UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DO BANHADÃO, PR

Excelso Ruberti

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1984

PETROLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DO BANHADÃO, PR

EXCELSON RUBERTI

TESE DE DOUTORAMENTO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MINERALOGIA E PETROLOGIA

ORIENTADOR: PROF. DR. CELSO DE BARROS GOMES

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SÃO PAULO

1 9 8 4

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005483

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xvi
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA	5
2.1. Microsonda eletrônica	6
2.1.1. Nefelina	7
2.1.2. Feldspatos	8
2.1.3. Piroxênios	8
2.1.4. Granada	10
2.1.5. Biotita	11
2.2. Raios X	11
2.3. Análises química de rochas	11
2.4. Geocronologia	12
CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA	14
CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA	19
4.1. Nefelina sienitos I	24
4.2. Nefelina sienitos II	30
4.2.1. Nefelina sienitos II-róseos	30
4.2.2. Nefelina sienitos II-cinzas	33
4.3. Melanita-nefelina sienitos	38

	Pg.
4.4. Flogopita melteigitos	44
4.5. Malignitos	50
4.6. Feldspato-melanita ijolitos	53
4.7. Fonolitos	55
CAPÍTULO 5 - MINERALOGIA QUÍMICA	58
5.1. Nefelina	58
5.2. Feldspatos	66
5.2.1. Feldspatos como um possível indicador de temperatura	76
5.2.2. Intercrescimento de feldspato potássico com nefelina	77
<i>Discussão dos resultados</i>	80
5.3. Piroxênios	84
5.3.1. Soda-augitas	85
5.3.2. Egirina-augitas	90
5.3.3. Egirinas	96
5.3.4. Tendência química	96
5.4. Melanita	103
5.4.1. Discussão dos resultados	105
5.5. Biotita	112
CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA	121
6.1. Bário e Estrôncio	139

	Pg.
6.2. Rubídio	142
6.3. Zircônio, Nióbio, Ítrio e Lantânio	142
6.4. Urânio, Tório e Chumbo	144
6.5. Cobre, Níquel e Vanádio	145
6.6. Gálio	147
 CAPÍTULO 7 - GEOCRONOLOGIA	 148
 CAPÍTULO 8 - PETROLOGIA	 155
8.1. Considerações Teóricas	155
8.2. Condicionamento tectônico	161
8.3. Sequência evolutiva	167
8.4. Mecanismos geradores	172
8.5. Desenvolvimento magmático e quimismo mineral	177
8.5.1. Atividade magmática alcalina de caráter granular plutônico	177
<i>Piroxênios</i>	178
<i>Nefelina</i>	182
<i>Feldspatos</i>	185
<i>Minerais tardios</i>	189
<i>Considerações adicionais</i>	194
8.5.2. Atividade alcalina de caráter granular fino a médio	195
<i>Piroxênios</i>	196
<i>Flogopita</i>	200
<i>Nefelina</i>	201
<i>Minerais do grupo da sodalita</i>	202

	Pg.
<i>Efeitos de contato entre os flogopita melteigitos e as rochas encaixantes</i>	202
8.5.3. Atividade alcalina de caráter subvulcânico	206
<i>Feldspatos</i>	206
<i>Nefelina</i>	207
<i>Piroxênios</i>	207
<i>Considerações adicionais</i>	208
8.5.4. Atividade referente à cristalização tardia	209
CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES	211
9.1. Gerais	211
9.2. Piroxênios	215
9.3. Feldspatos	218
9.4. Nefelina	219
9.5. Minerais tardios	220
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	225
AGRADECIMENTOS	246

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pg.
Figura 1 - Mapa esquemático de localização e acesso à área investigada.	2
Figura 2 - Mapa geológico do maciço alcalino do Banhadão, PR.	16
Figura 3 - Mapa de localização das amostras coletadas.	20
Figura 4 - Rochas alcalinas do complexo do Banhadão projetadas no diagrama de classificação modal de Sarantsina e Shinkarev (1967).	22
Figura 5 - Rochas alcalinas do complexo do Banhadão projetadas no diagrama de classificação modal de Streckeisen (1976).	22
Figura 6 - Composição de nefelinas expressa em função da porcentagem em peso dos componentes moleculares nefelina-kalsilita-quartzo.	64
Figura 7 - Diagrama de raios X selecionado para a determinação do grau de triclinicidade dos feldspatos alcalinos.	68
Figura 8 - Composição dos feldspatos potássicos expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An.	72
Figura 9 - Composição dos feldspatos potássicos expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An.	73
Figura 10 - Composição dos feldspatos potássicos expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An.	74

- Figura 11 - Composição de nefelinas correspondente à estrutura de intercrescimento feldspato potássico-nefelina e a cristais isolados coexistentes, expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares nefelina-kalsilita-quartzo de amostras de nefelina sienitos I. 82
- Figura 12 - Composição dos feldspatos potássicos correspondentes à estrutura de intercrescimento e a cristais isolados coexistentes, expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An. 83
- Figura 13 - Gráficos relacionando Na-Fe^{3+} e $\text{Si+Al}(\text{total})$ em soda-augitas, egirina-augitas e egirina nas rochas alcalinas do Banhadão, com os dados projetados tanto individualmente, como integrados. 89
- Figura 14a - Piroxênios cálcicos (soda-augitas) do Banhadão projetados no diagrama $\text{Mg-Ca-(Fe}^{2+}+\text{Mn+Fe}^{3+}-\text{Na)}$. 91
- Figura 14b - Comparação entre as tendências composicionais de piroxênios cálcicos (soda-augita) do Banhadão e de várias outras associações coligidas por Larsen (1976), mostrando diferentes níveis de cálcio. 91
- Figura 15a - Diagramas de variação reunindo elementos principais de piroxênios das rochas alcalinas do Banhadão e o índice de fracionamento (Na-Mg) de Stephenson (1972). 97
- Figura 15b - Diagramas de variação reunindo elementos principais de piroxênios das rochas alcalinas do Banhadão e o índice de fracionamento (Na-Mg) de Stephenson (1972). 98

	Pg.
Figura 16 - Análises de piroxênios projetados no diagrama triangular Mg-Na-Fe ²⁺ +Mn (porcentagem atômica).	100
Figura 17 - Clinopiroxênios do Banhadão projetados no diagrama Mg-Na-Fe ²⁺ + Mn e correspondente curva de cristalização.	101
Figura 18 - Comparação entre as tendências composicionais de piroxênios do Banhadão e de outras associações.	102
Figura 19 - Gráfico da variação dos teores dos elementos principais em cristal zonado de melanita.	109
Figura 20 - Gráfico de variação dos teores dos elementos principais em cristal zonado de melanita.	110
Figura 21 - Diagrama FeO, MgO e Al ₂ O ₃ para as biotitas de rochas diversas do Banhadão.	119
Figura 22 - Índice álcali-cálcico das rochas do Banhadão (SiO ₂ x Na ₂ O + K ₂ O, CaO).	129
Figura 23 - Diagrama de variação Fe-Alk-Mg para as rochas alcalinas do Banhadão.	131
Figura 24 - Diagramas de variação dos óxidos Na ₂ O, K ₂ O e Al ₂ O ₃ e dos minerais normativos ortoclásio, leucita e nefelina em função de SiO ₂ .	132
Figura 25 - Diagramas de variação dos óxidos MnO, P ₂ O ₅ , TiO ₂ , MgO, Fe ₂ O ₃ (total) e CaO em função de SiO ₂ .	133
Figura 26 - Diagramas de variação dos elementos traços V, Cr, Ni, Cu, Ga, K/Rb, Rb e Sr em função de SiO ₂ .	134

- Figura 27 - Diagramas de variação dos elementos traços Y, Zr, Nb, Ba, La e U em função de SiO_2 . 135
- Figura 28 - Gráfico de variação de alguns elementos traços das rochas alcalinas do Banhadão e Itapirapuã. 136
- Figura 29 - Gráfico da relação Ba e K nas rochas do Banhadão. 136
- Figura 30 - Gráfico da relação Sr e Ca nas rochas do Banhadão. 141
- Figura 31 - Esboço geológico da região do vale do rio Ribeira e localização dos complexos alcalinos da província alcalina de Tunas. 164

ÍNDICE DAS TABELAS

	Pg.
Tabelas Ia e Ib - Composição mineralógica modal de rochas alcalinas do Banhadão.	21
Tabela IIa - Composição química de nefelinas de rochas alcalinas do Banhadão.	59
Tabela IIb - Composição química de nefelinas de rochas alcalinas do Banhadão.	60
Tabela III - Composição de nefelinas representadas por $K_xNa_yCa_z\Box_{8-(x+y+z)}Al_{(x+y+2z)}Fe_wSi_{(16-(x+y+2z)+w)}O_{32}$.	63
Tabela IVa - Composição química de feldspatos de rochas alcalinas do Banhadão.	70
Tabela IVb - Composição química de feldspatos de rochas alcalinas do Banhadão.	71
Tabela V - Composição química de nefelina e feldspatos relativa ao intercrescimento feldspato potássico-nefelina em nefelina sienitos I.	81
Tabela VI - Composição química de soda-augitas de rochas alcalinas do Banhadão.	86
Tabela VII - Composição química de soda-augitas e egirina-augitas de rochas alcalinas do Banhadão.	87
Tabela VIII - Composição química de egirina-augitas e egirina de rochas alcalinas do Banhadão.	93
Tabela IX - Composição química de egirina-augitas e egirina de rochas alcalinas do Banhadão.	94
Tabela X - Composição química de melanitas de rochas alcalinas do Banhadão.	106

Tabela XI	- Composição química de melanitas de rochas alcalinas do Banhadão.	107
Tabela XII	- Composição química de biotitas e flogopitas (ams. 1,2 e 5) de rochas alcalinas do Banhadão.	114
Tabela XIII	- Composição química de biotitas e flogopitas (ams. 8II e 14) de rochas alcalinas do Banhadão.	115
Tabela XIV	- Composição química de biotitas de rochas alcalinas do Banhadão.	116
Tabela XV	- Composição química de rochas alcalinas do Banhadão.	122
Tabela XVI	- Composição química de rochas alcalinas do Banhadão.	123
Tabela XVII	- Concentração (em ppm) de elementos traços em rochas alcalinas do Banhadão.	124
Tabela XVIII	- Concentração (em ppm) de elementos traços em rochas alcalinas do Banhadão.	125
Tabela XIX	- Idades radiométricas K/Ar de rochas alcalinas do Banhadão.	150

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

	Pg.
Fotos 1,2 e 3 - Nefelina sienitos I. Texturas de intercrecimento feldspato potássico com nefelina ("chamas", "fingerprint" e agregado granular).	27
Fotos 4 e 5 - Nefelina sienitos I. Texturas de intercrecimento feldspato potássico com nefelina (intersticiais e em "franja" sobre o vértice de cristal de nefelina).	28
Foto 6 - Nefelina sienitos II-cinzas. Aspectos Texturais.	36
Foto 7 - Micro melanita-nefelina sienitos. Feições texturais de melanita.	41
Foto 8 - Melanita-nefelina sienitos. Feições texturais de melanita.	41
Foto 9 - Melanita-nefelina sienitos. Feições texturais de melanita.	42
Foto 10 - Aglomerado de cristais máficos. Feições texturais de melanita.	42
Foto 11 - Flogopita melteigito. Aspectos texturais.	47
Foto 12 - "Nódulo" em flogopita melteigito.	47
Foto 13 - "Nódulo" em flogopita melteigito. Detalhe do nódulo.	49
Foto 14 - Flogopita melteigito. Feições texturais de noseana.	49
Foto 15 - Transformação de titano-augita em egirina-augita, flogopita e opaco.	52

Foto 16	- Transformação de titano-augita (xenocris <u>tal</u>) em egirina-augita, flogopita e opaco. Detalhe.	52
Foto 17	- Fonolito. Aspectos texturais.	56
Fotos 18 e 19	- Flogopita melteigito. Aspectos texturais.	198

RESUMO

O maciço do Banhadão representa um dos muitos centros magmáticos de caráter alcalino, ocorridos entre o final do jurássico e cretáceo inferior, intrusivos nos flancos do grande arqueamento de Ponta Grossa. Acha-se situado a noroeste da localidade de Cerro Azul, Estado do Paraná, e tem como coordenadas geográficas aproximadas 24°39'S e 49°23'W.G.

O complexo constitui uma massa heterogênea de litologias exclusivamente insaturadas encaixadas em rochas graníticas do Complexo Três Córregos. As variações mineralógicas e texturais presentes permitem individualizar três associações magmáticas de caráter definido, consolidadas em condições geológicas distintas. À primeira pertencem diversas variedades de nefelina sienitos de granulação grossa que evoluem, gradativa e quimicamente, de ultrabásica até intermediária, na seguinte sequência: melanita-nefelina sienitos → nefelina sienitos I → nefelina sienitos II - róseos → nefelina sienitos II-cinzas. A segunda inclui rochas de natureza ultrabásica a básica, de granulação fina a média, representadas quase que unicamente por flogopita melteigitos; nela também se enquadram os malignitos e os feldspatos-melanita ijolitos originados em consequência da ação intrusiva daquelas rochas sobre as encaixantes (nefelina sienitos II-róseos e cinzas). Finalmente, a terceira engloba todas as rochas de granulação fina até afanítica ocorrendo na forma de diques, que retalham as diversas variedades de nefelina sienitos, e denominadas genericamente de fonolitos.

Quanto ao quimismo, as rochas do complexo são fortemente alcalinas e se enquadram na série alcalina de Peacock (1931) e classe hiperalcalina de Almeida (1961). As pequenas concentrações de U, Th e sobretudo terras raras, a ausência de minerais tidos como raros e a presença constante de apatita e titanita nas diversas litologias confirmam o caráter tipicamente "miasquítico" do complexo. As diversas variedades de nefelina sienitos

exibem evidências de terem sido submetidas à diferenciação, como indicado pelo enriquecimento em Al_2O_3 , K_2O e Na_2O e empobrecimento em TiO_2 , Fe (total) e CaO. Os elementos traços Zr, Nb, Y e V acham-se concentrados nas rochas portadoras de melanita. Os flogopita melteigitos e rochas associadas possuem as maiores concentrações de TiO_2 , Fe (total), MgO e CaO e as mais baixas de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O relativamente às demais do maciço; quanto aos traços, são praticamente as únicas a contarem Ni, Cu e Cr, além de teores anômalos de Ba. Os fonolitos são quimicamente semelhantes às variedades de nefelina sienitos.

As determinações radiométricas pelo método K-Ar forneceram idade de 127 m.a. para um micro melanita-nefelina sienito (do conduto secundário do maciço), correlacionado à primeira manifestação magmática. Os flogopita melteigitos intrusivos em nefelina sienitos II-róseos e cinzas acusaram idade ao redor de 108 m.a., enquanto que os fonolitos no intervalo 95 e 102 m.a.

O estudo químico detalhado dos minerais mais abundantes do complexo mostra algumas características distintivas. A nefelina acha-se representada quase que unicamente pela variedade "médio-potássica". No entanto, o seu teor de "sílica em excesso" depende da rocha em que se encontra; é variável nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, situando-se ora no campo de convergência "Morozewicz-Buerger", com temperaturas entre 500 e 600°C, ora fora dele, com temperaturas da ordem de 750°C. Esse teor é mais alto nos fonolitos, revelando cristalização ao redor de 775°C, e mais baixo nas demais rochas, com a composição se aproximando da de Buerger e correspondendo ao equilíbrio químico de temperaturas submagmáticas, inferiores a 500°C. Os feldspatos alcalinos consistem de ortoclásio pertítico na maioria das rochas, à exceção dos malignitos, feldspato-melanita ijolitos e alguns melanita-nefelina sienitos, onde são provavelmente microclínio, e dos fonolitos, onde constituem com certeza sanidina. A composição é essencialmente potássica, com Or > 89%; contudo, nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, o mineral exhibe ampla variação com valores compreendidos entre Or_{94,4} e Or_{58,6}. Os piroxênios têm composição variável conforme a natureza química da ro

cha e as condições de cristalização; essa composição abrange todos os termos da série: soda-augita, egirina-augita e egirina.

Dos minerais de cristalização tardia, destacam -se as micas, apresentando amplas variações na relação Mg:Fe; em geral correspondem à biotita, sendo flogopita uma variedade mais rara. A melanita é um mineral primário (microfenocristal e constituinte da matriz), um produto da transformação de piroxênios, ou então, resulta da cristalização de soluções residuais do magma; todavia, em todos os casos ela tem natureza essencialmente cálcica-férrica, aparecendo andradita como um componente básico molecular. Intercrescimento feldspato potássico com nefelina é peculiar dos nefelina sienitos I, tendo se formado a partir da cristalização de resíduo magmático enriquecido em Na e K; sua composição é similar em tudo à dos feldspatos alcalinos e da nefelina de cristais isolados formados previamente.

Os resultados coligidos neste estudo sugerem que as rochas do complexo alcalino do Banhadão derivaram de sucessivas intrusões de caráter petrológico definido, a partir de magmas bem distintos; um magma de composição nefelinítica teria se diferenciado gerando as diversas variedades de nefelina sienitos e fonolitos; um outro, de composição ferromagnesiana enriquecida em álcalis teria dado origem aos flogopita melteigitos e rochas associadas. Aparentemente, são magmas alcalinos de caráter primário, originados pela fusão direta de rochas da região basal da crosta ou do manto superior.

ABSTRACT

The Alkaline Massif of Banhadão, located near Cerro Azul, State of Paraná (24°39'S and 49°23'W); is one of a series of alkaline igneous intrusions emplaced during the Late Jurassic and Early Cretaceous along the flanks of the Ponta Grossa Arch.

The Banhadão complex intrudes the Três Córregos granite batholith; it is a composite body consisting solely of undersaturated rocks. The following magmatic associations can be distinguished on the basis of mineralogic and textural variations, each association representing different geological conditions of formation: 1) a suite of very coarse nepheline syenites that gradually pass from ultrabasic to intermediate composition (melanite-nepheline syenites → nepheline syenites I → light reddish nepheline syenites II → gray nepheline syenites II); 2) medium to fine-grained ultrabasic to basic rocks represented almost exclusively by phlogopite melteigites, with minor amounts of malignites and feldspar-melanite ijolites, thought to have formed through reactions between the melteigites and light reddish and gray nepheline syenite II country rocks; 3) fine-grained to aphanitic phonolitic dikes that cut the various nepheline syenites.

The rocks of the complex are strongly alkaline, falling within the alkaline series of Peacock (1931) and the hyperalkaline class of Almeida (1961). Rocks of the complex are mainly miaskitic, as attested by, among other characteristics, the low concentration in trace elements (V, Th and mainly REE), lack of rare-metal silicates, and relative abundance of apatite and titanite in all lithologies. Nevertheless, many nepheline syenites are distinguished by a differentiation trend in which highly differentiated members are enriched in alkalis and Al_2O_3 , and at the same time show decrease in MgO , FeO (total), CaO and TiO_2 . The less differentiated melanite-rich rocks, on the other hand, show higher concentrations in Zr, Nb, Y and V. Phlogopite melteigites and as-

sociated rocks show the highest contents of MgO, FeO (total), CaO and TiO₂, and the lowest concentration of alkalis and Al₂O₃; they are significantly enriched in Ba and are the only rocks with detectable amounts of Ni, Cu and Cr. The phonolites are chemically similar to the varieties of nepheline syenites.

Radiometric age-dating using the K-Ar method furnished the following results: an age of 127 ± 3 m.y. for a melanite-nepheline syenite from a small pipe, which is interpreted as dating the initial magmatic events; an age of 108 ± 6 m.y. for a phlogopite melteigite, intrusive into light reddish and gray nepheline syenites II; and ages between 95 ± 3 m.y. and 102 ± 3 m.y. for the phonolites.

Detailed chemical studies of main rock-forming minerals reveal several distinctive characteristics. The nephelines are almost entirely of the meso-potassic variety. In the nepheline syenites II, the nephelines show a composition which fall within the Morozewicz-Buerger convergence field, indicative of temperatures of formation between 500-600°C; some nepheline exhibit compositions which are compatible with formation temperatures around 750°C. Excess silica in nephelines is in general higher in phonolites, suggesting crystallization around 775°C. In other rocks (melanite-nepheline syenites, nepheline syenites I, malignites and feldspar-melanite ijolites) nephelines cluster around the Buerger composition, corresponding thus to a possible submagmatic recrystallization at 500°C, or lower.

The K-feldspars are perthitic orthoclase in the majority of rocks of the complex with the exception of malignites, feldspar-melanite ijolites and melanite-nepheline syenites, where they are probably microcline, and of phonolites, where they are sanidine. The K-feldspars usually have a strongly potassic composition (Or > 85%), but in the nepheline syenites II, they show a large variation in the Ab content, with values of Or between 94,4 and 58,6%.

Intergrowths between K-feldspar and nepheline are peculiar to the nepheline syenites I and have crystallized from

a magmatic residue enriched in Na and K. Their compositions are similar to those of earlier formed individual K-feldspar and nepheline crystals.

Pyroxene composition changes according to rock types; soda-augites are dominant in phlogopite melteigites, melanite-nepheline syenites and feldspar-melanite ijolites; aegirine-augites prevail in nepheline syenites I, nepheline syenites II, phonolites and some malignites; and aegirine-augites, together with aegirines, are found in some nepheline syenites II.

Micas crystallized late and show large variations in their Mg/Fe ratios. Biotite is more common than phlogopite.

Melanites formed principally by reaction between pyroxenes and titanite; to a lesser extent, they were derived from residual solutions or are primary. Independent of their origin, they are essentially calcic-ferric varieties with andradite as a basic molecular component.

This study suggests that the rocks of the alkaline complex of Bandadão were formed during successive intrusions of two different magmas types. A nephelinitic magma may have differentiated to form nepheline syenites and phonolites. A ferromagnesian magma enriched in alkalies may have been responsible for the formation of phlogopite melteigites and related rocks. Both magmas were probably primary alkaline magmas directly derived by melting of rocks of the lower crust or the upper mantle.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O complexo alcalino do Banhadão localiza-se a 20 Km a noroeste da cidade de Cerro Azul, Estado do Paraná, entre o rio Sete Quedas e o rio do Fecho, correspondendo aproximadamente às coordenadas geográficas $24^{\circ}39'$ de latitude sul e $49^{\circ}23'$ de longitude oeste.

O acesso à área é feito pela estrada que liga Cerro Azul a Vila Branca, tomando a estrada vicinal que se dirige ao Bairro dos Pinas, situado na base da borda oeste do maciço (Fig.1).

O seu reconhecimento geológico deu-se em decorrência do programa de mapeamento geológico sistemático da Folha de Itararé (SG-22-XB, 1:250.000) executado pela CPRM (J.P. Algarte e colaboradores, citação em Kaefer e Algarte, 1972). Até então, já se tinha conhecimento da ocorrência de inúmeras chaminés alcalinas na área (Tunas, Mato Preto, Itapirapuã, Barra do Teixeira, Foz do Rio Ponta Grossa e Médio Rio Sete Quedas), todas alinhadas ao longo do eixo Tunas-Varzeão, com direção N45W. Em estudo compilativo mais recente, Ulbrich e Gomes (1981) enquadraram essas ocorrências na província de Tunas.

A província de Tunas é reconhecida como um dos mais densos focos alcalinos do sul do Brasil e, no seu atual estágio de conhecimento, conta com vários corpos mapeados. Contudo, os conhecimentos auferidos de todos esses trabalhos, versando sobre a geologia e petrologia dessas ocorrências, são na maior parte das vezes mínimos. A grande maioria dessas chaminés foi investigada dentro de programas de reconhecimento geológico por entidades diversas (CPRM, DNPM, MINEROPAR e algumas empresas privadas), sendo da maior atenção apenas àquelas portadoras de carbonatitos (Mato Preto, Barra do Itapirapuã, etc.), com algum interesse econômico. Nesse sentido, são exceções os estudos petrológicos realizados em

Fig. 1 - Mapa esquemático de localização e acesso à área investigada

Itapirapuã (Gomes, 1970) e Tunas (Fuck, 1972).

Estudos sobre a geologia e petrologia do maciço alcalino do Banhadão são restritos. As referências encontradas na literatura são em sua quase totalidade de caráter geral e estão contidas principalmente em trabalhos de geologia regional.

O primeiro programa de reconhecimento geológico do complexo, incluindo a sua delimitação topográfica, foi publicado por Kaefer e Algarte (1972), com as principais unidades de rochas descritas de modo genérico.

Hama *et al.* (1977) executaram estudos geocronológicos (K/Ar) para duas amostras (malignito e foiaito) de rochas alcalinas do complexo.

Ferreira e Algarte (1979) apresentaram uma interpretação estrutural, de caráter regional, a partir de dados aeromagnético-cintilométrico para as alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná.

As rochas alcalinas têm merecido atenção especial por parte de petrólogos de todo o mundo, tendo-se em vista que o seu estudo se reveste de suma importância, não em razão do volume por elas ocupado, mas por suas características petrológicas, genéticas, estruturais e sobretudo econômicas, que lhe são distintivas e significativas.

Face à grande diversidade petrográfica do maciço do Banhadão, às peculiaridades mineralógicas e geoquímicas, à presença de uma associação que parece ser tipicamente insaturada, e considerando ainda as possibilidades quase ilimitadas de investigar toda a série sob os mais variados aspectos, julgou-se conveniente a execução de programa de pesquisa visando à sua evolução petrológica. Assim, a petrogênese do complexo constitui o ponto alto do programa, tendo em mente não apenas contribuir para o conhecimento da sua própria história, como também, para uma futura correlação petrológica de toda a província na qual o Banhadão se insere. Para

tanto, procurou-se estudar o comportamento geoquímico das rochas e minerais, contando-se para esse fim com dados químicos relativos aos elementos principais e traços, bem como com informações obtidas durante os trabalhos de levantamento geológico da região. O programa culminou com a caracterização química de piroxênios, granadas, biotitas, nefelinas e feldspatos de todas as amostras previamente selecionadas e estudadas petrograficamente.

Buscou-se também, do ponto de vista geocronológico, realizar algumas determinações de idades radiométricas em flogopitas de flogopita melteigitos e em rocha total (fonolitos e micro melanita -nefelina sienitos).

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

Os trabalhos de campo contaram com o auxílio da carta topográfica da Folha de Vila Branca, PR, edição 1971, da Diretoria do Serviço Geográfico do Ministério do Exército, na escala de 1:50000, e de fotografias aéreas, 1966, da Fundação do Instituto da Terra e Cartografia - FITEC, na escala de 1:60000. Para melhor visualização e distribuição dos afloramentos visitados, procurou-se trabalhar com um mapa ampliado para a escala de 1:25000.

A coleta de amostras deu-se, em geral, segundo perfis paralelos, de direção NS, equidistantes de 200 metros, e transversais ao eixo maior do maciço. Os trabalhos de coleta objetivaram principalmente obter-se uma amostragem representativa não apenas das variedades alcalinas mais típicas, como também das encaxantes regionais.

O exame microscópico de aproximadamente 150 secções delgadas das rochas alcalinas coletadas processou-se em um aparelho Ortholux-Pol, de fabricação Leitz. Desse total, 30 amostras foram tomadas como representativas do complexo e, como tal, selecionadas para fins analíticos. As análises modais foram realizadas com um contador de pontos automático, usando-se a técnica preconizada por Chayes (1949). O número de pontos por secção variou entre 1000 e 3000, em função da textura das rochas. Com o propósito de facilitar a distinção entre feldspatóides (nefelina) e feldspatos alcalinos, recorreu-se à técnica da coloração com azul de metileno, descrita, entre outros autores, por Heinrich (1965). Para fins de classificação petrográfica, os dados modais obtidos foram projetados nos diagramas propostos por Streckeisen (1976) e Sarantsina e Shinkarev, 1967 (*in* Sørensen, 1974).

Para o cálculo normativo, utilizou-se o método CIPW (Johannsen, 1937).

Os trabalhos analíticos efetuados visaram, essencialmente, a obtenção de dados para fins de interpretação petrológica, geoquímica e geocronológica, com as técnicas empregadas discutidas a seguir.

2.1. Microsonda eletrônica

O programa de análise química dos principais minerais das rochas do complexo foi executado no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, empregando-se um instrumento de fabricação ARL (Applied Research Laboratories), modelo EMX-SM, equipado com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais (LiF/ADP, LiF/ADP e LiF/RAP), com os dados registrados numa teletipo acoplada ao conjunto.

O trabalho analítico foi, paralelamente, acompanhado pelo controle do fator flutuação (drift), esse levado a efeito por meio de leituras periódicas dos padrões usados. Nos casos em que a variação da contagem, lida no mesmo ponto de análise, revelou-se superior a 3%, fez-se uso da correção. A radiação de fundo (background) foi sempre corrigida, enquanto que o fator tempo morto (dead-time) tido como negligível, uma vez que as contagens nos contadores mantiveram-se invariavelmente abaixo do limite (5000/segundo) permissível. /i

Os dados analíticos foram ainda corrigidos para os fatores absorção de massa, número atômico e fluorescência secundária, segundo o método de Bence e Albee (1968), com o auxílio de programas de computação de uso interno (SLAVE e BETA).

O programa analítico consistiu da análise de diversos minerais (nefelina, feldspatos alcalinos, piroxênios, granadas e biotitas) em 30 secções delgadas polidas provenientes das rochas mais representativas do maciço. Uma vez devidamente preparadas, as secções foram cobertas com uma película de C, usando-se um metalizador automático de fabricação Bendix.

A exatidão (accuracy) dos resultados coligidos varia

com a concentração do elemento presente na fase mineral investigada, estimando-se o erro em torno de 3% para os maiores, e de 5% para os menores. Por outro lado, os valores relativos à reprodutibilidade (precision), refletindo mais as condições operacionais, situam-se ao redor de 1%.

Os resultados constantes das várias tabelas representam, para a quase maioria das amostras, a média aritmética de pelo menos 120 determinações tomadas em diferentes grãos. Com o objetivo de conhecer-se o grau de homogeneidade dos cristais, foram feitas, e isto de forma rotineira, leituras (3 pontos cada) nas bordas e porções centrais dos grãos. Nos casos em que o zoneamento revelou-se evidente, realizaram-se, adicionalmente, perfis analíticos, com os pontos de leitura equidistantes de 20 μ , cortando transversalmente os cristais. O controle do espaçamento deu-se com o concurso de um "step scan attachment", dispositivo possibilitando o deslocamento automático, e constante, da amostra ao longo da direção escolhida.

As condições de instrumentação comumente utilizadas foram as seguintes: potencial de aceleração, 15 kV; corrente de amostra, 0,02-0,03 μ A; tempo de integração nos contadores 10", e diâmetro do feixe eletrônico, aproximadamente 1 μ . Em casos especiais (análise de feldspatos e feldspatóides), empregou-se um diâmetro maior, da ordem de 20 μ , a fim de minimizar os efeitos de volatilização dos álcalis (Na, K).

2.1.1. Nefelina

Com vistas a uma melhor caracterização química desse mineral, procedeu-se à análise não só dos seus elementos principais, como também de alguns traços. As fórmulas químicas foram calculadas na base de 32 átomos de oxigênio, com os valores correspondentes a Na, K e Si expressos, respectivamente, em termos dos componentes moleculares nefelina, kalsilita e quartzo. Como padrões, utilizaram-se tão somente cristais naturais de feldspato, a saber: bytownita (Crystal Bay) para Si, Al, Fe e Mg, albita (Tiburon) pa

ra Na, e ortoclásio (Or-1) para K.

2.1.2. Feldspatos

A exemplo da nefelina, a unidade de cálculo para as fórmulas químicas foi 32 átomos de oxigênio. Com base nas proporções catiônicas de K, Na e Ca, procurou-se também expressar o qui mismo desses minerais por meio dos componentes moleculares ortoclásio, albita e anortita, com os dados projetados no correspondente diagrama ternário.

Os padrões empregados consistiram de ortoclásio (Or-1) para Si, Al e K, albita (Tiburón) para Na, e bytownita (Crystal Bay) para Ca, Fe e Mg.

2.1.3. Piroxênios

Com o objetivo de melhor caracterizar o seu quimismo, procurou-se definir, junto a algumas amostras exibindo maior heterogeneidade, a presença de mais de uma fase mineralógica. Além disso, observou-se também que esses minerais mostram-se freqüentemente zonados, o que levou à execução de perfis analíticos, com leituras espaçadas de 20 μ , visando à determinação do padrão de zoneamento. Com vistas ao estabelecimento da seqüência de cristalização desses minerais, as proporções catiônicas de Mg, $Fe^{2+} + Mn$ e Na, extraídas da fórmula estrutural calculada na base de 6 átomos de oxigênio, foram utilizadas para expressar, respectivamente, os componentes moleculares diopsídio (Di), hedenbergita (Hd) e acmita (Ac).

Tendo em vista que na microsonda não é possível distinguir-se Fe^{2+} de Fe^{3+} , e que nos minerais investigados Fe^{3+} pode estar presente em concentrações apreciáveis, a determinação do parâmetro Fe^{3+}/Fe^{2+} na análise, como resultado da aplicação de cálculos empíricos, se reveste da maior relevância. A literatura conta com vários artigos revisando o assunto (Hamm e Vieten, 1971; Cawthorn e Collerson, 1974; Edwards, 1976; Neumann, 1976; Vieten e

Hamm, 1978; Ulbrich e Ulbrich, 1982) e algumas sugestões de cálculo. No entender desses últimos autores, o método aparentemente mais aceitável, daí a sua adoção neste trabalho, baseia-se na estequiometria, com a fixação da somatória dos cátions octaédricos e tetraédricos em 4 e do número de átomos de oxigênio em 6. Nele, retira-se gradativamente Fe^{3+} do Fe (total) até atingir-se, por interações, os valores limites indicados. Não obstante as limitações (análise completa, exatidão dos dados, etc.), esse método tem como grande vantagem o fato de permitir o cálculo da proporção de Fe^{3+} independentemente do Na presente, aspecto este da maior importância, considerando que nos piroxênios alcalinos esses dois elementos acham-se idealmente combinados para formar o componente molecular acmita.

As determinações das proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} foram feitas com o auxílio de um programa de computação de uso interno, SILICAL, elaborado pelo Prof. Horstpeter Ulbrich. Para o cálculo das concentrações moleculares dos piroxênios foi considerada a distribuição catiônica segundo posições estruturais, bem como o comportamento químico desses minerais durante todo o campo da série egirina. A sequência de determinação dos componentes moleculares teóricos adotada é a seguinte: Tschermakita férrica, $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}$ - Ts ($\text{CaFe}^{3+}\text{SiFe}^{3+}\text{O}_6$); NATFE ($\text{NaTiSiFe}^{3+}\text{O}_6$); Cálcio-titanio tschermakita, CaTi-Ts ($\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$); Cálcio-ferro férrico tschermakita, CaFe^{3+} -Ts ($\text{CaFe}^{3+}\text{SiAlO}_6$); $\text{NaTiSi}_2\text{O}_6$; Jadeita, Jd ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$); Acmita, Ac ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$); Diopsídio, Di ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$); Hedenbergita, Hd ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$); Enstatita, En ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$); Ferrosilita, Fs ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$); $\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_6$; Wollastonita, Wo ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

A nomenclatura adotada para os piroxênios alcalinos segue a sugestão dada por Tröger (1979), que limita o campo das egirina-augitas ao intervalo de 20 a 75% do componente molecular acmita. Valores abaixo de 20% definem o membro soda-augita e superiores a 75% o termo egirina da série.

Em analogia com vários autores que se ocupam do estudo desses minerais, restringiu-se a expressão "acmita" ao componente teórico $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$, empregando-se de forma rotineira o termo

"egirina" quando da referência à fase mineralógica natural, independente da sua cor.

Na parte analítica, procurou-se recorrer a padrões guardando composição a mais similar possível à da fase investigada. Assim, para os piroxênios mais sódicos, foram utilizados: egirina-augita (15B) para Fe, Mn, Mg, Ca e Na; egirina-augita (17A) para Si; augita (A-209) para Ti e Al e biotita # 1 para K. Por outro lado, para os mais cálcicos: clinopiroxênio (CPX-118) para Si, Fe, Ca e Mn; augita (A-209) para Ti e Al; egirina-augita (15B) para Mn e Na, e biotita # 1 para K.

2.1.4. Granada

Na composição desses minerais assumiu-se que todo Fe está presente como Fe^{3+} . As fórmulas químicas foram calculadas na base de 24 átomos de oxigênio, e a distribuição dos diferentes elementos feita de acordo com Deer *et al.* (1963), que consideram Fe^{3+} como sendo substituído por Ti na estrutura e, portanto, ocupando a posição R_2O_3 (Y).

As estruturas zonadas, por sinal muito abundantes, foram estudadas por meio de perfis transversais, com as leituras espaçadas de 40 μ . As Figs. 19 e 20 ilustram bem a natureza do trabalho executado e os resultados obtidos para dois cristais selecionados.

A nomenclatura adotada para esses minerais é a de Zedlitz (1933), que consiste em subdividir as granadas titaníferas em duas variedades, melanita e schorlomita, fixando os seus limites de composição em 0-15% e > 15% TiO_2 , respectivamente.

Como padrões analíticos foram usados: granada (# 12442) para Si, Al e Fe; espessartita com ítrio para Mn; granada (Ito-2) para Ca; enigmatita para Ti, Mg e Na, e biotita # 3 para K.

2.1.5. Biotita

Estes minerais foram analisados parcialmente, com as fórmulas químicas expressas na base de 22 átomos de oxigênio. A análise das micas mais magnesianas contou como principal padrão para os elementos Si, Al, Fe, Mg e K a biotita designada de Universidade da Basiléia, enquanto que as mais ricas em ferro, para os mesmos elementos, a biotita # 1. Para os demais elementos, empregou-se indistintamente a biotita # 3 para Ti, Mn, Na e F, e a tremolita (Campolungo) para Ca, e benitoíta (San Benito) para Ba.

2.2. Raios X

A caracterização mineralógica de feldspatos potássicos foi efetuada com base nos difratogramas de raios X. Sete difratogramas desse mineral (Fig. 7), presentes em vários tipos de rochas, foram realizados com o fim de caracterizar o mineral e determinar o seu "indicador triclinico 131".

Face à presença de impurezas de nefelina em algumas amostras, acarretando dificuldades para a caracterização, os difratogramas obtidos a partir da radiação $K\alpha Cu$ foram registrados no intervalo 15 a 50° e 2 θ por minuto para a identificação dos picos (131), ($\bar{1}\bar{3}1$), ($\bar{2}01$), (060) e ($\bar{2}04$). O valor da triclinicidade foi determinado segundo a equação $\Delta = 12,5 (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1})$ dada por Goldsmith e Laves (1954).

2.3. Análise química de rochas

Como referido, 30 amostras tidas como representativas das principais litologias do maciço foram selecionadas para fins analíticos. Estes trabalhos tiveram lugar na Divisão de Laboratórios (GEOLAB) da Geologia e Sondagens Ltda., Belo Horizonte, sob a supervisão do Dr. Cláudio V. Dutra, empregando-se técnicas analíticas diversas.

SiO_2 , Al_2O_3 , Fe total, MgO, CaO, P_2O_5 e TiO_2 foram

analisados por fluorescência de raios X, em equipamento de fabricação Rigaku, o mesmo sucedendo com Th, Rb, S e Cl, a diferença residindo no fato de que no primeiro caso as amostras foram todas fundidas em tetraborato de lítio e, no segundo, o pó apenas prensado.

As Terras Raras e os demais elementos traços foram determinados por meio de espectrografia óptica de emissão, usando-se um espectrógrafo Jarrell-Ash com montagem Ebert.

Na_2O , K_2O , MnO , As e Li (limite de sensibilidade de 1ppm) foram dosados por absorção atômica.

Outras metodologias empregadas consistiram de: via úmida convencional (titulação com permanganato de potássio) para FeO; fluorimetria (dissolução com $\text{HF} + \text{HNO}_3$) para U_3O_8 ; técnica de eletrodo de íon específico para F; evolução do CO_2 e medida do volume de gás para CO_2 .

2.4. Geocronologia

As análises radiométricas foram todas feitas pelo autor no Centro de Pesquisas Geocronológicas, usando-se o método K/Ar (concentrados minerais isolados ou mesmo rocha total). A seleção das amostras levou em conta critérios eminentemente geocronológicos e, considerando as características peculiares de cada rocha, as datações foram executadas de maneira distinta. A idade das rochas da série urtito-melteigito foi determinada recorrendo-se a concentrados de biotita, enquanto que a dos fonolitos, face à sua granulação fina, a rocha total. As análises de K foram realizadas por fotometria de chama, enquanto que a dosagem de Ar foi feita por diluição isotópica (para maiores detalhes ver Amaral *et al.*, 1966).

