. Conquanto constitua ainda uma mera suposição, poder-se-ia assumir que os anfibólitos de natureza actinolítica são melhores retentores de argô- nio que as hornblendas comuns, fornecendo dessa forma idades mais próximas às do início do metamorfismo. Es- ta sugestão encontra apoio no fato de Hasui e Hama (no prelo) terem obtido uma idade de 714 m.a., até en- tão a mais antiga para o início do ciclo metamór- fico afetando o Grupo São Roque-Açungui, para um metabasi- to trazendo actinolita em sua composição. Por outro lado, a idade de 540 m.a. seria destituída de maior significado, ou então marcaria um evento mais recente ligado à história do granito da Cantareira como suge- rido por Cordani e Bittencourt (1967), pois êsses an- fibolitos viram-se submetidos à completa recristaliza

ção, responsável pela transformação de actinolita em hornblenda. Cumpre acrescentar que, segundo Cordani e Kawashita (1971), 540 m.a. é a idade da fase pós-tectônica principal do Grupo Açungui (exemplo Granito de Itu).

Nestas condições, acredita-se que a intrusão das rochas básicas formadoras dos anfibolitos tenha ocorrido há mais de 714 m.a., mas ainda no pré-cambriano superior, pois Cordani e Bittencourt (1967) situam a sedimentação original do geossinclinal dentro deste intervalo de tempo.

8. SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Os anfibolitos do Jaraguá, constituindo um corpo único encaixado em metassedimentos pelíticos do Grupo São Roque, e confinado na sua porção sudeste a extensa massa granítica (batólito da Cantareira), exibem variações mineralógicas e texturais permitindo o estabelecimento de duas zonas petrográficas distintas.

A Zona A, correspondendo à parte centro-setentrional do corpo, é constituída por rochas de granulação fina e com estrutura xistosa pronunciada, além de portadoras de maior quantidade de anfibólios e epídotos. Quimicamente, esses anfibolitos são mais ricos em MgO, Na₂O, H₂O, Cr, V, Cu, Se, Zr, Y e Ba.

As características distintivas dos minerais dessas rochas são as que se seguem:

Feldspatos - plagioclásios: forma granular; dimensão variável entre 0,05 e 0,20 mm, com 0,11 mm como valor médio; menor frequência de geminação; geminação simples (tipo Albita); composição mais sódica, com o novo campo de variação fixado em An₂₂ - An₄₂; presença ocasional de albita (amostra JA-24).

Anfibólios - hornblenda: forma fibrosa; di

mensão submilimétrica; zoneamento freqüente, com o núcleo de cristais constituído de actinolita; maior riqueza em SiO_2 , MgO , Cr , Ni e Zr ; razão Si/Al maior; menor conteúdo de Al^{IV} e Al^{VI} .

Ilmenitas: forma granular; dimensão média 0,05 mm; ocorrência isolada; menor conteúdo em Fe_2O_3 ; razão Fe_T/Ti menor, com 1,13 como valor médio.

A Zona B, referente à porção sul-sudeste do corpo e em contato com a intrusão granítica, acha-se representada por rochas de granulação mais grossa e de textura nitidamente granoblástica. Algumas amostras são portadoras de textura blastofítica. Esses anfibolitos possuem maior quantidade de feldspatos e, quimicamente, são mais ricos em SiO_2 , CaO , Ni e Sr .

As características distintivas dos minerais dessas rochas são as que se seguem:

Feldspatos - plagioclásios: hábito ripiforme; dimensão variável entre 0,08 e 0,97 mm, com 0,32mm como valor médio; maior freqüência de geminação; geminação complexa (Albita - Carlsbad - Periclínio); composição mais cálcica, com o novo campo de variação fixado em $\text{An}_{46} - \text{An}_{78}$.

Anfibólitos - hornblenda: forma granular; dimensão milimétrica; estrutura porfiroblástica - poiquiloblástica comum; maior riqueza em Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , V , Cu , Y e Ba ; razão Si/Al menor; maior conteúdo de Al^{IV} e Al^{VI} .

Ilmenitas; forma alongada; dimensão média 0,70 mm; ocorrência em agregados; maior conteúdo em Fe_2O_3 ; razão Fe_T/Ti maior, com 1,17 como valor médio.

As feições químicas distintivas apontadas acima resultam em parte de variações na composição original dos anfibolitos, em parte dos processos metamórficos a que foram submetidos.

Os anfibolitos formaram-se a partir do meta mor fismo di namo ter mal de antigas rochas básicas in trusivas no pacote sedimentar, correspondendo atualmente ao Grupo São Roque-Açungui. Aparentemente, o meta mor fismo foi de baixo grau, talvez compatível com a fá cie dos xistos verdes, a julgar pela presença de acti nolita ocupando as partes centrais de cristais zonados. Em assim sendo, a variação de temperatura, segundo da dos de literatura, estaria limitada ao intervalo 300 - 500° C.