As constantes utilizadas foram as seguintes:

$$\begin{aligned}\lambda_{\beta} &= 0,4962 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1} \\ \lambda_{\epsilon} &= 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} \\ \% \text{ át. } K^{40} \text{ em } K^{\text{total}} &= 0,01167.\end{aligned}$$

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA

A área em que afloram as rochas alcalinas é formada em sua quase totalidade de rochas granitóides do Complexo Três Córregos e metassedimentos, de idade provável pré-cambriana, pertencentes ao Grupo Açungui.

O Complexo Três Córregos é constituído basicamente de granitos, quartzo monzonitos e granodioritos, podendo por vezes apresentar fâceis gnássicas e migmatíticas. Associa-se também a lentes de calcário, presentes no seu interior, e interpretadas como "roof pendants". O complexo é considerado intrusivo e de idade provavelmente eopaleozóica, sendo frequentemente cortado por diques de diabásio mesozóicos.

O Grupo Açungui, sequência de rochas epimetamórficas descritas pela primeira vez por Derby (1878) e, mais tarde, por Oliveira (1927), acha-se representado na área principalmente por filitos e muscovita xistos, com transições para quartzitos e calcários mais ou menos magnesianos, passando a calco xistos. O grau de metamorfismo desses metassedimentos, à vista de feições mineralógicas e texturais, corresponde ao do fácies xistos verdes de Turner e Verhoogen (1960). Contudo, segundo Melfi *et al.* (1965), indo-se de oeste para leste, verifica-se aumento progressivo desse grau, desaparecendo os termos carbonáticos e tendo lugar a transformação gradual das epimetamórficas de natureza pelítica em gnaisses e migmatitos. De conformidade ainda com esses autores, a direção dominante dos planos xistosidade das rochas metassedimentares é NE-SW, com mergulho variável, porém, mais freqüente para NW. Diques de diabásio de pequeno porte aparecem na região, cortando indiscriminadamente os vários tipos litológicos.

É nesse conjunto de rochas que se encontram alojados dezenas de pequenos corpos alcalinos, entre eles o Banhadão; dis

põem-se segundo alinhamentos preferenciais e têm sua origem ligada a importante episódio magmático atuante durante o mesozóico. Dentre esses corpos mencione-se os de Itapirapuã, Barra do Itapirapuã, Mato Preto, Cerro Azul e Tunas, entre outros bem mais distantes. Esses focos alcalinos, em particular, acham-se alinhados segundo direção N45W.

O maciço alcalino do Banhadão possui forma irregular, semelhante a uma "pera", e ocupa área aflorante de aproximadamente 8 Km². Sua estrutura compreende duas chaminés principais de grande porte integrando-se a um conjunto alinhado segundo direção EW, e completamente circundado por rochas graníticas do Complexo Três Córregos (Fig.2). Incluem-se também à estrutura outras chaminés secundárias, de diâmetros muito pequenos, que emergem principalmente na região lateral entre as duas principais.

A análise de fotografias aéreas, ou mesmo a inspeção dessas estruturas anelares no campo, revela que as duas chaminés principais são mais ou menos circulares e, a despeito de pequenas porções erodidas, praticamente completas. Todavia, cada uma delas exibe características distintas. A do lado leste, de diâmetro bem superior, mostra em sua parte central forte depressão, onde teve lugar a formação de pequena cobertura colúvio-aluvionar com formato de meia lua, fato que lhe emprestou localmente o nome de Banhadão. Feições adicionais reconhecidas consistem da presença de drenagens anelares concêntricas e radiais, sobretudo centrífugas, sendo as centrípedas inexpressivas. Por outro lado, a do oeste, de menor porte, apresenta a sua parte central (núcleo) bastante elevada, praticamente no mesmo nível ou até superior ao da crista anelar que a envolve. Sem exibir qualquer depressão, a sua topografia interna é acidentada, com desníveis abruptos causados pelo entalhamento mais profundo da drenagem, que em geral acompanha a região de contato entre as rochas. Assim, caracteriza-se por conter vales estreitos, longos e profundos.

Do ponto de vista morfológico, o maciço do Banhadão corresponde à maior elevação da área, alcançando cota de 955 metros acima do nível do mar. Na região, é conhecido como Serra do

Fig.2 - Mapa geológico do maciço alcalino do Banhadão, PR.

Burrinho. No tocante às suas dimensões, essa elevação representa parte apenas da sua área de exposição, conforme observado no mapa geológico da Fig.2. Por outro lado, mapas de intensidade magnética cintilométrica total da região (Ferreira e Algarte, 1979) mostram uma amplitude maior de anomalias aerogeofísicas indicando a presença de rochas alcalinas. Esse fato evidencia que o maciço acha-se ainda parcialmente coberto por rochas graníticas, levando à possibilidade de essas rochas constituírem um corpo de dimensões bem maiores.

Nas bordas do maciço junto às encaixantes graníticas, existem escarpas de grande inclinação, terminando geralmente em profundos vales entalhados. Por outro lado, nas partes em que esses vales são pouco esculpidos, a passagem das rochas alcalinas às graníticas se faz sob um denso manto de intemperismo. As relações complexo/encaixantes não são muito claras, tratando-se aparentemente de contato tectônico, com evidências dadas pela presença de estruturas orientadas e deformações cataclásticas (ams. 42, 43, 47, 122, 131, 134). Verifica-se, portanto, que nas imediações do maciço, conforme observado no extremo leste da chaminé maior e sul da menor, estão presentes consideráveis deformações nas rochas encaixantes, produzindo estruturas orientadas e, por vezes, até mesmo estriações. Contudo, face à inclinação dos morros, esses blocos são facilmente movimentados, razão pela qual não se procedeu à leitura das foliações. Nesses locais, foi possível comprovar-se a existência de falhas; entretanto, em particular no lado leste, foram observados blocos praticamente esmagados por atrito. Assim, a caracterização tectônica do "emplacement" foi prejudicada ora pelo denso manto de alteração intempérica, ora pela erosão total do material de contato, e tem por base apenas observações levadas a efeito em alguns afloramentos onde o contato do maciço com a encaixante encontra-se exposto.

O complexo constitui uma massa heterogênea de rochas, pois, a julgar pela simples inspeção das amostras coletadas, existem grandes diversidades texturais e mineralógicas. Ele compõe-se exclusivamente de rochas insaturadas, todas isentas de plagioclásio, sendo nefelina sienitos, portadores ou não de melanita (gra

nada titanífera), e de feldspato potássico e nefelina inter-crescidos, o tipo litológico dominante. Rochas de natureza básica a ultrabásica, como flogopita melteigitos, malignitos e feldspato-melanita ijolitos, ocupam geograficamente áreas de menor expressão. Fonolitos estão presentes na forma de pequenos diques provavelmente verticais, de espessura de alguns poucos decímetros, cortando as diversas variedades de nefelina sienitos. Não foram encontrados vestígios de carbonatitos, ainda que na forma de pequenos veios irregulares, em qualquer ponto do maciço; contudo, nas imediações do lado oeste da chaminé de menor porte, junto às encaixantes, reconheceu-se um derrame de extensão restrita, provavelmente cobrindo algumas centenas de metros quadrados, de lava fonolítica carbonatizada (am. 88) e muito rica em sodalita. Da mesma forma, não se constatou a presença, dentro do maciço ou mesmo fora dele, de rochas provenientes de processos de fenitização, salvo efeitos metasomáticos incipientes junto aos contatos. Nestes locais, foram identificados feldspato potássico e egirina-augita em rochas adjacentes ao maciço (ams. 42, 44, 75, 76, 78, 79 e 93). Muito possivelmente existem fenitos na área, porém, eles devem situar-se abaixo do profundo manto de intemperismo, ou então, em níveis inferiores, nas partes graníticas que encobrem o restante do maciço.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA

Trinta lâminas representativas dos vários tipos litológicos encontrados no maciço (Fig.3) foram examinadas opticamente e determinadas suas análises modais (Tabelas Ia e Ib), à exceção das amostras 10 e 31, exibindo granulação muito fina. Para fins de classificação petrográfica, e com base na composição mineralógica, os dados foram tentativamente projetados nos diagramas de Sarrantsina e Shinkarev (1967; citação em Sørensen, 1974) e Streckeisen (1976), representados, respectivamente, nas Figs. 4 e 5.

Os primeiros autores propuseram uma classificação mineralógica em diversos campos, usando como parâmetro para subdivisão as proporções volumétricas de máficos, nefelina e feldspato alcalino. Assim, a projeção dos valores M-Ne-A (Fig. 4) possibilita situar as rochas alcalinas do maciço em 8 campos petrográficos distintos: nefelina sienitos (reunindo as variedades leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas), juvitos, malignitos, ijolitos com feldspato e melteigitos. O exame desse diagrama, aliado às observações macroscópicas e de campo, permite concluir que o maciço é petrograficamente muito heterogêneo, com os pontos mostrando grande dispersão. Eles se distribuem desde o campo das rochas ricas em máficos, abrangendo as partes medianas do diagrama, indo até o outro extremo, o das rochas leucocráticas. O gráfico demonstra também que a grande maioria dos pontos refere-se a nefelina sienitos e suas variedades (leuco, meso e melanocráticas), com os demais ocupando campos diversos.

O segundo diagrama, Q-A-P-F, proposto inicialmente pela IUGS (1972), é mais conhecido e de maior utilização. Face à presença indiscriminada de nefelina em todas as variedades de rochas, os dados reunindo as proporções modais de feldspato alcalino, plagioclásio e feldspatóide estão projetados sobre o triângulo A-P-F do diagrama (Fig. 5). A distribuição dos pontos se dá sobre a

Tabela Ia

Composição mineralógica modal de rochas alcalinas do Banhadão

	Flogopita melteigitos		Feldspato- melanita ijolitos		Malignitos		Melanita-nefelina sienitos							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	
Feldspato alcalino			9,9	9,7	29,4	29,9	20,2	17,7	30,5	30,7	40,5	48,6	46,1	
Albita														
Nefelina	10,2	19,0	44,5	53,5	31,2	38,7	53,1	39,0	39,0	43,5	39,3	38,7	38,8	
Sodalita	15,0	6,8			2,5									
Intercrescimento feldspato potás- sico-nefelina				4,9			2,7	1,3					0,9	
Agregado*														
Cancrinita					1,1									
Piroxênio	36,8	37,5	27,6	11,7	31,1	13,9	8,1	19,2	10,2	11,6	0,8	2,3	2,7	
Melanita			12,6	14,8		12,7	11,4	18,8	12,1	12,5	8,2	6,5	6,7	
Titanita					0,7		0,1							
Opacos	2,0	4,7	1,2	0,7	tr	1,4	0,6	1,8	0,9	0,6		0,2		
Apatita	2,6	2,8	1,0	1,5	0,9	0,9	1,0	0,9	1,2	0,7		0,3	1,6	
Calcita	0,7	1,2	0,9	tr	1,6	0,4	0,3		2,2		0,9		1,7	
Biotita	32,7	28,0	2,3	0,3	1,5	2,1	0,2	1,3	3,5	0,4	10,3		1,5	
Wollastonita				2,9			2,3					3,4		

Tabela Ib

Nefelina sienitos

	I			II rôseos					II cinzas						
	15	16	17	18	19	21	22	29	20	23	24	25	27	28	30
Feldspato alcalino	29,0	40,8	32,5	41,4	36,4	33,8	40,2	56,9	59,6	44,3	37,5	45,4	53,3	47,7	65,1
Albita										2,3					0,2
Nefelina	26,0	31,8	47,5	16,4	17,6	51,0	31,5	27,3	3,1	40,4	2,1	29,5	2,1	21,1	23,8
Sodalita			0,4	0,6	4,2		2,4	3,6	20,8	0,2	48,3	2,2	7,8	13,7	5,4
Intercrescimento feldspato potás- sico-nefelina	33,8	17,1	11,3												
Agregado*				19,0	23,5		11,1	4,5				9,1	27,1	1,2	
Cancrinita	tr				1,6			0,6				4,7	1,0	7,8	1,5
Piroxênio	0,5	4,8	1,3	18,6	14,3	5,0	9,0	5,9	12,5	12,2	9,9	8,7	7,8	7,5	3,3
Melanita	8,2	1,3	1,4				2,6		2,4						
Titanita	tr	0,1	0,3	2,3	1,3	tr	0,9	0,6	tr	0,6	1,1	0,3	0,5	0,6	0,5
Opacos		0,2	0,2	tr	1,1	0,4	tr	0,6	1,0		0,7	0,1			
Apatita	0,7	0,4	0,2	0,4			tr				0,1	tr	tr	0,4	
Calcita	0,3	2,1	1,4	0,6	tr	1,1	1,9	tr	0,6		0,3		0,4		0,2
Biotita	1,5	1,4	3,5	0,8		8,7	0,4					tr			
Wollastonita															

*Agregado microcristalino de nefelina, cancrinita, calcita e mineral isótopo do grupo da sodalita.

linha F-A, em razão da ausência total de plagioclásio, salvo raras exceções, onde aparece na condição de traço. Assim, a partir desse gráfico, pode-se verificar que os pontos relativos às rochas do maciço ocupam dois campos distintos, um referente aos nefelina sienitos (campo 11 dos fôide sienitos), e contendo a grande maioria das amostras, e outro, mais rico em fôides, correspondendo aos nefelinolitos (campo 15 - foidolitos). Somente o ponto correspondente à amostra 20 situa-se fora desses limites (álcali-feldspato sienito com fôide).

Preliminarmente, pode-se dizer que ambas as classificações utilizadas são insatisfatórias. A primeira é em linhas gerais mais abrangente, tendo ainda a vantagem adicional de separar tipos litológicos variando desde leuco até ultramelanocráticos; contudo, a julgar pelas rochas do maciço do Banhadão, essa classificação nem sempre é eficaz, pois o campo estabelecido por aqueles autores para os malignitos parece demasiado amplo. Nesse sentido, as amostras 5 e 6 são as únicas rochas que exibem composição mineralógica e textural, além de relações de campo, próprias de malignitos (sensu Sørensen, 1974); já as amostras 9 e 11, igualmente incluídas nesse campo, possuem características bem distintas. Da mesma forma, o campo dos nefelina sienitos foi diminuído em detrimento ao dos juvitos. Nesse caso, deve ser também lembrado que o termo juvito caiu em desuso na literatura especializada e, conforme sugestão de Mitchell e Platt (1979), essa designação deve ser abandonada. Por outro lado, a segunda classificação parece ser mais indicada para rochas de natureza essencialmente félsicas, mostrando-se inadequada para as rochas do Banhadão, sobretudo aquelas em que os máficos estão presentes em porcentagem alta. Assim, com vistas a uma classificação mineralógica mais realística, os tipos constantes das Tabelas Ia e Ib foram agrupados levando-se em consideração o índice de cor, juntamente com a quantidade volumétrica de feldspatóides e plagioclásio, seguindo as sugestões constantes de Streckeisen (1976). As rochas trazendo minerais "incomuns", com teores modais superiores a 5% (caso de melanita, flogopita, ou mesmo, feldspato alcalino em rochas da série urtito), acrescentou-se ao nome da rocha o prefixo mineral correspondente.

Adotado esse esquema de classificação, o estudo petrográfico minucioso das amostras, baseado em aspectos texturais e observações de campo, permitiu a caracterização dos seguintes grupos litológicos: flogopita melteigitos, feldspato-melanita ijolitos, malignitos, melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I (portadores de alto teor modal de intercrescimento feldspato potássico-nefelina), nefelina sienitos II (variedades cinzas e róseas) e fonolitos. Este último grupo individualizado com base em observações texturais, dentro das subvulcânicas.

A distribuição geográfica das rochas no interior do maciço, exceção feita àquelas reconhecidas em escala de afloramento, (malignitos, feldspato-melanita ijolitos e fonolitos) é dada na fig.2.

4.1. Nefelina sienitos I

Essas rochas formam um único corpo, de formas arredondada, ocupando toda a região central da chaminé principal menor, lado oeste. Mostram-se totalmente envolvidas seja por nefelina sienitos II - cinzas, seja por melanita-nefelina sienitos.

Os nefelina sienitos I exibem características distintas das demais litologias. Possuem cor cinza claro a escuro e minerais arranjados de forma a conferir-lhes verdadeira textura em malha. Assim, as rochas apresentam núcleos mais ou menos equidistantes, de formas arredondadas ou poligonais (octaédricas, hexagonais), e tamanho em geral ao redor de 3 cm. Esse núcleos, formados de material muito fino, de cor esbranquiçada e mineralogia essencialmente fêlsica, acham-se circundados por grânulos bem desenvolvidos de feldspato cinza chumbo, nefelina e minerais máficos, emprestando ao conjunto aspecto de rede.

Como a aparência externa desses núcleos fêlsicos faz lembrar a textura sacaróide, e devido também ao fato deles serem abundantes, além de constituídos opticamente de um intercrescimento feldspato potássico-nefelina numa textura tipo mirmequítica, es

sas rochas são tratadas em separado, além de denominadas nefelina sienitos I. Poder-se-ia acrescentar ao seu nome o prefixo "pseudoleucita", todavia, segundo sugestões de Mitchell e Platt (1979), os termos "pseudoleucitas" e intercrescimento feldspato potássico - nefelina não devem ser tomados como sinônimos pelo simples fato de o primeiro ter implicações genéticas.

Ao microscópio, os nefelina sienitos I consistem esencialmente de feldspatos alcalinos, nefelina e de um intercrescimento feldspato potássico-nefelina, com os minerais máficos sendo um componente de menor importância.

A nefelina forma enormes cristais subidiomórficos a xenomórficos, praticamente sem qualquer indício de alteração; contudo, são comuns as bordas reabsorvidas.

Os feldspatos alcalinos (variedades de ortoclásio) ocorrem como cristais subidiomórficos a xenomórficos, alcançando por vezes dimensão de até 10mm. Acham-se inalterados ou então pouco transformados em material argiloso. Geminação não foi observada, enquanto que estruturas pertíticas podem estar ausentes ou então presentes, ora em pequenas quantidades disseminadas em manchas, ora na forma de veios densamente irregulares mais ou menos paralelos à face (001).

O caráter peculiar da textura dessas rochas prende-se ao grande volume ocupado pelo intercrescimento feldspato potássico-nefelina, 11 a 34% (Tabela Ib). Contudo, esses valores numéricos modais devem ser vistos apenas como referência, pois devido às dimensões da área tomada por essa estrutura em relação às da nefelina e feldspato potássico granular, aquelas proporções minerais podem estar totalmente alteradas, dependendo em muito da região da amostra abrangida pela secção petrográfica. Assim, a observação macroscópica parece indicar que os núcleos de intercrescimento feldspato potássico-nefelina ocupam proporções relativas bem maiores que as determinadas pela contagem modal. Por sua vez, esse intercrescimento apresenta-se de três modos distintos: como parte integrante da massa irregular, na forma de grânulos com contor

no parcial ou totalmente arredondado, podendo reunir-se em verdadeiros aglomerados, ou então, como material intersticial.

O primeiro tipo é o mais comum e melhor representado na amostra 15 (Fotomicrografia 1). Constitui extensas massas irregulares de feldspato potássico muito límpido englobando nefelina vermiforme com menos de 0,1 mm de comprimento, e sem qualquer alteração. Em quantidade, a nefelina pode ser tão abundante que os vermes se tocam, com o conjunto formando uma textura em "chamas" ou "fingerprint". Nessas rochas, nota-se que o material que deu origem ao intercrescimento feldspato potássico-nefelina estende-se aos grânulos de nefelina anteriormente cristalizados, para incluir na matriz feldspática fragmentos deslocados das suas bordas; ou ainda, aos grânulos de feldspato prévio, provocando uma verdadeira invasão de vermes de nefelina, em geral acomodados transversalmente às clivagens. Uma outra feição digna de destaque é a presença de cristais de nefelina e feldspato alcalino mais antigos em flagrante desequilíbrio com o material envolvente rico em potássio e sódio, pelo qual foi parcialmente reabsorvido. Nesse caso, a passagem das fases intercrescidas para os cristais de nefelina ou feldspato se faz de modo gradual.

O segundo tipo é menos comum e aqui ilustrado pela amostra 17. As características gerais da estrutura são idênticas àquelas descritas. Contudo, o intercrescimento feldspato potássico-nefelina apresenta-se como grânulos, com menos de 0,3 mm de diâmetro (Fotomicrografias 2 e 3), de conformação arredondada ou tendendo a ovalada, ou então, poligonal.

Intercrescimento feldspato potássico-nefelina (Fotomicrografia 4), presente como material intersticial, foi registrado em todas as amostras examinadas. Contudo, distingue-se das estruturas anteriores pela quantidade, tamanho e forma das inclusões de nefelina. Assim, compõe-se de uma matriz de feldspato potássico límpido, sem qualquer indício de pertita e com poucas inclusões de nefelina, que se individualizam comumente na forma de pequenos cristais vermiformes, bastonetes ou mesmo placóides, sem exhibir qualquer arranjo orientado. Por vezes, essas inclusões se concentram no

contato com as faces de enormes cristais hospedeiros de nefelina ou feldspato, orientando-se perpendicularmente a elas e conferindo aos grãos o aspecto de franja sobreposta (Fotomicrografia 5); em linhas gerais essas estruturas adquirem invariavelmente caráter mirmequítico. Cabe também mencionar que na totalidade dos casos os contatos entre as fases intercrescidas e os cristais de nefelina e feldspato alcalino são quase sempre retilíneos e abruptos.

Melanita é o mineral máfico mais freqüente dessas rochas. Ocorre como cristais xenomórficos, via de regra zonados, com os núcleos exibindo coloração castanho-avermelhada e as bordas castanho bem mais claro. O seu desenvolvimento é tipicamente poiquilítico, aparecendo piroxênios, além de opacos e biotitas, como as inclusões mais comuns.

Os piroxênios são bem menos abundantes, alcançando teores inferiores a 5%. Formam prismas curtos, achatados segundo (100), ou então grânulos xenomórficos. Sua cor é variável, passando de verde pálido a amarelo-esverdeado, e o pleocroísmo demasiado fraco. Por vezes, incluem apatita, mas são principalmente ricos em minerais resultantes de processo de reabsorção magmática, entre os quais se sobressaem piroxênios com tonalidades mais verdes, biotita de cor vermelha escuro e granadas. Estes produtos de transformação ocupam a periferia corroída do cristal ou então dispõem-se em seu interior. Em algumas amostras essa transformação se mostra muito avançada, restando do cristal original apenas uns poucos núcleos verdes circundados por melanita e opacos.

Biotita está sempre presente, ocorrendo geralmente como produto de transformação dos piroxênios. Contudo, na amostra 17, esse mineral encontra-se isolado e, por vezes, na forma de agregados submilimétricos (glomerofenocristais). À exceção da amostra 15, exibindo cor verde cana a amarelo pálido, possui coloração castanho-avermelhada ou laranja. As dimensões dos cristais não ultrapassam a 1 mm, constituindo muitas vezes verdadeiras coroas ao redor de núcleos de piroxênios.

Face à sua pequena importância, os demais acessórios

(titanita, opacos, apatita e calcita) dispensam maiores comentários.

4.2. Nefelina sienitos II

Em sua quase totalidade o maciço do Banhadão compõe-se de nefelina sienitos II. Essa variedade petrográfica, tão abundante e de maior distribuição geográfica, ocupa todo o espesso anel que constitui a crista circundando a depressão central— incluindo uma ramificação que adentra à cratera central, fato que dá ao depósito colúvio-aluvionar a forma de meia lua— e as bordas NW-SW da chaminé menor (lado oeste).

Os nefelina sienitos II possuem coloração predominantemente cinza; no entanto, variedades de cor rosa - avermelhada são encontradas na parte SE, S e W (incluindo o ramo que adentra a depressão) da chaminé maior. A sua cor acha-se em parte condicionada às proporções relativas de feldspato alcalino e nefelina. Nas variedades róseas, nefelina, de coloração avermelhada, é abundante, enquanto que o feldspato alcalino é cinza chumbo pálido; nas de cor cinza, nefelina é em linhas gerais menos frequente, inclusive de difícil reconhecimento macroscópico, e exibe coloração cinza claro, semelhante à do feldspato alcalino. Contudo, nos casos de nefelina sienitos cinzas com alto teor modal de nefelina, este mineral exibe coloração levemente esverdeada.

4.2.1. Nefelina sienitos II - róseos

Os tipos de cor rosa, de menor volume, constituem aparentemente um corpo independente daqueles dos cinzas. Sua textura é granular, conquanto nos trabalhos de campo tenha sido possível reconhecer uma variação sistemática da granulação; assim no ramo que avança para o centro da depressão, essas rochas mostram granulação fina a média, passando a grossa junto às partes SE, região onde o corpo torna-se mais volumoso. Neste local encontram-se pequenos veios pegmatóides de nefelina sienitos. Mineralogicamente ,

essas variações acham-se refletidas no maior ou menor desenvolvimento das fases predominantes (feldspato alcalino, nefelina), cujo alongamento dos cristais varia desde pouco milímetros, nos mais finos, até valores ao redor de 2,5 cm (am. 29), nos de granulação mais grossa.

O estudo microscópico revela que a maioria dessas rochas apresenta textura hipidiomórfica granular; contudo, a presença de texturas xenomórficas equigranular e inequigranular não é incomum. O exame das análises modais (Tabela Ib) evidencia que feldspato alcalino e nefelina com seus produtos de alteração (agregado, cancrinita, zeólitas, etc.) constituem mais de 70% do volume da rocha, surgindo piroxênios como os máficos mais importantes. Subordinadamente, estão presentes titanita, apatita, opacos, calcita e biotita (este último mineral enriquecido na am. 21).

Feldspato alcalino, o mineral mais importante, é o único feldspato reconhecido. As características ópticas apontam para a presença de ortoclásio; geralmente os indivíduos são límpidos, subidiomórficos ou xenomórficos, e na maioria das vezes geminados segundo a lei de Carlsbad. Estrutura pertítica está presente na quase totalidade das amostras investigadas, seja como veios finos desenvolvidos paralelamente à face (001), seja como manchas.

A nefelina é menos abundante que o feldspato alcalino, e ocorre sobretudo na forma granular, subidiomórfica parcialmente envolvida por feldspato alcalino ou idiomórfico; este último hábito é menos freqüente, com os cristais apresentando secção transversal retangular. Em quase todas as amostras o mineral exhibe sinais evidentes de alteração, provavelmente de natureza hidrotermal, com os produtos mais importantes sendo um agregado mineralógico, cancrinita e, menos comumente, uma fase do grupo das zeólitas.

O agregado microcristalino consiste de vários minerais, sendo nefelina, cancrinita e calcita, ao lado de grande quantidade de uma substância isótropa pertencente ao grupo da sodalita, as únicas fases passíveis de reconhecimento ao microscópio. Por vezes, observam-se remanescentes de nefelina em passagem gradual

para o agregado, indicando que a transformação daquele mineral não se realizou por completo.

A despeito de cancrinita ter sido reconhecida em qua se todas as amostras, apenas em algumas delas os teores são significativos (Tabela Ib). Ocorre sempre substituindo a nefelina e em dimensões microscópicas, salvo algumas raras exceções em que a cancrinita ocupa quase todo o cristal daquele mineral.

Piroxênios são os máficos mais importantes, aparecendo como cristais subidiomórficos a xenomórficos e, em menor frequência, idiomórficos, com dimensões que variam entre 0,1 e 2,0mm. A sua coloração dominante é esverdeada, com tonalidades gradando desde verde oliva até verde cana amarelado em X. O pleocroísmo é de intensidade moderada e sua fórmula sempre obedece a relação $X > Y > Z$. Os valores determinados para $Z_{\wedge c}$ situam-se na faixa de 56 a 68°, à exceção de uma fase coexistente (am. 19), de natureza egirínica e coloração bem mais acentuada, com $X_{\wedge c}$ alcançando no máximo 6° e 2V estimado ao redor de 80°. As características ópticas e a composição química (Tabela VIII) indicam tratar-se de egirina-au^ggitas comumente enriquecidas em sódio.

Na maior parte das vezes esses minerais são poiquiliíticos, com titanita, apatita e opacos aparecendo como principais inclusões. Uma característica muito comum é a presença de estrutura zonada, seja gradacional em direção ao centro do cristal, seja na forma de manchas irregulares. Os estudos ópticos revelam que o padrão dominante consiste de coloração verde claro nas porções centrais dos cristais, passando a verde bem mais escuro junto às bordas. Nos casos extremos, os núcleos apresentam cores amarelo claro a incolor. O zoneamento, como realçado pelas mudanças de cor, aponta no sentido de um maior empobrecimento no componente egirina nas partes centrais dos cristais.

Titanita é o mineral mais freqüente entre os constituintes menores, apresentando-se via de regra como cristais idiomórficos a subidiomórficos, cujas dimensões não excedem a 0,4 mm. Apatita idiomórfica a subidiomórfica, com dimensões chegando até

2,0mm, foi notada apenas em algumas amostras, e ainda assim na forma de inclusões em piroxênios ou em outros minerais. Opacos estão presentes como inclusões em piroxênios, ou ainda individualizados, quando então exibem dimensões maiores e associação com os máficos. Calcita foi identificada em todas as lâminas, isoladamente ou como componente do agregado mineralógico resultante da decomposição de nefelina.

Ao lado dos constituintes acima, aparecem ainda biotita, de ocorrência accidental, à exceção da amostra 21 trazendo na moda 8,7% desse mineral (Tabela Ib). Nesse caso, ocorre como cristais xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões na secção basal compreendidas entre 0,15 e 1,25 mm. O pleocroísmo é intenso nas cores laranja avermelhado para Z, musgo acastanhado para Y e quase preto para X. Frequentemente associa-se a piroxênios, fato que se estende genericamente para as demais amostras. Seu crescimento se dá ao longo de clivagens e fraturas, e nas bordas dos cristais de piroxênio numa relação sugestiva da sua transformação em biotita.

Enquanto que nos nefelinas sienitos róseos como um todo a melanita encontra-se ausente, especificamente na parte final do ramo que invade a cratera, ela aparece em uma única amostra (am. 22) com um teor modal de 2,6%. A relação íntima com os piroxênios, seja como fases interdigitadas, seja crescendo ao redor ou mesmo invadindo cristais, a presença de estruturas poiquilíticas com inclusões de titanita, são feições indicativas de que a melanita formou-se às expensas de piroxênios e titanita.

4.2.2. Nefelina sienitos II - cinzas

Os tipos de cor cinza ocupam toda a porção externa do maciço. Apresentam cor cinza claro esbranquiçado, passando localmente a tonalidade mais escuras, algo esverdeadas, fato devido à presença de maior quantidade de nefelina. A sua textura é granular, fina a média (0,9 a 1,5 mm), ou mais grossa, contudo, raramente excede a 1 cm.

A análise conjunta dos resultados modais (Tabela Ib) permite reconhecer que essas rochas possuem composição mineralógica variável. Assim, o feldspato alcalino, dominante sobre as demais fases (exceto am 24), ocupa de 37,5 a 65,1% do volume total da rocha, enquanto que a nefelina ora se apresenta como um constituinte menor, ora alcança proporções expressivas. Se confrontadas as duas variedades (Tabela Ib), as diferenças mineralógicas existentes consistem essencialmente das concentrações anômalas de sodalita, mais altas de feldspato alcalino e mais baixas em nefelina junto aos nefelina sienitos cinzas.

A observação microscópica revela que a maioria das amostras apresenta textura xenomórfica e uma associação mineralógica essencial formada de feldspato alcalino, nefelina (mais agregado), sodalita e piroxênios. Contudo, dentre as amostras investigadas, uma destaca-se das demais em razão da sua textura traquitóide ou foiaítica. Trata-se de rocha de granulação média, provavelmente hipoabissal (dique), tendo feldspato potássico como constituinte mineralógico principal; este possui hábito prismático, alongado paralelamente a c , e acha-se bem orientado; invariavelmente e xibe geminação Carlsbad.

Outro fato que chama a atenção em algumas lâminas é a presença notável de uma fase pós-magmática, provavelmente hidrotermal, comum em veios que percolam toda a rocha, provocando, além da intensa alteração de nefelina (para cancrinita ou agregado mineralógico), uma pronunciada recristalização desse mineral e dos feldspatos conferindo à rocha caráter inequigranular, cuja granulação varia de 0,1 mm (recristalizada) a 4 mm (primária).

Feldspato alcalino é praticamente o único feldspato presente. Em apenas duas amostras (23 e 30) verifica-se a presença de plagioclásio, que, a julgar pela quantidade modal, inferior a 5%, parece destituído de maior importância. Na quase totalidade dos casos o feldspato alcalino é xenomórfico e com dimensões que atingem a 5 mm. Em geral acha-se geminado, fazendo-o segundo a lei de Carlsbad. As feições ópticas estão a indicar que se trata de ortoclásio. Contudo, na amostra 20, o mineral apresenta geminação em

grade, indicativa também da presença de microclínio. Neste caso, ora o microclínio é totalmente desprovido de geminação, ora a geminação aparece em partes do cristal, comumente nas suas regiões centrais. Estruturas pertíticas são comuns, aparecendo na forma de filetes irregulares ou em manchas. À exceção das amostras 20, 24 e 27, nefelina é abundante, com os cristais na maioria das vezes xenomórficos a subidiomórficos e, mais raramente, idiomórficos. As dimensões dos grãos são variáveis, com tamanho máximo de 5mm. Em geral a nefelina exhibe comportamento heterogêneo para diferentes amostras, mostrando-se praticamente inalterada em algumas delas (ams. 20, 23 e 24) e parcialmente transformada em cancrinita ou agregado mineralógico em outras.

Sodalita ocorre invariavelmente em todos os espécimes e, excluída a amostra 23, cuja análise modal aponta teor inferior a 1%, os demais possuem concentrações muito elevadas, a ponto de representar em casos extremos (am. 24), o mineral mais importante da rocha. Via de regra esse ocorre segundo formas distintas, ora integrando uma massa irregular (am. 24), ora como pequenos veios milimétricos que se infiltram nos demais minerais segundo direções as mais variadas (ams. 23, 28 e 30), ou então, menos comumente, como cristais idiomórficos de dimensões milimétricas (am. 28), incolores, com leve tonalidade lilás. Assim, as feições texturais são indicativas de que sodalita corresponde a um produto de cristalização tardia e até mesmo de estágio hidrotermal. Em certas circunstâncias, como exemplificado pela amostra 24, a atividade hidrotermal foi intensa, a ponto de originar verdadeira rocha híbrida com o material primitivo, placas irregulares de feldspato alcalino geminado (Carlsbad) e nefelinas, completamente moldado por uma massa isotrópica constituída sobretudo por minerais do grupo da sodalita (Fotomicrografia 6).

Fotomicrografia 6 - Nefelina sienitos II - cinzas

Cristais de feldspato potássico pertítico, piroxênio e titanita (mancha branca entre o piroxênio e o feldspato) envolvidos por massa de sodalita (preta). Observa-se também cancrinita (branca) incluída em sodalita. 10X. Nícois cruzados. Filtros verde e branco.

Piroxênios são praticamente os únicos representantes ferromagnesianos, tendo sido reconhecidos em todas as secções investigadas. Em geral o mineral é subidiomórfico a xenomórfico, com dimensões variáveis entre 0,05 a 1,5 mm, podendo ocasionalmente alcançar até 5mm; sua coloração tende a escura, em tons de verde, com variações em X desde verde musgo a verde oliva. O pleocroísmo é moderado a forte, mantida sempre a relação $X > Y > Z$ com o seguinte padrão de cores: verde escuro (oliva ou musgo) para X, verde cana a amarelado para Y e amarelo-esverdeado a levemente acastanhado para Z. Estruturas zonadas, ao contrário do observado nas variedades róseas, são pouco comuns e quando presentes (am. 28) mostram-se bem menos evidentes opticamente, com os grãos exibindo coloração verde mais claro nas partes centrais e verde escuro na periferia. As medidas ópticas levadas a efeito dão valores de $Z \wedge c$ compreendidos entre 52 e 82°. Em uma única amostra (27) verifica-se

também a presença, ao lado do piroxênio comum, de fases piroxênicas intersticiais na forma de aglomerados; e exibindo coloração mais escura, pleocroísmo baixo e $X_c=5^\circ$; trata-se seguramente de uma fase mais enriquecida em sódio. A composição química, obtida por microsonda eletrônica (Tabela IX), indica que os piroxênios contêm porcentagem elevada da molécula "acmita", com variações dentro do intervalo de 41 e 67%, sendo exceção a fase encontrada na amostra 27, portadora de 83%. Assim, as diferenças ópticas e químicas existentes, quando se comparam os piroxênios das duas variedades de nefelina sienitos, são muito significativas e apontam no sentido de um maior enriquecimento no componente acmita junto aos tipos cinza.

Titanita acha-se sempre presente, ocorrendo como cristais subidiomórficos a idiomórficos com dimensões compreendidas entre 0,05 e 1,8 mm. Apatita é outro constituinte comum, ainda que quase sempre como traço. Opacos aparecem em algumas amostras na forma de grânulos com dimensões que não excedem a 1,5 mm.

Entre os produtos secundários de origem deutérica destacam-se o agregado mineralógico, a cancrinita e a calcita.

O agregado é o principal produto de alteração da nefelina, correspondendo a um conjunto de fases microcristalinas em que é possível reconhecer-se, entre outros minerais, nefelina, cancrinita e calcita dispersas em uma massa consistindo sobretudo de uma substância isótropa (mineral do grupo da sodalita, possivelmente analcita). Comumente a transformação da nefelina não se processou por completo, deixando alguns cristais remanescentes.

A cancrinita é também um produto da transformação de nefelina, sendo reconhecida em muitas das amostras examinadas, embora a sua frequência seja inferior à do agregado. Como visível na Tabela Ib, as variedades cinzas são praticamente as únicas rochas portadoras do mineral em concentrações modais apreciáveis.

4.3. Melanita-nefelina sienitos

Ao lado dos nefelina sienitos, existem tipos que se diferenciam por mostrarem variações importantes nas porcentagens dos constituintes essenciais, essas traduzidas na maior riqueza em máficos, na maior concentração de nefelina em detrimento de feldspato potássico, e sobretudo na presença de quantidades elevadas de melanita, fato responsável pela individualização do grupo.

Essas rochas encontram-se preferencialmente distribuídas na região periférica do maciço, geralmente em contato direto com as encaixantes, e entre as duas chaminés principais; naqueles locais acham-se também expostas rochas do embasamento.

Os melanita-nefelina sienitos têm cor cinza claro a levemente esverdeada. A sua textura é granular, de média a grossa, com cristais arredondados de nefelina exibindo coloração cinza-esverdeada e dimensões de até 7mm; consistem ainda de feldspato cinza chumbo, raramente prismáticos, e de máficos, notadamente melanita, que mostra formas arredondadas, cor preta e brilho metálico, chegando a medir nas variedades de granulação mais grossa até 6mm. As amostras de granulação fina (10 e 11, micro melanita-nefelina sienitos), possuem coloração muito escura, às vezes até preta, e brilho levemente metálico, devido à presença daquele mineral.

O exame microscópico possibilita notar que a textura é xenomórfica, ora equigranular, ora poiquilítica com feldspato potássico englobando nefelina, piroxênios e melanita; contudo, são frequentes as variações de texturas e de granulação.

Feldspato alcalino, com características ópticas de ortoclásio, está sempre presente, ocorrendo como cristais irregulares ocupando os interstícios de nefelina, piroxênios ou melanita, ou de hábito placóide, paralelo à face (010); suas dimensões não excedem a 5 mm. Geminação aparece raramente e, quando reconhecida, é do tipo Carlsbad. Pertitas são pouco comuns ou mesmo raras, exceção feita à amostra 14, mostrando estruturas bem desenvolvidas.

Nefelina constitui o principal félsico dessas rochas, formando cristais subidiomórficos ou xenomórficos; praticamente não exhibe indícios de alteração.

Intercrescimento feldspato potássico-nefelina, ainda que em pequena quantidade, foi reconhecido em algumas amostras (7, 8 e 14). Apresenta-se ora como microcristais de feldspato alcalino e nefelina na forma de vermes, que crescem lado a lado nos interstícios dos cristais de nefelina e geralmente associados ao feldspato intersticial; ora também na forma vermicular, nefelina acha-se imersa em uma massa feldspática gerando textura tipo mirmequítica. Encontra-se sempre próximo à nefelina, contudo, o seu contato com esse mineral é retilíneo e nítido. As relações texturais indicam claramente que o intercrescimento feldspato alcalino-nefelina é um produto de cristalização tardia.

Piroxênios são um dos máficos mais importantes dos melanita-nefelina sienitos, estando presentes em todas as amostras examinadas. Ocorrem como cristais xenomórficos e subidiomórficos, de dimensões variáveis (0,15 a 2 mm), límpidos ou contendo poiquiliticamente inclusões de apatita, titanita e opacos. Possuem coloração verde claro a amarelada, sendo o pleocroísmo fraco a moderado, com X verde cana a amarelado, Y amarelô-esverdeado e Z amarelo levemente esverdeado a palha ($X > Y \geq Z$). Frequentemente esses minerais são zonados, ora com variação gradual, diminuindo a intensidade de cor da borda para o núcleo dos cristais, ora manchado de partes mais claras. As variedades com pleocroísmo mais fraco e de coloração mais amarelada têm Z $\wedge$ c ao redor de 55° , e aquelas tendendo a tonalidades de verde mais escuro mostram ângulo mais alto, ao redor de 65° .

Melanita é sem dúvida o mineral máfico mais notável desse agrupamento, aparecendo como indivíduos xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões de até 5 mm; à exceção da amostra 8, onde sua concentração equivale à do piroxênio, é o ferromagnésiano mais abundante. Ocorre de três maneiras distintas: como microfenocristal e constituinte da matriz de rochas porfiríticas hipobissais, como mineral deutérico substituindo aos piroxênios ou então preenchendo fraturas e, por último, como aglomerados.

Melanita primária está presente em algumas rochas porfiríticas (am. 10) como membro da matriz. Os cristais são pequenos, com menos de 0,01 mm, idiomórficos a subidiomórficos, além de fortemente coloridos de castanho-avermelhado escuro; zoneamento inexistente. Nessa mesma rocha, o mineral apresenta-se como microfenocristas com dimensões máximas ao redor de 2,0 mm; é idiomórfico, sem qualquer zoneamento, e exibe cor escura (Fotomicrografia 7).

Em quase todas as amostras melanita aparece como mineral deutérico em substituição aos piroxênios, e vez por outra preenchendo fraturas (am. 14). Esses produtos de transformação dispõem-se na periferia corroída dos grãos de piroxênio ou mesmo em seu interior como centros isolados e dispersos, constituindo verdadeiros "tumores", que se alastram por todo o cristal (Fotomicrografia 8). Em alguns casos essa transformação é muito avançada, restando do cristal original apenas pequenas ilhas contornadas pela melanita (Fotomicrografia 9). Esta é fracamente colorida, marrom muito claro ou bege.

Os aglomerados são a feição mais notável da maioria das amostras investigadas. Constituem glóbulos de cor castanho - a avermelhado a castanho claro, atingindo até 1,5 mm de diâmetro. Frequentemente a melanita é zonada, com a intensidade da cor de absorção diminuindo gradativamente do núcleo para a periferia; por vezes o zoneamento é dado pela presença de manchas de granada mais clara. Embora possam apresentar-se límpidos, os cristais de melanita acham-se comumente enriquecidos de inclusões granulares de piroxênio dispostas irregularmente, e constituindo os seus núcleos, ou então dispersas na periferia. Essas inclusões sugerem a presença de uma fase pretérita de piroxênio que foi parcial ou totalmente transformada em granada.

Certamente o exemplo mais notável dessa transformação é visto na amostra 9 (Fotomicrografia 10), onde a melanita forma um aglomerado de cristais poliédricos e zonados concentricamente, sendo cada um deles encaixado numa moldura de piroxênio verde.

Outra feição comum à maioria dessas melanitas consiste na presença de estrutura poiquilítica, tendo como inclusões piroxênios, titanita, opacos e biotita. As evidências texturais estão a indicar que esses aglomerados formam-se a partir da substituição de piroxênios como resultado da sua reação com titanita. Face à grande intensidade do processo, eles ganham maior participação como constituinte da rocha, com a melanita (em quase todas as amostras, típico produto de transformação de piroxênios) mantendo a sua condição de componente mais abundante.

Excluída a amostra 12, biotita está presente em concentrações baixas. O seu pleocroísmo corresponde em linhas gerais a X laranja, Y acastanhado com tonalidades esverdeadas e Z verde musgo. Associa-se intimamente aos piroxênios, seja interdigitando ao longo das direções de clivagem, seja concentrando-se nas suas bordas corroídas. Ocorre também como inclusões em melanita ou ao lado de opacos.

Apatita é o constituinte acessório mais abundante, além de invariavelmente presente, surgindo como cristais xenomórficos a subidiomórficos com dimensões entre 0,03 e 0,3 mm, que podem em alguns casos alcançar até 1,0mm.

Conquanto em proporção diminuta, titanita foi reconhecida em todas as amostras examinadas. Ocorre na forma de inclusões em melanita, em piroxênios, e ainda em pequena quantidade como cristais dispersos isoladamente na rocha. Um pequeno veio preenchido por esse mineral foi observado na amostra 7. A fase é incolor ou colorida em tonalidades róseas, e xenomórfica a subidiomórfica, com dimensões ao redor de 0,1 mm.

Opacos ocorrem na maioria das amostras associados à melanita e piroxênios.

Wollastonita foi reconhecida em apenas duas amostras (7 e 13), embora com teores apreciáveis (ao redor de 3%). O mineral é incolor, de hábito tabular paralelo à face (100), e alongado segundo o eixo cristalográfico *c*.

Como produto secundário de origem deutérica tem-se sobretudo a calcita, aparecendo subordinadamente a cancrinita.

4.4. Flogopita melteigitos

Essas rochas ocupam muito provavelmente toda a base da depressão da chaminé principal (lado leste) do maciço, achando-se, contudo, encobertas em sua maior parte por detritos colúvio-luvionais. Sua área aflorante abrange todas as bordas da depressão e seu contato com os nefelina sienitos II-róseos é do tipo gradacional. São rochas faneríticas de granulação fina a média, equigranulares, e portadoras de cristais de flogopita, piroxênios e nefelina. Têm cor preta e intenso brilho micáceo devido à concentração elevada de flogopita.

Os flogopita melteigitos, que se situam próximos às encaixantes (am. 32), possuem abundantes "nódulos" de formas ovais ou lentiformes, visivelmente envolvidos por uma auréola de reação. Eles exibem cores esverdeadas e, aparentemente, consistem de um só cristal. Suas dimensões são pequenas atingindo a 3 mm, enquanto que a auréola de reação, de coloração rosada e constituída principalmente de mica avermelhada, chega a alcançar até 1,5 mm.

Xenólitos de nefelina sienitos II-róseos ocorrem com abundância nos flogopita melteigitos. Os fragmentos são angulosos, porém, comumente apresentam sinais visíveis de reação magmática nas bordas, com uma auréola envolvente de granulação mais fina e caráter petrográfico intermediário entre as duas rochas. A estrutura apresenta dimensões variáveis, podendo mesmo atingir até 20 cm, porém, a auréola de reação não vai além de 1 cm. Por sua vez, os xenólitos de nefelina sienitos II-cinzas foram observados em apenas um afloramento.

O exame microscópico revela que a quantidade de mica presente nessas rochas não encontra paralelo em quaisquer outras do maciço, sendo equivalente à do piroxênio. Feldspato acha-se ausente e a proporção de nefelina em relação aos minerais máficos é

sempre pequena. Mineralogicamente, constituem-se de piroxênios, flogopita, nefelina e noseana (sodalita) em ordem decrescente de abundância, além de apatita, opacos e calcita como acessórios. A textura dominante é do tipo granular hipidiomórfica.

Piroxênios são os minerais mais importantes dos flogopita melteigitos. Possuem hábito prismático, sendo subidiomórficos a idiomórficos, com os cristais achatados segundo (100), ou se apresentam como grânulos xenomórficos de até 1,2 mm de comprimento. Geminação segundo (100) é feição comum. São em geral de coloração amarelada, com tonalidades que variam de levemente esverdeada a acastanhada, e pleocroísmo quase imperceptível, salvo quando mais intensamente coloridos, com Z e X amarelo-esverdeado pálido e Y quase incolor ($Y < X \sim Z$). Estruturas zonadas são raras e quando presentes formam manchas esverdeadas no interior dos cristais. Contêm como inclusões apatita, opacos e, às vezes, flogopita. As constantes ópticas são variáveis, fato sugestivo de variações composicionais. Sua birrefringência alcança valor máximo de 0,028 e o ângulo de extinção $Z \wedge e$ situa-se entre 47 e 67°. As características microscópicas e as análises químicas por microsonda eletrônica (Tabela VI) indicam tratar-se de soda-augitas com ampla variação no componente acmita.

Fenocristais de piroxênio são extremamente raros, tendo sido notados tão somente na amostra 2 (Fotomicrografia 11). Neste caso, o mineral ocorre como cristais subidiomórficos com dimensões superiores a 6,5 mm. São poiquilíticos com abundantes inclusões de apatita idiomórfica (dimensões de até 0,4 mm na secção basal) e opacos xenomórficos (dimensões podendo atingir até 0,1 mm). A sua coloração é variável, exibindo nas partes centrais manchas acastanhadas, com fraco pleocroísmo em castanho-rosado (lilás) a amarelado, cercadas por cores mais claras em tons de amarelo e amarelo levemente esverdeado a pálido. A birrefringência é alta e a extinção fortemente ondulante, evidenciando perturbações na estrutura cristalina. As características ópticas dos fenocristais correspondem a titano-augitas, que gradam em direção às bordas dos indivíduos para soda-augitas, estas últimas de composição dentro do padrão geral dos piroxênios presentes nessas rochas.

Ao microscópio, são notáveis os "nódulos" em que é possível distinguir-se mineralogicamente as duas partes, núcleo e coroa externa (Fotomicrografias 12 e 13).

O núcleo corresponde a um perfeito aglomerado granular praticamente monominerálico de piroxênios augíticos, de dimensões e formas variadas. No centro da estrutura, aparecem cristais idiomórficos a subidiomórficos com até 0,6 mm, que diminuem gradativamente para as regiões periféricas, onde predominam indivíduos xenomórficos com dimensões de até 0,07 mm. Por vezes, cristais idiomórficos fazem contato entre si em linhas perfeitamente retilíneas, formando ângulos de aproximadamente 120°. A sua coloração é amarelada, com tonalidades levemente esverdeadas, e o pleocroísmo fraco. Os cristais são límpidos e, aparentemente, não apresentam evidências de zoneamento. Essas feições ópticas parecem indicar que os piroxênios dos nódulos são semelhantes aos da rocha hospedeira. Associados a eles ocorrem opacos e apatita.

O conjunto monominerálico acha-se envolvido por uma coroa consistindo essencialmente de cristais de flogopita de cor castanho-avermelhada, com dimensões de até 0,2 mm; a sua orientação é feita de modo que as linhas de clivagem tocam diretamente na estrutura, formando uma faixa em torno do núcleo de aproximadamente 0,7 mm de largura. Opacos podem também estar presentes.

Os "nódulos" são estruturas lentiformes ou levemente ovaladas, contudo, os seus núcleos (partes monominerálicas) nem sempre seguem a conformação externa; por vezes, preenchem espaços limitados por formas poliédricas, similares às exibidas pelos cristais de titano-augita.

Flogopita forma-se concomitantemente ou após a cristalização da maior parte dos piroxênios. É abundante junto às bordas corroídas desse mineral, ou mesmo interdigitando-o ao longo de suas clivagens. Representa uma variedade de cor castanho-avermelhada e pleocroísmo com X amarelo claro, Y castanho claro e Z castanho-avermelhado escuro ($X < Y < Z$). A birrefringência é sempre muito elevada.

Nefelina ocorre como componente xenomórfico granular ou como cristais poiquilíticos. Alcança em geral dimensões ao redor de 0,8 mm, ao lado do fato de se apresentar quase sempre inalterada, ou parcialmente transformada em analcita. Comumente contém inclusões de piroxênios, opacos e flogopita.

Minerais do grupo da sodalita, identificados como noseana e sodalita, estão presentes em quantidades expressivas. Noseana é o mais frequente deles, aparecendo como cristais subidiomórficos a idiomórficos, com secções hexagonais regulares ou contornos arredondados por corrosão; suas dimensões máximas não ultrapassam a 0,6 mm. Embora sejam incolores, seus cristais mostram-se ricos em inclusões granulares de opacos orientadas ou distribuídas irregularmente. No primeiro caso, os opacos se arranjam algumas vezes de maneira tal a formarem verdadeiras molduras hexagonais concêntricas; ou ainda, à vista do fato dessas inclusões ocorrerem em maior concentração nos centros dos cristais, elas conferem ao mineral caráter fortemente zonado (Fotomicrografia 14). Assim, devido à alteração (hidratação), essas inclusões imprimem à noseana cores amareladas ou pardacentas. Os produtos de alteração desses minerais correspondem a uma massa criptocristalina em que se pode reconhecer sobretudo calcita.

Sodalita é outro constituinte sempre presente, porém, de ocorrência subordinada à noseana. Aparece preenchendo fraturas, espaços intergranulares ou, mais raramente, como cristais isolados, subidiomórficos a idiomórficos. Esses são límpidos, incolores, com leve tonalidade lilás, fato que facilita sobremaneira a sua identificação, e em geral destituídos de inclusões.

Ao lado dos opacos, apatita constitui-se no acessório mais importante dessas rochas. Os cristais são incolores, xenomórficos, com dimensões ao redor de 0,6 mm. Na maioria das vezes, apresentam-se como inclusões em piroxênios, nefelina e biotita, ou então, ocupam as suas bordas. Opacos são abundantes, ocorrendo como grãos inclusos em piroxênios, nos "nódulos" e fenocristais de piroxênio (titano-augita), em biotita e nefelina, ou então, isolados como cristais xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões va

riando entre 0,1 e 0,8 mm.

Calcita é também comum, ainda que a sua concentração seja inferior à dos outros minerais menores. Apresenta-se como constituinte isolado, preenchendo fraturas e espaços intergranulares, ou ainda como um dos componentes do agregado mineralógico resultante da decomposição de nefelina e noseana.

4.5. Malignitos

Nas bordas da depressão central da chaminé principal, ocorre uma estreita faixa de rochas faneríticas finas, de cor cinza escura, prontamente diferenciáveis dos flogopita melteigitos e nefelina sienitos II-rôseos. A sua textura e a mineralogia representam, conforme verificado no campo, mudanças gradacionais daquela primeira rocha em direção à segunda e, devido a isso, é de se esperar que os malignitos sejam comuns ao redor de toda base da depressão. Além disso, são rochas muito ricas em "xenocristais", que à semelhança dos observados nos flogopita melteigitos, chegam a atingir até 3 mm de comprimento.

Ao microscópio, exibem características petrográficas peculiares que as afastam das demais variedades litológicas descritas, permitindo agrupá-las como uma unidade à parte. Todas as amostras examinadas possuem nefelina, feldspato alcalino e máficos (piroxênios e melanita; am. 6) como minerais essenciais, aparecendo como acessórios, em ordem decrescente de abundância, biotita, calcita, apatita, opacos, cancrinita e titanita. A sua textura é hipidiomórfica poiquilítica granular.

Nefelina acha-se individualizada na forma de pequenos prismas curtos inclusos em feldspato alcalino. Os cristais são incolores, límpidos, e raramente alterados, porém, quando isso acontece, cancrinita e zeólitas (natrolita) representam os principais produtos resultantes. Por vezes, exibem indícios de recristalização. Assim, cristais enormes e bem individualizados se apresentam em nícois cruzados como agregados de nefelina finamente cristalizada.

O feldspato alcalino tem desenvolvimento poiquilítico, sendo nefelina, piroxênios e melanita as inclusões mais comuns. Forma cristais grandes irregulares, de extrema limpidez, e sem geminação ou qualquer tipo de exsolução.

Os piroxênios representam os mais importantes minerais máficos dessas rochas, aparecendo como cristais subidiomórficos de coloração esverdeada, com X verde cana, Y amarelado e Z amarelo levemente esverdeado, e de tamanho inferior a 3 mm. São frequentemente zonados, com as partes centrais dos grãos exibindo coloração bem mais clara, ao contrário da periferia de cor verde mais intensa. Nota-se também a presença de aglomerados de pequenos cristais prismáticos, com até 0,5 mm de comprimento. O mineral mostra igualmente cores esverdeadas, assim como ausência de zoneamento. As propriedades ópticas e os resultados analíticos (Tabelas VI) possibilitam classificar esses piroxênios como egrina-augitas empobrecidas em sódio (bordas e aglomerado) e soda-augitas (núcleos de cristais zonados); por sua vez, caracterizam fases cujo teor do componente acmita — se comparado àquele dos piroxênios dos flogopita melteigitos e nefelina sienitos II — róseos é, respectivamente, um pouco superior e muito mais baixo.

Ao microscópio, verifica-se que os "nódulos" inclusos nessas rochas consistem de megacristais de titano-augita, de cor castanha, e fraco pleocroísmo em castanho mais ou menos avermelhado a amarelado. A birrefringência é anômala e a extinção ondulante. Feição digna de registro observada ao redor dessa estrutura é a presença de bordas de reação, como indicado nas Fotomicrografias 15 e 16. Do ponto de vista mineralógico, ela consiste de três "camadas" concêntricas: uma interna formada de material quase vítreo de coloração avermelhada, outra intermediária reunindo agregados de pequenos cristais de piroxênio verde, biotita e opacos e, finalmente, outra mais externa, correspondendo a um segmento do próprio megacristal, portanto, de mesma orientação cristalográfica; esta exhibe coloração esverdeada semelhante à dos demais piroxênios encontrados na rocha. Cabe também realçar que a forma de núcleo é idêntica à da estrutura externa, ou seja, lenticular a ovalada.

Melanita foi reconhecida nos malignitos unicamente

na amostra 6, onde sua concentração, bastante alta, equivale à dos piroxênios. Ocorre como cristais subidiomórficos ou xemórficos isolados, ou ainda como inclusões em piroxênios, crescendo em suas bordas corroídas ou mesmo interdigitando ao longo de secções prismáticas. No primeiro caso, o mineral possui cor marrom escuro e frequentemente apresenta suas bordas em parte envolvidas por granada de coloração mais clara, quase incolor. No segundo, a melanita mostra-se invariavelmente colorida de bege claro a incolor.

Biotita (ou flogopita; am. 5) aparece como pequenos cristais subidiomórficos a xenomórficos, com o seu crescimento se dando após a cristalização da maior parte dos piroxênios e opacos. É sobretudo abundante junto às bordas corroídas daqueles minerais ou inclusos em seu interior. Tem como esquema de absorção X amarelo alaranjado, Y acastanhado com tons em verde e Z marrom quase preto. Outro acessório que merece destaque é a apatita, enquanto que como produtos de alteração aparecem o agregado mineralógico resultante da decomposição de nefelina e a calcita.

4.6. Feldspato-melanita ijolitos

Esta litologia acha-se representada dentro do maciço por apenas dois afloramentos. Um localizado nas escarpas do lado sul do maciço, entre as duas chaminés maiores, junto às paredes de uma zona em que a erosão atingiu níveis relativos mais profundos. O outro, na base de um dos flancos de um vale relativamente estreito e profundo escavado no contato norte entre os nefelina sienitos I e os nefelina sienitos II-cinzas.

Exibem cor cinza esverdeada, sendo visíveis macroscopicamente abundantes cristais de nefelina cinza-rosada ou esverdeada com dimensões de 5 a 10 mm, piroxênios com até 10 mm e melanita chegando alcançar até 5 mm. Ao microscópio, compõem-se de mais de 85% de feldspatóides e máficos, com os feldspatos alcalinos destituídos de importância (Tabela Ia). Sua textura é tipicamente xeno

mórfica.

Nefelina é o mineral mais importante dessas rochas, apresentando-se como cristais subidiomórficos bem desenvolvidos e quase sem alteração.

Feldspato alcalino é um componente escasso, aparecendo na forma de cristais poiquilíticos. É límpido, incolor, sem qualquer tipo de geminação, além de desprovido de estrutura micro pertítica.

Intercrescimento nefelina-feldspato potássico foi observado tão somente na amostra 4, onde representa 4,9% de seu volume. Ocorre ora preenchendo os espaços intergranulares, ora integrando uma massa irregular corroendo frequentemente as bordas da nefelina. No primeiro caso, são raros os cristais de nefelina vermiformes imersos no feldspato alcalino límpido, conferindo ao conjunto feições mirmequíticas. No segundo, nefelinas vermiformes são demasiado abundantes (textura em "chamas").

Os piroxênios acham-se representados por uma variedade de cor esverdeada, de pleocroísmo fraco, com absorção X verde cana, Y verde-amarelado e Z amarelo palha ($X > Y > Z$). Estrutura zonada esta presente unicamente na amostra 3, com variação gradual da intensidade de cor em direção ao núcleo, ou então, como cristais manchados.

Biotita ocorre com maior frequência na amostra 3. É uma variedade de cor castanho a verde claro, que se encontra sempre associado a piroxênios, quer ocupando suas bordas corroídas, quer interdigitando as linhas de clivagem.

A melanita forma enormes cristais, invariavelmente associados a piroxênios e crescendo nas suas bordas corroídas; como regra, só se encontram núcleos do mineral primitivo ou então praticamente nada mais dele. A variedade presente possui cor castanho-avermelhado escuro nos núcleos dos cristais, passando a castanho claro nas bordas ou nas regiões manchadas dos indivíduos zo

nados. Poiquiliticamente, engloba piroxênios, titanita e opacos.

Wollastonita foi reconhecida unicamente na amostra 4, representando 2,9% de seu volume. O mineral é incolor, de hábito tabular paralelo à face (100), podendo atingir tamanho de até 2 mm. Os demais componentes incluem os acessórios apatita, opacos e titanita, além de calcita secundária.

4.7. Fonolitos

Rochas intrusivas, com características mineralógicas e texturais correspondentes às de fonolitos, afloram também no Banhadão. Ocorrem sempre sob a forma de pequenos diques, com espessura inferior a 1 m, que atravessam as diversas variedades de nefelina sienitos; somente não foram encontrados em associação com os flogopita melteigitos e malignitos.

Os fonolitos exibem cores esverdeadas escuras e, na maioria das vezes, são homogêneos, maciços, além de praticamente afaníticos, visto que contêm cristais muito pequenos de piroxênio (agulhas), feldspato e nefelina.

Microscopicamente, nota-se a abundância de microfenocristais de feldspato alcalino com dimensões ao redor de 2 mm, bem como de cristais de piroxênio e nefelina. A matriz, de granulação fina, reúne cristais de tamanho inferior a 0,2 mm de feldspato alcalino, nefelina, piroxênio, cancrinita, mineral do grupo da sodalita e, mais raramente, fluorita e uma fase de cor de interferência anômala (cinza azulado), provavelmente zoisita. Os piroxênios acham-se perfeitamente orientados com a rocha adquirindo textura semelhante à traquítica (Fotomicrografia 17).

Fotomicrografia 17 - Fonolitos

Textura "traquítica". Cristais de piroxênio isorrientados e associados a material de cor branca (feldspato alcalino e nefelina). 10X. Nícois paralelos. Filtros verde e branco.

Os microfenocristais de feldspato alcalino, atingindo até 4,5 mm de comprimento, formam prismas alongados, zonados e geminados segundo a lei de Carlsbad e, ocasionalmente, Baveno. Comumente apresentam bordas reabsorvidas. Suas características ópticas correspondem às da sanidina. Os componentes da matriz são xenomórficos, límpidos, e sem qualquer geminação.

A nefelina é um componente importante da matriz, onde se apresenta na forma de pequenos prismas curtos, ou mais comumente de grânulos xenomórficos.

Os piroxênios representam os ferromagnesianos mais importantes dessas rochas, ocorrendo na condição de microfenocristais, na forma de prismas longos incluídos na matriz feldspática, ou como membro integrante da massa fundamental, quando então são aciculares. Independentemente da forma em que ocorrem, a sua coloração é verde claro a amarelado, com pleocroísmo médio a fraco.

Estruturas zonadas estão totalmente ausentes.

Cancrinita é freqüente nessas rochas, surgindo como diminutos cristais xenomórficos ou subidiomórficos. Estes são in cores e facilmente reconhecíveis em razão da sua maior birrefringência. Ocorre sempre isoladamente, fato que parece indicar a sua origem primária.

Fluorita é um constituinte acessório comum em algumas amostras. É fortemente colorido, passando de azul escuro a lilãs.

CAPÍTULO 5

MINERALOGIA QUÍMICA

5.1. Nefelina

Na maioria das rochas estudadas o mineral predominante é a nefelina. Esta apresenta-se com formas variadas, com os cristais em geral subidiomórficos a xenomórficos; entretanto, em algumas variedades, em especial os malignitos, ela é idiomórfica, com secções retangulares, sobretudo quando envolvida poiquiliticamente pelo feldspato. Ocorre também intercrescida com o feldspato potássico (fingerprint), além de associada intimamente à cancrinita, seu principal produto de alteração, em grande número de amostras.

Foram realizadas análises químicas, incluindo alguns elementos menores, de praticamente todas as amostras examinadas, com os resultados correspondentes aos valores médios fornecidos nas Tabelas IIa e IIb. Delas também constam os dados referentes à fórmula química do mineral expressa na base de 32 átomos de oxigênio, e os componentes moleculares nefelina-kalsilita-quartzo (Ne-Ks-Qz).

As análises químicas médias determinadas para cada amostra acham-se projetadas no diagrama ternário Ne-Ks-Qz (Fig.6).

O exame das Tabelas IIa e IIb indica claramente o comportamento homogêneo das nefelinas em termos de Na_2O e K_2O , cujos valores situam-se, respectivamente, ao redor de 16% e 7%. Contudo, quando esses números são comparados para as distintas litologias, nota-se indiscutivelmente que o teor de K_2O desses minerais nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas é um pouco menor, refletindo aparentemente uma tendência composicional no sentido de um maior enriquecimento em SiO_2 .

Tabela IIIa

Composição química de nefelinas de rochas alcalinas do Banhadão

	Flogopita melteigitos		Feldspato-me- lanita ijoli- tos		Malignitos		Melanita-nefelina sienitos							Nefelina sienitos I		
	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	42,0	41,3	42,1	42,3	42,8	42,1	42,1	41,6	41,8	42,5	41,8	42,1	41,7	41,7	41,8	41,7
Al ₂ O ₃	33,2	33,8	33,6	33,7	32,3	33,1	33,4	33,7	33,8	33,4	33,3	33,9	34,1	34,1	34,0	33,7
Fe ₂ O ₃ *	1,40	1,21	0,98	0,98	1,09	1,31	1,22	1,04	0,94	0,95	1,21	0,84	0,84	0,67	0,70	0,84
MgO	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,09	0,03	0,00	0,01
CaO	0,09	0,13	0,08	0,02	0,06	0,09	0,03	0,09	0,05	0,06	0,04	0,06	0,03	0,02	0,04	0,02
Na ₂ O	16,1	16,6	16,6	15,3	16,6	16,2	15,7	16,2	17,0	16,8	16,2	16,3	15,9	16,3	16,3	15,9
K ₂ O	7,68	7,36	7,47	7,61	7,12	7,41	7,70	7,31	6,61	6,73	7,68	7,35	7,83	7,45	7,70	8,15
Total	100,48	100,43	100,83	99,92	99,98	100,22	100,16	99,94	100,21	100,45	100,24	100,55	100,49	100,27	100,54	100,32

Fórmula estrutural expressa na base de 32 átomos de oxigênio

Si	8,151	8,025	8,133	8,203	8,318	8,178	8,175	8,097	8,098	8,204	8,131	8,047	8,077	8,084	8,094	8,108
Al	7,594	7,740	7,650	7,703	7,399	7,578	7,644	7,730	7,717	7,599	7,635	7,804	7,785	7,792	7,760	7,723
Fe ³⁺	0,204	0,177	0,142	0,143	0,159	0,191	0,178	0,152	0,137	0,138	0,177	0,123	0,122	0,098	0,102	0,123
Mg	0,003	0,009	0,000	0,003	0,002	0,003	0,003	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,026	0,009	0,000	0,003
Ca	0,018	0,028	0,017	0,004	0,012	0,019	0,006	0,019	0,010	0,012	0,008	0,012	0,006	0,004	0,008	0,004
Na	6,058	6,254	6,218	5,753	6,255	6,101	5,911	6,113	6,385	6,288	6,110	6,173	5,971	6,127	6,120	5,994
K	1,901	1,824	1,841	1,883	1,765	1,836	1,907	1,815	1,634	1,657	1,905	1,831	1,935	1,842	1,902	2,022
S**	15,9	15,9	15,9	16,1	15,9	15,9	16,0	16,0	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9	16,0	15,9
R***	8,00	8,13	8,09	7,64	8,04	7,98	7,83	7,97	8,04	7,97	8,03	8,03	7,92	7,98	8,04	8,02
Ne	73,4	75,5	75,1	71,2	75,1	74,0	72,4	74,6	77,7	76,4	73,9	74,4	72,9	74,5	74,0	72,5
Ks	25,7	24,5	24,7	26,0	23,6	24,9	25,9	24,7	22,1	22,4	25,6	24,6	26,3	24,9	25,7	27,2
Qz	0,9		0,2	2,8	1,3	1,1	1,7	0,7	0,2	1,2	0,5	1,0	0,8	0,6	0,3	0,3

*Fe total calculado como Fe₂O₃.**S = Si + Al + Fe³⁺.

***R = Na + K + 2Ca.

Tabela IIb

Composição química de nefelinas de rochas alcalinas do Banhadão

	Nefelina sienitos II						Fonolito								
	rôseos						Cinzas								
	18	19	21	22	26	29	20	23	24	25	28	30	fenocristal B	N	matriz
SiO ₂	43,1	44,6	41,3	43,5	44,7	44,2	42,8	44,1	44,2	44,0	43,5	44,1	45,2	45,1	45,2
Al ₂ O ₃	33,1	32,3	33,9	32,3	32,0	32,7	33,2	31,6	32,4	33,2	32,6	32,6	32,0	32,3	31,9
Fe ₂ O ₃ *	1,17	0,90	0,99	1,21	0,91	1,20	1,08	0,81	1,09	1,09	1,04	0,93	0,83	0,83	0,68
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
CaO	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,17	0,09	0,06
Na ₂ O	16,6	16,8	16,3	17,0	16,9	16,6	16,4	17,0	16,2	16,8	16,8	16,6	15,9	16,1	15,9
K ₂ O	6,63	5,02	7,28	6,80	4,88	5,23	6,18	6,10	6,26	5,86	6,06	5,97	5,72	5,36	5,24
Total	100,62	99,64	99,79	100,65	99,42	99,96	99,69	99,63	100,20	100,04	100,03	100,25	99,83	99,79	99,00

Fórmula estrutural expressa na base de 32 átomos de oxigênio

Si	8,289	8,582	8,053	8,389	8,589	8,468	8,281	8,533	8,486	8,381	8,386	8,458	8,652	8,622	8,692
Al	7,503	7,257	7,790	7,341	7,247	7,384	7,571	7,207	7,331	7,454	7,407	7,369	7,220	7,278	7,230
Fe ³⁺	0,170	0,130	0,145	0,176	0,132	0,173	0,157	0,118	0,157	0,156	0,151	0,134	0,120	0,119	0,098
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,000	0,000	0,003	0,002	0,003	0,006
Ca	0,004	0,004	0,004	0,004	0,006	0,006	0,006	0,004	0,004	0,006	0,006	0,008	0,035	0,018	0,012
Na	6,190	6,268	6,162	6,095	6,296	6,166	6,152	6,378	6,030	6,205	6,279	6,173	5,901	5,968	5,928
K	1,627	1,232	1,810	1,790	1,196	1,278	1,525	1,506	1,533	1,424	1,490	1,461	1,397	1,307	1,285
S**	16,0	16,0	16,0	15,9	16,0	16,0	16,0	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9	16,0	16,0
R***	7,83	7,51	7,98	7,89	7,50	7,46	7,69	7,89	7,57	7,64	7,78	7,65	7,37	7,31	7,24
Ne	75,5	77,5	75,1	76,0	77,9	76,9	76,0	76,6	74,4	76,6	76,6	75,9	73,8	74,8	74,3
Ks	22,1	16,9	24,6	22,3	16,5	17,8	21,0	20,1	21,0	19,6	20,3	20,0	19,4	18,3	18,0
Qz	2,4	5,6	0,3	1,7	5,6	5,3	3,0	3,3	4,6	3,8	3,1	4,1	6,8	6,9	7,7

*Fe total calculado como Fe₂O₃.**S = Si + Al + Fe³⁺.

***R = Na + K + 2Ca.

B = borda; N = núcleo.

**S = Si + Al + Fe³⁺.

***R = Na + K + 2Ca.

Fato que chama particularmente a atenção é o alto conteúdo em Fe_2O_3 da maioria das nefelinas analisadas, com valores extremos compreendidos entre 0,67 e 1,40% (em peso). Quando confrontados com os dados listados em Deer *et al.* (1963), verifica-se que teores dessa ordem somente foram encontrados em nefelinas das ocorrências de Iivaara (Lehijärvi, 1956) e Etinde (Tilley, 1953). Mais recentemente, valores similares foram também determinados em nefelinas de Seabrook Lake Complex (Mitchell, 1972). Por outro lado, nota-se que, salvo raras exceções, o teor de CaO nesses minerais é insignificante, principalmente se forem feitas comparações com as análises constantes de Deer *et al.* (1963). Em realidade, as análises apresentadas por esses autores representam a composição química global do mineral obtida via métodos químicos convencionais. Nos trabalhos de Kononova *et al.* (1967) demonstrou-se que as impurezas de CaO , provavelmente na forma de calcita ou cancrinita, em nefelinas pesquisadas por tais métodos podem ser responsáveis pelo fechamento das análises acima de 100%. Já no caso de análises pontuais com a microsonda é perfeitamente possível evitar-se as regiões de alteração e as inclusões, disso resultando em uma composição bem mais realística.

O exame das fórmulas químicas (Tabelas IIa e b) permite observar que as nefelinas contêm teores de Si e Al insuficientes para completar o grupo estrutural Z. O ferro trivalente, seguindo sugestões dadas por Deer *et al.* (1963), ocupa a posição tetraédrica de todas as amostras cuja soma de elementos se aproxima do valor teórico 16,0. Por outro lado, em todas as análises efetuadas as nefelinas contêm mais silício ($> 8,0$) que alumínio ($< 8,0$), com o fato, amplamente discutido na literatura, implicando que a carga negativa na rede tridimensional é desse modo menor que 8,0; por conseguinte, a malha cristalina contém menos de 8,0 átomos alcalinos e, assim, na maior parte das nefelinas, os espaços da rede tridimensional não se acham inteiramente preenchidos.

A presença de vacâncias nas posições estruturais foi exaustivamente discutida por Donnay *et al.* (1959), os quais propuseram uma fórmula geral para esse mineral que considera também os espaços vazios. A exemplo desses autores, Mitchell (1972) investi

gou o comportamento químico de nefelinas e estendeu ainda mais a aquela proposição, incluindo o Fe^{3+} para fins de cálculo da fórmula geral. Segundo ele, a fórmula geral das nefelinas pode ser expressa por:

onde $\square$ são as posições vazias.

As análises químicas (Tabelas IIa, b) acham-se também expressas segundo a fórmula química acima citada, com os dados obtidos reunidos na Tabela III. Estes resultados, em conformidade com os divulgados por Mitchell (1972), evidenciam que, para teores pouco variáveis de Fe_2O_3 e Na_2O , o número de vacâncias de cátions decresce à medida que aumenta a concentração de Al_2O_3 . De certa forma, o Na_2O também acompanha a variação do Al_2O_3 , porém, o faz menos acentuadamente.

O comportamento químico de nefelinas das diferentes rochas é mostrado no diagrama ternário Ne-Ks-Qz (Fig. 6), o qual contém, adicionalmente, linhas isotérmicas e os pontos M e B correspondentes à composição teórica de Morozewicz e Buerger.

Tilley (1954), baseando-se em dados químicos, demonstrou empiricamente que a composição de nefelinas originadas em condições vulcânicas é controlada principalmente pela composição da rocha ou do magma. Por outro lado, observou também que, em assembleias plutônicas, esses minerais exibem composição restrita, limitada ao que se denominou de "campo de convergência Morozewicz-Buerger", em que os valores limites são $\text{Ne}_{75}\text{Ks}_{21}\text{Qz}_4$ para o primeiro (M) e $\text{Ne}_{73}\text{Ks}_{27}\text{Qz}_0$ para o segundo (B). Ainda no mesmo trabalho, o autor igualmente concluiu que mudanças ocorridas nas condições de cristalização se fazem acompanhar da variação de "sílica em excesso", relativa às composições das soluções sólidas entre NaAlSiO_4 e KAlSiO_4 na estrutura desses minerais. Este fato levou o autor a sugerir a utilização do teor do "excesso de SiO_2 " (sílica normativa) das nefelinas como um possível termômetro geológico.

Tabela III

Composição de nefelinas representadas por

	K	Na	Ca	□	Al	Fe	Si	O	
1	1,901	6,058	0,018	0,023	7,995	0,204	7,801	32	
2	1,824	6,254	0,028	0,000	8,134	0,177	7,689	32	
3	1,841	6,218	0,017	0,000	8,093	0,142	7,765	32	
4	1,863	5,753	0,004	0,360	7,644	0,143	8,213	32	
5	1,765	6,255	0,012	0,000	8,044	0,159	7,797	32	
6	1,836	6,101	0,019	0,044	7,975	0,191	7,834	32	
8	1,907	5,911	0,006	0,176	7,830	0,178	7,992	32	
9	1,815	6,113	0,019	0,053	7,966	0,152	7,882	32	
10	1,634	6,385	0,010	0,000	8,039	0,137	7,824	32	
11	1,657	6,288	0,012	0,043	7,969	0,138	7,893	32	
12	1,905	6,110	0,008	0,000	8,031	0,177	7,792	32	
13	1,831	6,173	0,012	0,000	8,028	0,123	7,849	32	
14	1,935	5,971	0,006	0,088	7,918	0,122	7,960	32	
15	1,842	6,127	0,004	0,027	7,977	0,098	7,925	32	
16	1,902	6,120	0,008	0,000	8,038	0,102	7,860	32	
17	2,022	5,994	0,004	0,000	8,024	0,123	7,853	32	
18	1,631	6,021	0,004	0,344	7,660	0,170	8,170	32	
19	1,232	6,268	0,004	0,496	7,508	0,130	8,367	32	
20	1,525	6,152	0,006	0,317	7,689	0,157	8,154	32	
21	1,810	6,162	0,004	0,024	7,980	0,145	7,875	32	
22	1,790	6,095	0,004	0,111	7,893	0,176	7,931	32	
24	1,533	6,030	0,004	0,433	7,571	0,157	8,272	32	
25	1,424	6,205	0,006	0,365	7,641	0,156	8,203	32	
26	1,173	6,177	0,006	0,644	7,362	0,116	8,522	32	
28	1,491	6,284	0,006	0,219	7,787	0,136	8,077	32	
29	1,278	6,166	0,006	0,550	7,456	0,173	8,371	32	
30	1,461	6,173	0,008	0,358	7,650	0,134	8,216	32	
Fenocrystal	B	1,397	5,901	0,035	0,667	7,368	0,120	8,512	32
	N	1,307	5,968	0,018	0,707	7,311	0,119	8,570	32
31									
Matriz		1,285	5,928	0,012	0,775	7,237	0,098	8,665	32

B = borda; N = núcleo.

 $\square$ = posições vazias

Fig.6 - Composição de nefelinas expressa em função da porcentagem em peso dos componentes moleculares nefelina-kal silita-quartzo. Cada ponto representa a média resultante da análise de cerca de 20 grãos do mineral em cada amostra de rocha. Os limites da nefelina em solução sólida para 700°C foram determinados experimentalmente por Hamilton e Mackenzie (1960), e para 500°C e 775°C por Hamilton (1961). Os pontos M ($\text{Na}_{6,1} \text{K}_{1,52} \text{Al}_{0,38} \text{Si}_{8,38} \text{O}_{32}$) e B ($\text{Na}_3 \text{KAl}_4 \text{Si}_4 \text{O}_{16}$) correspondem, respectivamente, à composição teórica de Morozewicz e Buerger. Simbologia das diferentes litologias: nefelina sienitos I (Δ), nefelina sienitos II ($\bullet$), melanita-nefelina sienitos (o), flogopita melteigitos ($\square$), malignitos ($\blacktriangle$), feldspato-melanita ijolitos ($\blacksquare$) e fonolito (+).