Posteriormente à fase culminante do proce so regional, o gradiente metamórfico sofreu alteração, muito provavelmente em decorrência da intrusão graní tica do maciço da Cantareira, com as rochas da Zona B, aflorando junto à região de contato do batólito, sen tindo mais os seus efeitos.

Os anfibolitos responderam a essa elevação de gradiente, constituindo as feições petrográficas as sinaladas acima o resultado dessa tentativa de adapta ção às novas condições de pressão e temperatura.

Em adição às variações texturais, ocorreram transformações mineralógicas, levando à formação de maior quantidade de feldspatos em detrimento de anfibó lios e epídotos, além de mudanças químicas significativas, traduzidas no maior teor em anortita dos plagio clásios, maior concentração em alumínio ($Al^{IV} Al^{VI}$) e titânio e diminuição da razão Si/Al das hornblendas junto às rochas da Zona B.

Este ciclo metamórfico alcançou condições compatíveis com a fá cie almandina anfibolito, como in dicado pela associação mineralógica presente nas ro chas. A presença de zoneamento nos anfibólios e a va riação extrema na concentração dos feldspatos consti tuem evidências de que o equilíbrio metamórfico não foi contudo atingido. A correlação com os anfibolitos.

dos Adirondacks permite inferir uma temperatura máxima de 550° C para êsse evento.

Os anfibolitos, mais particularmente os da Zona A, viram-se submetidos a metamorfismo retrógrado, levando à formação de paragêneses condizentes com a fácies de transição xistos verdes-anfibolitos. O comportamento do plagioclásio e epídoto possibilita situar a temperatura máxima do processo em torno de 400-450° C.

Dados geocronológicos são indicativos de que a intrusão dos diabásios geradores dessas rochas processou-se há mais de 714 m.a., idade esta correspondente à fase inicial do metamorfismo regional responsável pela formação dos metassedimentos do Grupo São Roque-Açungui. Ao que tudo faz crer, a intrusão de maciço granítico da Cantareira tem sua idade fixada ao redor de 610 m.a..

Das quatro amostras de anfibolitos datadas pelo método K-Ar, uma apresentou idade de 650 m.a., mais próxima ao início do metamorfismo dinamotermal, enquanto que as demais deram valores da ordem de 540 m.a., referente talvez a um evento ligado à história geológica do batólito da Cantareira.

9. AGRADECIMENTOS

Os melhores agradecimentos são destinados ao Conselho Nacional de Pesquisas (T.C. 11 761 - Proc. 12 883/69) pela concessão dos recursos necessários à execução desta pesquisa.

Agradecimentos são também devidos aos químicos Marie Claire Van Oosterwyck-Gastuche do Musée Royale de l'Afrique Centrale, Tervuren, Bélgica, e Cláudio V. Dutra do Instituto de Tecnologia Industrial, Belo Horizonte, pela colaboração prestada na execução de análises químicas de minerais.

Aos Professôres Umberto G. Cordani e Vicente A. V. Girardi pelas sugestões e críticas apresentadas ao trabalho.

O autor deseja igualmente externar sua sincera gratidão aos funcionários do Instituto de Geociências e Astronomia, Sra. Nair de Campos Louzada, Srs. José Ponchirolli e José Rufino. Os primeiros pela inestimável participação na fase final da elaboração do manuscrito, datilografando e procedendo à revisão geral do texto, enquanto que o último pela execução de toda a parte ilustrativa constante deste trabalho.

Finalmente, o autor expressa seu reconhecimento à Sra. Maria Cordaro de Campos Sales, do Serviço de Documentação da Reitoria da Universidade de São Paulo, pela dedicação e elevado espírito de compreensão demonstrado durante a fase de impressão desta tese.

10. BIBLIOGRAFIA

- BARTH, T.F.W. (1969) - Feldspars. Wiley - Interscience.
- BINNS, R.A. (1964) - Zones of Regional Metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. J.Geol.Soc.Australia, 11, pp. 283-330.
- BINNS, R.A. (1965) - The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. Part I. Hornblendes. Mineral. Mag., 35, pp. 306-326.
- BROWN, W.L. (1960) - The crystallographic and petrologic significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases. Zeit. Krist., 113, pp. 330-344.
- BROWN, F. e CARMICHAEL, I.S.E. (1969) - Lithos. Referência constante dos arquivos do Laboratório de "Electron Micro-probe" da Universidade da Califórnia, Berkeley.
- CHAYES, F. (1949) - A simple point counter for thin section analysis. Amer. Mineral., 34, pp. 1-11.
- CHRISTIE, O.H.J. (1959) - Note on the equilibrium between plagioclase and epidote. Norsk Geol. Tidsskr., 42-2 (Feldspar volume), pp.354-382.
- COLEMAN, R.G. (1961) - Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California, J.Petrol., 2, pp. 209-247.