Buerger (1954) realizou importantes estudos sobre a estrutura de nefelinas e apontou a composição $\text{Ne}_{73}\text{Ks}_{27}$ (B) como a ideal para o mineral. Tuttle e Smith (1958) sugeriram que essa composição fosse considerada de baixa temperatura. Hamilton e Mackenzie (1960), com base em investigações experimentais no sistema $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, estabeleceram os limites de solução sólida da nefelina em temperaturas de 700°C . Hamilton (1961) ampliou ainda mais esse trabalho, com a determinação dos limites de solução sólida em temperaturas de 500°C e 775°C . De sorte que, uma vez conhecida a composição química de nefelinas, e estabelecida as relações dos componentes Ne-Ks-Qz, é possível a correlação com a temperatura em que se deu a cristalização.

A partir da Fig. 6, pode-se concluir que as nefelinas formam dois agrupamentos distintos: um mais rico em "excesso de SiO_2 ", com as composições se aproximando da de Morozewicz (Tilley 1954), e indicando que esses minerais se cristalizaram em temperaturas mais elevadas, da ordem de 700°C ; o outro mais pobre, correspondendo mais ou menos à composição de Buerger, com temperaturas de resfriamento abaixo de 500°C . O primeiro campo representa a maioria dos nefelina sienitos II. O segundo contém os pontos correspondentes a alguns nefelina sienitos II, bem como todas as demais litologias. Distante desses dois conjuntos, têm-se os pontos relativos aos fonolitos que, como era de se esperar, acham-se situados acima da curva de 775°C .

Os dados obtidos corroboram as conclusões dos autores citados quanto ao comportamento desses minerais em diferentes condições de cristalização, ou seja, nefelinas formadas em temperaturas mais altas mostram-se enriquecidas em "excesso de sílica" e empobrecidas em potássio (nefelina sienitos II e fonolitos) em comparação àquelas de temperatura mais baixa (demais variedades de rochas).

No seu conjunto, a distribuição relativa desses pontos guarda disposição sugestiva da existência de variação composicional no sentido do campo de convergência Morozewicz-Buerger. Assim, de modo geral, as nefelinas são provavelmente de baixa tempe

ratura, enquanto que as rochas portadoras desses minerais apre
sen tam características subsolvus.

5.2. Feldspatos

Os feldspatos formam, ao lado das nefelinas, os mine
rais fêlsicos mais importantes do conjunto de rochas encontradas
no Banhadão. Estão presentes na maioria das variedades litológicas,
contudo, do total de amostras investigadas apenas não foram reco
nhecidos nos flogopita melteigitos. Os estudos ópticos e por mi
crossonda eletrônica permitem concluir que esse grupo de minerais
acha-se respresentado quase que totalmente por feldspatos alcali
nos, estando os plagioclásios praticamente ausentes.

Esses minerais são subidiomórficos a xenomórficos e
de dimensões variáveis, que passam de alguns milímetros, caso par
ticular dos fonolitos e uns raros nefelina sienitos, a vários cen
tímetros, caso dos nefelina sienitos de granulação grossa.

Em alguns nefelina sienitos representam os consti
tuintes mais abundantes. Em geral mostram-se alongados paralelamen
te ao eixo cristalográfico α , além de geminados segundo a lei
Carlsbad e, mais raramente, Baveno. A presença de exsolução é co
mum quer originando estruturas do tipo micropertítica, quer pertí
tica, em ambos os casos na forma de veios irregulares aproximada
mente paralelos à face (001). Essas rochas são praticamente as úni
cas que contêm plagioclásio albítico, ainda que essa fase se encon
tre associada a estruturas pertíticas; somente nas amostras 23 e 30
o mineral ocorre na forma de indivíduos isolados, com gemin
ação po
lissintética, e dispostos entre grãos de feldspato potássico porta
dores de alta densidade de exsolução (mesopertita).

Inversamente, nas rochas mais pobres em feldspatos
alcalinos, as feições características desses minerais são bem dis
tintas. Na maioria das vezes mostram-se límpidos e desprovidos de
geminção e pertitas. Contudo, quando presentes, essas estruturas

aparecem em indivíduos isolados e são de difícil reconhecimento. A geminação em grade típica de microclínio foi observada em um único grão na amostra 20. A julgar pelas relações com os demais componentes das rochas, os feldspatos ocupam os interstícios dos cristais de nefelina e piroxênio, feição indicativa de que eles representam o produto final de cristalização, notadamente nos feldspato-melanita ijolitos e algumas variedades de nefelina sienitos. Entretanto, nos malignitos eles são poiquilíticos, tendo como hospedes nefelina, piroxênios, melanita e titanita.

Como o intercrescimento feldspato potássico-nefelina é feição comum junto a algumas variedades de rochas, o tema será tratado à parte.

A caracterização mineralógica dos feldspatos potássicos foi efetuada com base em difratogramas de raios X. Foram executadas análises difratométricas em sete espécimes representativas das diversas litologias (ams. 9, 13, 14, 17, 19, 23, e 29), exceção feita aos fonolitos, malignitos e feldspato - melanita ijolitos, devido à sua granulação fina ou ao baixo teor modal em feldspatos (caso especial desses últimos).

Tendo em vista a grande similaridade observada entre os vários difratogramas, apenas um deles, tido como o mais característico de todos (am. 17), é aqui mostrado (Fig. 7). A sua análise demonstra que o pico $1\bar{3}1$ acha-se ausente, conferindo, dessa maneira, ao mineral triclinicidade zero, e caracterizando-o como ortoclásio.

No seu todo, os resultados confirmam inteiramente as observações ópticas, dando, à exceção da amostra 20, ortoclásio como o feldspato presente.

O quimismo dos feldspatos potássicos é fornecido nas Tabelas IVa e IVb. Delas constam também as fórmulas estruturais calculadas na base de 32 átomos de oxigênio e, em função dos teores de K_2O , CaO e Na_2O , a composição expressa em termos dos componentes moleculares ortoclásio, anortita e albita. Os dados coligi

Fig. 7 - Difratoograma de raios X selecionado para a determinação do grau de triclinicidade dos feldspatos alcalinos (am. 17).

dos para cada amostra foram projetados individualmente em diagramas ternários Ab-An-Or, e integrados nas Figs. 8 e 9. Deve-se ressaltar que, face à aparente homogeneidade química desses minerais, conquanto tenham sido realizadas, em média, 100 análises em cada amostra, o número de pontos projetados foi altamente reduzido. A composição química média para as diferentes litologias do maciço é mostrada na Fig. 10.

Analisando-se os dados químicos (Tabelas IVa,b), chega-se à conclusão, excluída obviamente a albita presente nas estruturas pertíticas (ams. 23 e 27), que esses minerais pertencem ao grupo dos feldspatos potássicos, observação de resto indicada pelas propriedades ópticas, com o campo de variação restrito ao intervalo Or_{90} - Or_{100} . No entanto, junto aos fonolitos e à maioria dos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, eles são menos potássicos, apresentando concentração média do componente ortoclásio inferior a 90%.

Pertitas foram analisadas em várias amostras de nefelina sienitos, entretanto, os resultados constantes da Tabela IVb correspondem àquelas mais desenvolvidas, ou seja, dentro dos limites de resolução da microsonda. As análises acusaram a presença de albita praticamente pura, com teores de anortita inferiores a 0,5%.

A observação conjunta dos dados (Figs. 8 e 9) evidencia que o comportamento químico dos feldspatos da maioria das rochas analisadas é extremamente homogêneo, não se consubstanciando desse modo evidências de zoneamento. Entretanto, a amostra 31 (Fig. 8), cujas análises das bordas dos grãos (círculos vazios) foram separadas das dos núcleos (círculos cheios), exhibe maior dispersão, feição indicativa de seu caráter levemente zonado, do componente albita. Idêntica conclusão é extraída das observações ópticas. Por outro lado, esses diagramas demonstram também que o comportamento dos feldspatos dos nefelina sienitos II é heterogêneo, além de discrepante em relação às demais rochas; notadamente as amostras 19, 23, 24, 26, 27 e 29, apresentam maiores variações. As composições médias obtidas para esse agrupamento litológico situam-se dentro

Tabela IVa

Composição química de feldspatos de rochas alcalinas do Banhadão

	Feldspato-melanita ijolitos		Malignitos		Melanita-nefelina sienitos						Nefelina sienitos I		
	3	4	6	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	65,3	65,3	65,0	65,2	65,3	65,5	65,6	64,8	64,6	64,3	65,5	65,1	64,9
Al ₂ O ₃	17,6	18,8	18,1	18,1	18,2	18,0	18,4	18,4	18,3	18,6	18,4	18,5	18,4
Fe ₂ O ₃ *	0,30	0,23	0,30	0,14	0,34	0,44	0,33	0,24	0,21	0,18	0,14	0,13	0,16
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	0,07	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,01	0,05	0,01	0,02	0,03
Na ₂ O	0,57	0,12	0,39	0,07	0,46	0,89	0,67	0,49	0,41	0,48	0,50	0,32	0,08
K ₂ O	16,4	16,1	16,0	16,1	15,4	15,1	15,1	16,5	16,0	16,7	16,0	16,4	16,3
Total	100,24	100,57	99,82	99,65	99,74	99,96	100,15	100,47	99,53	100,32	100,55	100,48	99,87

Fórmula estrutural expressa na base de 32 átomos de oxigênio

Si	12,069	11,974	12,026	12,064	12,046	12,056	12,034	11,955	11,990	11,903	12,019	11,982	12,003
Al	3,834	4,063	3,947	3,947	3,957	3,905	3,978	4,001	4,003	4,057	3,979	4,013	4,010
Fe ³⁺	0,041	0,031	0,042	0,020	0,047	0,061	0,045	0,033	0,029	0,025	0,019	0,018	0,022
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000
Ca	0,014	0,003	0,006	0,007	0,008	0,005	0,009	0,005	0,002	0,009	0,002	0,003	0,005
Na	0,204	0,043	0,139	0,025	0,165	0,317	0,238	0,175	0,148	0,172	0,178	0,114	0,029
K	3,867	3,766	3,776	3,800	3,624	3,546	3,533	3,883	3,788	3,943	3,745	3,851	3,846
Z	15,94	16,07	16,02	16,03	16,05	16,02	16,06	15,99	16,02	15,99	16,02	16,01	16,04
X	4,09	3,81	3,92	3,83	3,80	3,87	3,78	4,06	3,94	4,12	3,93	3,97	3,88
Or	94,7	98,8	96,3	99,1	95,5	91,6	93,4	95,5	96,2	95,6	95,4	97,0	99,1
Ab	5,0	1,1	3,6	0,7	4,3	8,2	6,3	4,3	3,7	4,2	4,5	2,9	0,7
An	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2

* Fe total calculado como Fe₂O₃.

Tabela IVb

Composição química de feldspatos de rochas alcalinas do Banhadão
Nefelina sienitos II

	rôseos					cinzas									Fonolito		
	19	21	22	26	29	20	23	23**	24	25	27	27**	28	30	31		
															fenocristal B	N	matriz
SiO ₂	66,2	66,0	65,2	66,5	65,9	65,4	65,7	68,6	65,4	65,6	65,9	69,1	65,4	65,6	64,4	63,7	64,5
Al ₂ O ₃	19,0	18,2	18,6	18,5	18,3	18,2	18,5	19,2	18,5	18,1	18,4	19,5	18,8	18,5	19,4	19,7	18,9
Fe ₂ O ₃ *	0,32	0,28	0,34	0,25	0,33	0,43	0,17	0,16	0,31	0,36	0,32	0,28	0,30	0,27	0,28	0,30	0,35
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,30	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,08	0,04	0,03
Na ₂ O	4,15	0,59	0,83	4,88	2,14	1,46	1,03	11,9	1,68	1,74	1,73	11,9	1,81	1,95	1,51	1,68	1,23
K ₂ O	10,6	15,7	15,7	10,5	13,2	14,5	15,2	0,33	14,4	14,8	14,0	0,14	14,5	14,5	14,8	14,5	15,31
Total	100,27	100,78	100,67	100,63	100,17	99,99	100,64	100,21	100,31	100,60	100,38	100,93	100,85	100,86	100,49	99,93	100,32

Fórmula estrutural expressa na base de 32 átomos de oxigênio

Si	11,959	12,362	11,957	11,994	12,026	12,019	12,010	11,990	11,980	12,014	12,022	11,976	11,929	11,968	11,814	11,749	11,875
Al	4,045	3,920	4,020	3,933	3,936	3,942	3,986	3,955	3,994	3,907	3,956	3,983	4,041	3,978	4,194	4,282	4,101
Fe ³⁺	0,043	0,038	0,046	0,034	0,045	0,059	0,023	0,021	0,042	0,049	0,054	0,036	0,041	0,037	0,038	0,042	0,048
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,008	0,005	0,005	0,002	0,002
Ca	0,000	0,002	0,000	0,000	0,059	0,000	0,003	0,004	0,003	0,000	0,004	0,002	0,002	0,003	0,015	0,008	0,005
Na	1,453	0,209	0,295	1,707	0,757	0,520	0,365	4,032	0,597	0,617	0,612	3,999	0,640	0,690	0,537	0,601	0,439
K	2,443	3,660	3,673	2,416	3,073	3,399	3,544	0,074	3,364	3,458	3,258	0,031	3,373	3,375	3,463	3,411	3,593
Z	16,05	16,02	16,02	15,96	16,01	16,02	16,02	15,97	16,02	15,97	16,03	16,00	16,01	15,98	16,05	16,07	16,02
X	3,90	3,87	3,97	4,12	3,89	3,91	3,92	4,11	3,96	4,08	3,87	4,03	4,02	4,07	4,02	4,02	4,04
Or	62,7	94,5	92,6	58,6	79,0	86,8	90,6	1,8	84,8	84,8	84,1	0,8	84,0	83,0	86,2	84,9	89,0
Ab	37,3	5,4	7,4	41,4	19,5	13,2	9,3	98,1	15,1	15,2	15,8	99,1	15,9	16,9	13,4	14,9	10,8
An		0,1	0,1		1,5		0,1	0,1	0,1		0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,2	0,2

*Fe calculado como Fe₂O₃.

**Pertita.

B = borda; N = núcleo.

Fig. 8 - Composição dos feldspatos potássicos expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An. Em realidade, trata-se de visão conjunta do campo de variação composicional desses minerais para cada amostra, tendo em vista que cada ponto representa uma análise individual.

Fig.9 - Composição dos feldspatos potássicos expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An. Trata-se, em realidade, de visão conjunta do campo de variação composicional do mineral para cada amostra, tendo em vista que cada ponto projetado representa uma análise individual.

Fig. 10 - Composição dos feldspatos potássicos expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An. Cada ponto representa a média resultante da análise de cerca de 20 grãos do mineral em cada espécime de rocha. Simbologia das diferenças litológicas: nefelina sienitos I ($\triangle$), nefelina sienitos II ($\bullet$), melanita- nefelina sienitos ($\circ$), flogopita melteigitos ($\square$), malignitos ($\blacktriangle$), feldspato-melanita ijolitos ($\blacksquare$) e fonolitos (+).

do intervalo 55-95% do membro ortoclásio (Fig. 10). Este fato de corre provavelmente da intensidade da exsolução no mineral, dificultando dessa forma a análise das fases feldspato potássico e per tita. A maior homogeneidade e a pequena porcentagem da albita nos feldspatos das outras variedades acham-se prontamente realçadas nessa última figura.

A despeito das variações químicas detectadas nos feldspatos das diferentes rochas, os dados são indicativos de que em nenhum caso eles são portadores de alto conteúdo em Na_2O . Estas características parecem ser o reflexo das condições físico-químicas reinantes por ocasião da cristalização desses minerais, deixando escapar qualquer suspeita de ligações com a composição química da rocha.

Feições texturais comuns à maioria dos nefelina sienitos evidenciam que os feldspatos se cristalizaram antes ou juntos com a nefelina. Por outro lado, a presença de estruturas per títicas nesses minerais explica a participação de uma fase sódio-potássico em solução sólida que, por processos de equilíbrio durante as mudanças das condições ambientais, se desmisturou, resultando um feldspato em geral levemente enriquecido no componente albita e com teores que variam em função de comportamento final da cristalização.

Na demais variedades litológicas, a julgar pelas relações texturais e feições ópticas (ocorrência intersticial ou poiquilítica, limpidez, continuidade óptica e ausência quase que total de estruturas per títicas), verifica-se que a fase sódio-potássica em solução sólida, enriquecida em Na, esteve continuamente ausente durante os processos de cristalização. Essas evidências são sugestivas de que os feldspatos teriam se formado durante a fase final de cristalização em temperaturas baixas num líquido residual já muito empobrecido naquele elemento.

5.2.1. Feldspatos como um possível indicador de temperatura

A temperatura de equilíbrio nefelina-feldspato alcalino pode ser estimada aplicando-se os termômetros de Perchuk e Ryabchikov (1968) e Powell e Powell (1977). Estes autores, baseando-se no equilíbrio termodinâmico do par, desenvolveram métodos que possibilitam a determinação da sua temperatura de cristalização. Entretanto, desses dois geotermômetros, o que aparentemente fornece resultados mais realísticos para fins geológicos é o de Powell e Powell (1977). No processo de dedução das equações termodinâmicas, eles, além de levarem em conta parâmetros químicos não considerados anteriormente, testaram o método, discutiram as suas incertezas, bem como confrontaram os resultados com outros termômetros. Assim, esses autores verificaram que calibrações com base em sistemas naturais dão valores mais condizentes com a realidade geológica e, mais, que a posição das linhas isotérmicas, determinadas experimentalmente por Hamilton (1961), no diagrama Ne-Ks-Qz depende da estrutura do mineral; por conseguinte, a comparação de feldspatos naturais com esses sistemas deve ser feita com ressalvas.

O termômetro de Powell e Powell foi tentativamente aplicado às amostras portadoras de nefelina associada a feldspato alcalino. Contudo, os dados obtidos não constam deste trabalho, tendo em vista que esses valores, confrontados com os derivados do diagrama Ne-Ks-Qz, mostraram-se sempre inferiores, quando na realidade deveriam ser bem mais altos. Cabe também realçar que os resultados no seu conjunto corresponderam a temperaturas "subsolidus", sendo que em alguns casos, sobretudo os referentes a feldspatos pertíticos, a cristalização certamente se deu em temperaturas muitíssimo mais elevadas. Este fato foi interpretado como devido a dois fatores, que, em função das feições minerais, podem ou não ter relação entre si: as características físico-químicas do feldspato e a maneira com que as análises foram conduzidas.

Focalizando apenas os minerais portadores de estruturas pertíticas, chega-se à conclusão que os dois fatores influenciaram nos resultados, pois, se de um lado, essas feições indicam soluções sólidas pretéritas, ricas em sódio, a altas temperaturas, e

que lentamente foram desmisturadas em temperaturas bem mais baixas, de outro, o geotermômetro mostra limitações inerentes ao método analítico utilizado, uma vez que as fases coexistentes (hóspede e hospedeiro) foram analisadas separadamente. Assim, a fase sólida, visivelmente presente nos feldspatos potássicos, foi por inteiro mascarada, refletindo o termômetro medidas de temperatura e equivalente ao estágio final de desmisturação (blocking temperature). Solução óbvia seria a realização de análises químicas no mineral como um todo.

No tocante aos demais feldspatos, observa-se que as feições ópticas indicam uma fase mineralógica límpida, aparentemente homogênea, em geral sem geminação, e de ocorrência intersticial, ora poiquilítica, com nefelina, piroxênios, etc., como minerais hóspedes. Essas feições levam a induzir que os critérios analíticos empregados durante os trabalhos com a microsonda eletrônica não tiveram qualquer influência sobre as medidas analíticas, que, portanto, dependem tão somente das características intrínsecas do mineral. Quando os dados relativos à temperatura de equilíbrio nefelina-feldspato potássico são comparados com aqueles determinados para as nefelinas no diagrama Ne-Ks-Qz, têm-se que as diferenças presentes são bem menores que as descritas anteriormente. Conquanto essas variações sejam de menor monta, caracterizando fases de baixa temperatura, os valores são de certa forma condizentes com as relações texturais. Entretanto, o exame crítico das temperaturas muito baixas obtidas em feldspatos homogêneos de rochas muito ricas em sódio apresenta grandes dificuldades, a julgar pelas análises químicas vistas à luz de diagramas de equilíbrio no sistema $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$ - KAlSi_2O_8 (Bowen e Tuttle, 1950).

5.2.2. Intercrescimento de feldspato potássico com nefelina

Estruturas de intercrescimento reunindo feldspato potássico e nefelina acham-se presentes em algumas variedades litológicas do maciço, contudo, não ocorrem em igual frequência em todos os tipos rochosos onde são encontradas. Em quantidade, podem

ser tão abundantes que permitem distinguir um tipo particular de rocha, os nefelina sienitos I (ams. 15, 16 e 17), mas em outras vezes, caso particular dos melanita-nefelina sienitos e feldspato-melanita ijolitos, são bem menos comuns (Tabelas Ia,b). Ocorrem espalhadas na rocha como material de enchimento, como extensas massas irregulares, ou então, como agregados de grânulos com contornos parcial ou totalmente arredondados. É freqüente a sua presença preenchendo espaços intersticiais deixados por cristais idiomórficos a subidiomórficos de minerais félsicos ou máficos cristalizados previamente. Consistem de uma matriz de feldspato potássico extremamente límpido, incolor e desprovido de qualquer geminação; de inclusões de nefelina "vermicular" ou ainda de cristais irregulares aparentando "remendos" (patches). A disposição pouco orientada das nefelinas vermiformes confere à estrutura feições análogas às das mirmequitas (quartzo-plagioclásio). Por vezes, as nefelinas vermiformes concentram-se perpendicularmente às faces dos cristais de nefelina idiomórfica, dando ao conjunto a aparência de "frangas". Essas feições texturais sugerem que o intercrescimento feldspato potássico-nefelina originou-se como produto final de cristalização.

O segundo e o terceiro tipo descritos acima são freqüentes nos nefelina sienitos I, chegando a ocupar porcentagem modal expressiva. Contudo, se confrontados os dois tipos, nota-se que as diferenças residem tão somente no fato de o primeiro deles formar extensas massas irregulares e o segundo enormes agregados de grânulos arredondados, levemente ovalados ou mesmo poligonais, não obstante, as feições gerais do conjunto sejam praticamente as mesmas. Constituem-se num denso intercrescimento de feldspato potássico com nefelina vermiforme, arranjado de maneira tal a conferir à estrutura feições que lembram "chamas", "plumas" ou "fingerprint". Um fato digno de registro é que as duas fase intercrescidas apresentam continuidade óptica distinta. Essas feições estão em concordância com as observações feitas por diversos autores sobre o assunto (Tilley, 1958; Davidson, 1970; Widenfalk, 1972; Gittins et al. 1980).

Em realidade, os diversos trabalhos têm procurado

explicações sobre os possíveis meios de formação dessas estruturas. Assim, Tilley (1958) descreveu plagioclásio albítico com inclusões de nefelina vermicular em rochas de York River, Ontário, Canadá, sugerindo que essa textura provavelmente resulte de processos metassomáticos, caracterizados sobretudo pela substituição de feldspatos primários por nefelina, antes que uma segunda geração de feldspatos. Davidson (1970) descreveu e ilustrou feições de intercrescimento feldspato potássico-nefelina em rochas alcalinas de Kaminak Lake, N.W.T., Canadá, por sinal, idênticas às reconhecidas principalmente nos nefelina sienitos I do Banhadão (tipo "fingerprint", "plumas" e outras texturas micrográficas). Segundo esse autor, três mecanismos poderiam explicar a formação de intercrescimento feldspato potássico-nefelina; 1) desmisturação subsolidus de leucita sódica; 2) reação de leucita precoce com o fundido e 3) cristalização de nefelina e feldspato potássico a partir de um resíduo magmático alcalino. Contudo, o mesmo autor apresentou argumentos, conquanto pouco conclusivos, de que a leucita não ocorre como fase primária, favorecendo mais assim a cristalização cotética. Widenfalk (1972), em seu estudo sobre larvikitos da região permiana de Oslo (parte sul), Noruega, observou que nefelina aparece tanto na forma de cristais primários (isolados), como intercrescidos com feldspato potássico. Nesse último caso possui forma vermicular (tipo mirmequita), de pequenas "bolhas" em lamelas de feldspato potássico, ou aparece como grãos maiores cercados por feldspato potássico irregular. Esse fato levou aquele autor a propor que os feldspatos em rochas larvikíticas, tendo se originado em ambientes insaturados em sílica, resultam numa solução sólida de moléculas de nefelina com feldspato potássico. Assim, diferentes formas de nefelina associada a feldspato potássico são geradas por exsolução no estado sólido. Gittins *et al.* (1980), realizando estudos em rochas ultramáficas alcalinas de Batbjerg, oeste da Groenlândia, fez uma revisão completa sobre o problema do intercrescimento feldspato potássico - nefelina e "pseudoleucita". Nesse trabalho, o autor sugeriu que estruturas de intercrescimento — que se apresentam desprovidas de hábito idiomórfico e exibem feições texturais do tipo "chamas", "fingerprint" ou "plumas", que são intersticiais a outros minerais da rocha ou então aparecem como cristais vermiformes, de disposição perpendicular às faces de cristais idiomórficos de nefelina —

são melhor explicadas como fenômenos de cristalização magmática nos estágios tardios dentro do sistema $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

Com o objetivo de caracterizar quimicamente as nefelinas e os feldspatos alcalinos que integram a estrutura de intercrescimento, foram efetuadas análises com a microsonda eletrônica em três amostras de nefelina sienitos I, à vista do fato de essas rochas conterem quantidades modais anômalas em relação às demais variedades do distrito (Tabela Ib).

Os valores médios correspondentes a cerca de 30 análises de cada fase da estrutura (nefelina e feldspato potássico), com Fe total calculado como Fe_2O_3 , acham-se reunidos na Tabela V. Nela incluem-se também as fórmulas químicas calculadas na base de 32 átomos de oxigênio e os respectivos componentes moleculares da nefelina (Ne-Ks-Qz) e do feldspato potássico (Or-Ab-An).

As análises químicas médias das fases que compõem o intercrescimento, determinadas para cada amostra, acham-se projetadas conjuntamente com as dos pares correspondentes a cristais isolados (formados bem antes) nos diagramas triangulares Ne-Ks-Qz (Fig. 11) e Or-Ab-An (Fig. 12), respectivamente, para nefelina e feldspato potássico.

Discussão dos resultados

Os resultados (Tabela V) apontam para o comportamento homogêneo da nefelina, com as concentrações de Na_2O e K_2O situando-se, respectivamente, em torno de 16,0 e 8,0%. Os teores de Fe_2O_3 se mantêm relativamente altos, ao redor de 0,7%, enquanto que os de MgO e CaO são destituídos de maior importância (abaixo de 0,1%). Se confrontados esses valores com os listados na Tabela IIa, e correspondentes a nefelinas de cristais isolados coexistentes (ams. 15, 16 e 17), nota-se que são muito semelhantes, como indicado pelas pequenas variações dos componentes moleculares médios: $\text{Ne}_{72,1-74,5}\text{Ks}_{27,1-25,0}\text{Qz}_{0,0-0,6}$ e $\text{Ne}_{72,5-74,5}\text{Ks}_{27,2-24,9}\text{Qz}_{0,3-0,6}$, res-

Composição química de nefelina e feldspatos relativa ao intercrescimento feldspato potássico-nefelina em nefelina sienitos I

	Nefelinas			Feldspatos		
	15	16	17	15	16	17
SiO ₂	41,7	41,8	42,5	65,5	65,8	65,8
Al ₂ O ₃	34,0	33,0	33,2	18,4	18,8	18,7
Fe ₂ O ₃ *	0,67	0,68	0,77	0,15	0,23	0,23
MgO	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
CaO	0,02	0,06	0,03	0,01	0,03	0,02
Na ₂ O	16,3	16,8	16,1	0,50	0,34	0,10
K ₂ O	7,45	8,52	8,32	15,8	17,1	16,8
Total	100,17	100,87	100,92	100,37	102,31	101,66

Fórmula estrutural expressa na base de 32 átomos de oxigênio

Si	8,093	8,130	8,217	12,026	11,937	11,979
Al	7,777	7,565	7,565	3,982	4,020	4,012
Fe ³⁺	0,098	0,099	0,112	0,020	0,031	0,031
Mg	0,009	0,003	0,000	0,003	0,003	0,002
Ca	0,004	0,013	0,006	0,002	0,005	0,004
Na	6,133	6,336	6,035	0,178	0,120	0,035
K	1,844	2,114	2,052	3,700	3,958	3,902

S**	16,0	15,8	15,9	Z	16,0	16,0	16,0
R***	7,99	8,48	8,10	X	3,88	4,09	3,94
Ne	74,5	72,9	72,1	Or	95,4	96,9	99,0
Ks	25,0	27,1	27,3	Ab	4,5	2,9	0,9
Qz	0,5	0,0	0,6	An	0,1	0,2	0,1

*Fe total calculado como Fe₂O₃.

**S = Si + Al + Fe³⁺.

***R = Na + K + 2Ca.

Fig. 11 - Composição de nefelinas correspondentes à estrutura de intercrescimento feldspato potássico-nefelina e a cristais isolados coexistentes, expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares nefelina-kalsilita-quartzo de amostras de nefelina sienitos I. Cada ponto representa individualmente a média resultante das análises efetuadas nas fases da estrutura e nos cristais isolados. Os limites de nefelina em solução sólida para 700°C foram determinados experimentalmente por Hamilton e Mackenzie (1960) e, para 500°C e 775°C, por Hamilton (1961). Os pontos M e B correspondem, respectivamente, à composição teórica de Morozewicz e Buerger (valores acima).

Fig. 12 - Composição dos feldspatos potássicos correspondentes à estrutura de intercrescimento e a cristais isolados coexistentes, expressa em porcentagem em peso dos componentes moleculares Or-Ab-An. Cada ponto representa individualmente a média resultante das análises efetuadas nas fases da estrutura e nos cristais isolados.

pectivamente. Por outro lado, os valores de Fe_2O_3 , CaO e MgO , também guardam similaridades entre si. No diagrama Ne-Ks-Qz (Fig. 11), todas essas composições caem nas proximidades daquela de Buerger, sugerindo que a formação dessas nefelinas se deu em temperaturas baixas.

O feldspato mostra pequenas variações nos teores de K_2O (15,8 a 17,1%), com o seu caráter potássico ressaltado também pelo baixo teor de Na_2O . Os demais óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO e CaO) apresentam variações muito pequenas. A análise comparativa com os dados da Tabela IVa. (ams. 15, 16 e 17) demonstra que as diferenças existentes são praticamente nulas, como evidenciado pelos valores médios ($\text{Or}_{95,4-99,0}\text{Ab}_{4,5-0,9}\text{An}_{0,1-0,2}$) para a fase intercrescida e $\text{Or}_{95,4-99,1}\text{Ab}_{4,5-0,7}\text{An}_{0,1-0,2}$ para os cristais isolados, e visível na Fig. 12. Os demais óxidos são também muito semelhantes, à exceção talvez de Fe_2O_3 , cuja concentração é ligeiramente mais elevada junto ao feldspato do intercrescimento.

À vista das similaridades químicas apontadas acima, sugere-se que ambas as fases, independentemente do modo em que se apresentam na natureza, originaram-se a partir de um líquido comum; ainda mais, a julgar pelo componente Qz presente na estrutura da nefelina, esses minerais são de baixa temperaturas. Por outro lado, evidências texturais apontam no sentido de que a estrutura de intercrescimento feldspato potássico-nefelina representa um produto de cristalização tardia a partir de um magma residual.

5.3. Piroxênios

O estudo dos piroxênios, baseado inicialmente em observações ópticas, permitiu concluir que esses minerais apresentam composição situada essencialmente nos campos da augita e egrina-augita. Contudo, a sua investigação microscópica, como descrito anteriormente, demonstrou também a existência nos vários tipos de rochas de mudanças gradativas nas feições ópticas desses minerais, sugerindo variações em sua composição química. Como resultado, o quimismo mineral, aliado aos dados ópticos, revelaram que os

piroxênios do maciço alcalino do Banhadão constituem aparentemente uma série única de clinopiroxênios, tendo como membros principais soda-augita, egirina-augita e egirina.

As análises químicas dos piroxênios, reunindo elementos principais e menores (exceto Zr), constam das Tabelas VI, VII, VIII e IX. Os resultados analíticos foram agrupados distintamente conforme a natureza do membro da série (soda-augita, egirina-augita e egirina) e, sempre que possível, ordenados em função do teor crescente em sódio. Quando o forte zoneamento levou à caracterização de dois tipos distintos de piroxênios numa mesma rocha, os dados químicos correspondentes foram reunidos arbitrariamente no grupo das soda-augitas ou mesmo egirina-augitas, segundo a basicidade da rocha matriz, respectivamente, material de natureza básica - ultrabásica e intermediária-básica. Nos casos de homogeneidade química a nível de grãos, os resultados representam a média obtida a partir dos valores das bordas e dos núcleos dos cristais para cada amostra; porém, nas situações mais desfavoráveis, isto é, zoneamento pronunciado, procurou-se distinguir "fases" distintas com vistas a minimizar o desvio padrão.

As fórmulas químicas foram calculadas na base de 6 átomos de oxigênio e, juntamente com as proporções Mg , Fe^{2+} + Mn e Na e os componentes moleculares teóricos, integram as Tabelas VI, VII, VIII e IX.

5.3.1. Soda-augitas

Esses minerais ocorrem com frequência nas diversas variedades litológicas do distrito ora como indivíduos isolados, ora como núcleo de cristais zonados de egirina-augita (p.e., amostras 5, 12, etc., respectivamente, Tabelas VI e VII). No primeiro caso, são encontrados juntos aos flogopita melteigitos, feldspato-melanita ijolitos e em alguns nefelina sienitos I, enquanto que no segundo associam-se principalmente a melanita-nefelina sienitos, melanilitos e, mais raramente, a nefelina sienitos II-róseos.

Tabela VI
Composição química de soda-augitas* de rochas alcalinas do Banhadão

	Flogopita melteigitos					Feldspato-melanita ijolitos					Malignitos		
	2		1			3			4	6	5		
	I	II	I	II	B	I	II				I	II	B
SiO ₂	51,8	52,6	53,1	49,1	50,5	49,1	49,9	49,3	50,3	50,2	52,7	50,9	51,8
TiO ₂	1,47	0,59	0,54	2,11	1,98	0,28	0,30	0,32	0,18	0,32	0,30	1,03	0,4
Al ₂ O ₃	2,21	0,56	0,90	4,44	3,84	1,54	1,32	1,83	1,10	1,31	0,99	2,73	0,9
Fe ₂ O ₃ **	2,62	3,72	5,34	5,72	2,09	9,67	9,67	8,45	7,72	7,96	9,20	5,24	9,0
FeO	2,36	3,35	4,80	5,15	4,40	5,80	8,70	7,60	6,95	10,7	5,52	2,02	5,4
MnO	0,16	0,26	0,27	0,20	0,13	0,66	0,78	0,70	0,89	0,88	0,62	0,18	0,6
MgO	15,3	14,1	12,8	10,6	13,4	10,2	7,98	9,75	9,16	7,20	9,49	13,7	9,6
CaO	23,8	23,8	20,8	22,4	23,3	21,2	19,5	21,8	21,0	18,3	18,9	23,3	19,2
Na ₂ O	0,62	0,99	2,03	1,51	0,67	1,49	2,44	1,19	1,87	2,68	3,39	1,23	3,1
K ₂ O										0,02			
Total	100,34	99,97	100,58	101,23	100,31	99,94	100,59	100,94	99,17	99,57	101,11	100,33	100,1

Fórmula estrutural expressa na base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,899	1,951	1,964	1,825	1,865	1,876	1,912	1,874	1,934	1,945	1,966	1,879	1,9
Al ^{IV}	0,096	0,025	0,036	0,175	0,135	0,069	0,060	0,082	0,050	0,055	0,034	0,119	0,0
Fe ³⁺ (IV)	0,005	0,024				0,055	0,028	0,044	0,016			0,002	0,0
Al ^{VI}			0,003	0,020	0,032					0,005	0,009		
Ti	0,041	0,017	0,015	0,059	0,055	0,008	0,009	0,009	0,005	0,009	0,008	0,029	0,0
Fe ³⁺	0,067	0,080	0,149	0,160	0,058	0,223	0,251	0,198	0,208	0,232	0,258	0,144	0,2
Fe ²⁺	0,072	0,104	0,149	0,160	0,136	0,185	0,279	0,242	0,224	0,348	0,172	0,062	0,1
Mn	0,005	0,008	0,009	0,006	0,004	0,022	0,025	0,023	0,029	0,029	0,020	0,006	0,0
Mg	0,836	0,779	0,706	0,587	0,737	0,581	0,456	0,552	0,525	0,416	0,528	0,754	0,5
Ca	0,935	0,946	0,824	0,892	0,922	0,868	0,891	0,888	0,865	0,760	0,756	0,922	0,7
Na	0,044	0,071	0,146	0,109	0,048	0,110	0,181	0,088	0,139	0,201	0,245	0,088	0,2
K										0,001			
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,0
WXY	2,000	2,005	2,001	1,993	1,992	1,997	2,002	2,000	1,995	2,001	1,996	2,005	2,0
Mg	87,3	81,0	70,0	68,1	79,7	64,7	48,4	61,1	57,3	41,8	54,7	82,9	56,4
Fe ²⁺ +Mn	8,10	11,6	15,6	12,3	15,1	23,0	32,3	29,1	27,5	37,9	19,9	7,5	19,7
Na	4,60	7,40	14,4	12,6	5,20	12,3	19,3	9,7	15,2	20,3	25,4	9,60	23,9

Componentes moleculares

Ca ²⁺ Fe ³⁺ -Ts	0,49	2,33				5,40	2,75	4,31	1,54			0,20	0,3
NATFE													
CaTi-Ts	4,03	1,21	1,46	5,86	5,47	0,79	0,88	0,89	0,48	0,86	0,78	2,86	1,0
CaFe ³⁺ -Ts	1,38		0,59	5,66	2,48	6,58	4,13	6,27	3,87	3,56	1,76	6,03	2,0
NaTiSi ₂ O ₆		0,44											
Jd			0,30	1,98	3,18					0,48	0,88		
Ac	4,32	5,47	13,9	8,83	1,59	9,92	17,8	8,62	13,5	18,8	23,1	8,21	22,2
Di	82,2	76,2	68,5	58,3	73,3	57,0	44,8	54,0	50,8	40,1	51,7	74,6	53,2
Hd	3,84	10,2	10,0	15,9	10,5	15,4	26,1	21,4	21,7	28,6	16,9	5,93	16,6
En													
Fs	3,25		4,37		3,08	2,75	1,08	2,26		4,81			
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0,49	0,78	0,88	0,60	0,40	2,16	2,46	2,25	2,80	2,79	1,95	0,59	1,8
Wo		3,37		2,87					5,31		2,93	1,58	2,6

*Exceções: egrina-augitas, fase I, fase II(B), amostra 5; amostra 6.

**Para cálculo da proporção FeO/Fe₂O₃ ver metodologia.

Observações: N. núcleo; B. borda.

Composição química de soda-augitas* e egrina-augitas de rochas alcalinas do Banhadão

Melanita-nefelina sienitos

	8	14		12		13		11	9	10		
		I	II	I	II					I	I	
				N	B		N	B				
SiO ₂	51,3	51,1	50,1	49,8	49,4	49,5	49,1	49,2	50,2	51,0	46,9	50
TiO ₂	0,35	0,24	0,42	0,30	0,45	0,31	0,45	0,28	0,29	0,16	1,80	0
Al ₂ O ₃	1,40	0,92	1,20	1,70	1,51	1,10	1,72	1,03	1,00	0,95	4,94	1
Fe ₂ O ₃ **	4,30	7,20	7,56	7,89	11,1	9,84	10,9	13,6	11,2	12,5	7,00	14
FeO	9,03	4,32	6,80	7,10	6,64	8,85	2,46	1,36	6,72	4,80	6,30	8
MnO	0,67	0,87	0,88	0,72	0,84	0,92	0,63	0,89	1,16	0,75	0,47	0
MgO	10,1	11,8	9,30	8,95	7,17	6,57	9,94	8,94	7,40	9,18	10,3	5
CaO	20,6	21,4	20,5	21,5	20,1	18,9	22,2	21,2	18,6	16,7	22,1	11
Na ₂ O	1,62	1,66	1,91	1,64	3,05	2,86	2,17	3,05	3,20	3,85	1,02	5
K ₂ O										0,01		
Total	99,37	99,51	98,57	99,60	100,26	98,85	99,57	99,55	99,77	99,90	100,83	98

Fórmula estrutural expressa na base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,957	1,931	1,932	1,910	1,899	1,935	1,870	1,882	1,932	1,938	1,772	1,9
Al ^{IV}	0,043	0,041	0,055	0,077	0,069	0,051	0,077	0,047	0,045	0,043	0,220	0,1
Fe ^{3+(IV)}		0,028	0,013	0,013	0,032	0,014	0,053	0,071	0,023	0,019	0,008	0,1
Al ^{VI}	0,020											0,1
Ti	0,010	0,007	0,012	0,009	0,013	0,009	0,013	0,008	0,008	0,005	0,051	0,1
Fe ³⁺	0,124	0,177	0,206	0,215	0,288	0,275	0,260	0,321	0,301	0,337	0,191	0,1
Fe ²⁺	0,288	0,137	0,219	0,228	0,214	0,289	0,078	0,044	0,216	0,153	0,199	0,1
Mn	0,022	0,028	0,029	0,023	0,027	0,031	0,020	0,029	0,038	0,024	0,015	0,1
Mg	0,574	0,665	0,535	0,511	0,411	0,383	0,564	0,510	0,424	0,520	0,580	0,1
Ca	0,842	0,866	0,847	0,883	0,828	0,792	0,906	0,869	0,767	0,680	0,895	0,1
Na	0,120	0,122	0,143	0,122	0,027	0,217	0,160	0,226	0,239	0,284	0,075	0,1
K										0,005		
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,1
WXY	2,000	2,002	1,991	1,991	1,808	1,996	2,001	2,007	1,993	2,008	2,006	2,1
Mg	57,2	69,9	57,8	57,8	46,8	41,6	68,6	63,1	46,3	53,1	66,8	29,1
Fe ^{2++Mn}	30,9	17,3	26,8	28,4	27,4	37,8	11,9	8,90	27,7	18,0	24,6	28,1
Na	11,9	12,8	15,4	13,8	25,8	23,6	19,5	28,0	26,0	28,9	8,60	41,1

Componentes moleculares

Ca ₂ Fe ³⁺ -Ts		2,77	1,28	1,26	2,94	1,33	4,90	6,94	2,20	1,83	0,77	
NATFE												
CaTi-Ts	0,98	0,69	1,18	0,87	1,20	0,87	1,20	0,78	0,77	0,47	4,92	0,1
CaFe ³⁺ -Ts	4,22	2,67	3,05	5,72	3,97	3,17	4,72	3,04	2,78	3,16	11,4	0,1
NaTiSi ₂ O ₆												
Jd												2,1
Ac	7,96	11,6	14,0	11,9	19,7	20,9	14,5	21,0	22,9	27,4	6,28	37,1
Di	56,4	65,6	52,6	49,7	38,0	36,8	52,3	49,8	40,6	50,1	56,0	29,1
Hd	21,3	13,7	21,5	22,2	19,8	27,8	7,23	4,30	20,7	10,4	13,3	14,1
En												
Fs	6,98									4,33	5,88	11,1
Mn ₂ Si ₂ O ₆	2,16	2,77	2,85	2,23	2,49	2,98	1,85	2,84	3,64	2,31	1,45	2,1
Wo		0,20	3,54	6,12	11,9	6,15	13,3	11,3	6,41			

* Soda-augitas: amostra 8; fase I, amostra 10; fase I(N), amostra 12; núcleo(N), amostra 13; fase I, fase II, amostra 14.

** Para cálculo da proporção FeO/Fe₂O₃ ver metodologia.

Observações: N, núcleo; B, borda.

Os dados químicos coligidos (Tabelas VI e VII) são indicativos que, de modo geral, esses minerais apresentam, ao lado de teores elevados em Mg e Ca e baixos em Ti, Al, Fe^{+3} e Na leves deficiências em Si. Variações sensíveis desses elementos podem ser notadas de amostra para amostra, dentro da própria amostra, com o desenvolvimento de mais de uma fase mineral (ams. 1, 2, Tabela VI) ou mesmo a nível de cristais.

O exame das fórmulas estruturais (Tabelas VI e VII) evidencia variações amplas para Si, com valores extremos compreendidos entre 1,77 e 1,96, e necessidade de completar-se a posição Z. Todavia, os resultados evidenciam também que nem sempre o teor em Al (Al^{IV}) é suficiente para tal, devendo, portanto, um outro íon ocupar-se dessa deficiência.

Vários autores advogam a idéia da participação de Ti na coordenação tetraédrica, destacando-se entre eles Kushiro (1960), Le Bas (1962), Howie and Woolley (1968), etc.; entretanto, em trabalho mais recente, Hartman (1969) demonstra que Ti^{4+} assume preferencialmente a coordenação octaédrica e que, somente em casos excepcionais, devido à presença de cátions de grande porte, poderia eventualmente ocupar a posição Z. Ainda segundo esse autor, e posteriormente confirmado por Larsen (1976), Fe^{3+} reuniria maiores possibilidades de compensar o Si.

A fim de proporcionar uma visão geral da distribuição dos íons desempenhando papel importante na estrutura dos piroxênios foram construídos gráficos (Fig. 13), onde é feita a projeção dos pontos relativos às proporções entre Na-Fe^{3+} e Si+Al , conforme apresentado por Larsen (1976). Deve-se ressaltar que a linha das ordenadas divide os piroxênios, quanto ao grau de preenchimento da posição estrutural Z, em dois grupos distintos: saturados ($\text{Si+Al} \geq 2,00$) e insaturados ($\text{Si+Al} < 2,00$); por outro lado, a linha das abcissas separa-os em dois campos: superior, com $\text{Na} > \text{Fe}^{3+}$, e inferior, com $\text{Na} < \text{Fe}^{3+}$.

A análise desses diagramas mostra que a maioria dos pontos correspondentes aos soda-augitas acha-se concentrada no ter

Fig. 13 - Gráficos relacionando Na-Fe^{3+} e $\text{Si+Al}(\text{total})$ em soda-augitas, egirina-augitas e egirinas nas rochas alcalinas do Banhadão, com os dados projetados tanto individualmente, como integrados. Simbologia das diferentes litologias: nefelina sienitos I ($\triangle$), nefelina sienitos II ($\bullet$), melanita-nefelina sienitos ($\circ$), flogopita melteigitos ($\square$), malignitos ($\blacktriangle$), feldspato-melanita ijolitos ($\blacksquare$) e fonolitos (+).

ceiro quadrante do gráfico, com poucos deles estendendo-se ao quarto. Tal fato parece indicativo da grande deficiência de Al de coordenação octaédrica desses minerais, com reflexos na ausência quase total de componente jadeita ($\text{NaAl}^{\text{VI}}\text{Si}_2\text{O}_6$) e, por conseguinte, a tal do componente cálcio-tschermakita (CaAlSiAlO_6). O componente acmita se faz sempre presente, entretanto, a posição dos pontos no diagrama aponta indiscriminadamente para a relação $\text{Na} < \text{Fe}^{3+}$, sugerindo que o Fe^{3+} excedente, em parte na posição tetraédrica, compensa a acmita com os componentes tschermakita férrica ($\text{CaFe}_y^{3+}\text{Fe}_z^{3+}\text{SiO}_6$) e cálcio- Fe^{3+} tschermakita ($\text{CaFe}_y^{3+}\text{SiAl}_z\text{O}_6$). Os demais elementos, em particular os bivalentes, constituem os componentes, diopsídio, hedenbergita, enstatita, ferrossilita, wollastonita e tschermakita com titânio, sendo os dois primeiros mais expressivos. Cabe mencionar que o cálcio, parte dele integrando o diopsídio e parte a hedenbergita, com possibilidades inclusive de formar wollastonita, mantém-se praticamente invariável durante a maioria da extensão do campo das soda-augitas; contudo, sofre sensível diminuição nos termos situados quimicamente nas vizinhanças da egirina-augita.

Apreciação conjunta pode ser feita acompanhando a curva traçada no diagrama triangular Mg-Ca-($\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Fe}^{3+} - \text{Na}$) da Fig. 14a ou a curva 1 da Fig. 14b, projetada juntamente com outras representando suites de piroxênios de diversos distritos alcalinos. O diagrama foi elaborado a partir de dados coligidos de acordo com as sugestões apresentadas por Larsen (1976). A análise dessa figura possibilita inferir que os soda-augitas do Banhadão, em geral projetados abaixo ou sobre a linha diopsídio-hedenbergita, ocupam nível alto quando comparado aos demais "trends". Esse fato, conforme assinalado por Smith e Lindsley (1971), Gibb (1973) e Larsen (1976), indica cristalização em ambientes de baixa atividade de sílica.

5.3.2. Egirina-augitas

É o membro mais abundante da série, sendo encontrado ora como cristais individualizados, caso dos nefelina sienitos I e II e fonolitos, ora como bordas de cristais zonados junto às

Fig.14a - Piroxênios cálcicos (soda-augitas) do Banhadão projetados no diagrama Mg - Ca-(Fe²⁺ + Mn + Fe³⁺ - Na).

Fig.14b - Comparação entre as tendências composicionais de piroxênios cálcicos (soda-augita) do Banhadão e de várias outras associações, coligadas por Larsen (1976), mostrando diferentes níveis de cálcio. 1) Banhadão; 2) Skaergaard, Groenlândia (Brown e Vincent, 1963); 3) Pantelleria (Nicholls e Carmichael, 1969); 4) Nandewar, Austrália (Abbott, 1969) e Kūgnāt, Groenlândia (Upton, 1960); 5) Shiant Isles, Escócia (Gibb, 1973); 6) Tugtutôq, Groenlândia (Upton, 1964) e Ilímaussaq, Groenlândia (Larsen, 1976); 7) Shonkin Sag, Estados Unidos da América (Nash e Wilkinson, 1970); 8) Uganda (Tyler e King, 1967).

demais variedades litológicas (p.e., ams. 5, 12, etc., Tabelas VI e VII). A sua composição química vista em conjunto (Tabelas VII, VIII e IX), evidenciando importantes mudanças iônicas, sobretudo no tocante aos elementos Fe^{3+} e Na, compreende praticamente toda a extensão do campo de variação da egirina-augita. Em geral possuem baixos teores em Ti e Al. A transição a partir do termo soda-augita é feita de maneira contínua, e marcada por sucessivas trocas iônicas, levando a um declínio regular em MgO e CaO, que, por sua vez, se faz acompanhar do aumento concomitante em Fe_2O_3 e Na_2O . Não obstante, a evolução química da série processou-se assumindo de forma gradual características químicas e ópticas próprias, aparentemente sem manifestar qualquer intervalo composicional.

As variações iônicas junto às posições estruturais da série podem ser vistas nas Tabelas VII, VIII e IX. Si mostra em geral teores altos, com valores compreendidos entre 1,9 e 2,0. O grupo Z é ocupado por Si e Al^{IV} , em especial nas egirina-augitas enriquecidas em sódio, enquanto que naquelas quimicamente vizinhas aos soda-augitas, onde o teor em Si é mais baixo, o Fe^{3+} compensa a deficiência estrutural.

A distribuição linear dos dados referentes às egirina-augita na Fig. 13 sugere modificações iônicas contínuas e regulares na estrutura desses minerais ao longo da série. Além disso, o diagrama demonstra claramente que o componente acmita está sempre presente, aumentando progressivamente em direção ao membro egirina da série. Por sua vez, o termo tschermakita ($\text{CaFe}_y^{3+}\text{Fe}_z^{3+}\text{SiO}_6$), que em parte compensa a sílica (casos em que $\text{Si}+\text{Al}<2,00$), diminui continuamente até o seu desaparecimento (isto ocorrendo quando o teor de Na excede ao de Fe^{3+}). A partir de então, e uma vez mantidas as relações $\text{Si}+\text{Al}>2,00$ e $\text{Na}>\text{Fe}^{3+}$, aquele componente é compensado inteiramente por jadeita. Conquanto o teor em sódio de algumas amostras se mostre elevado ($\text{Na}>>\text{Fe}^{3+}$), a sua combinação para formar a molécula jadeita é dificultada pela escassez em Al_y ; nesse caso, se Ti for suficiente, haveria compensação causada pelo aparecimento da molécula $\text{NaTiSi}_2\text{O}_6$, de acordo com observações de Prewitt *et al.* (1972) e Larsen (1976). Os elementos bivalentes, combinados para formar as moléculas de diopsídio, hedenbergita,

Tabela VIII

Composição química de egrina-augitas* e egrinas de rochas alcalinas do Banhadão

	Nefelina sienitos I				Nefelina sienitos II - rôseos								
	15	17	16	21	22		18		29		(19)		
					I	II			I	II		I	II
					N	B	N	B	N	B			
SiO ₂	52,5	50,9	49,9	49,9	51,1	51,0	50,6	50,3	50,9	51,3	50,5	51,4	50,9
TiO ₂	0,41	0,19	0,25	0,17	0,29	1,11	0,32	1,05	0,51	0,38	0,42	0,41	0,42
Al ₂ O ₃	0,87	1,03	1,13	1,22	1,36	2,18	1,41	2,32	1,39	1,37	1,34	1,30	1,14
Fe ₂ O ₃ **	6,56	8,95	11,9	9,56	9,95	3,72	7,96	4,15	11,3	11,4	14,4	17,2	28,3
FeO	5,90	3,45	1,19	8,60	8,95	3,35	10,7	3,74	6,80	6,84	8,64	8,33	
MnO	1,10	0,92	0,92	0,88	0,87	0,23	0,91	0,28	0,65	0,65	0,72	0,84	0,40
MgO	10,3	9,96	10,8	7,64	6,66	13,8	6,82	13,4	7,44	7,26	4,66	2,32	1,89
CaO	21,6	21,3	20,7	19,4	17,1	22,9	17,4	22,0	16,6	16,0	13,1	10,3	5,00
Na ₂ O	2,10	2,56	2,54	2,68	3,90	0,91	3,31	1,13	4,23	4,38	5,66	7,60	10,9
K ₂ O		0,02	0,05								0,06		
Total	101,34	99,28	99,38	100,05	100,18	99,20	99,43	98,37	99,82	99,58	99,50	99,70	99,01

Fórmula estrutural expressa na base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,957	1,935	1,893	1,923	1,959	1,904	1,960	1,899	1,945	1,961	1,960	1,994	1,90
Al ^{IV}	0,038	0,046	0,051	0,055	0,041	0,096	0,040	0,101	0,055	0,039	0,040	0,006	0,03
Fe ^{3+(IV)}	0,005	0,019	0,056	0,022									
Al ^{VI}					0,020		0,024	0,002	0,008	0,023	0,021	0,054	0,01
Ti	0,012	0,005	0,007	0,005	0,008	0,031	0,009	0,030	0,015	0,011	0,012	0,012	0,01
Fe ³⁺	0,179	0,237	0,284	0,255	0,287	0,104	0,232	0,118	0,326	0,328	0,421	0,502	0,82
Fe ²⁺	0,184	0,110	0,038	0,277	0,287	0,104	0,348	0,118	0,217	0,219	0,280	0,270	
Mn	0,035	0,030	0,030	0,029	0,028	0,007	0,030	0,009	0,021	0,021	0,024	0,028	0,01
Mg	0,572	0,564	0,611	0,437	0,381	0,768	0,394	0,754	0,424	0,414	0,270	0,134	0,10
Ca	0,863	0,868	0,842	0,810	0,702	0,916	0,722	0,890	0,680	0,655	0,545	0,428	0,07
Na	0,152	0,189	0,187	0,200	0,290	0,066	0,249	0,083	0,313	0,325	0,426	0,572	0,82
K		0,001	0,002								0,003		
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,00
WXY	1,997	2,004	2,001	2,013	2,003	1,996	2,008	2,004	2,004	1,994	2,002	2,000	1,82
Mg	60,7	63,2	70,6	46,5	38,6	81,2	38,6	78,2	43,5	42,3	27,0	13,4	11,6
Fe ²⁺ +Mn	23,2	15,6	7,80	32,4	32,0	11,8	37,1	13,2	24,4	24,5	30,4	29,7	1,6
Na	16,1	21,2	21,6	21,1	29,4	7,0	24,3	8,6	32,1	33,2	42,6	56,9	86,8

Componentes moleculares

Ca ₂ Fe ³⁺ -Ts	0,47	1,75	5,27	2,13									
NATFE													
CaTi-Ts	1,14	0,46	0,66	0,49	0,79	3,06	0,87	2,91	1,48	1,08	1,16	0,30	1,24
CaFe ³⁺ -Ts	1,33	3,32	3,49	3,87	2,47	3,36	2,12	3,98	2,47	1,67	1,56		1,34
NaTiSi ₂ O ₆													
Jd					1,98		2,31	0,20	0,79	2,28	2,04	0,89	
Ac	14,5	16,9	17,8	18,7	25,9	6,52	20,2	7,47	29,8	30,0	39,4	49,1	83,0
Di	54,5	52,3	57,6	42,3	37,6	76,1	38,0	73,1	42,0	41,1	26,3	13,1	0,21
Hd	17,5	10,1	3,58	26,4	28,4	8,20	28,7	6,31	21,3	21,2	24,0	26,5	11,1
En													
Fs						2,07	4,91	5,15	0,09	0,59	3,21		
Mn ₂ Si ₂ O ₆	3,33	2,77	2,83	2,81	2,76	0,69	2,89	0,88	2,07	2,08	2,33	2,76	1,55
Wo	7,23	12,4	8,77	3,30	0,10								
												2,06	

* Exceções: soda-augitas, amostra 15; fase I (N), amostra 18; fase II(N), amostra 22.

** Para cálculos da proporção FeO/Fe₂O₃ ver metodologia.

Observações: N, núcleo; B, borda.

Em parenteses, amostras portadoras das duas fases mineralógicas individualizadas (fase I e fase II).

Tabela IX

Composição química de egrina-augitas e egrinas de rochas alcalinas do Banhadão

Nefelina sienitos II - cinzas

	20	30	28		25	24			(27)		Fonolitos 31	
			N	B		I	II		I	II	I	II
							N	B				
SiO ₂	49,6	49,6	50,8	50,6	51,1	51,1	50,6	51,8	51,2	52,0	51,0	51,5
TiO ₂	0,36	0,40	0,33	0,43	0,39	0,41	0,52	0,33	0,38	0,45	1,09	1,2
Al ₂ O ₃	1,42	1,50	1,23	1,37	1,41	1,35	1,33	1,44	1,38	1,40	2,15	2,1
Fe ₂ O ₃ *	16,3	15,2	18,2	18,0	17,0	16,1	17,9	22,7	20,1	27,8	19,0	16,1
FeO	6,27	13,7	4,10	5,40	6,57	14,5	10,8	8,76	7,74	2,78	7,32	7,8
MnO	0,83	1,00	0,84	0,79	0,85	1,02	0,97	1,00	0,85	0,50	1,06	0,7
MgO	5,25	1,28	5,08	4,37	3,75	0,89	0,96	0,76	2,36	1,35	1,25	2,3
CaO	15,1	11,0	13,1	12,6	12,5	7,04	10,3	4,63	7,88	2,36	5,40	8,6
Na ₂ O	4,97	6,13	6,48	6,65	6,82	7,72	7,52	9,62	8,42	11,7	9,73	8,3
K ₂ O	0,06	0,03							0,01	0,05	0,02	0,1
Total	100,16	99,84	100,16	100,21	100,39	100,13	100,90	101,04	100,32	100,39	98,02	99,02

Fórmula estrutural expressa na base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,915	1,964	1,943	1,943	1,961	2,009	1,969	1,994	1,977	1,985	2,000	1,99
Al ^{IV}	0,065	0,036	0,057	0,057	0,039		0,031	0,006	0,023	0,015		0,00
Fe ³⁺ (^{IV})	0,020											
Al ^{VI}		0,035		0,005	0,025	0,063	0,031	0,059	0,040	0,048	0,099	0,09
Ti	0,011	0,012	0,010	0,012	0,011	0,012	0,015	0,010	0,011	0,013	0,032	0,03
Fe ³⁺	0,452	0,452	0,525	0,520	0,492	0,475	0,525	0,658	0,583	0,799	0,560	0,46
Fe ²⁺	0,202	0,452	0,131	0,173	0,211	0,475	0,350	0,282	0,250	0,089	0,240	0,25
Mn	0,027	0,034	0,027	0,026	0,028	0,034	0,032	0,033	0,028	0,016	0,035	0,02
Mg	0,302	0,076	0,290	0,250	0,215	0,052	0,056	0,044	0,136	0,077	0,073	0,13
Ca	0,625	0,467	0,537	0,519	0,514	0,297	0,430	0,191	0,326	0,097	0,227	0,35
Na	0,372	0,471	0,481	0,495	0,508	0,588	0,568	0,718	0,630	0,866	0,740	0,62
K	0,003	0,002							0,001	0,002	0,001	0,00
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,009	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,00
WXY	1,994	2,001	2,001	2,000	2,004	1,996	2,007	1,995	2,005	2,007	2,007	1,99
Mg	33,4	7,30	31,2	26,5	22,3	4,50	5,50	4,00	13,0	7,3	6,70	13,0
Fe ²⁺ +Mn	25,4	47,1	17,0	21,1	24,8	44,3	38,0	29,0	26,6	10,0	25,3	26,8
Na	41,2	45,6	51,8	52,4	52,9	51,2	56,5	66,7	60,4	82,7	68,0	60,2

Componentes moleculares

Ca ₂ Fe ³⁺ -Ts	1,94											
NATFE												
CaTi-Ts	1,07	1,13	0,96	1,15	1,05		1,48	0,28	1,05	0,72		0,30
CaFe ³⁺ -Ts	4,19	1,13	3,54	3,17	1,63		0,10		0,09			
NaTiSi ₂ O ₆						1,08		0,64		0,52	3,08	3,36
Jd		3,31		0,48	2,39	5,68	3,05	5,46	3,82	4,60	9,53	9,19
Ac	36,5	41,3	46,0	47,0	45,6	42,8	51,5	60,4	55,5	76,7	53,9	46,4
Di	29,4	7,18	27,8	24,1	20,6	4,68	5,51	4,07	13,0	7,39	7,03	13,3
Hd	19,7	34,7	12,5	16,7	20,3	22,0	34,4	13,3	17,0	1,20	14,8	21,6
En												
Fs		8,04				20,7		12,8	6,87	7,34	8,28	3,37
Mn ₂ Si ₂ O ₆	2,62	3,21	2,59	2,50	2,68	3,06	3,16	3,05	2,67	1,53	3,38	2,48
Wo	4,58		6,61	4,90	5,75		0,80					

*Para cálculo da proporção FeO/Fe₂O₃ ver metodologia.

Observações: N, núcleo; B, borda.

Em parênteses, amostras portadoras das duas fases mineralógicas individualizadas (fase I, egrina-augita; fase II, egrina).

enstatita, ferrossilita, wollastonita e tschermakita com titânio , perdem a sua importância junto aos termos mais egirínicos.

De conformidade com o exposto anteriormente, o diagrama da Fig. 13 evidencia que, como regra geral, as mudanças com posicionais dos piroxênios das rochas do Banhadão, ao longo de toda a extensão do campo da série egirina (soda-augitas, egirina-augitas e egirinas), se fazem de maneira contínua e gradual por meio de trocas iônicas nas posições estruturais do mineral; partindo-se de composições de extrema complexidade iônica-estrutural (soda - augita), o processo torna-se cada vez mais simples à medida que se aproxima dos termos finais da série (egirina). Assim, nas soda - augitas e egirina-augitas cálcicas, quantidades importantes de Al e geralmente de Fe^{3+} compensam deficiências estruturais em Z ($Si < 2,0$ átomos por fórmula unitária). Por outro lado, nos membros mais sôdicos, Si é comumente quase suficiente para o preenchimento dessa posição estrutural; nesse caso Al^{IV} e principalmente $Fe^{3+(IV)}$ perdem sua importância, contudo, ganhando nas posições octaédricas. Isto significa que os componentes moleculares que compõem esses minerais são formados ora por íons de coordenação tetraédrica e octaédrica, ora quase totalmente ou até mesmo unicamente de octaédrica; este último ganhando importância gradativa em direção ao membro egirina da série.

Sabe-se que a determinação dos componentes moleculares teóricos de piroxênios se reveste da maior importância, tendo em vista que esses parâmetros são usados não só como elemento de comparação entre minerais de diferentes rochas ou associações petrográficas, como também como indicadores de condições físicas de magmas ou mesmo rochas metamórficas. Por outro lado, a ordem estabelecida para efeito de cálculo dos "membros finais" desses minerais é puramente arbitrária; portanto, diferentes procedimentos levam a resultados distintos, sem que se possa dizer que um ou outro esquema seja mais ou menos correto. Dessa maneira, a escolha de um dado método é ditada sobretudo pela conveniência. Assim, com vistas ao comportamento químico dos piroxênios das rochas do Banhadão, e levando em conta a distribuição catiônica segundo as posições estruturais desses minerais e as variações transicionais de sua composição química em direção aos membros mais sódicos (egiri

na), as concentrações dos "componentes moleculares teóricos" (Tabelas VI, VII, VIII e IX) foram calculadas, à semelhança da análise normativa, segundo o esquema apresentado no capítulo metodológico (ítem 2.1.3.).

5.3.3. Egirinas

Foram identificadas junto a duas amostras de nefelina sienitos, coexistindo com egirina-augitas ricas em sódio. Os resultados analíticos (Tabelas VIII e IX) não deixam dúvidas que esse mineral representa quimicamente o extremo de uma série contínua com toda a complexidade iônica tendendo à simplificação, traduzida na formação de uma única molécula de Na e Fe^{3+} . Dessa forma, as considerações feitas anteriormente, particularmente às egirina-augitas, são estendidas para as egirinas.

5.3.4. Tendência química

A evolução química dos piroxênios do Banhadão é melhor visualizada nas Figs. 15a e 15b, relacionando as variações dos elementos presentes nas fórmulas estruturais com o índice de fracionamento (Na-Mg) proposto por Stephenson (1972).

Do exame dos diagramas conclui-se que os teores em Fe^{3+} e Si crescem continuamente com o índice de fracionamento, com a primeira curva mostrando contudo maior inclinação relativamente à segunda. A curva do cálcio apresenta forte inclinação negativa, indicando empobrecimento em direção ao termo egirina. Comportamento semelhante era de se esperar para o Fe^{2+} ; no entanto, a distribuição dos pontos exibe grande dispersão, com tendência levemente positiva. Em geral Al e Ti estão presentes em pequenas quantidades, sendo o comportamento de ambos marcado inicialmente por um decréscimo mais acentuado até atingir-se o campo da egirina-augita, quando então permanecem constantes até o final da série. A curva do Mn, após sofrer leve acréscimo junto à parte inicial do campo da egirina-augita, mantém-se uniforme por todo o restante da série.

Fig.15a - Diagramas de variação reunindo elementos principais de piroxênios das rochas alcalinas do Banhadão e o índice de fracionamento (Na-Mg) de Stephenson (1972).

Fig.15b - Diagramas de variação reunindo elementos principais de piroxênios das rochas alcalinas do Banhadão e o índice de fracionamento (Na-Mg) de Stephenson (1972)

Os resultados químicos obtidos para cada variedade de rocha da província acham-se projetados individualmente no diagrama ternário $\text{Mg-Fe}^{2+}\text{-Mn-Na}$ (Fig. 16) e integrados na Fig. 17.

A crescente informação a respeito do quimismo de piroxênios sódicos contribuiu decisivamente para a integração de alguns "trends" em um único diagrama, reunindo as linhas de tendências químicas de minerais provenientes das mais variadas associações alcalinas do mundo. Assim, a variação dos teores de Mg, Na e Fe^{2+} + Mn nos piroxênios do Banhadão é mostrada na curva 1 da Fig. 18, ao lado de outras correspondentes às intrusões de Auvergne (Varet, 1969), Lovozero (Bussen e Sakharov, 1972), Itapirapuã (Gomes *et al.*, 1970), Uganda (Tyler e King, 1967), Morotu (Yagi, 1966), South Qôroq (Stephenson, 1972), Ilímaussaq (Larsen, 1976) e Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963).

A tendência química dos piroxênios do Banhadão (Figs. 17 e 18, curva 1) é em linhas gerais concordante com a das demais rochas plutônicas miasquíticas insaturadas. Caracteriza-se inicialmente por um acentuado empobrecimento em Mg à medida em que crescem os teores em Fe^{2+} e Na; contudo, enquanto Na aumenta de modo regular, o Fe^{2+} o faz de maneira bem mais acentuada até atingir a posição onde a composição é de aproximadamente $\text{Di}_{45}\text{Hd}_{30}\text{Ac}_{25}$, quando então, sofrendo uma forte inflexão para a esquerda, a curva passa a crescer quase verticalmente até o final. Essa curvatura acha-se refletida na alta concentração em Na, com o Fe^{2+} , por outro lado, mantendo-se constante ou mesmo diminuindo a concentração. Conquanto os pequenos desvios, a tendência seguida é sempre de aumentos nos teores em Na.

Como regra, os piroxênios zonados mostram aumentos na molécula de acmita em direção às suas partes marginais, numa perfeita concordância com as modificações químicas observadas durante a evolução química (Fig. 16). Em situações extremas, possivelmente representando produtos de resfriamento rápido, são encontrados núcleos com a composição $\text{Di}_{78}\text{Hd}_{13}\text{Ac}_9$ e bordas $\text{Di}_{44}\text{Hd}_{24}\text{Ac}_{32}$, (am. 18, Tabela VIII); nos casos de zoneamento regular, os teores do componente molecular magnesiano diminuem sensivelmente, levando

Fig. 16 - Análises de piroxênios projetadas no diagrama triangular Mg-Na-Fe²⁺ + Mn (porcentagem atômica). Cada ponto representa a média resultante da análise de cerca de 20 grãos do mineral em cada espécime de rocha.

Fig. 17 - Clinopiroxênios do Banhadão projetados no diagrama Mg-Na-Fe²⁺+Mn e correspondente curva de cristalização.

Fig.18 - Comparação entre as tendências composicionais de piroxênios do Banhadão e de outras associações segundo Larsen (1976).

Associações insaturadas: 1) Banhadão; 2) Auvergne, França (Varet, 1969); 3) Lovozero, Rússia (Bussen e Sakharov, 1972); 4) Itapirapuã, Brasil (Gomes *et al.*, 1970); 5) Uganda (Tyler e King, 1967); 6) Morotu, Sakhalin (Yagi, 1966); 7) South Qôroq centre, Groenlândia (Stephenson, 1972); 8) Ilímaussaq, Groenlândia (Larsen, 1976).

Associações supersaturadas: 9) Skaergaard, Groenlândia (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963).

a valores de $\text{Di}_6\text{Hd}_{38}\text{Ac}_{56}$ junto aos núcleos e de $\text{Di}_4\text{Hd}_{29}\text{Ac}_{67}$ para as bordas (am. 24, Tabela IX).

5.4. Melanita

Melanita é encontrada abundantemente nos melanita-nefelina sienitos, em alguns nefelina sienitos II, nefelina sienitos I, feldspato-melanita ijolitos e malignitos nas mais diversas formas e associações com outros minerais. Os tipos isolados são menos comuns, aparecendo como grânulos idiomórficos a subidiomórficos de pequenas dimensões. Exibe coloração predominantemente castanho-avermelhada e evidências de caráter óptico homogêneo. Uma feição relativamente comum consiste na presença de "capas" de tonalidade marrom claro envolvendo núcleos escuros, a indicar duas fases distintas de cristalização: uma primária, correspondendo a cristais castanho-avermelhados, e uma residual ou deutérica, representada pelas "capas" envolventes de coloração bem mais clara.

Os tipos interdigitados com piroxênios são muito frequentes. Na maioria das vezes apresentam cor marrom claro e evidências de terem crescido nas bordas daquele mineral, ou então, ao longo de suas fraturas e planos de clivagem. Essas feições não deixam dúvidas de que essas melanitas originaram-se a partir da transformação de piroxênios. Assim, em certas amostras, como exemplificado pela 20, ocorrem piroxênios em tal estado de alteração que as melanitas, secundárias, acham-se completamente retalhadas pelos cristais remanescentes daquele mineral.

O terceiro tipo de melanita, de ocorrência mais abundante nas várias rochas onde se encontra, consiste de aglomerados de indivíduos subidiomórficos a xenomórficos exibindo coloração castanho-avermelhado a bege claro, forte descontinuidade óptica e dimensões variáveis de 0,1 mm até 1,5 mm. Na maioria das vezes os grãos acham-se em contato irregular com piroxênios, ou então, contêm inclusões desse mineral. Estas podem ser irregulares ou ainda arredondadas, mostrando ocasionalmente contatos difusos como testemunho de uma fase anterior à cristalização das granadas.

Uma característica comum à maioria das melanitas investigadas é a presença de estruturas poiquilíticas, principalmente associadas a grânulos subidiomórficos a xenomórficos, contendo inclusões irregulares ou arredondadas de titanita concentradas nas regiões centrais dos cristais ou então dispersas no seu interior. Piroxênios também aparecem como hóspedes; biotita e opacos são menos frequentes, enquanto que apatita e nefelina ocorrem mais raramente. Essas feições estão em concordância com as observações feitas por diversos autores (Larsen, 1942; von Eckermann, 1948; Lehijärvi, 1960; Erickson e Blade, 1963; King, 1965; Gomes *et al.*, 1968; e outros) em melanitas de rochas dos mais variados maciços alcalinos do mundo.

Em realidade, os diversos trabalhos no gênero têm demonstrado que as granadas em rochas alcalinas formam-se, de modo geral, como produto final da cristalização, quer por substituição sobretudo de perovskita e piroxênios (King, 1965; Gomes *et al.*, 1968), quer associadas a fases hidrotermais (Larsen, 1942), quer em condições de cristalização tardia (Erickson e Blade, 1963); mais raramente são encontradas como produtos da fase inicial de cristalização, quando então precedem minerais como piroxênios, nefelina, feldspatos e cancrinita (von Eckermann, 1948).

Uma segunda característica comum a essas granadas reside na existência de estruturas zonadas, visto que no conjunto de amostras analisadas poucas são as que não apresentam essas feições. Os estudos ópticos revelam que essas estruturas são acompanhadas por mudanças na coloração do mineral, de forma a conferir aos grãos manchas irregulares escuras, em geral, mais comuns junto às porções centrais dos cristais. Por outro lado, zoneamento concêntrico foi raramente reconhecido. As variações de cor que se observam em granadas titaníferas, sobretudo as apresentando heterogeneidade química, foram preliminarmente correlacionadas com a sua composição química, com o teor de titânio sendo responsável pelas tonalidades mais escuras (Zedlitz, 1933; King, 1965; Gomes *et al.*, 1968; Gomes, 1969). Entretanto, Dowty (1971) sugere que a cor marrom acha-se relacionada a processos de transferência de carga, provavelmente uma transferência cátion-ânion envolvendo sobretudo Fe^{3+} .

Com o objetivo de caracterizar quimicamente essas feições, foram realizadas análises com a microsonda eletrônica ora em pontos equidistantes (40 μ) ao longo de perfis, ora em pontos dispersos localizados nas bordas e nas regiões centrais dos grãos. Os dados reunindo os teores de diversos óxidos para perfis obtidos junto a cristais zonados concentricamente (ams. 9 e 13) estão projetados nas Figs. 19 e 20.

Os valores médios correspondentes às bordas e aos núcleos de cristais de 13 amostras analisadas, com Fe total calculado como Fe_2O_3 , acham-se reunidos nas Tabelas X e XI. As fórmulas químicas, constantes das Tabelas X e XI, e expressas na base de 24 átomos de oxigênio, foram computadas conforme as sugestões propostas por Deer *et al.* (1963), que consideram que Ti substitui Fe^{3+} e, portanto, ocupa o grupo R_2O_3 (Y). Al foi distribuído entre os grupos R_2O_3 e RO_2 (Z).

A nomenclatura adotada para esses minerais segue a classificação de Zedlitz (1933), que consiste em subdividir as granadas titaníferas em duas variedades, melanita e schorlomita, estabelecendo seus limites composicionais, respectivamente, em 0-15% e superior a 15% de TiO_2 . Considerando que as análises químicas dos minerais investigados exibem teores de TiO_2 compreendidos entre 3 e 9%, tem-se assim que todas as granadas do Banhadão estão situadas no campo da melanita.

5.4.1. Discussão dos resultados

O exame dos resultados obtidos (Tabelas X e XI) permite concluir que todas as granadas analisadas apresentam natureza essencialmente cálcica-férrica, evidenciando de maneira nítida a presença de andradita como componente básico molecular. Os dados confirmam também inteiramente as observações feitas por outros autores de que, em geral, as mudanças de coloração estão diretamente ligadas a variações de ordem química. Essas mudanças, à luz da microscopia óptica, passagem de marrom claro para escuro, refletem um aumento da concentração de TiO_2 e diminuição concomitante dos

Tabela X

Composição química de melanitas de rochas alcalinas do Banhadão

	Feldspato-melanita		ijolitos		Malignitos		Melanita-nefelina:sienitos					
	3		4		6		7		8		9	
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
SiO ₂	32,5	33,1	32,8	34,1	32,7	33,4	31,5	33,0	32,0	33,1	31,3	33,2
TiO ₂	6,64	4,93	7,31	4,96	7,12	4,82	8,20	6,73	7,84	5,84	10,4	5,61
Al ₂ O ₃	2,63	1,75	2,17	1,42	1,72	1,38	2,31	1,83	1,59	1,26	1,60	1,39
Fe ₂ O ₃ *	24,5	26,7	23,2	25,2	25,6	27,0	23,7	25,9	25,0	26,3	23,2	25,9
MnO	0,63	0,66	0,54	0,56	0,53	0,70	0,43	0,44	0,47	0,58	0,44	0,48
MgO	0,46	0,28	0,47	0,25	0,31	0,19	0,49	0,30	0,46	0,26	0,54	0,27
CaO	33,8	33,1	33,5	33,5	32,7	32,8	32,9	32,3	32,7	32,8	32,9	33,2
Na ₂ O	0,11	0,14	0,24	0,22	0,15	0,17	0,12	0,18	0,14	0,21	0,19	0,17
K ₂ O	0,01	0,01				0,01				0,04		
Total	101,28	100,67	100,23	100,21	100,83	100,47	99,65	100,68	100,20	100,39	100,57	100,22

Fórmula estrutural expressa na base de 24 átomos de oxigênio

Si	5,387	5,540	5,470	5,700	5,449	5,604	5,299	5,494	5,370	5,543	5,216	5,573
Al ^{IV}	0,513	0,345	0,426	0,279	0,337	0,272	0,458	0,358	0,314	0,249	0,315	0,275
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,827	0,620	0,917	0,623	0,891	0,607	1,037	0,842	0,989	0,736	1,305	0,707
Fe ³⁺	0,100	0,115	0,104	0,021	0,214	0,124	0,243	0,148	0,316	0,208	0,469	0,152
Fe ³⁺	2,953	3,247	2,807	3,151	2,992	3,284	2,756	3,095	2,838	3,115	2,445	3,119
Mn	0,088	0,094	0,076	0,079	0,075	0,099	0,061	0,062	0,067	0,082	0,062	0,068
Mg	0,114	0,070	0,117	0,062	0,077	0,047	0,122	0,074	0,115	0,065	0,134	0,067
Ca	6,001	5,931	5,988	5,998	5,828	5,879	5,937	5,761	5,875	5,897	5,891	5,955
Na	0,035	0,045	0,078	0,071	0,048	0,055	0,039	0,058	0,045	0,068	0,061	0,055
K	0,002	0,002		0,002		0,002				0,009		
Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Y	3,780	3,867	3,724	3,774	3,883	3,891	3,793	3,937	3,827	3,851	3,748	3,826
X	6,240	6,142	6,259	6,210	6,028	6,082	6,159	5,955	6,102	6,121	6,148	6,145

*Fe total calculado como Fe₂O₃.