- CORDANI, U.G., ROCHA-CAMPOS, A.C., DAVINO, A. e BJÖRNBERG, A. (1961) - Geologia da região do Jaraguá. Soc. Bras.Geol., 10, pp. 73-94.
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. (1967) - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. An. XXI Congr. Bras. Geol., pp. 218-233.
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1971) - Estudo geocronológico, pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. XXV Congr. Bras. Geol. (Resumo).
- COUTINHO, J.M.V. (1953) - Petrologia da Região de São Roque, SP. Fac.Fil.Ciên.Letras, 159, Mineralogia, 11, pp. 5-86.
- COUTINHO, J.M.V. (1955) - Meta-conglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo. Fac. Fil.Ciên.Letras, 186, Mineralogia, 13, pp. 5-57.
- COUTINHO, J.M.V. (1968) - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores - Tese de Cátedra em Petrologia. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (inédito).
- CRAWFORD, M.L. (1966) - Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about peristerite solvus. Contr. Mineral Petrol., 13, pp. 269-294.

- DEER, W.A. (1938) - The composition and paragenesis of the hornblendes of the Glen Tilt complex, Perthshire. Mineral. Mag., 25, pp. 56-74.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. (1963) - Rock forming minerals, vol. 1. Ortho-and Ring Silicates, vol. 2. Chain silicates, Longmans, London.
- DODGE, T.A. (1942) - Amphibolites of the Lead Area, Northern Black Hills, South Dakota, Geol. Soc. Amer. Bull., 53, pp. 561-584.
- ENGEL, A.E.J. e ENGEL, C.G. (1960) - Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. Part 2, Mineralogy. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, pp. 1-58.
- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. e HAVENS, R.G. (1961) - Variations in properties of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 424 C, pp. 313-316.
- ENGEL, A.E.J. e ENGEL, C.G. (1962a) - Progressive Metamorphism of Amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York. Geol. Soc. Amer., Buddington Volume, pp. 37-82.
- ENGEL, A.E.J. e ENGEL, C.G. (1962b) - Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York, Geol. Soc. Amer. Bull., 73, pp. 1499-1514.

- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. e HAVENS, R.G. (1964) - Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, Northwest Adirondack Mountains, New York, J. Geol., 73, pp. 131-156.
- FLANAGAN, F.J. (1969) - U.S. Geological Survey Standards - II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, pp. 81-120.
- FRAZER, J.Z., FITZGERALD, R.W. e REID, A.M. (1966) - Computer programs EMX and EMX 2 por electron microprobe data processing. (Inédito.)
- GIRARDI, V.A.V. (1969) - Petrologia das Rochas Metamórficas da Região Morretes-Antonina, Pr. Te se de Doutorado. Faculdade de Filoso fia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (inédito).
- GOMES, C.B. (1962) - Contribuição ao conhecimento dos anfibolitos da região do Jaraguá, SP. Soc. Bras. Geol., 11, pp. 57-78.
- GOMES, C.B., SANTINI, P. e DUTRA, C.V. (1964) - Petrochemistry of a Precambrian amphibolite from the Jaraguá Area, São Paulo, Brazil. J. Geol., 72, pp. 664-680.
- HALLIMOND, A.F. (1943) - On the graphical representation of the calciferous amphi boles. Amer. Mineral., 28, pp. 65-89.

- HARRY, W.T. (1950) - Aluminum replacing silicon in some silicate lattices. Mineral. Mag., 29, pp. 142-149.
- HASUI, Y. e HAMA, M. (no prelo) - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método Potássio-Argônio. An. XXIV Congr. Bras. Geol.
- HERZ, N. e DUTRA, C.V. (1960) - Minor element abundance in part of the Brazilian Shield. Geochim. et Cosmochim. Acta, 21, pp. 81-98.
- KEIL, K. (1967) - The electron microprobe X-ray analyzer and its application in mineralogy. Fortschr. Mineral., 44, pp. 4-66.
- KUSHIRO, I. (1960) - Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. Amer. J. Sci., 258, pp. 548-554.
- LEAKE, B.E. (1965a) - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism in Controls of Metamorphism, pp. 299-318. Ed. W.S. Pitcher e G.W. Flinn. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- LEAKE, B.E. (1965b) - The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Amer. Mineral., 50, pp. 843-851.
- LEAKE, B.E. (1968) - A Catalog of Analyzed Calciferous and Subcalciferous Amphiboles Together with Their Nomenclature and Associated Minerals. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper, 98, pp. 1-210.