Tabela XI

Composição química de melanitas de rochas alcalinas do Banhadão

	Melanita-nefelina sienitos						Nefelina sienitos I				Nefelina sienitos II			
	12		13		14		16		17		rôseos 22		cinzas 20	
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
SiO ₂	32,4	34,1	31,8	33,8	32,5	33,8	31,6	32,8	32,3	33,5	32,4	34,1	33,3	33,6
TiO ₂	7,02	3,05	8,66	4,77	6,82	4,47	7,60	5,35	6,55	4,12	7,64	4,18	5,05	4,92
Al ₂ O ₃	1,63	1,14	1,77	1,34	1,54	1,33	2,15	1,54	1,92	1,36	1,40	0,75	1,20	1,11
Fe ₂ O ₃ *	26,2	28,3	23,3	25,8	25,7	26,4	24,0	25,7	25,4	27,4	25,5	27,8	27,5	27,6
MnO	0,58	0,54	0,52	0,54	0,64	0,65	0,47	0,52	0,59	0,62	0,76	1,03	0,87	0,77
MgO	0,33	0,37	0,54	0,26	0,39	0,25	0,58	0,34	0,44	0,26	0,29	0,07	0,06	0,08
CaO	31,6	32,2	32,3	33,3	32,5	32,8	33,7	33,8	33,3	33,4	32,5	32,3	32,4	32,5
Na ₂ O	0,22	0,13	0,24	0,23	0,20	0,18	0,14	0,17	0,16	0,18	0,31	0,39	0,32	0,27
K ₂ O							0,01	0,01						0,01
Total	99,98	99,83	99,13	100,04	100,29	99,88	100,25	100,23	100,66	100,84	100,80	100,62	100,68	100,86

Fórmula estrutural expressa na base de 24 átomos de oxigênio

Si	5,442	5,750	5,354	5,670	5,449	5,688	5,301	5,514	5,397	5,611	5,412	5,711	5,584	5,613
Al ^{IV}	0,322	0,226	0,351	0,265	0,304	0,264	0,425	0,305	0,379	0,268	0,275	0,148	0,237	0,219
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,886	0,386	1,096	0,601	0,860	0,565	0,958	0,676	0,824	0,518	0,958	0,527	0,634	0,619
Fe ³⁺	0,236	0,024	0,295	0,065	0,247	0,048	0,274	0,181	0,224	0,121	0,313	0,141	0,179	0,168
Fe ³⁺	3,078	3,560	2,657	3,198	3,000	3,293	2,755	3,073	2,975	3,329	2,892	3,368	3,289	3,305
Mn	0,082	0,077	0,074	0,077	0,091	0,092	0,067	0,074	0,084	0,088	0,107	0,146	0,124	0,109
Mg	0,083	0,093	0,135	0,065	0,097	0,063	0,145	0,085	0,110	0,065	0,072	0,018	0,015	0,019
Ca	5,687	5,820	5,895	5,987	5,833	5,902	6,061	6,092	5,972	5,983	5,809	5,810	5,816	5,825
Na	0,071	0,042	0,079	0,074	0,065	0,059	0,046	0,055	0,052	0,058	0,100	0,127	0,104	0,088
K							0,002	0,002						0,002
Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Y	3,964	3,946	3,753	3,799	3,860	3,858	3,713	3,749	3,799	3,847	3,850	3,895	3,923	3,924
X	5,923	6,032	6,183	6,203	6,096	6,116	6,321	6,308	6,218	6,194	6,088	6,101	6,059	6,043

*Fe total calculado como Fe₂O₃.

teores de SiO_2 e Fe_2O_3 . Os teores em MgO crescem juntamente com o TiO_2 , porém, de forma bem menos acentuada. Já os demais óxidos não exibem quaisquer variações significativas.

As modificações químicas presentes nos minerais zona dos podem ser vistas nas Figs. 19 e 20. Na análise desses gráficos chama particularmente a atenção o comportamento inverso entre Fe_2O_3 e TiO_2 , visto que os pontos correspondentes a esses óxidos guardam entre si, no seu conjunto, disposição quase que perfeitamente simétrica. Por sua vez, essas relações estão em perfeita analogia com os resultados alcançados por Lehtijärvi (1967), Isaacs (1968) e Gomes (1969). Cabe realçar que SiO_2 comporta-se também concordantemente ao Fe_2O_3 , e, portanto, de forma inversa ao TiO_2 ; contudo, enquanto que os dois últimos óxidos variam de maneira acentuada ao longo da feição, o SiO_2 o faz mais suavemente. Por outro lado, à exceção do MgO , mostrando uma leve tendência de crescimento junto às porções centrais, os demais óxidos mantêm-se praticamente inalteráveis ao longo dos perfis, com pequenas oscilações destituídas de maior importância. Nesse sentido, são altamente ilustrativos os comportamentos do Al_2O_3 e CaO .

O exame conjunto das Figs. 19 e 20 e Tabelas X e XI possibilita adiantar que o padrão de zoneamento dessas granadas é normal, além de regular, com os núcleos dos cristais exibindo, ao lado da coloração mais escura, maior riqueza em TiO_2 e, em menor extensão, em MgO ; por sua vez, Fe_2O_3 e SiO_2 concentram-se mais nas bordas.

Um dos principais efeitos causados pelas variações químicas em granadas reside na substituição de Si e Fe^{3+} , respectivamente, nas posições estruturais Z e Y. Com base nas correlações negativas entre Ti e Si e Ti e Fe^{3+} encontradas, Zedlitz (1935), Kunitz (1936) e Howie e Woolley (1968) advogam a idéia que Ti é o principal elemento responsável pela substituição de Si na posição estrutural Z, enquanto que Gomes (1969) admite a hipótese de que Ti não só ocupa a posição do Fe^{3+} na estrutura, como também substitui a Si.

Fig.19 - Gráfico da variação dos teores dos elementos principais em cristal zonado de melanita. Leituras efetuadas em intervalos de aproximadamente 40μ e tomadas ao longo de um perfil transversal (am.9).

Fig.20 - Gráfico da variação dos teores dos elementos principais em cristal zonado de melanita. Leituras efetuadas em intervalos de aproximadamente 40 μ e tomadas ao longo de um perfil transversal (am. 13).

Em contraposição à interpretação acima, Isaacs (1968) e Hartman (1969) sugerem que Fe^{3+} substitui Si na posição tetraédrica. O primeiro autor valeu-se de dados químicos evidenciando fraca correspondência entre Ti e Si, enquanto que o segundo baseou-se em dados experimentais.

Face ao exposto, verifica-se que a substituição do Si na estrutura das granadas titaníferas é assunto controvertido, com pelo menos duas correntes de pensamento se fazendo presentes: uma considerando Ti, enquanto que outra assumindo que Fe^{3+} ocupa a posição tetraédrica durante os processos de diferenciação química.

A introdução de novas técnicas no campo da mineralogia, possibilitando caracterizar o estado de valência e a distribuição dos elementos na estrutura mineral, levou vários pesquisadores à execução de programas de pesquisa com vistas a determinar o posicionamento de íons, sobretudo Fe^{3+} , Ti^{4+} , Ti^{3+} , não apenas na estrutura de granadas titaníferas naturais, como também de sintéticas. Entre os autores mencionam-se Dowty (1971), Burns (1972), Huggins *et al.* (1975, 1976, 1977 a,b), Weber *et al.* (1975), Schwartz (1977) e Schwartz *et al.* (1980). Estes autores, baseando-se em observações realizadas com auxílio da espectroscopia Mössbauer e, mais ainda, tomando raio iônico e eletronegatividade como fatores relevantes no controle da posição de preferência de íon, conquanto pequenas ressalvas, concluíram que na estrutura das granadas titaníferas as posições tetraédricas Z não preenchidas por Si acham-se fortemente enriquecidas em Fe^{3+} .

Schwartz *et al.* (1980) vão mais longe quando afirmam que, nas granadas titaníferas de alta temperatura (nefelina sienitos, carbonatitos e rochas vulcânicas), a tendência química durante os processos de substituição iônica do Si segue uma ordem de preferência, $\text{Fe}^{3+} > (\text{Al}^{3+}, \text{Ti}^{4+})$; contudo, essa ordem contraria os resultados obtidos por Huggins *et al.* (1977a), estabelecendo que a afinidade relativa desses elementos junto à posição tetraédrica é $\text{Al} > \text{Fe} > \text{Ti}$, de acordo com as predições feitas por Hartman (1969).

As fórmulas estruturais reunidas nas Tabelas X e XI

foram calculadas assumindo-se que Fe^{3+} substitui a Si. O exame desses resultados evidencia que o grupo RO_2 é ocupado por Si, Al^{IV} e Fe^{3+} e, mais, que os totais das posições estruturais Y e X distanciam-se consideravelmente dos valores teóricos 2:3, tidos como característicos do grupo das granadas. Em todas as análises a posição Y é deficiente, enquanto que em X há excesso.

Entretanto, essas discrepâncias poderiam ser atribuídas à falta de conhecimento do estado de valência de alguns cátions (Fe^{2+} , Ti^{3+}), para melhor distribuição dentro dos referidos grupos e, ainda, à ausência de dados cristaloquímicos desses minerais.

5.5. Biotita

Biotita ocorre esporadicamente em quase todas rochas estudadas, não tendo sido encontrada apenas junto aos fonolitos. À exceção dos flogopita melteigitos, que contêm teores modais elevados, o mineral está presente em quantidades pequenas e, principalmente, na forma de cristais xenomórficos a subidiomórficos. Apresenta-se de dois modos distintos: como mineral deutérico, substituindo os piroxênios, ou como cristais isolados, podendo então constituir agregados intersticiais.

Como mineral deutérico foi reconhecido em praticamente todas as amostras examinadas. Esse produto de transformação aparece nas bordas corroídas de cristais de piroxênio, interdigitando ou ao longo de suas clivagens.

Biotita primária foi registrada apenas nas amostras 17 e 21. Nessas rochas, o mineral apresenta-se como cristais xenomórficos a subidiomórficos com dimensões variáveis (submilimétrica até 1,3 mm). Por vezes, forma agregados de pacotes de cristais submilimétricos intersticiais (am. 17), sem guardar qualquer relação com piroxênios. Assim, a julgar pelas feições texturais, o mineral parece corresponder a um produto final de cristalização.

Nas rochas do Banhadão, independentemente do seu modo de ocorrência, existem duas variedades de biotita quanto à cor: marrom e verde a verde escuro com tonalidade cinzenta. A primeira é a cor predominante em todas as variedades litológicas em que o mineral acha-se presente, à exceção das amostras 8, 14 e 15.

Estruturas zonadas são pouco visíveis ao microscópio, contudo, quando observadas, se manifestam de modo irregular na forma de manchas claras ocupando posições diversas no interior dos cristais.

A presença de biotita nos mais diversos tipos de rocha ígnea ou metamórfica, e a sua grande variabilidade composicional, levou vários autores ao estudo do comportamento químico desse mineral. Heinrich (1946) procurou correlacionar a composição química do mineral com o seu modo de ocorrência. Nockolds (1947), em seu estudo sobre micas presentes em rochas ígneas alcalinas e calco-alcalinas, chegou à conclusão que o comportamento químico dos diversos elementos presentes na biotita depende da sua paragénese e da natureza do magma. Foster (1960), em trabalho de revisão a partir de dados coligidos da literatura, conseguiu extrair importantes conclusões sobre os limites composicionais das micas trioc-taédricas, denominadas genericamente de "biotitas".

A exemplo do sucedido com os outros minerais, foram executadas análises químicas, incluindo-se F e Ba, de biotitas presentes nas amostras representativas do maciço.

Os resultados analíticos e os dados referentes à fórmula química parcial, expressa na base de 22 átomos de oxigênio, acham-se reunidos nas Tabelas XII, XIII e XIV.

O exame das tabelas enseja a conclusão de que, sem exceção, a biotita apresenta teores de Si e Al insuficientes para o preenchimento das posições tetraédricas estruturais, mesmo assumindo-se que todo o Al compense as deficiências de silício. Assim, é possível que pequenas quantidades de Fe^{3+} , ou mesmo Ti^{4+} , substituam ao Si.

Tabela XII

Composição química de biotitas e flogopitas (ams. 1, 2 e 5) de rochas alcalinas do Banhadão

	Flogopita melteigitos				Feldspato-melanita ijolitos			Malignitos							
	1		2		3			5					6		
			I	II	I	II		I		II		III		I	II
	B	N				B	N		B	N	B	N			
SiO ₂	36,8	36,5	37,7	36,2	36,7	37,2	36,1	38,3	37,9	37,4	39,1	38,2	36,5	36,8	
TiO ₂	4,55	4,50	4,05	5,32	2,21	2,13	2,33	1,47	1,90	2,50	2,00	1,25	2,38	2,04	
Al ₂ O ₃	12,2	13,8	13,0	13,3	12,2	11,5	12,6	11,6	12,3	12,7	11,6	12,1	11,7	11,9	
FeO	9,61	10,6	12,1	11,1	23,6	23,8	25,2	12,3	13,9	14,7	11,7	14,2	22,5	21,2	
MnO	0,24	0,24	0,36	0,40	1,00	0,92	0,94	0,82	0,77	0,77	0,73	0,63	1,25	1,24	
MgO	23,0	21,1	20,0	20,4	13,1	13,1	12,3	21,5	19,4	18,6	21,4	19,7	12,6	13,7	
CaO	0,11	0,11	0,24	0,14	0,11	0,37	0,26	0,02	0,05	0,07	0,01	0,01	0,04	0,14	
Na ₂ O	0,11	0,11	0,18	0,21	0,09	0,06	0,08	0,08	0,09	0,10	0,14	0,15	0,11	0,09	
K ₂ O	9,90	9,82	9,57	8,78	9,86	9,76	9,63	10,2	10,3	10,2	10,3	10,3	10,0	9,87	
BaO	0,54	0,78	0,42	1,76	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
F	0,26	0,22	0,24	0,17	0,88	0,69	0,57	1,51	0,98	0,98	1,09	0,89	1,02	0,57	
Total	97,32	97,78	97,86	97,78	99,79	99,53	100,01	97,80	97,59	98,02	98,07	97,43	98,10	97,55	
O ≡ F	0,11	0,09	0,09	0,07	0,37	0,29	0,24	0,64	0,41	0,41	0,46	0,38	0,43	0,24	
	97,21	97,69	97,77	97,71	99,42	99,24	99,77	97,16	97,18	97,61	97,61	97,05	97,67	97,31	

Tabela XIII

Composição química de biotitas e flogopitas (amostras 8II e 14) de rochas alcalinas do Banhadão

	Melanita-nefelina sienitos						Nefelina sienitos I							
	8		9		12		14		15		16		17	
	I	II			I	II			I	II	I	II	i	II
SiO ₂	37,2	38,1	36,7	37,3	38,2	38,6			37,2	38,7	34,7	34,9	35,5	37,3
TiO ₂	1,38	1,14	1,94	1,18	1,31	0,55			1,99	0,97	2,77	4,31	3,65	1,70
Al ₂ O ₃	12,2	12,3	11,4	11,1	11,9	11,8			11,4	11,3	12,4	12,9	12,6	8,61
FeO*	18,4	16,2	22,6	24,1	14,6	12,6			22,0	17,4	27,0	28,6	28,7	28,3
MnO	0,91	1,04	1,13	1,48	1,84	2,03			1,94	1,85	1,87	1,58	0,95	1,31
MgO	17,6	18,8	14,8	11,5	19,2	21,7			13,7	17,6	7,53	6,34	6,79	9,56
CaO	0,10	0,11	0,06	0,12	0,06	0,06			0,07	0,05	0,10	0,10	0,02	0,11
Na ₂ O	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,05			0,13	0,12	0,05	0,06	0,06	0,08
K ₂ O	9,59	9,79	9,28	9,64	10,3	10,4			9,82	10,1	9,67	9,86	9,34	9,29
BaO	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,44	0,65	0,21	0,70	1,16	1,20			0,79	0,90	0,15	0,27	0,27	0,57
Total	97,91	98,21	98,57	97,20	98,64	98,99			99,04	98,99	96,24	98,92	97,88	96,83
O ≡ F	0,19	0,29	0,09	0,30	0,49	0,50			0,33	0,38	0,06	0,12	0,12	0,24
	97,72	97,92	98,48	96,90	98,15	98,49			98,71	98,61	96,18	98,80	97,76	96,59

Fórmula estrutural expressa na base de 22 átomos de oxigênio

Si	5,577	5,646	5,587	5,826	5,660	5,655			5,665	5,760	5,564	5,475	5,590	5,967
Al ^{IV}	2,155	2,144	2,037	2,037	2,078	2,038			2,046	1,982	2,344	2,384	2,338	1,923
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-			-	-	-	-	-	-
Ti	0,155	0,127	0,222	0,139	0,146	0,061			0,228	0,109	0,334	0,508	0,432	0,205
Fe	2,304	2,007	2,877	3,152	1,809	1,544			2,802	2,166	3,621	3,752	3,780	3,786
Mn	0,115	0,131	0,146	0,196	0,230	0,252			0,250	0,233	0,254	0,210	0,127	0,178
Mg	3,938	4,144	3,358	2,674	4,240	4,728			3,110	3,905	1,800	1,482	1,593	2,280
Ca	0,016	0,017	0,010	0,020	0,010	0,009			0,011	0,008	0,017	0,017	0,003	0,019
Na	0,026	0,023	0,023	0,024	0,020	0,014			0,038	0,035	0,016	0,018	0,018	0,025
K	1,832	1,851	1,803	1,921	1,947	1,943			1,908	1,918	1,978	1,973	1,876	1,896
Ba	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000			0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	7,732	7,790	7,624	7,863	7,738	7,693			7,711	7,742	7,908	7,859	7,927	7,890

*Fe total calculado como FeO.

Tabela XIV
Composição química de biotitas de rochas alcalinas do Banhadão
Nefelina sienitos II

	rôseos						cinzas	
	18			21		22		28
	I	II	III	I	II	I	II	
SiO ₂	37,6	38,3	36,7	36,1	36,5	36,1	36,7	37,8
TiO ₂	2,91	2,53	1,08	1,64	1,34	3,81	3,56	1,99
Al ₂ O ₃	11,5	11,7	11,3	12,2	11,6	11,0	11,2	11,1
FeO*	20,7	17,4	26,0	27,5	25,4	26,4	23,8	16,6
MnO	1,29	1,16	1,21	0,75	0,88	1,85	1,83	1,48
MgO	14,8	17,3	12,4	10,9	13,2	9,64	11,2	16,8
CaO	0,15	0,19	0,09	0,04	0,02	0,09	0,08	0,12
Na ₂ O	0,22	0,22	0,17	0,10	0,10	0,15	0,14	0,17
K ₂ O	9,81	9,91	9,86	9,13	8,96	9,15	9,21	9,80
BaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
F	1,87	1,74	1,53	0,95	1,06	0,83	1,12	1,55
Total	100,87	100,45	100,34	99,31	99,06	99,04	98,86	97,41
C = F	0,79	0,74	0,62	0,40	0,45	0,35	0,47	0,64
	100,08	99,71	99,72	98,91	98,61	98,69	98,39	96,77

Fórmula estrutural expressa na base de 22 átomos de oxigênio

Si	5,627	5,649	5,656	5,590	5,615	5,611	5,654	5,738
Al ^{IV}	2,028	2,034	2,052	2,227	2,103	2,022	2,034	1,986
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,327	0,281	0,125	0,191	0,155	0,445	0,412	0,228
Fe	2,590	2,146	3,351	3,561	3,268	3,432	3,066	2,107
Mn	0,163	0,145	0,158	0,098	0,115	0,244	0,239	0,190
Mg	3,301	3,803	2,840	2,516	3,027	2,233	2,572	3,801
Ca	0,024	0,030	0,015	0,007	0,003	0,015	0,013	0,020
Na	0,064	0,063	0,051	0,030	0,030	0,045	0,042	0,050
K	1,873	1,865	1,939	1,803	1,758	1,814	1,810	1,898
Ba	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
F	7,655	7,683	7,708	7,817	7,718	7,633	7,688	7,724

*Fe total calculado como FeO.

Considerando que a participação de Ti^{4+} na posição tetraédrica da estrutura desses minerais é assunto controverso (Hartman, 1969; Robert, 1976), o mesmo sucedendo com o próprio Fe^{3+} (De Pieri, 1980), as fórmulas químicas são fornecidas com claros no grupo Z.

Os resultados possibilitam também concluir, segundo Heinrich *et al.* (1953), que a maioria dos minerais analisados corresponde quimicamente à biotita, visto que eles apresentam em sua fórmula química razão Mg/Fe inferior a 2,0, em obediência assim ao limite estabelecido por aqueles autores. Por outro lado, as micas referentes às amostras 1, 2, 5, 8II e 14 possuem relação Mg/Fe > 2,0 e, de acordo com a nomenclatura proposta por Heinrich *et al.* (1953), são flogopitas.

Cabe ressaltar que foram feitas tentativas com o propósito de correlacionar esses dois membros da série com as suas respectivas feições ópticas (cor, pleocroísmo e, principalmente, 2V). Entretanto, os dados obtidos foram insuficientes para que se extraíssem quaisquer conclusões a respeito. Além disso, os resultados analíticos estão a indicar que as tendências químicas dos elementos na estrutura de biotitas e flogopitas são similares, com a separação entre os dois membros se fazendo unicamente pela razão atômica Mg/Fe, daí a sua discussão ser conduzida conjuntamente.

Da análise dos dados (Tabelas XII, XIII e XIV) resulta que ambos os minerais exibem variações apreciáveis em sua composição química, a ponto de ser possível a separação, a nível de amostra, de "fases distintas". Este fato é devido em parte à presença de zoneamento, em geral pouco visível ao microscópio, e, em parte, à heterogeneidade do próprio mineral nos diversos grãos analisados. No entanto, o mesmo não se observa no tocante às flogopitas comuns aos flogopita melteigitos (ams. 1 e 2), que se mostram quimicamente bem mais homogêneas, à exceção de pequenas diferenças em Ba (caso da am. 2). Esse fato possibilitou a determinação da composição química média do mineral separadamente para borda e núcleo da amostra 1, bem como individualizar duas fases distintas (I e II), em função do teor em Ba, junto a amostra 2.

Quimicamente, essas variações acham-se refletidas principalmente nos teores de Al_2O_3 , FeO e MgO e, em menor escala, de SiO_2 e TiO_2 . Se comparados esses valores em termos de borda e núcleo de cristais de uma mesma amostra, ou de espécimens diferentes, verifica-se que o MgO tem sempre um comportamento inverso ao FeO . De modo geral, SiO_2 acompanha ao MgO , enquanto que, inversamente, TiO_2 segue o FeO . O comportamento do Al_2O_3 parece ser irregular. A pequena variação observada para o potássio carece de maior importância, pois é sabido que esse elemento apresenta um comportamento uniforme. Um fato digno de registro no tocante ao MnO é o seu comportamento heterogêneo em diferentes rochas; por exemplo, teores relativamente baixos ($< 0,40\%$) em flogopita melteigitos e superiores a $0,75\%$, podendo inclusive atingir $2,0\%$, nas demais litologias. BaO está presente em quantidades apreciáveis tão somente nas flogopitas correspondentes aos flogopita melteigitos.

Nockolds (1947), realizando estudos sobre micas (biotitas) de rochas ígneas, constatou que as variações na composição química desses minerais acham-se relacionadas principalmente com as mudanças nos teores de Al_2O_3 , FeO (ferro total) e MgO e, em menor extensão, de SiO_2 e TiO_2 .

Assim, a Fig. 21 mostra a projeção dos teores de Al_2O_3 , FeO (ferro total) e MgO no diagrama triangular para biotitas e flogopitas do maciço. Nesse gráfico, é perfeitamente visível a tendência composicional desses minerais, cujas mudanças químicas consistem essencialmente, ao lado de pequena oscilação em Al_2O_3 , de uma variação expressiva na relação MgO/FeO . Por sua vez, a distribuição dos pontos parece indicativa de que essas modificações se processaram de forma gradativa, levando ao desenvolvimento de fases intermediárias.

Pode-se ainda extrair do diagrama a conclusão de que, excluídas as micas presentes nos flogopita melteigitos e feldspato-melanita ijolitos, a posição relativa dos pontos analíticos não tem qualquer correlação com as rochas que as contêm. Dessa forma, enquanto a flogopita dos flogopita melteigitos possui composição química bem limitada e definida, ocupando campo mais ou menos

Fig.21 - Diagrama FeO, MgO e Al_2O_3 para as biotitas de rochas diversas do Banhadão. Simbologia das diferentes litologias: nefelina sienitos I (Δ), nefelina sienitos II ($\bullet$), melanita-nefelina sienitos (o), flogopita melteigitos ($\square$), malignitos ($\blacktriangle$) e feldspato-melanita ijolitos ($\blacksquare$).

distinto, os pontos correspondentes às micas dos demais tipos de rochas se dispersam linear e independentemente da sua paragénese.

As conclusões alcançadas com o auxílio do diagrama acima e dos resultados analíticos são idênticas àquelas obtidas preliminarmente por Nockolds (1947).

As mudanças de coloração estão diretamente ligadas a variações na composição química das biotitas. Vários autores (Hall, 1941; Hayama, 1959; Chinner, 1960; Gorbatshev, 1972), procurando correlacionar a cor do pleocroísmo e quimismo desses minerais, concluíram que essas feições ópticas são controladas por íons de Ti, Fe e Mn, e pela relação Fe^{3+}/Fe^{2+} . Hall (1941) e Hayama (1959) sugeriram que o aumento no teor em titânio é responsável pela cor marrom visível ao microscópio, e que teores elevados em ferro férrico conferem ao mineral cor esverdeada ou castanho escuro. Hayama (1959) e Gorbatshev (1972) observaram, também que há uma nítida interdependência entre o estado de oxidação do ferro e a influência do Ti na cor desses minerais.

No tocante às biotitas e flogopitas das rochas do Banhadão, as variações de cor guardam de certa forma concordância com as observações feitas por aqueles autores. Como visto nas Tabelas XII, XIII e XIV, esses minerais apresentam em geral pequenas diferenças no conteúdo em TiO_2 , conquanto não se possa negar que a cor marrom escuro esteja associada àquelas fases com teores superiores a 3%; para teores da ordem de 1,5 a 3%, a cor é alaranjada ou mesmo mais clara.

As variedades verdes contêm teores variáveis de TiO_2 (1 a 2%), que se aproximam ou mesmo sobrepõem-se aos apresentados pelas micas alaranjadas ou claras. Entretanto, face às limitações do método analítico empregado, não é possível tirar-se conclusões a respeito da relação Fe^{3+}/Fe^{2+} , que, como discutido acima, também interfere no problema cor.

CAPÍTULO 6

GEOQUÍMICA

Com o objetivo de caracterizar o quimismo, de verificar possíveis tendências e afinidades geoquímicas e, tentativamente, estabelecer uma sequência de evolução petrogenética das rochas do maciço do Banhadão, foram analisados elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras, de 30 amostras tidas como representativas das principais litologias da província. Os resultados obtidos estão agrupados nas Tabelas XV, XVI, XVII e XVIII, segundo as associações mineralógicas. Das Tabelas XV e XVI constam também as normas moleculares, calculadas pelo método CIPW, e os coeficientes agpaíticos.

Numa inspeção preliminar dos resultados analíticos, verifica-se que, do ponto de vista químico, essas rochas apresentam como características gerais a pobreza em sílica e a abundância em cálcio, álcalis e voláteis. Alguns elementos traços estão presentes em concentrações altas: V, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba e, por vezes, Y e La. O caráter fortemente insaturado se reflete de pronto na análise normativa, onde invariavelmente nefelina encontra-se presente e, na maioria das vezes, também leucita. A riqueza em álcalis é melhor evidenciada pelo índice agpaítico e pela presença de altos teores normativos de nefelina e de leucita (Fig. 25).

O termo "agpaíto" foi introduzido por Ussing (1912) em seus estudos sobre um grupo de nefelina sienitos peralcalinos do maciço de Ilímaussaq, região sudoeste da Groenlândia. A exemplo desse autor, muito outros pesquisadores passaram a usar e discutir esse conceito, tendo o mesmo em consequência disso sofrido inúmeras modificações. Dentre esses autores, destacam-se Fersman (1929), Goldschmidt (1930, 1954), Gerasimovskii (1941, 1956), Polanski (1949), Zlobin (1959) e Sørensen (1960).

Os coeficientes agpaíticos, determinados com base

Tabela XV
Composição química de rochas alcalinas do Banhadão

	Flogopita mel- teigitos		Feldspato-mela- nita ijolitos		Malignitos		Melanita-nefelina sienitos								Nefelina sienitos I		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	43,9	41,0	42,1	46,1	48,7	48,2	41,4	41,0	51,3	49,0	48,5	49,5	45,0	51,1	50,3	49,9	51,5
TiO ₂	1,7	2,1	1,3	0,76	0,64	0,67	2,0	2,3	0,41	1,1	0,82	0,51	0,65	0,13	0,52	0,48	0,53
Al ₂ O ₃	11,2	11,6	14,1	23,4	18,5	19,2	17,1	13,2	20,9	20,8	20,6	20,7	23,5	23,8	23,1	21,4	21,3
Fe ₂ O ₃	5,1	5,1	12,4	4,6	3,3	5,8	8,3	12,5	3,2	5,0	6,0	3,7	4,1	1,7	3,2	3,6	2,9
FeO	3,58	5,01	1,00	1,00	1,43	2,14	2,0	1,71	0,86	1,71	1,00	2,57	0,57	0,43	0,86	0,86	1,43
MnO	0,20	0,14	0,35	0,17	0,18	0,23	0,22	0,32	0,09	0,21	0,22	0,19	0,15	0,06	0,12	0,11	0,12
MgO	12,6	11,1	2,0	0,80	2,4	1,2	1,6	1,6	0,51	0,80	0,75	0,80	0,80	0,28	0,36	0,55	0,56
CaO	9,7	12,9	14,5	8,1	8,0	6,8	13,5	15,7	4,2	4,7	6,6	6,0	7,5	4,1	4,0	4,4	4,8
Na ₂ O	4,84	4,0	6,52	7,35	7,27	6,90	7,69	5,39	6,13	7,21	7,00	6,09	9,70	9,44	7,15	4,26	3,08
K ₂ O	4,82	4,57	4,00	7,18	5,71	8,18	5,16	4,99	10,67	8,70	8,14	8,74	7,18	7,66	10,14	14,00	12,86
P.F.	0,46	0,00	1,22	0,00	1,79	0,10	0,62	0,88	1,02	0,40	0,00	0,98	0,30	0,83	0,00	0,38	0,74
P ₂ O ₅	0,99	1,8	0,34	0,30	0,59	0,26	0,54	0,36	0,36	0,17	0,20	0,19	0,46	0,19	0,20	0,11	0,12
CO ₂	0,20	0,37	0,40	0,23	1,18	0,23	0,30	0,34	0,30	0,27	0,17	0,60	0,20	0,47	0,20	0,47	0,81
S	0,31	0,19	0,63	0,16	0,34	0,24	0,29	0,54	0,13	0,06	0,12	0,14	0,06	0,04	0,03	0,08	0,09
Total	99,60	99,78	100,86	100,15	100,03	100,15	100,72	100,83	100,08	100,13	100,12	100,69	100,17	100,23	100,18	100,60	100,84
Coefficiente agpáitico*	1,17	0,99	1,06	0,85	0,98	1,05	1,06	1,08	1,03	1,02	0,98	0,94	1,00	1,00	0,98	1,03	0,89

NORMAS CIPW

Or			30,91		33,05			14,14		45,68	48,54		43,92		40,80		37,98
Ab					11,06					2,52			5,66				
An		0,56		9,25	2,53					0,72	3,32		0,06		0,97		6,50
Lc	21,92	21,22	16,16	7,58		35,25	20,76	19,99	35,50	37,74		1,20	29,39		13,65	61,75	28,92
Ne	16,37	18,01	23,74	32,21	25,08	26,81	27,87	18,79	24,55	29,70	29,10	27,11	38,71	38,81	31,83	16,57	13,63
Ac	14,47		31,24			15,59	20,83	31,24	8,71	13,53			10,47			9,90	
Ns	1,99					4,30	3,22		5,28	5,27			8,48			2,70	
Wo	5,28	12,62	16,05	8,64	4,57	10,57	11,17	18,62	4,74	7,16	9,96	5,61		5,87	5,66	0,66	3,00
Di		15,15		4,12	12,85				2,62	0,97	3,85	4,19		1,47	1,89		2,97
Hl		0,63							1,44	0,68		1,63					
Fo	21,59	14,52	3,04			1,95	2,43	2,41		0,99			1,23			0,91	
Fa	2,60	0,77				1,98	0,12			0,87			0,09			0,61	
Cs	8,45		5,69			1,13	8,31	5,13					9,10			4,88	
Nt		7,40		0,95	2,04						1,07	5,21		1,03	1,50		3,10
Hm				3,74	1,82						4,96			0,94	2,07		0,72
Il	3,17	4,00	1,19	1,38	1,19	1,18	3,30	2,61	0,73	1,95	1,48	0,94	1,09	0,24	0,96	0,87	0,99
Ap	2,29	4,26	0,69	0,67	1,40	0,57	1,09	0,73	0,81	0,38	0,45	0,43	0,95	0,44	0,46	0,25	0,28
Cm	0,12	0,12			0,03												
Cc	0,45	0,85	0,79	0,50	2,73	0,49	0,59	0,67	0,66	0,59	0,37	1,33	0,40	1,05	0,45	1,02	1,91
Pr	0,57	0,36	1,03	0,29	0,62	0,42	0,47	0,87	0,23	0,11	0,21	0,25	0,10	0,07	0,05	0,14	0,17
Fr	0,21	0,12	0,05	0,07	0,12	0,03	0,02	0,09	0,10	0,39	0,02	0,11	0,03	0,05	0,09	0,04	0,04
Ill	0,61	0,15	0,03	0,00	0,65	0,02	0,07	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,11
Z	0,04	0,07	0,08	0,04	0,03	0,04	0,10	0,10	0,03	0,08	0,04	0,03	0,04	0,00	0,06	0,04	0,01
Pf			0,86					1,05									
C																	
Total	100,12	100,81	99,84	100,34	99,76	100,34	100,36	100,16	99,53	100,46	100,43	99,91	100,09	99,65	100,44	100,35	100,34

* $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
(proporção molecular)

Tabela XVI

Composição química de rochas alcalinas do Banhadão

	Nefelina sienitos II													Fonolito
	r6seos					cinzas								
	18	19	21	22	29	20	23	24	25	27	28	30	31	
SiO ₂	53,7	52,9	49,8	48,1	54,0	49,8	56,4	48,3	55,1	53,9	53,4	52,9	56,3	
TiO ₂	0,68	0,57	0,13	0,91	0,46	0,55	0,23	0,13	0,30	0,64	0,66	0,15	0,60	
Al ₂ O ₃	19,6	21,0	23,7	20,4	20,1	19,0	20,9	24,9	20,0	19,8	19,6	21,6	20,9	
Fe ₂ O ₃	3,0	3,1	2,0	3,8	2,8	4,5	3,6	2,2	<0,10	3,2	3,1	3,2	3,2	
FeO	1,36	1,86	2,14	1,36	1,28	1,71	1,28	0,86	3,72	1,28	1,36	1,28	0,86	
MnO	0,14	0,14	0,10	0,18	0,13	0,15	0,13	0,05	0,11	0,13	0,15	0,14	0,10	
MgO	0,83	0,46	0,80	0,76	0,71	0,53	0,28	0,07	0,50	0,41	0,78	0,38	0,41	
CaO	4,9	1,9	3,3	5,6	2,4	4,3	1,7	1,2	1,9	2,8	3,0	1,9	1,5	
Na ₂ O	5,98	9,77	7,37	6,78	8,97	8,21	9,40	13,64	8,84	8,23	7,83	9,63	8,10	
K ₂ O	6,36	6,38	8,48	9,40	8,04	8,19	4,72	4,79	9,44	6,67	7,95	8,33	7,54	
P.F.	2,27	1,03	2,15	1,42	0,80	2,18	0,78	1,39	0,13	2,04	1,34	0,01	0,11	
P ₂ O ₅	0,23	<0,05	<0,05	0,31	0,05	0,13	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	0,19	<0,05	0,14	
CO ₂	1,00	0,37	1,14	0,74	0,40	0,54	0,27	0,50	0,17	0,50	0,37	0,20	0,20	
S	0,30	0,27	0,12	0,32	0,09	0,65	0,02	0,13	0,04	0,32	0,10	0,06	0,02	
Total	100,35	99,80	101,28	100,08	100,28	100,44	99,76	98,21	100,40	100,00	99,83	99,83	99,98	
Coefficiente agpaítico*	0,85	1,09	0,90	1,05	1,16	1,17	0,98	1,11	1,24	1,04	1,09	1,15	1,02	
Normas CIPW														
Or	37,48	33,79	43,37	3,05	34,44	18,02	27,80	28,53	41,93	39,63	35,80	18,46	42,35	
Ab	25,89						41,08	17,81		27,04			3,53	
An	9,11		6,58				2,11	1,86		0,69				
Lc		1,58	5,31	38,24	8,81	21,75			9,61		7,06	22,47		
Ne	12,07	37,30	33,80	26,58	30,53	26,70	19,45	40,45	26,47	19,90	29,22	33,56	31,83	
Ac		8,51		10,24	7,78	12,29			0,28		8,54	8,85	8,79	
Ns		8,96		5,26	8,78	6,60			11,05		7,22	9,08	7,78	
Wo	0,86			6,06	0,18	4,61	0,84			0,17	1,42	0,11	0,33	
Di	4,49	2,06	0,88	3,86	3,70	2,73	1,51		1,23	2,23	4,06	1,96	2,13	
Hd		3,41	0,77	1,19	3,00	2,11			5,54		2,69	4,05	1,33	
Fo		0,10	1,11					0,12	0,45					
Fa		0,21	1,23						2,59					
Cs														
Mt	1,74		2,90				3,80	2,11		1,55				
Hm	1,79						0,95	0,76		2,15				
Il	1,29	1,03	0,25	1,61	0,84	0,99	0,44	0,25	0,55	1,22	1,19	0,27	1,08	
Ap	0,55	0,11	0,12	0,69	0,11	0,30	0,12	0,12	0,12	0,19	0,44	0,11	0,32	
Cm	0,04										0,00			
Cc	2,31	0,81	2,62	1,62	0,89	1,20	0,62	1,15	0,39	1,16	0,83	0,44	0,45	
Pr	0,56	0,48	0,22	0,56	0,16	1,15	0,04	0,25	0,07	0,60	0,18	0,11	0,04	
Fr	0,06	0,07	0,16	0,06	0,13	0,08	0,14	0,20	0,11	1,87	0,07	0,09	0,12	
Hl	0,51	1,39	0,00	0,49	0,70	0,50	0,51	5,32	0,21	1,39	0,47	0,98	0,00	
Z	0,04	0,04	0,01	0,08	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,01	0,08	
Pl														
C								1,21						
Total	98,79	99,85	99,33	99,61	100,08	99,04	99,44	100,17	100,65	99,84	99,27	100,56	100,16	

* $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (proporção molecular)

Tabela XVII

Concentração (em ppm) de elementos traços em rochas alcalinas do Banhado

	Flogopita melteigitos		Feldspato- melanita ijolitos		Malignitos		Melanita-nefelina sienitos							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Be	5	2	5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
F	1900	2200	575	360	1050	420	550	740	840	2050	265	725	600	400
Cl	3762	971	158	<20	3984	100	62	46	<20	171	<20	45	<20	362
V	130	280	450	146	94	260	400	550	110	128	136	158	120	19
Cr	525	560 ✓	<5	<5	112	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5
Co	32	45	22	<5	11	7	16	25	<5	7	<5	<5	<5	<5
Ni	213	240 ✓	22	7	60	10	15	17	<5	7	<5	7	6	<5
Cu	72	55	25	22	14	14	19	58	10	14	13	9	41	<5
Zn	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Ga	18	38	28	36	39	43	28	29	31	48	28	34	38	24
Se	8	20	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	114	84	72	113	157	161	95	177	177	183	168	595	154	430
Sr	1510	1960	500	260	2060	370	340	<50	560	1080	450	280	390	450
Y	14	44	200	30	16	12	70	56	<10	96	16	<10	26	<10
Zr	190	360	460	236	162	240	590	620	152	440	200	162	240	20
Nb	70	110	86	44	66	108	98	118	46	560	84	23	58	<20
Mo	6	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Ba	2520	4000	48	620	6600	1540	280	124	2620	2800	1840	840	840	1560
La	87	170	62	36	90	36	100	80	32	59	<30	<30	47	<30
Ce	220	340	<150	<150	210	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150
Pr	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Nd	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Sm	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500
Eu	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Gd	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Dy	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Yb	1	2	3	1	<1	<1	7	7	<1	7	<1	<1	1	<1
W	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300
Au	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	15	10	<10	<10	38	<10	<10	<10	<10	38	<10	<10	<10	<10
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
U	2	2	1	2	1	9	2	3	2	23	1	1	3	1

Tabela XVIII

Concentração(em ppm) de elementos traços em rochas alcalinas do Banhadão

	Nefelina sienitos									Fonolito						
	I			II rôseos					II cinzas							
	15	16	17	18	19	21	22	29	20	23	24	25	27	28	30	31
Be	<2	<2	<2	<2	4	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
F	550	330	310	525	425	800	650	660	500	700	1000	560	900	500	425	660
Cl	<20	79	69	3162	8903	<20	3242	4350	3144	3035	32000	1285	8416	2963	6248	31
V	110	112	57	76	66	61	170	52	140	52	6	39	65	67	45	41
Cr	<5	10	<5	26	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	21	<5	<5
Co	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	7	<5	<5	10	<5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	11	<5	<5
Cu	7	7	17	<5	11	20	<5	6	<5	<5	<5	27	<5	15	8	<5
Zn	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Ga	30	26	27	25	48	38	43	57	38	47	33	52	45	24	58	46
Se	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	457	554	662	157	212	431	160	266	127	242	183	251	208	193	279	177
Sr	180	230	220	1820	94	246	1400	<50	1160	470	140	700	1100	1880	425	490
Y	12	13	<10	<10	<10	<10	84	<10	<10	<10	<10	<10	21	10	<10	<10
Zr	300	194	84	200	260	42	470	134	210	230	130	260	260	270	88	440
Nb	180	32	<20	82	96	23	80	32	54	54	<20	37	120	92	30	138
Mo	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Ba	1030	380	520	2400	760	720	4000	900	3260	138	114	1120	690	1530	435	920
La	<30	67	<30	<30	36	<30	54	54	<30	54	<30	<30	100	58	48	<30
Ce	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150
Pr	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Nd	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Sm	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500
Eu	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Gd	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Dy	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Yb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	7	<1	<1	1	<1	<1	4	<1	<1	<1
W	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300
Au	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	34
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
U	5	2	1	3	8	2	7	7	1	8	3	2	2	2	2	5

na relação $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (proporção molecular), acham-se reunidos nas tabelas XV e XVI. A análise dos dados enseja a conclusão de que as rochas analisadas exibem ampla variação desses índices, cujos valores se situam entre 0,85 e 1,24, tendo como valor médio 1,03. Um fato digno de registro no tocante ao grau de agpaicidade é que os valores mais altos correspondem em geral aos nefelina sienitos II; contudo, para todo o conjunto de rochas, apenas uma única amostra (25) apresenta valor superior a 1,2. Essas feições sugerem, numa primeira aproximação, que as litologias do Banhadão tendem quimicamente no sentido de uma transformação para rochas de natureza agpaítica.

Preliminarmente, pode-se dizer que os índices guardam inteira concordância com o grau de agpaicidade das rochas congêneres de Itairapuã, cujo valor médio, recalculado segundo o critério adotado no presente trabalho, é de 1,01.

A caracterização das rochas do Banhadão com base apenas nos valores do índice agpaítico se mostra altamente insatisfatória. Por outro lado, as divergências reinantes entre os vários autores quanto aos limites estabelecidos para os campos das rochas agpaíticas e miasquíticas são notáveis. Ussing(1912) admite valores distintos para a razão $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (proporção molecular); ela é maior ou igual a 1,2 e menor que 1,0, respectivamente, junto às rochas agpaíticas e miasquíticas; considera ainda um tipo intermediário, com índice compreendido entre 1,0 e 1,2. Fersman (1929) e Goldschmidt (1930), a despeito de pequenas ressalvas, assumem o limite dos dois campos acima como sendo 1,0. Zlobin (1959), usando a mesma razão em proporção atômica, fixa novos limites para os campos dos agpaítos ($> 1,1$) e miasquitos ($< 0,85$). Assim, muitos outros autores tentaram estabelecer novos critérios numa tentativa de se obter a partir dos dados químicos um valor índice que seja prontamente comparável, no tocante às feições gerais da rocha e às variedades típicas. Devido às divergências apontadas, nota-se que a comparação dos índices "agpaíticos" (Tabelas XV e XVI) com

os campos estabelecidos por aqueles autores possibilita situar as rochas do Banhadão nas diversas categorias existentes: miasquíticas e intermediárias, com apenas uma amostra (25) agpaítica, segundo Ussing (1912); agpaíticas principalmente, e em menor frequência miasquíticas, segundo Fersman (1929) e outros.

Para fins de classificação, poder-se-ia tomar como referência um dos limites propostos e, assim, caracterizar-se os vários tipos litológicos encontrados na região; contudo, o fato das amostras exibirem indiscriminadamente feições mineralógicas e químicas condizentes com rochas miasquíticas típicas (Gerasimovskii, 1956, 1963; Sørensen, 1960) desaconselha tal procedimento. O valor elevado dos índices "agpaíticos" nas rochas dessa associação parece estar relacionado a um processo geral envolvendo a ação de soluções ricas em sódio (sodalita) que se introduziram ao longo de fraturas; esse processo de infiltração secundária não se restringiu a um único local, existindo evidências espalhadas por grande parte da área.

A caracterização de rochas alcalinas como agpaíticas, no entender de Gerasimovskii (1956) e Sørensen (1960), é feita levando-se em conta os elementos maiores, os menores e a própria mineralogia. Assim, segundo esses autores, agpaíticos são rochas que apresentam riqueza em Sr, Th, U e H_2O , concentrações anômalas de F, Cl, Zr, Nb, terras raras e Fe_2O_3 (relativo a FeO), além de baixos teores em MgO , CaO e CO_2 , quando confrontados com rochas alcalinas ou peralcalinas de grau similar de acidez (SiO_2). Essas feições químicas se refletem diretamente na mineralogia, com o aparecimento de associações minerais bem distintas, exóticas, e com abundância de minerais raros (rinkita, eudialita, enigmatita, etc.). Ainda segundo Gerasimovskii (1956), os elementos F e P perdem suas afinidades com o Ca, passando a se relacionar geneticamente com o Na, de modo que, em lugar de fluorita ou apatita, essas rochas podem trazer em sua composição villiaumita (NaF) e lomonosovita ($Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot Na_3PO_4$).

Dentro desse contexto químico-mineralógico geral, as pequenas concentrações de Th e U, e sobretudo terras raras, a apa

rente ausência de minerais raros e a presença comum da apatita, titanita e, por vezes, fluorita (am. 31) constituem evidências do caráter tipicamente "miasquítico" das rochas que compõem o maciço. Do exposto, ressalta-se a pequena significação do índice agpaítico quando tomado isoladamente.

O grau de alcalinidade do maciço foi determinado com base no diagrama de variação da Fig. 22 (Peacock, 1931). Assim, a projeção dos valores dos álcalis e CaO , em relação a SiO_2 , indica um índice álcali-cálcico de aproximadamente 42,9 e, como consequência, permite enquadrá-lo dentro da série alcalina desse autor. Segundo Peacock (1931), associações litológicas com índice inferior a 51,0 pertencem à série alcalina. Almeida (1961) introduziu uma nova classe para os índices inferiores a 46,0, a hiperalcalina, à qual pertencem as rochas do Banhadão.

Se confrontados os índices álcali-cálcicos das diversas localidades nacionais estudadas, tem-se que o Banhadão forma no rol das províncias mais fortemente alcalinas (Itapirapuã, 43,5, Gomes, 1970; Juquiã, 42,9, Born, 1971). As demais associações, Ilha de São Sebastião, e as oceânicas Arquipélago de Fernando de Noronha e Ilha de Trindade possuem valores em geral bem superiores, respectivamente, 46,4 (Freitas, 1947), 45,2 (Almeida, 1955) e 44,0 (Almeida, 1961).

Com o objetivo de conhecer o comportamento geoquímico dos elementos nos diversos tipos de rochas, foram projetados os elementos maiores, os menores e alguns traços relativamente à concentração de SiO_2 (Figs. 24 a 27). Dos vários gráficos disponíveis na literatura geológica para a análise da natureza e comportamento químico das rochas ígneas, optou-se pelo de Harker (1909), tendo em vista que: a) a variação dos principais óxidos em relação ao teor em sílica é quase sempre expressiva junto a rochas submetidas a processos de diferenciação; b) as análises químicas obtidas mostram ampla variação em sílica, com os teores extremos alcançando 41,0 e 56,4%; c) dentre os vários tipos de diagramas elaborados, o de Harker é o que propicia melhor visualização das tendências químicas ao longo de toda a série.

Fig. 22 - Índice álcali-cálcico das rochas do Banhadão. Símbolo para as diversas litologias: nefelina sienitos I (Δ), nefelina sienitos II ($\bullet$), melanita-nefelina sienitos ($\circ$), flogopita melteigitos ($\square$), malignitos ($\blacktriangle$), feldspato-melanita ijolitos ($\blacksquare$), fonolito ($+$).

Do ponto de vista petrológico e geoquímico, a associação alcalina de Itapirapuã é uma das poucas ocorrências brasileiras minuciosamente estudadas (Gomes, 1970; Gomes e Dutra, 1970) e, dentre estas, uma das únicas que se assemelha por sua associação mineralógica e petrográfica à do Banhadão; adicionalmente, acha-se inserida dentro do mesmo contexto geológico regional. Com o propósito de comparar o quimismo dessas duas ocorrências, preparou-se o gráfico da Fig. 28, reunindo o campo de distribuição de alguns elementos traços e as suas correspondentes médias aritméticas. Os dados referentes às rochas de Itapirapuã constam de Gomes (1970) e Gomes e Dutra (1970).

A projeção dos dados (Tabelas XV e XVI) no diagrama triangular Fe-Alk-Mg é mostrada na Fig. 23, onde $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$ e $Alk = Na + K$. O gráfico evidencia que os pontos correspondentes às diversas litologias concentram-se quase que inteiramente junto ao lado Fe-Alk do triângulo — à exceção de dois deles (Flogopita melteigitos) ocupando a sua porção central —, fato que reflete o baixo teor em MgO dessas rochas. Numa primeira aproximação, o gráfico mostra ainda, um enriquecimento acentuado em álcalis, que se faz acompanhar do empobrecimento em ferro e magnésio. Este último elemento perde a sua importância nos termos mais diferenciados, chegando mesmo a praticamente desaparecer. Esses dados demonstram também que o quimismo dessas rochas tem um comportamento muito similar às de Itapirapuã (Gomes, 1970). As diferenças químicas existentes são pouco significativas, salvo a presença de um tipo litológico; os flogopita melteigitos, que se caracterizam por conter teores em MgO muito mais elevados que os termos congêneres de Itapirapuã.

Nos diagramas de variação (Figs. 24 a 27), é possível distinguir três áreas distintas, compreendendo os intervalos de 40 a 46,6, 48 a 51,6 e 52,5 a 56,5 de SiO_2 . O primeiro é definido a partir dos dados relativos apenas aos flogopita melteigitos, feldspato-melanita ijolitos e alguns melanita-nefelina sienitos; o segundo, reunindo maior concentração de pontos, engloba uma miscelânea de rochas: malignitos, melanita-nefelina sienitos (incluindo

Fig.23 - Diagrama de variação Fe-Alk-Mg para as rochas alcalinas do Banhadão. Para simbologia das diferentes litologias ver Fig. 22.

Fig.24 - Diagramas de variação dos óxidos Na_2O , K_2O e Al_2O_3 e dos minerais normativos ortoclásio, leucita e nefelina em função de SiO_2 . Os óxidos são expressos em porcentagem em peso e os minerais em porcentagem normativa, calculada segundo o método C.I.P.W. Para simbologia das diferentes litologias ver Fig. 22.

Fig.25 - Diagramas de variação dos óxidos MnO , P_2O_5 , TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 (total) e CaO em função de SiO_2 . Os óxidos são expressos em porcentagem em peso.

Fig. 26 - Diagramas de variação dos elementos traços V, Cr, Ni, Cu, Ga, K/Rb, Rb e Sr em função de SiO_2 . Todos os elementos são expressos em ppm. Para simbologia das diferentes litologias ver Fig. 22.

Fig.27 - Diagramas de variação dos elementos traços Y, Zr, Nb, Ba, La e U em função de SiO_2 . Todos os elementos são expressos em ppm.

Fig. 28 - Gráfico da variação de alguns elementos traços das rochas alcalinas do Banhadão (A) e Itapirapuã (B; Gomes, 1970; Gomes e Dutra, 1970). Os valores médios determinados para cada elemento estão assinalados por um traço horizontal; no caso de elementos presentes em concentração abaixo do seu limite de detecção (p.e., Cr, Ni, etc.), tomou-se esse valor para fins de cálculo.

Fig. 29 - Gráfico da relação Ba e K nas rochas do Banhadão.

rochas de granulação fina na forma de diques, ams. 10 e 11), nefelina sienitos I e uns poucos nefelina sienitos II de natureza básica; o terceiro refere-se unicamente a nefelina sienitos II e fonolito.

Os malignitos e os nefelina sienitos I, situados na mesma área e em pontos extremos, ocupam sub-áreas relativamente bem definidas. Entretanto, o fato que mais desperta a atenção é a grande dispersão dos melanita-nefelina sienitos, cujos valores extremos chegam a alcançar 41,0 e 51,3% de SiO_2 , sobrepondo dessa forma o campo das rochas menos diferenciadas. Sabe-se, no entanto, que as peculiaridades mineralógicas dessas rochas em relação aos nefelina sienitos residem sobretudo na presença de melanita. As evidências texturais, conforme descrito anteriormente, parecem indicar que esse mineral é de substituição, em especial de piroxênios e titanita. Essas evidências permitem ainda deduzir que as transformações de fases ocorridas nessas rochas possibilitaram a distinção da unidade litológica com base apenas na análise mineralógica, não tendo havido contudo variações químicas significativas. O comportamento químico fortemente heterogêneo dos melanita-nefelina sienitos é sugestivo de que essas rochas correspondem a nefelina sienitos pouco diferenciados.

Preliminarmente, pode-se dizer que, no seu conjunto, os pontos guardam disposição linear, sugerindo assim a existência de variações gradativas de composição ao longo de toda a série de rochas do Banhadão. As diferenças químicas, quando comparados os vários tipos litológicos, são expressivas e apontam no sentido de uma adaptação progressiva dos minerais às novas condições físico-químicas, como sugerido pelo quimismo mineral. Os dados demonstram também que essas mudanças, conquanto pequenas ressalvas, consistiram essencialmente de um aumento dos teores de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O com a SiO_2 crescente (Fig. 24), e da diminuição concomitante de CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e MnO (Fig. 25), quando passando dos termos menos ácidos até o fonolito. Apreciação mais completa da sequência evolutiva dessas rochas é dada individualmente pelas curvas de variação correspondentes a cada elemento (óxido).

O teor em Na_2O ao longo da série de rochas cresce uniformemente à medida que a SiO_2 aumenta; contudo, as curvas relativas ao Al_2O_3 e ao K_2O , que inicialmente acompanham a do Na_2O , passam a decrescer suavemente a partir de 50,5% de SiO_2 . Em termos normativos, essas variações químicas se traduzem na sensível diminuição ou mesmo desaparecimento da leucita, ao lado do aumento concomitante de ortoclásio e nefelina (Fig. 24). Entretanto, a variação desse último mineral não seguiu a do Na_2O , fato devido à diminuição do teor de Al_2O_3 nos termos mais diferenciados da série; assim, nefelina foi em parte compensada pelo metasilicato de sódio.

A concentração em CaO , alta nas rochas de natureza mais básica, decresce rapidamente à medida que o teor em SiO_2 aumenta (Fig. 25), e tem no declínio regular acentuado a sua característica distintiva em relação a maior parte dos demais óxidos.

O comportamento do Fe_2O_3 e do MnO , muito parecido ao do CaO , é também marcado por um decréscimo uniforme e rápido, indo-se dos termos mais básicos da série até o extremo oposto (Fig. 25).

O MgO , o TiO_2 e o P_2O_5 seguem um padrão normal, em parte similar ao exibido pelo CaO ; contudo, a concentração desses óxidos, após queda razoavelmente acentuada no extremo básico da série, decresce novamente até atingir as rochas mais ricas em SiO_2 , quando então se mantém aproximadamente constante (Fig. 25).

Em linhas gerais o comportamento químico dos elementos maiores e alguns menores (Figs. 24 e 25) confirma as observações feitas anteriormente de que, com raras exceções, ele guarda relação com o estágio de diferenciação das rochas. Por outro lado, o comportamento do Al_2O_3 nas variedades de natureza mais básica (inferior a 47% de SiO_2) não se acha muito bem caracterizado, com os pontos distribuídos dispersa e irregularmente. Também chama a atenção o comportamento do Na_2O e K_2O nos nefelina sienitos I, cujos teores se afastam da tendência regular. As figs. 26 e 27 reúnem os gráficos referentes à distribuição dos elementos traços, mostrando, na maioria das vezes, concentrações

superiores ao limite de detecção. Como regra, os resultados estão em consonância com os obtidos por Gomes (1970) para as rochas de Itapirapuã; entretanto, verifica-se que os valores médios dos elementos traços das rochas do Banhadão, excluídos Ga, Ni e Sr, são inferiores aos de Itapirapuã (Fig. 28). Preliminarmente, pode-se dizer que o comportamento dos elementos traços da série de rochas do Banhadão segue de modo geral, e de acordo com Nockolds e Allen (1954) e Gerasimovskii (1974), o padrão normal de magmas diferenciados de afinidade alcalina.

6.1. Bário e Estrôncio

O comportamento do Ba e do Sr não obedece a qualquer tendência definida (Figs. 26 e 27), sendo marcado por grande dispersão de pontos. Segundo Goldschmidt (1954) e Taylor (1965), esses elementos em geral se concentram com a diferenciação magmática até o momento em que o feldspato alcalino começa a se cristalizar e, face ao seu fracionamento, decrescem rapidamente nos estágios tardios. No entanto, esse fato é notado apenas parcialmente quando se examina a distribuição de pontos relativa aos feldspato - melanita ijolitos, melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos II e fonolito. Assim, no tocante ao Ba, à exceção dos flogopita melteigitos e nefelina sienitos I, cujas análises mostram concentrações que contrastam com as expectativas teóricas, as demais rochas, a despeito da forte dispersão dos pontos, possuem teores que variam seguindo mais ou menos a trajetória de uma curva. Dessa maneira, os tipos mais básicos (feldspato-melanita ijolitos e o melanita-nefelina sienito 7 contém baixo teor de Ba; os que tendem para composições intermediárias (melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos II) mostram-se mais enriquecidos, com concentrações atingindo valores até de 4000 ppm; já aquelas pendendo para composições mais ácidas (alguns nefelina sienitos II e o fonolito), acham-se mais empobrecidas nesse elemento, com teores inferiores a 1000 ppm.

A coerência geoquímica entre Ba e K nas rochas investigadas é vista na Fig. 29. Nesse gráfico verifica-se que Ba aumenta com o K apenas junto às rochas que seguem a tendência normal (feldspato-melanita ijolitos, melanita-nefelina sienitos,

malignitos, nefelina sienitos II e fonolito). Fogem ao padrão geral os flogopitas melteigitos, o malignito 5 e os nefelina sienitos I.

O conteúdo em Ba dos flogopita melteigitos, alto em relação às demais rochas de natureza básica, parece refletir um comportamento anômalo do elemento, visto que ele deveria concentrar-se preferencialmente nas variedades mais feldspáticas, cristalizadas num estágio mais avançado de diferenciação. Como mencionado nas descrições petrográficas, essas rochas não contêm feldspato. As análises modais demonstram que piroxênios, nefelina e flogopita constituem os seus componentes principais, com este último mineral, seja de natureza primária, seja proveniente da transformação de piroxênios, ocupando mais de 28% do volume total da rocha. Sabe-se, no entanto, que Ba tende a entrar na estrutura de minerais potássicos devido à grande similaridade de seus raios iônicos; mas ainda, que Ba substitui K, Na e Ca nas posições intercamadas de minerais do grupo da biotita, sendo o esquema de substituição, segundo Mansker *et al.* (1979), do tipo $K + 3(Mg, Fe) + Si = Ba + 2Ti + 3Al$. Numerosas ocorrências de biotita e flogopita portadoras de altas concentrações de Ba são citadas na literatura (Thompson, 1977; Wendlandt, 1977; Mansker *et al.*, 1979, e outros). Assim, a presença de enorme quantidade de flogopita modal parece ser o fator responsável pelo caráter anômalo desse elemento nos flogopita melteigitos. Os resultados das análises (Tabela XII) confirmam plenamente que as flogopitas dos flogopita melteigitos são as únicas micas que contêm conteúdos elevados de Ba na estrutura.

A exemplo da anomalia observada nos flogopita melteigitos, constata-se também a existência de alguns pontos que se afastam da tendência geral. Um deles corresponde aos malignitos, com a amostra 5 contendo a concentração mais elevada de Ba para as rochas do Banhadão (Tabela XVII). Feições texturais e de campo sugerem que essas rochas são possivelmente resultantes de processos de reometamorfismo (fusão no contato entre flogopita melteigitos e nefelina sienitos II). Os outros pontos representam nefelina sienitos I, tendo por característica os teores mais altos em K_2O de toda a série; no entanto, mostram concentrações relativa-

mente baixas em Ba. Esse fato poderia estar relacionado à gênese dessas rochas.

A rocha concentração média em Ba do conjunto de rochas do Banhadão, 1505 ppm, é bem inferior à média estabelecida para Itapirapuã 2256 ppm (Gomes, 1970).

No tocante à concentração de Sr, nota-se que o seu comportamento assemelha-se em traços gerais ao do Ba, apresentando como característica marcante o conteúdo elevado junto aos flogopita melteigitos e o malignito 5, e uma grande variação nas rochas mais diferenciadas. Nos nefelina sienitos II, a variação desse elemento é muito grande (50 a 1880 ppm). Segundo Nockolds e Mitchell (1948), Wager e Mitchell (1951), Gerasimovskii e Lebedev (1958) e Taylor (1965), Sr^{2+} deve mostrar tendências positivas em relação ao Ca^{2+} durante o curso de fracionamento. Essa relação, dada na Fig. 30, indica ausência de correspondência linear entre os dois elementos, com os pontos exibindo forte dispersão. A concentração média de Sr para as rochas alcalinas analisadas, 712 ppm, é levemente superior à obtida para Itapirapuã, 660 ppm, (Gomes, 1970).

Fig. 30 - Gráfico da relação Sr e Ca nas rochas do Banhadão.

6.2. Rubídio

A partir de uma concentração média da ordem de 100 ppm junto aos flogopita melteigitos, esse elemento cresce suave e regularmente ao longo da grande parte da série; contudo, no intervalo compreendido entre 49,0 e 52,0% de SiO_2 (Fig. 26), algumas amostras (nefelina sienitos I, alguns melanita-nefelina sienitos e um nefelina sienito II) alcançam teores superiores a 400 ppm. Parece evidente que as anomalias de Rb se concentram preferencialmente nos nefelina sienitos I, cujos pontos acham-se bem distanciados da curva que define o comportamento geral do elemento ao longo da série.

A relação K/Rb (Fig. 26) comporta-se de forma antagônica à do Rb, e tem como característica principal um decréscimo mais acentuado junto às rochas mais diferenciadas. Por outro lado, nota-se que os pontos anômalos referidos atrás situam-se agora abaixo da curva geral, sugerindo um enriquecimento de Rb relativo a K.

Assim, o comportamento da razão K/Rb para a maioria das rochas do Banhadão se faz em conformidade com Taylor (1965), segundo o qual Rb enriquece-se relativamente a K no transcurso da diferenciação magmática.

6.3. Zircônio, Nióbio, Ítrio e Lantânio

Segundo Taylor (1965), esses elementos não entram com facilidade nos retículos dos minerais formadores de rochas, podendo dessa maneira vir a se concentrar nas soluções residuais.

A distribuição de Zr nas rochas do Banhadão (Fig. 27) mostra um comportamento irregular ao longo da série, passando de valores mais altos em seu extremo básico, para mais baixos na porção intermediária, e terminar crescendo novamente nos termos finais alguns nefelina sienitos II e fonolito.

Esse comportamento parece conflitar com as conclusões alcançadas por Goldschmidt (1954), Chao e Fleischer (1960) e Taylor (1965) de que esse elemento se concentra no decurso da cristalização fracionada.

Em geral zircão e silicatos de zircônio são minerais pouco comuns junto às rochas ígneas. Contudo, segundo Degenhardt (1957), Bowden (1966) e Gerasimovskii (1974), Zr pode ser encontrado sobretudo na estrutura de piroxênios e anfibólios alcalinos, como resultante provavelmente da substituição isomórfica de Ti.

Dentre as rochas da série do Banhadão, aquelas contendo melanita em sua composição (melanita-nefelina sienitos e feldspato-melanita ijolitos) são, aparentemente, as que possuem concentrações mais elevadas em Zr. Este fato é sugestivo de que Zr concentra-se principalmente nas granadas e piroxênios, ainda mais que, durante o estudo óptico, não foram reconhecidos cristais de zircão nas rochas examinadas, mesmo naquelas exibindo teores mais elevados no elemento.

A concentração média de Zr para as rochas do Banhadão, 225 ppm, é pouco inferior à de Itapirapuã, 436 ppm (Gomes, 1970).

O comportamento do Nb (Fig. 27) é marcado por um decréscimo muito suave e regular junto às rochas de natureza mais básica, até a altura de mais ou menos 48,3% de SiO_2 , quando então passa a manter-se mais ou menos constante. As concentrações obtidas são quase sempre inferiores a 200 ppm. Em uma única amostra (10) observou-se a presença de conteúdo anômalo (560 ppm); trata-se da rocha de granulação fina, portadora de enorme quantidade de melanita, cujas relações texturais e de campo indicam ter-se formado em condições hipabissais.

Segundo Goldschmidt (1954) e Gerasimovskii (1956), nas rochas ígneas, Nb se concentra primordialmente na estrutura de minerais portadores de Ti, através da substituição desse elemento. Assim, é provável que, na série alcalina do Banhadão, Nb se associe preferencialmente às melanitas e, em menor escala, aos piroxênios ou titanita.

A concentração média em Nb das rochas do Banhadão, da ordem de 86 ppm, é inferior à de Itapirapuã, 182 ppm (Gomes, 1970).

As rochas do maciço não exibem qualquer evidência

indicativa de acumulação de Y ao longo da série. O comportamento desse elemento (Fig. 27) é marcado por um decréscimo suave no decorrer da diferenciação química até a altura onde as rochas contêm cerca de 49,5% de SiO_2 , quando então a concentração de ítrio, com valores abaixo do limite de detecção da técnica (10 ppm), permanece constante até o final. Entretanto, alguns dos pontos projetados (feldspato-melanita ijolito, am. 3; melanita-nefelina sienito, am. 10; nefelina-sienito II, am. 22) possuem concentrações muito superiores às demais, atingindo em casos extremos até 200 ppm. De modo geral pode-se dizer que as rochas com teores mais elevados em Y são algumas daquelas portadoras de melanita em sua composição. Essas, por sua vez, possuem também maior riqueza em cálcio.

A concentração média em Y das rochas do Banhadão, 29 ppm, é bem inferior à obtida para Itapirapuã, 70 ppm (Gomes, 1970),

Como mostrado na Fig. 27, o comportamento do lantânio é em linhas gerais caracterizado por um decréscimo mais acentuado nos estágios iniciais da série, passando a seguir, de forma aparente, para uniforme até o final, não obstante algumas dispersões individuais sejam evidentes (flogopita melteigito, am. 2; melanita-nefelina sienito, am. 7; nefelina sienito II, am. 27). Em grande número de amostras o teor de La situa-se abaixo do limite de detecção da técnica (30 ppm).

Com base em estudos químicos executados por Gerasimovskii (1956) e Semenov (1958), La acha-se muito provavelmente associado a titanita, apatita ou mesmo piroxênios de natureza mais cálcica.

A concentração média em lantânio das variedades do Banhadão, 49 ppm, é bem inferior à encontrada para Itapirapuã, 160 ppm (Gomes, 1970).

6.4. Urânio, Tório e Chumbo

Esse conjunto de elementos, dentro de um contexto de fracionamento magmático, tende em geral a se acumular nas frações magmáticas residuais.

A concentração de Th e Pb nas rochas analisadas é muito pequena, e considerando que Th sempre apresenta teores abaixo do limite de detecção (30 ppm), e que Pb somente foi registrado acima do seu limite (10 ppm) nos flogopita melteigitos e no malignito 5, pouco há que se dizer a respeito do comportamento desses elementos.

Urânio foi detectado em todas as amostras, contudo à exceção do melanita-nefelina sienito 10, sempre em concentração inferior a 10 ppm. O seu comportamento ao longo da série mantém-se mais ou menos constante como visível na Fig. 27.

6.5. Cobre, Níquel e Vanádio

Cobre e vanádio estão presentes em todas as amostras investigadas e, conquanto as particularidades, exibem uma tendência mais ou menos comum, diminuição progressiva dos seus teores com o aumento de SiO_2 (Fig. 26). Por outro lado, níquel e crômio acham-se concentrados quase que exclusivamente nos flogopita melteigitos e no malignito 5, com o teor caindo abaixo do limite de detecção junto à maioria das rochas analisadas (Fig. 26).

Cobre concentra-se preferencialmente nos flogopita melteigitos, feldspato-melanita ijolitos e em alguns melanita-nefelina sienitos; nas variedades mais diferenciadas (nefelina sienitos II e fonolito), o seu conteúdo é muito pequeno, colocando-se mesmo abaixo do limite de detecção (5 ppm) da técnica.

O teor de Ni para grande parte das rochas do Banhação situa-se abaixo do limite de sensibilidade (5 ppm), com o elemento aparecendo de forma expressiva apenas junto às variedades mais básicas do maciço (flogopita melteigitos, feldspato-melanita ijolitos e malignitos).

Preliminarmente, considera-se que as altas concentrações de Ni nos flogopita melteigitos se devem ao fato de eles corresponderem a um tipo peculiar de rocha, com características distintas das

demais. Trata-se de litologia contendo piroxênio e flogopita, além de nefelina, como principais constituintes mineralógicos. As análises de microsonda desses minerais revelam que a porcentagem em peso de MgO (Tabelas VI e XII) é alta, fato também observado no qui mismo global (Tabela XV).

Segundo Siedner (1965), Ni^{2+} substitui principalmente ao Mg na estrutura de minerais ferromagnesianos. Esse fato parece indicativo de que ou a composição dos flogopita melteigitos exerceu influência sobre a concentração de Ni nas demais variedades, e assim dentro de mecanismos de substituição, grande parte de Ni teria sido retirado do sistema durante a cristalização de minerais máficos, ou então, que a elevada concentração do elemento relaciona-se tão só aos processos geradores dessas rochas, colocados no entanto dentro de um contexto petrogenético independente daquele responsável pela formação de toda a série.

Para a grande maioria das rochas do Banhadão, o teor de crômio é inferior ao limite de detecção (5 ppm). No entanto, esse elemento acha-se fortemente enriquecido nos flogopita melteigitos e aparece em menor quantidade no malignito 5.

A coerência geoquímica entre Fe^{3+} e Cr^{3+} é atribuída às similaridades existentes entre os valores de seus raios iônicos, eletronegatividade e potencial de ionização. Assim, nos flogopita melteigitos e malignitos, em razão de suas particularidades químicas e mineralógicas, crômio provavelmente se concentra na estrutura dos piroxênios e magnetita.

O comportamento geoquímico do V segue tendência normal, e em parte similar àquela observada nas rochas alcalinas de Itapirapuã e províncias integrantes da série alcalina de Nockolds e Allen (1954). Contudo, no que tange especificamente às rochas mais básicas, esse comportamento é antagônico, uma vez que a concentração do elemento decresce, contrariamente às dos demais, com o aumento de SiO_2 .

A concentração média de V para as rochas do Banhadão,

136 ppm, é muito próxima da obtida para Itapirapuã, 145 ppm (Gomes, 1970).

6.6. Gálio

O comportamento do gálio se faz em conformidade com as previsões (Goldschmidt e Peters, 1931; Shaw, 1957; Borisenok, 1959; Siedner, 1965; Gomes, 1970), com o elemento se enriquecendo junto às variedades mais ácidas da série (Fig. 26).

Para as rochas do maciço, o teor médio é 40 ppm, ligeiramente superior ao registrado para as variedades de Itapirapuã, 28 ppm (Gomes, 1970).

CAPÍTULO 7

GEOCRONOLOGIA

A determinação da idade radiométrica de oito amostras foi feita com o objetivo principal de verificar se os valores encontrados nas várias rochas analisadas são cronologicamente concordantes, de comparar esses valores com os dados geocronológicos obtidos por outros autores e, por último, de tentativamente estabelecer as relações de idade do maciço do Banhadão com outros focos alcalinos estruturalmente condicionados ao arqueamento de Ponta Grossa.

Para esse programa, que se valeu tão somente do método do potássio-argônio, foram selecionadas algumas variedades petrográficas representativas de fases distintas da sequência de cristalização. A maior parte dessas rochas tem como característica marcante a granulação grossa e uma mineralogia composta principalmente de feldspatos, nefelina, piroxênios, por vezes melanita, além da presença ocasional de biotita. De modo geral essas feições são desfavoráveis para a análise K-Ar, seja recorrendo-se a rocha total, seja empregando-se concentrados minerais. No primeiro caso, devido à granulação grossa, enquanto que no segundo à presença de minerais pouco recomendáveis para tal finalidade (feldspatos, nefelina e piroxênios). Assim, com base nos dados petrográficos e nos diagramas de variação química, foram selecionados apenas três tipos litológicos: flogopita melteigitos (duas amostras), fonolitos (quatro amostras; de conformidade com os dados de campo, essa litologia parece representar os termos finais da sequência) e melanita-nefelina sienitos (duas amostras; texturalmente rochas hipoabisais, sendo que uma delas, am. 10, corresponde a um "fonolito" básico, e a outra, am. 11, a um micro melanita-nefelina sienito, possivelmente caracterizando fases intermediárias ou iniciais).

À exceção de um corpo (am. 88A) localizado junto

às rochas encaixantes, os fonolitos (ams. 30A, 17A, 50F, e 88A) o correm na forma de diques encaixados em nefelina sienitos I e II e em melanita-nefelina sienitos. No primeiro caso, trata-se de rocha fonolítica carbonatizada muito rica em sodalita, que aflora no la do oeste da chaminé de menor porte. Ele contém, com frequência va riável, xenólitos de dimensões centimétricas de rochas afaníticas de cor escura (possivelmente fonolitos com melanita), de sienitos e, muito provavelmente, de granitos. Algumas dessas inclusões têm a aparência de rochas ultramáficas. Dentre os melanita-nefelina sie nitos, um deles (am. 10) ocorre nas bordas do maciço, aparentemen te encaixado em rochas graníticas, enquanto que o outro (am. 11) a parece na forma de pequeno dique cortando melanita-nefelina sieni tos de granulação grossa. Já os flogopita melteigitos acham-se associados a nefelina sienitos II-róseos e cinzas.

A idade dos flogopita melteigitos foi determinada em flogopita, devido ao fato de esse mineral apresentar propriedades favoráveis à retenção de argônio. Por outro lado, os fonolitos (in cluindo-se aí o tipo carbonatado) e os melanita-nefelina sienitos, face à granulação fina, foram analisados como rocha total. Assim, de modo geral, os resultados são passíveis de aceitação sem maio res restrições. No entanto, a idade do fonolito carbonatizado (am. 88A) pode ter sido alterada como decorrência da presença de peque nos xenólitos, devendo portanto sua idade ser tomada como prelimi nar, e talvez mesmo com alguma reserva.

Os resultados obtidos integram a Tabela XIX. O exame desses valores demonstra que os fonolitos 30A, 17A e 50F possuem idades situadas no intervalo de 95 a 102 m.a.; por sua vez, essas são concordantes entre si, tendo-se em vista a precisão do método experimental. A idade média de 108 m.a., fornecida pela flogopita extraída dos flogopita melteigitos (ams. 1 e 2), é vista como con cordante à do melanita-nefelina sienito (am. 11) e fonolito carbo natizados (am. 88A), com valores, respectivamente, de 106 m.a. e 111 m.a., se consideradas as incertezas analíticas. Contudo, o mes mo não se verifica com o melanita-nefelina sienito (am. 10), exibin do idade (127 m.a.) discordante das obtidas para qualquer uma das outras rochas. Tal fato poderia eventualmente encontrar explica

Tabela XIX

Idades radiométricas K/Ar de rochas alcalinas do Banhadão

SPK	Amostra	Classificação Petrográfica	Material	%K	Ar ⁴⁰ Rd. ccSTP/g.10 ⁻⁴	Ar ATM %	Idade-erro m.a.
5010	17A	Fonolito	Rocha total	5,45	2,061	9,61	95 $\pm$ 3
4652	50F	Fonolito	Rocha total	5,42	2,133	4,69	98 $\pm$ 2
5011	30A	Fonolito	Rocha total	2,76	1,129	13,2	102 $\pm$ 3
4621	11	Micro melanita-nefelina sienito	Rocha total	6,18	2,616	3,02	106 $\pm$ 4
4788	1	Flogopita melteigito	Flogopita	6,82	2,935	45,4	107 $\pm$ 7
4476	2	Flogopita melteigito	Flogopita	7,36	3,202	25,4	108 $\pm$ 4
5009	88A	Fonolito carbonatizado	Rocha Total	7,02	3,144	14,8	111 $\pm$ 6
4477	10	Melanita-nefelina sienito	Rocha Total	6,90	3,531	2,38	127 $\pm$ 3

ção na técnica analítica empregada, na qualidade da amostra, ou ainda, na própria geologia da área.

As técnicas analíticas adotadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, bem como a reprodutibilidade, a precisão e a validade dos resultados, foram textados e discutidos exhaustivamente por Amaral *et.al.* (1966) e Amaral *et.al.* (1967). Dessa forma, a discordância observada não deve ser atribuída aos métodos utilizados, à vista do fato de eles terem sido mantidos. Aqui deve ser lembrado que numa primeira análise K-Ar da mesma amostra (10), foram constatados erros na determinação do teor de K, levando a uma idade anômala de 310 m.a.. Como consequência, as análises foram repetidas, dando como resultado final 127 m.a.. Entretanto, esse aspecto não elimina totalmente a possibilidade de incidência de erros no decorrer dos vários processos analíticos.

É também pouco provável que a qualidade da amostra tenha exercido influência sobre os resultados, considerando-se que o exame microscópico do material evidencia a presença de uns poucos veios finos preenchidos por carbonatos, assim como a ocorrência de minerais secundários (carbonatos e cancrinita principalmente), provavelmente de origem hidrotermal, em concentração modal muito baixa. Além disso, esses fatos implicariam em perda de argônio e, conseqüentemente, no rejuvenescimento da rocha.

Quanto à geologia, tem-se que esse corpo não se acha muito bem definido. Ao que tudo leva a crer trata-se de um dique ou, alternativamente, de um pequeno conduto secundário situado em rocha graníticas encaixantes. Do ponto de vista químico e mineralógico, o melanita-nefelina sienito (am.10) assemelha-se às demais rochas homônimas de granulação grossa aflorando no interior do maciço, e mostra-se bem distinto das variedades fonolíticas (particularmente a am.31) e dos flogopita melteigitos. Por outro lado, as observações de campo demonstram que rochas plutônicas, como melanita-nefelina sienitos (exceto am. 10) e nefelina sienitos I e II, são mais antigas que os fonolitos nelas encaixados (ams. 30A, 17A e 50F) e que os flogopita melteigitos. Esse fato constitui evidência apontando no sentido da existência de rochas com idade superior à dada pelos flogopita melteigitos (média, 108 m.a.). Conquan

to os melanita-nefelina sienitos e os nefelina sienitos I e II pos sam representar as rochas plutônicas mais antigas do macico, isto não invalida a possibilidade de que fenômenos intrusivos de natureza hipoabissal (diques), e geneticamente associados a elas, tenham precedido esse evento plutônico, manifestando-se quer na forma de diques, quer na forma de pequenos condutos vulcânicos.

Pelo exposto, parece mais provável que a explicação para a discordância de idades encontradas entre o melanita-nefelina sienito (am. 10) e as demais rochas datadas decorra de fatores geológicos.

A ação desses eventos magmáticos acha-se também em parte indicada nas idades potássio-argônio obtidas por Hama *et. al.* (1977) em anortoclásio e biotita, extraídos, respectivamente, de foiaítos e malignitos do Banhadão. As idades encontradas foram 68 m.a. para a primeira rocha e 118 m.a. para a segunda. Esses auto res admitiram a existência de pelo menos dois episódios magmáticos alca linos no complexo, um ao redor de 70 m.a. e o outro de 120 m.a.

Se confrontados esses números com os constantes da Tabela XIX, observa-se que a idade do malignito (118 m.a.) pode ser tomada como concordante à do melanita-nefelina sienito (127 m.a.), tendo em vista as incertezas analíticas. Por outro lado, a idade do anortoclásio (68 m.a.) é exageradamente mais baixa que a de todas as demais rochas investigadas. Nesse caso, admitindo-se que o maciço em estudo possui dimensões pequenas para um ciclo magmático tão prolongado (70 a 120 m.a.), e a julgar pelo fato de a amostra ter apresentado sinais incipientes de alteração, e, adicio nalmente, que os feldspatos alcalinos mostram via de regra menor retentividade de Ar (Wetherill *et al.*, 1955), não deve ser excluída a hipótese de que a baixa idade atribuída àquele foiaíto esteja re lacionado com a perda de Ar; portanto, ela deve ser encarada com restrições, e considerando-se os resultados coligidos no decorrer do presente trabalho, entendeu-se por bem não relacioná-la com os possíveis eventos formadores da série alcalina do Banhadão.