- LE BAS, M.J. (1962) - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. J. Sci., 260, pp. 267-288.
- LONG, J.V.P. (1967) - Electron probe microanalysis in Physical Methods of Determinative Mineralogy, pp. 215-260. Academic Press.
- LYONS, J.B. (1955) - Geology of the Hanover quadrangle, New Hampshire - Vermont. Geol. Soc. Amer. Bull., 66, pp. 105-146.
- MacKENZIE, W.S. (1957) - The crystalline modifications of $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$. Amer. J. Sci., 255, pp. 481-516.
- McCONNEL, J.D.C. e McKIE, D. (1960) - The kinetics of ordering processes in triclinic $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$. Mineral. Mag., 32, pp. 436-454.
- MIYASHIRO, A. (1958) - Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. Univ. Tokyo, J. Fac.Sci., sec. 2, 11, pp. 219-272.
- MIYASHIRO, A. (1968) - Metamorphism of Mafic Rocks in Basalts, vol. 2, pp. 799-834. Ed. H. H. Hess e A. Poldervaart. Interscience Publishers.
- MORAES RÊGO, L.F. (1933) - Contribuição ao estudo das formações predevoneanas de São Paulo, Inst. Astron. Geogr., pp. 5-56.
- NOBLE, D.C. (1962) - Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies. J.Geol. 70, pp. 234-240.

- PHILLIPS, F.C. (1930) - Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamorphism in the green bed group of the Scottish Dalradian. Mineral. Mag., 22, pp. 239-256.
- RAMDOHR, P. (1950) - Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin. Citação em Deer et al. (1963, vol.1, pp. 28-33).
- RAYCHAUDHARI, B. (1958) - Ph. D. thesis, Calif. Inst. Technology. Citação em Engel e Engel (1962b, pp. 1510-1513).
- RIBBE, P.H. e SMITH, J.V. (1966) - X-ray emission microanalysis of rock forming minerals, IV: Plagioclase Feldspars. J. Geol., 74, pp. 217-233.
- RIMSAITE, J.H.Y. (1964) - Beitr. Mineral. Petrol, 10, pp. 152-183. Referência constante dos arquivos do Laboratório de "Electron Microprobe" da Universidade da Califórnia, Berkeley.
- RUTLAND, R.W.R. (1961) - The control of anorthite content of plagioclase in metamorphic crystallization. Amer. J. Sci., 259, pp. 76-79.
- SHAW, D.M. (1960) - The geochemistry of scapolite. Part II. Trace elements, petrology and general geochemistry. J. Petrol., 1, pp. 261-285.

- SHIDŌ, F. (1958) - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. Univ. Tokyo, J. Fac. Sci., sec. 2, 11, pp. 131-217.
- SHIDŌ, F. e MIYASHIRO, A. (1959) - Hornblendes of basic metamorphic rocks. Univ. Tokyo, J. Fac. Sci., sec. 2, 12, pp. 85-102.
- SMITH, J.V. (1965) - X-ray emission microanalysis of rock-forming minerals. I: experimental techniques. J. Geol., 73, pp. 830-864.
- SWEATMAN, J.R. e LONG, J.V.P. (1969) - Quantitative Electron-probe Microanalysis of Rock-Forming Minerals. J. Petrol., 10, pp. 332-379.
- THOMPSON, J.B., Jr. (1947) - Role of aluminum in the rock-forming silicates. Geol. Soc. Amer. Bull., 58, pp. 1232.
- TILLEY, C.E. (1924) - Contact metamorphism in the Comrie Area. Quart. J. Geol. Soc. London, 80, pp. 22-71.
- TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, New York.
- TURNER, F.J. (1968) - Metamorphic Petrology: Mineralogical and Field Aspects. McGraw Hill, New York.
- VOGT, Th. (1927) - Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Norges Geol. Unders., 121, 560 p. Citação em Miyashiro (1968, p. 817).

WAARD, D. de (1959) - Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic crystalline schists as related to metamorphic zoning in the Ulu massif. Timor. Amer. J. Sci., 257, pp. 553-562.

WARREN, B.E. (1930) - The crystal structure and chemical composition of the monoclinic amphiboles. Zeit. Krist., 72, pp. 482-517.

WILCOX, R.E. e POLDERVAART, A. (1958) - Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan Mountain area, North Carolina. Geol. Soc. Amer. Bull., 69, pp. 1323-1368.

WISEMAN, J.B.H. (1934) - The central and south-west highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. Quart. J. Geol. Soc. London, 90, pp. 354-417.