Nesse sentido, verifica-se que o complexo do Banha

dão consiste de rochas distintas, com idades que se enquadram dentro de pelo menos dois episódios intrusivos: 120 a 130 m.a. e de 95 a 105 m.a.. O primeiro evento acha-se representado por rochas hipoabissais, química e mineralogicamente correspondentes a melanita-nefelina sienitos plutônicos (am. 10). Dessa maneira, a essa fase intrusiva associam-se as variedades petrográficas de granulação grossa (plutônicas) situadas dentro do maciço (melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I e II), em virtude de nelas aparecerem encaixados quase todos os fonolitos datados (exceção feita à am. 88A), bem como, particularmente nos nefelina sienitos II - róseos e cinzas, os flogopita melteigitos são, também, completamente envolvidos. Como exposto anteriormente, os flogopita melteigitos são portadores de grandes quantidades de xenólitos, notadamente de nefelina sienitos II róseos ou cinzas, do que se conclui serem eles bem mais antigos (idade superior a 108 m.a.). O segundo episódio é definido pelas várias idades concordantes, com valor médio a 100 m.a. (excluindo-se a idade de 111 m.a. correspondente à am. 88A). Incluem-se nesse ciclo os flogopita melteigitos e as rochas de diques representadas pelos fonolitos e pelo (micro) melanita - nefelina sienito (am. 11).

Para efeito do cálculo da média foi excluída do conjunto a idade do fonolito carbonatizado (am. 88A), tida não somente como preliminar, mas também duvidosa. A idade dessa rocha foi determinada pensando-se numa possível correlação com um dos episódios magmáticos presentes na área, seja aquele de natureza félsica, seja o de natureza ultramáfica. Infelizmente a presença de inclusões muito pequenas de rochas diversas (fonolitos escuros, sienitos, "granitos" e ultramáficas) impediu que se extraísse qualquer conclusão a respeito. Se essas inclusões corresponderem a rochas ligadas ao ciclo magmático de caráter ultrabásico (flogopita melteigitos), com idades ao redor de 108 m.a., certamente a idade do fonolito carbonatizado (111 m.a.) viu-se alterada por elas. Nesse caso, sem sombras de dúvida, a rocha corresponderia a uma das últimas manifestações de toda a série alcalina do Banhadão. Todavia, essa hipótese deve ser confirmada a partir de novos dados petrográficos sobre os xenólitos.

Em linhas gerais as idades K/Ar das rochas do complexo alcalino do Banhadão mostram-se concordantes entre si e são perfeitamente enquadráveis dentro do padrão geocronológico regional comum às demais associações alcalinas brasileiras. Segundo Ulbrich e Gomes (1981), essas associações se encaixam em quatro grupos de idades compreendendo os intervalos 200 e 240 m.a., 120 e 140 m.a., 50 e 90 m.a., e, por último, ao redor de 110 m.a.. Dentro as ocorrências do sul do Brasil, a província de Jacupiranga é a mais antiga. Ainda conforme aqueles autores, a atividade alcalina brasileira ocorreu com intensidade distinta relativamente à época de sua manifestação. Há evidências de um hiato Barremiano; contudo, o magmatismo alcalino voltou a se manifestar localmente durante os períodos Aptiano e Albiano nos Estados do Paraná e São Paulo (Tunas, Itapirapuã, Banhadão), e, muito possivelmente, foi encerrado com injeções magmáticas em Anitápolis. Essa atividade diminuiu durante a época Cenomaniano, tendo recomeçado vigorosamente durante o Cretáceo superior.

Dentro desse contexto geocronológico regional, se a idade de 127 m.a. obtida para o melanita-nefelina sienito subvulcânico (am. 10) for correta, ela passa a indicar na região uma atividade alcalina contemporânea à principal manifestação de Jacupiranga, com idade de 130 ± 5 m.a. (Amaral, 1978). Por outro lado, rochas ultramáficas (flogopita melteigitos) e félsicos presentes na forma de diques (fonolitos e um micro melanita-nefelina sienito), com idade média de 100 m.a., são concordantes com as de Itapirapuã, apresentando idades ao redor de 104 m.a. (Gomes e Cor dani, 1965).

CAPÍTULO 8

PETROLOGIA

8.1. Considerações teóricas

A despeito da sua insignificância quantitativa, as rochas alcalinas têm merecido atenção especial por parte dos petrólogos, face às peculiaridades químicas, mineralógicas, estruturais e econômicas. Assim, a literatura especializada conta com teorias diversas sobre a sua origem, sendo as que mais contribuiram para a sua interpretação genética, segundo Sørensen (1974), as seguintes: diferenciação magmática e reabsorção de minerais, imiscibilidade de líquidos, influência de voláteis e anatexia do manto superior ou da crosta basal.

Uma das primeiras interpretações aventadas para explicar a origem das rochas alcalinas foi levantada por Rosenbusch (1890) e Becke (1903), e baseia-se na diferenciação de um magma primário enriquecido em álcalis. A exemplo desse autor, muitos outros pesquisadores se ocuparam também da sua gênese. Harker (1909) sugeriu uma mistura de cristais e líquidos intersticiais enriquecidos em álcalis, que, auxiliado por um mecanismo de prensagem, decantação ou outros meios, poderia separar uma fase fluida e originar as rochas alcalinas. Bowen (1928), posteriormente Barth (1936) e Larsen (1940), defenderam a idéia de que magmas alcalinos subsaturados podem se formar por fracionamento de piroxênios a partir de uma magma basáltico. Por outro lado, Daly (1933), conquanto defendendo o fracionamento cristal, enfatizou que nenhum curso de cristalização fracionada simples de um magma basáltico saturado seria capaz de originar magmas alcalinos. Bowen (1928), Waters (1955) e Yoder e Tilley (1962) apontaram a possibilidade de se formarem rochas sódico-alcálinas pelo enriquecimento de líquidos magmáticos a partir dos componentes alcalinos de cristais reabsorvidos de anfibólios originados em níveis mais altos. Eli

seev (1941) e Polkanov et al. (1967) sugeriram a formação de nefelina sienitos e ijolitos-urtitos através de um mecanismo de diferenciação de cristalização, dando ênfase para a flotação gravitacional de cristais de plagioclásio ou nefelina durante o "emplacement" do magma alcalino. Bowen (1928) sugeriu também a possibilidade de derivar rochas feldspatoidicas de magmas saturados pelo acúmulo de leucita durante o mecanismo de fusão incongruente. Da mesma forma, muitos outros autores tentaram explicar a origem dessas rochas a partir da cristalização fracionada de um magma primário de composição basáltica (Barth, 1936, 1962), ou de magmas peridotíticos, ou mesmo kimberlítico-carbonatíticos (Holmes, 1932; Backlund, 1932; von Eckermann, 1948; Strauss e Truter, 1950; Schröcke, 1955).

Outra corrente de pesquisadores advogou por muito tempo a descendência dessas rochas a partir de um processo de desilicificação de um magma basáltico ou granítico por efeito da assimilação de material calcário, seguido de diferenciação do magma contaminado resultante (Daly, 1910; Belijankin, 1909-1910, 1926; Shand, 1945). Wyllie (1974), discutindo amplamente essa teoria, fez notar que as ocorrências de enormes massas de rochas alcalinas insaturadas ou de corpos alcalinos praticamente idênticos, porém inseridos num contexto geológico diferente, constituem evidências indicativas do que a alcalinidade dessas rochas é uma característica adquirida numa fase anterior ao "emplacement" e que, portanto, não pode ser explicada por um processo de assimilação. Esse autor sugeriu, ainda, que qualquer mecanismo, seja de assimilação, seja envolvendo mistura de magmas, deve ser eliminado. A formação de magmas insaturados por assimilação de rochas carbonáticas, argilíticas alcalinas ou sedimentares salinas poderia, no entanto, ser de importância local (Jensen, 1908; Brouwer, 1946; van Bemmelen, 1947; Knopf, 1957; Tilley, 1957; Kostyuk e Bazarova, 1966; Barker e Long, 1969).

Vários autores tiveram suas atenções voltadas para a influência dos voláteis na formação de rochas alcalinas, destacando-se entre eles Fenner (1926), Smyth (1927), Gillson (1928), Shand (1945), Kennedy (1955), Barth (1961), Rock (1976), Wyllie e

Huang (1976) e outros mais. As características dos voláteis residem em sua mobilidade, que lhes permitem atravessar o magma, assim como em sua afinidade de formar compostos móveis com determinados elementos. Em seu percurso, eles carregariam alguns elementos do magma, concentrando-os em certas partes da câmara ou mesmo fora dela, com a solidificação do material resultando em rochas alcalinas. Assim, Fenner (1926) e Gillson (1928) deram grande importância ao papel dos voláteis no transporte de sódio e alumínio através do magma granítico e na concentração, sob condições favoráveis, de NaAlSiO_4 em sua parte superior. Formam-se minerais como biotita, piroxênios e anfibólios sódicos e feldspato sódico, que subtraem a sílica do magma, ocorrendo em consequência a precipitação de nefelina. Em geral duas linhas de pensamento vêm sendo seguidas: uma relacionando a atividade dos voláteis ao regime de emanção gasosa magmática, enquanto que a outra considerando os voláteis como um componente ordinário capaz de migrar em uma fase condensada, o magma. Nesse sentido, Kogarko (em Sørensen, 1974, pp. 475-485) fez ampla discussão da influência dos voláteis (H_2O , F, Cl, S, CO_2 , etc) nos magmas submetidos a diferentes condições de pressão e temperatura. Analisando os componentes voláteis à luz do sistema SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 , Kogarko *et al.* (1974) manifestaram opinião de que a elevação da quantidade desses voláteis leva a um aumento da acidez do fundido. A cristalização fracionada, processada sob condições de alto potencial químico de componentes voláteis ácidos, pode gerar um magma alcalino residual devido à expansão do campo de cristalização de fases cristalinas mais ácidas. Rock (1976), correlacionando a influência do CO_2 sobre a gênese de rochas alcalinas, separa-as em dois grupos: as gabróicas, em que o plagioclásio cálcico está presente ou pode ser inferido, e as carbonatíticas, em que o plagioclásio acha-se ausente. Ainda no mesmo trabalho o autor acabou também por concluir que o efeito da pressão de CO_2 sobre os basaltos alcalinos faz com que a cristalização se dê segundo caminhos distintos: em condições de P_{CO_2} baixa, a separação de plagioclásio, olivina e piroxênio leva à tendência normal de diferenciação; sob alta P_{CO_2} a formação da molécula de anortita é inibida, aparecendo carbonato como produto final. Wyllie e Huang (1976), com base em dados experimentais, observaram o efeito do CO_2 junto a um modelo de

peridotito do manto sob condições de P e T compatíveis com essa situação geológica, e concluíram, no tocante às rochas alcalinas, que, além do CO_2 ser tão efetivo quanto a H_2O para causar fusão incipiente no manto, ele pode produzir magmas básicos a subsaturados em diferentes profundidades (respectivamente, menor e maior que 80 Km) e até mesmo líquidos carbonatíticos abaixo de 80 Km.

A hipótese de imiscibilidade líquida foi defendida por inúmeros pesquisadores (Loewinson-Lessing, 1884-1935, Fenner, 1948; Holgate, 1954) como um possível mecanismo levando à formação de diversos tipos de magmas. Esses autores sugeriram que um silicato complexo inicialmente homogêneo e fundido (associação de íons dentro da estrutura complexo molecular) se separa num estágio pré-cristalização em dois fundidos imiscíveis, sendo um de composição próxima à do riólito e outro semelhante à do basalto. Essa teoria foi descartada durante muitos anos, contudo, mais recentemente vem sendo reativada e tida como importante, em particular nos estágios tardios de cristalização (Kogarko *et al.*, 1974; Wyllie e Huang 1976). A imiscibilidade líquida em magmas alcalinos ganha grande destaque no estudo da origem dos carbonatitos, segundo o sistema carbonato-silicato (Koster van Groos e Wyllie, 1963, 1966; Wyllie, 1966).

Numerosas ocorrências de rochas alcalinas (álcali gnais) foram interpretadas como sendo o resultado de processos metassomáticos do tipo nefelinização e flogopitização ou ainda piroxenização. O papel do metassomatismo na formação de rochas alcalinas foi extensivamente discutido por Borodin e Pavlenko (1974). Segundo von Eckermann (1948) e Kopecky *et al.* (1970), a formação de rochas alcalinas por processos de fenetização é de ampla importância, com a mobilização desses fenitos podendo originar nefelina sienitos intrusivos. Korzhinsky (1952, 1955, 1960-citação em Sørensen, 1974) enfatizou o papel das soluções "transmagmáticas" enriquecidas em voláteis durante o processo regional de granitização. Um dos principais fundamentos dessa teoria é o "Princípio da interação ácido-básico" em que a alteração da alcalinidade de um magma, expressa em termos de potencial químico dos componentes móveis (álcalis, H_2O), expande o campo de cristali-

lização dos minerais que contêm aqueles componentes, acarretando dessa maneira mudanças da composição eutética e do "trend" de cristalização do magma. A idéia de que a formação de magmas básicos e ultrabásicos é acompanhada por soluções "transmagmáticas" inicialmente enriquecidas em álcalis foi desenvolvida por Borodin (1961, 1963) e Kuznetsov (1964) com vistas a explicar a gênese de rochas ultrabásicas alcalinas. Por outro lado, admite-se que as soluções "transmagmáticas" (matéria e energia) são subcrustais. Assim, segundo o mecanismo defendido por Omel'yanenko (1959) e Perchuk (1964), a infiltração dessas soluções através das rochas siálicas poderia gerar fundidos granitóides calcoalcalinos dentro da crosta da terra a altas temperaturas. Ainda segundo esse processo, como sucessivas infiltrações de soluções provocam a substituição das rochas, e assumindo-se que as encaixantes sejam enriquecidas em rochas básicas, ultrabásicas ou dolomíticas, poder-se-ia, portanto, ter a formação de magmas alcalinos e subalcalinos.

Presentemente, a teoria que conta com maior número de adeptos e que, sem qualquer sombra de dúvida, explica não só a gênese de ocorrências alcalinas de grande porte, contendo as associações as mais variadas, como também as de dimensões menores, é a proposta por Bailey (1964, 1970, 1972, 1974).

Bailey (1964), em seu estudo sobre as zonas de "rift" ao longo da África Oriental, fez uma série de observações sobre ocorrências alcalinas, terminando por correlacioná-las ao "rifting". Na oportunidade, pôde observar que as atividades ígneas alcalinas não se acham exclusivamente restritas às zonas de "rift", porém, onde o "rifting" continental se faz presente, o magmatismo é evidente. Essas observações permitiram ao autor concluir que as regiões de arqueamento crustal constituem as feições tectônicas mais promissoras para a ocorrência de rochas alcalinas, particularmente ao longo de geoclases. Harris (1969) e Gass (1970) sugeriram que o aquecimento do manto provoca expansão, levando ao soerguimento crustal seguido de vulcanismo. Bailey (1964) e Morgan (1968) observaram que os arcos crustais se formam numa placa rígida competente. Esse fato levou Bailey

(1970) a concluir que os arqueamentos da crosta são acompanhados de fusão parcial na zona subjacente de pressão reduzida. Valendo-se desse mecanismo, voláteis ao redor do manto fluiriam para zonas de alívio de pressão. Bailey (1972) vai ainda mais longe ao sugerir que o arqueamento inicial e o faturamento da litosfera representam os elementos necessários para o estabelecimento de um ciclo dinâmico de levantamento "rifting" e magmatismo alcalino. Seguindo a mesma linha de pensamento, Bailey (1974) concluiu que o arqueamento e o fraturamento com resultante alívio de pressão localizam o "degassing" do manto subjacente, originando uma zona dentro da qual os voláteis, trazendo calor adicional, migram e provocam o abaixamento das temperaturas de fusão das rochas ali existentes. Os voláteis transportando calor e álcalis se concentrariam ao longo dessas zonas, com os seus efeitos combinados podendo movimentar o ciclo do magmatismo alcalino na região do manto superior e na crosta profunda. A grande diversidade petrográfica encontrada nas associações alcalinas seria explicada pelas variações nas características termais do manto anteriores ao arqueamento, pela natureza dos voláteis e seu nível de derivação, e pelas proporções e mecanismos de saída desses voláteis.

À vista desse grande número de hipóteses procurando explicar a origem das rochas alcalinas, é lícito admitir-se que todas elas têm a sua validade e, seja por um único mecanismo ou pela interação de vários processos, podem ser satisfatoriamente aplicadas na interpretação genética das mais diversas associações, atendidas as peculiaridades de cada situação analisada. Assim, julgou-se necessário procurar definir, ainda que tentativamente, os processos atuantes na formação das rochas alcalinas do Banhadão à luz das teorias petrogenéticas expostas anteriormente, na busca daquelas que melhor condizem com as evidências geológicas, mineralógicas, petrológicas, geoquímicas e geocronológicas reunidas. Nesse aspecto, dentre os fatos importantes a serem salientados, destacam-se a relação das várias intrusões alcalinas da área com a tectônica regional, a mineralogia química e a petrologia da série de rochas estudadas.

8.2. Condicionamento tectônico

O maciço alcalino do Banhadão consiste de uma típica sucessão de rochas alcalinas insaturadas ocupando duas chaminés maiores e alguns condutos secundários, que emergem principalmente na região lateral entre aquelas duas feições.

Os tipos petrográficos que preenchem os dois condutos vulcânicos são praticamente idênticos, ocorrendo sobretudo nefelina sienitos, melanita-nefelina sienitos e fonolitos. O caráter distintivo reside na presença de flogopita melteigitos e malignitos na chaminé do lado leste e nefelina sienitos I (rochas contendo intercrescimento feldspato potássico-nefelina em grande volume modal) e feldspato-melanita ijolitos na do lado oeste.

As variações petrográficas presentes, traduzidas em mudanças mineralógicas e química sistemáticas, além de radiais do centro de cada estrutura para as bordas, são evidências indicativas de que as unidades litológicas dessas associações foram moldadas pela forma circular da chaminé e se constituem em corpos geralmente semianelares concêntricos.

A passagem de uma unidade petrográfica para outra, à exceção daqueles casos em que o contato apresenta bordas de reação — em particular entre flogopita melteigitos e nefelina sienitos II - róseos e cinzas — se faz em geral de modo brusco. Contudo, as relações de contato entre os melanita-nefelina sienitos e os nefelina sienitos II - cinzas não são evidentes devido principalmente à cobertura de alteração; aparentemente, ocorrem mudanças mineralógicas transicionais tendo em vista as observações de campo e os resultados químicos, que apontam para variações gradacionais entre uma e outra unidade.

A disposição dos tipos petrográficos dentro de cada chaminé é distinta, e excluídos os melanita-nefelina sienitos e os nefelina sienitos II - cinzas, que provavelmente apresentam fácies de transição entre si, aparentemente em nenhum dos casos

encontram-se variações químicas e mineralógicas gradativas e contínuas ou mesmo regulares. Assim, enquanto a do lado oeste contém um núcleo de natureza intermediária mais enriquecido em K e Na (nefelina sienitos I), circundado parcialmente (NE-SE) por rochas básicas (melanita-nefelina sienitos) e em parte (lado NW-SW) por rochas intermediárias (nefelina sienitos II), a do lado leste tem um núcleo de rochas básica-ultrabásicas (flogopita melteigitos) envolvido por rochas básicas a intermediárias (nefelina sienitos II-róseos e cinzas) e ao seu redor rochas geralmente básicas (melanita-nefelina sienitos).

As informações coligidas neste estudo e marcadas pela diversidade petrográfica, disposição das unidades litológicas, natureza dos contatos, com presença inclusive de xenólitos e de auréola de reação, e sobretudo o reconhecimento constante de texturas magmáticas, não deixam quaisquer dúvidas de que as rochas do maciço do Banhadão são intrusivas e, provavelmente, resultaram de sucessivos pulsos magmáticos. Contudo, ainda se faz necessária uma explicação genética para a sua procedência, bem como para os processos que conduziram à formação de toda uma série de litologias quimicamente diferenciadas.

Analisado dentro de um contexto geológico regional, esse maciço encontra-se indiscutivelmente situado no interior de uma área de influência de atividade magmática alcalina, reunindo pelo menos uma dezena de pequenas ocorrências intrusivas que bordejam a Bacia do Paraná. Esse importante cinturão parece definir, nos limites NE do Estado do Paraná e SW do Estado de São Paulo, dois conjuntos petrográficos principais: um formado por estruturas alcalino-carbonatíticas (Mato Preto, Itapirapuã, Barra do Itapirapuã) e outro constituído por instrusões alcalinas (Tunas, Sete Quedas, Barra do Teixeira, Banhadão), além de diversos outros corpos menores aflorando nas áreas de Cerro Azul e de Itapirapuã.

Relativamente ao conjunto de intrusivas alcalinas da região de Cerro Azul, o maciço do Banhadão ocupa um dos vértices de um polígono limitado pelas ocorrências de Itapirapuã,

Mato Preto, Tunas e Barra do Teixeira, ocupando área de aproximadamente 400 Km² (Fig. 31). Esses corpos acham-se invariavelmente arranjados em obediência a alinhamentos preferenciais e apresentam associações petrográficas diversas. A esse respeito, o posicionamento geral dos complexos alcalinos brasileiros tem despertado a atenção de vários investigadores, visando correlacioná-los com os processos responsáveis por essas disposições. Dentre esses autores mencione-se Freitas (1944), Almeida (1969, 1971), Grossi-Sad (1972), Algarte (1972), Asmus (1978) e Ferreira e Algarte (1979).

Freitas (1944) relacionou a extensa distribuição das rochas alcalinas da região litorânea com fenômeno tectônicos tensionais, solidários aos movimentos do escudo brasileiro, concluindo pela "estreita relação de causa e efeito entre a atividade tectônica, começada no jurássico e operada por movimentos de tensão, e os magmas alcalinos e basálticos".

Almeida (1969) relacionou à segunda fase da reativação da plataforma brasileira "muitas das intrusões alcalinas ligadas às zonas de arqueamentos e falhas das Serras do Mar e Mantiqueira" e, mais ainda, "quase três dezenas de centros de intrusão e vulcanismo de rochas alcalinas, cuja composição varia de saturada a subsaturada, ultrabásica a moderadamente ácida e sódica a potássica, ocorrem em áreas que foram tectonicamente soerguidas, às bordas da bacia do Paraná no Brasil e Paraguai, e nas serras do Mar e da Mantiqueira".

Almeida (1971) apresentou um estudo sobre o condicionamento tectônico do magnetismo alcalino do Sul do Brasil. Segundo esse autor, o magmatismo alcalino que se manifestou no sul do Brasil (incluindo o do Paraguai oriental) como "decorrência da ativação tectono-magmática mesozóica da Plataforma Sul Americana" foi condicionado por estruturas tectônicas locais, fato que lhe permitiu enquadrar os inúmeros centros até então identificados em oito grupos distintos, assim como relacionar cada um deles segundo as feições estruturais características dos locais onde se encontram esses focos, como, por exemplo, arqueamentos (Ponta Gros

Fig. 31 - Esboço geológico da região do vale do rio Ribeira e localização dos complexos alcalinos da província alcalina de Tunas (modificado de Algarte, 1972).

sa, Rio Grande do Sul), "rift valley" (Paraíba do Sul), domos (Lages), etc. Nesse mesmo trabalho, concluiu que "as intrusões alcalinas estão ausentes das áreas internas das grandes bacias sedimentares como do interior estável dos escudos, mas realizaram-se nas faixas então tectonicamente ativas que separam tais províncias, em flexuras falhadas, elevações dômicas, arqueamentos alongados em grandes sistemas de falhas, em distância não superior a 150 Km das bordas das bacias".

Grossi-Sad (1972), estudando os complexos alcalinos com carbonitos da região meridional do Brasil, reconheceu que a disposição dos complexos em relação à Bacia do Paraná "não é fortuita, desconhecendo-se, contudo, o mecanismo gerador de tal aspecto". Por outro lado, Almeida (1971) relacionou o vulcanismo alcalino no Estado do Paraná ao arqueamento de Ponta Grossa.

Algarte (1972), chamando a atenção para o nítido alinhamento N45W de várias intrusões, com direção paralela ao eixo Ponta Grossa, concluiu que "a distribuição regular dos maciços alcalinos ao longo das bordas das sinéclises deverá ter relação com falhamentos de tensão ligados a fenômenos circum-plataformais, aliando-se a este fenômeno um segundo elemento condicionador, representado pelos arqueamentos cratônicos". De modo semelhante,amus (1978) propõe que o magmatismo alcalino da região sul-sudeste do Brasil esteja relacionado a processos de arqueamento litosférico.

No tocante especificamente à província de Tunas, Ferreira e Algarte (1979) verificaram que há um domínio das estruturas na direção leste-oeste, ao longo do alinhamento dos maciços Banhadão-Itapirapuã, onde provavelmente houve manifestações do magmatismo alcalino. Contudo, segundo esses mesmos autores, mapas aerofísicos confirmaram o condicionamento estrutural dos maciços de Tunas, Barra de Ponta Grossa, Mato Preto, Barra de Itapirapuã e Itapirapuã, através do posicionamento de diversas zonas de alívio de tensão naquela região, algumas em profundidade.

Pelo exposto, verifica-se que há fortes indícios

quanto à existência de uma provável ligação genética do magmatismo alcalino da área estudada com os falhamentos pós-cretácicos do sul do Brasil. Assim sendo, o condicionamento tectônico desses corpos (Banhadão e os demais a ele relacionado estruturalmente) as características petrográficas gerais de cada maciço, além de alguns dados geocronológicos disponíveis, constituem evidências iniciais apontando no sentido de um processo de atividade alcalina comum a todas essas ocorrências, que poderia ser, preliminarmente, melhor explicado segundo o modelo petrogenético proposto por Bailey (1974).

Partindo-se do pressuposto que o arqueamento de Ponta Grossa tenha sido o fator responsável pela manifestação alcalina da província de Tunas, com vistas ao mecanismo proposto por Bailey (1974), cabe indagar se, durante a evolução daquele arco, o magmatismo foi sendo sucessivamente desenvolvido em "câmaras" ou "zonas" isoladas, ou então, se ele se instalou em uma única câmara magmática gigantesca, que serviu de fonte alimentadora para todos os inúmeros condutos existentes na região. Todavia, a falta de dados geocronológicos e geoquímicos sistemáticos para todos os corpos impede que se tenha uma caracterização mais completa da evolução da província, tornando-se, conseqüentemente, impraticável um confronto mais direto do magmatismo global e tectonismo. Por outro lado, os conhecimentos geológicos relativos a essas alcalinas primam em geral pela insuficiência de dados, contudo, sabe-se que as associações são muito diversificadas, diferindo entre si pela presença ou ausência total de carbonatitos, de rochas ora predominantemente insaturadas, ora saturadas, e de rochas básicas contendo plagioclásio. Essas feições caracterizam, segundo Rock (1976) e Willey e Huang (1976), condições variáveis de pressão inicial de CO_2 , fato que evidentemente não invalida a possibilidade de existência de oscilações físico-químicas dentro de uma mesma câmara, sobretudo se de grande porte conforme sugerido por Ferreira e Algarte (1979).

As características petrogenéticas do maciço do Banhadão diferem das de outras associações congêneres da província, como sugerido pelo tipo de associação litológica, a sequência

evolutiva seguida pela série de rochas _____ como, por exemplo, intrusões de ultrabásicas (flogopita melteigitos) após uma sequência marcadamente diferenciada a partir de rochas básicas (melanita-nefelina sienitos) até rochas intermediárias (nefelina sienitos I e II) _____ e de certa forma a geoquímica imprimindo-lhes traços distintivos. Devido a isso e à sua complexidade petrológica, assumiu-se como hipótese de trabalho, com vistas ao modelo de Bailey, que essas rochas se originaram a partir de material resultante de processos havidos na região limitada pela crosta basal e manto superior, e daí acumulado em locais restritos, de domínio direto sobre o desenvolvimento de toda a série de rochas do maciço.

8.3. Sequência evolutiva

Com base no exposto atrás, tem-se que o complexo do Banhadão está longe de representar um maciço homogêneo, gerado em um único evento. As variedades de rochas reconhecidas, como sugerido por feições geológicas e petrológicas, resultaram sem exceção de processos magmáticos, aparentemente cíclicos e irregulares quanto ao quimismo. Além disso, evidências de campo _____ relações de contato entre as várias unidades, presença de diques de fonolito cortando associações plutônicas (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e II) e também de xenólitos de nefelina sienitos II - róseos e cinzas no interior dos flogopita-melteigitos _____ e de certo modo estudos geocronológicos permitiram distinguir pelo menos três ciclos magmáticos distintos, cada um deles mostrando características petrográficas próprias.

O primeiro ciclo, que resultou em pelo menos três pulsos magmáticos de caráter grosseiro, reúne desde rochas básicas até intermediárias, exemplificadas pelos melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II - róseos e cinzas. Apesar da inexistência de dados radiométricos, a presença de diques fonolíticos cortando indiscriminadamente todas as variedades litológicas do ciclo, bem como de rochas máficas

do tipo flogopita melteigitos encaixadas em nefelina sienitos II-róseos e cinzas, permitem concluir que os melanita-nefelina sienitos e os nefelina sienitos I e II-róseos e cinzas são anteriores a essas manifestações. Ao que tudo leva a crer, a idade desse ciclo parece enquadrar-se no intervalo 120-130 m.a., a julgar pelas idades de 118 e 127 m.a. determinadas por Hama *et al.* (1977) e por este autor, respectivamente, em um malignito e um micro melanita nefelina sienito (am. 10) encaixado nos granitos circunvizinhos do maciço, provavelmente na forma de uma chaminé secundária.

Ao segundo ciclo pertencem as rochas de natureza ultrabásica a básica, representadas principalmente pelos flogopita melteigitos. A sua atividade, que se resume praticamente a um único espasmo magmático, foi também um episódio de caráter plutônico (granulação média e fina) associado essencialmente aos nefelina sienitos II. Face às temperaturas elevadas do corpo intrusivo ao redor da encaixante (nefelina sienitos II-róseos e cinzas), a ação de contato se fez acompanhar de atividades reometamórficas levando à formação de rochas híbridas, em especial os malignitos, e, muito possivelmente, os feldspato-melanita ijolitos também. As datações radiométricas K-Ar de flogopita dos flogopita melteigitos revelaram idade média de 108 m.a.

Finalmente, as relações de campo e os dados geocronológicos sugerem o término das atividades ígneas do foco alcalino do Banhadão com o terceiro e último ciclo, que originou inúmeras intrusões menores na forma de pequenos diques verticais, de poucos decímetros de espessura, consistindo principalmente de fonolitos e alguns micro melanita-nefelina sienitos encaixados nas mais diversas variedades de rochas existentes, exceção feita aos flogopita melteigitos. Conquanto os aspectos gerais referentes à sua mineralogia e à gama de variação química guardam semelhanças com os melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos II, o aspecto textural e a composição química dos piroxênios constituem feições marcadamente distintivas; além disso, os feldspatos apresentam em geral características de sanidina e são levemente zonados. O comportamento heterogêneo dessas rochas, como indicado pela grande variação na concentração de minerais máficos (piroxênios,

melanita, biotita), ora identificando-se petrograficamente a melanita-nefelina sienitos, ora a nefelina sienitos II enriquecidos em fêlsicos, e pela presença de variedades com leves tendências ácidas (am. 31 com 56,5% da SiO_2), constituem evidências favoráveis e condizentes à existência de processos de diferenciação magmática no transcorrer desse ciclo. Esse fato poderia inclusive ser tomado como elemento sugestivo de uma correlação genética com o segundo ciclo magmático; quimicamente, os distintos tipos de rochas representariam fases diferenciadas desse ciclo. Contudo, à vista da carência de estudo químico-mineralógico sistemático dessas rochas, julgou-se prudente enquadrar as rochas fonolíticas em um ciclo à parte. Os estudos geocronológicos relativos a três amostras fonolíticas, recorrendo-se ao método K-Ar em rocha total, apontam idades compreendidas entre 95 e 106 m.a.

Fato que chamou a atenção durante os trabalhos de campo foi a presença de pequenos blocos de rochas fonolíticas carbonatizadas ricas em sodalita e carbonatos, encontrados fora da área do maciço. Contudo, considerando que a idade radiométrica 111 m.a. obtida para esse tipo de rocha, conforme discutido no capítulo anterior, é duvidosa, e face às limitações impostas pela falta de dados químicos, entendeu-se prematuro emitir opiniões definitivas sobre as possíveis ligações petrogenéticas desse material com qualquer um dos ciclos magmáticos discutidos atrás.

Visando situar o maciço alcalino do Banhadão no quadro evolutivo petrogenético, à luz do modelo do magmatismo e tectonismo, interpreta-se a descontinuidade química e a grande diversidade petrográfica como evidências de mudanças apreciáveis nas condições físico-químicas reinantes entre um ciclo e outro (profundidade de origem, P_{CO_2} , material de fusão, etc.), sugerindo uma possível influência, senão o principal controle, da evolução do arqueamento de Ponta Grossa no desenvolvimento da série. De qualquer maneira as circunstâncias contidas nesse processo entre as quais citam-se as fases de fissuramento relacionadas à profundidade subcrustal atingida, a natureza e a quantidade de material envolvido na fusão inicial e a participação de voláteis, devem ser encaradas apenas como ponto de partida para a interpretação

petrogenética das rochas do Banhadão. Assim, nesse sentido, po
der-se-ia dizer que as diversas manifestações magmáticas reconhe
cidas no foco do Banhadão refletem nas feições químicas e petro
lógicas as distintas fases do desenvolvimento das zonas de alívio
de pressão.

É possível admitir-se que os primeiros efeitos do
tectonismo regional sobre esse foco (fissuramento e alívio de
pressão) tenha provocado a fusão de rochas de natureza básica e
ultrabásica ou mesmo dolomíticas da crosta basal, e possivelmente
do manto superior, e pela ação de voláteis enriquecidos em álca
lis (em conformidade com Omel Iyanenko, 1959; Perchuk, 1964; Boro
din e Pavlenko, 1974 gerado magmas alcalinos, iniciando-se dessa for
ma o ciclo volumetricamente principal da atividade ígnea de toda
a série. Aqui se incluem rochas exclusivamente félsicas (melanita
nefelina sienitos, rochas básicas; nefelina sienitos I e II, ro
chas básicas e intermediárias), todas insaturadas, com total au
sência de plagioclásio e de caráter intrusivo e textura grossa.
Nesse ciclo a ocorrência de rochas subsuperficiais é esporádica
(por exemplo, am. 10). O fato de serem intrusivas no granito do
complexo Três Córregos impossibilita o fornecimento de quaisquer
indicações a respeito da profundidade em que se processou o aloja
mento inicial dessa associação. No entanto, as feições texturais,
não obstante as limitações, podem fornecer algum subsídio para
eventuais interpretações petrogenéticas ou geológicas. Assim, a
granulação grossa dos melanita-nefelina sienitos e dos nefelina
sienitos I e II-róseos e cinzas é interpretada como sendo uma
marca das características próprias do magma (viscosidade, poder
de nucleação dos minerais principais) ou das condições físicas
que agiram sobre o sistema durante a cristalização dessas rochas
(pressão de vapor, influência de voláteis, etc.), independente
mente de sua profundidade de formação. Contudo, tomando-se por
base algumas observações de campo e microscópicas — por exem
plo, granulação média (nunca fina) das rochas de borda com tran
sições para grossa nas partes centrais desses corpos; contato
aparentemente tectônico entre o maciço alcalino e as rochas graní
ticas; ausência da ação de contato (termal) nas encaixantes graní
tóides, indicando assim diferenças térmicas pequenas; presença

comum de estruturas pertíticas bem desenvolvidas nos feldspatos, sobretudo dos nefelina sienitos II-róseos e cinzas; maiores efeitos do resfriamento junto aos piroxênios confinados às regiões de bordas, refletidos em estruturas fortemente zonadas — a granulação grossa parece condizente com uma cristalização em profundidade, sob condições plutônicas.

Superpondo-se a esse evento, teve lugar um segundo, mais restrito, e representado por uma única fase intrusiva. Enquadram-se aqui tão só rochas ultramáficas (flogopita melteigitos) de caráter plutônico menos profundo, e indiretamente variedades máficas (malignitos e feldspato-melanita ijolitos) derivadas da ação de contato. As evidências de campo e mineralógicas estão a indicar que essas rochas foram introduzidas em estado de completa fusão (à exceção dos cristais de titano-augita, que provavelmente já estavam formados) e em temperaturas muito elevadas, através de um mecanismo de colocação aparentemente repentino, como sugerido: pelas reações de contato entre o corpo e a encaixante (nefelina sienitos II-róseos e cinzas); pela presença de "xenocristais" de titano-augita, em desequilíbrio, tanto nos flogopita melteigitos, como nos malignitos; pela abundância de flogopita, e, por último, pelo grande limite de variação química obtido para as soda-augitas dos flogopita melteigitos, atestando o caráter termodinâmico instável dessas rochas. Além disso, esse conjunto de feições parece indicativo de que a intrusão se deu em níveis bem menos profundos em relação ao ciclo magmático anterior, quando os melanita-nefelina sienitos e os nefelina sienitos II-róseos e cinzas se encontravam completamente solidificados.

Ao que tudo faz crer esse ciclo resultou num estágio em que os efeitos tectônicos regionais sobre o foco do Banhaão foram mais intensos, de alcance bem mais profundo nas regiões do manto, onde teve lugar a criação de condições favoráveis ao desenvolvimento de processos rápidos de fusão de material. Segundo Wyllie e Huang (1976), a fusão de rochas a grandes profundidades, abaixo de 80 Km, ou, no entender de Korzhinsky (1952, 1955, 1960) e Borodin (1961, 1963), a menor participação dos voláteis nas rochas fundidas do manto explicariam a formação dessas rochas ultra

básicas alcalinas.

O último evento, de caráter nitidamente subvulcânico, atuou de maneira distinta na série, com as rochas desenvolvidas ocorrendo na forma de diques. Esse ciclo parece corresponder à fase seguinte ao evento repentino ultramáfico, quando o tectonismo atuando com lentidão, senão já estático, teria propiciado condições favoráveis a uma maior interação entre os voláteis e o material fundido e, conseqüentemente, gerado magmas de forma e caráter químico muito similares aos do primeiro ciclo, malgrado a pequena expressão. O intenso fraturamento desenvolvido durante o resfriamento das rochas que o precederam, por ocasião de sua colocação a níveis supra crustais, criaram condições físicas para que, sob o efeito de pressão elevada, o magma residual pudesse então infiltrar-se por esses espaços, dando origem a rochas subsuperficiais. A falta de informações químicas mais gerais sobre essas rochas impediu uma melhor definição da sua tendência química. No entanto, sabe-se que a sua semelhança química com as rochas do primeiro ciclo reside nas associações mineralógicas observadas em diversos diques; essas são idênticas, mostrando os mesmos tipos de minerais e variações similares em suas proporções, caracterizando assim rochas como melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos II com diferentes relações máficos: nefelina: feldspato potássico, e total ausência de plagioclásio, diferindo, contudo, quanto à textura.

8.4. Mecanismos geradores

Dentro de um contexto petrogenético geral, as relações de campo sugerindo inúmeras fases intrusivas, a evidente ação de contato com desenvolvimento inclusive de auréolas no interior do corpo, a indiscutível inexistência de qualquer correlação genética entre as alcalinas e as encaixantes graníticas, e as analogias petroquímicas e mineralógicas entre as séries alcalinas do Banhadão e outras congêneres como Itapirapuã e Juquiá, distantes algumas dezenas de quilômetros, representam indícios concretos da ação de processos de magmatismo profundo. Feições adicio-

nais incluem a ausência de plagioclásio nas associações mineralógicas presentes, fato que permite enquadrar o complexo no tipo carbonatítico de Rock (1976). Essa classificação é compatível com pressão elevada inicial de CO_2 , corroborando, por mais uma vez, as conclusões obtidas anteriormente.

Assim, as informações coligidas estão a indicar que todas as rochas do Banhadão se derivaram a partir de magmas alcalinos primários, originados por fusão direta de componentes seja das raízes da crosta, seja diretamente do manto, e em situações tais que tiveram acesso a subcâmaras situadas inicialmente (1º ciclo) em níveis inferiores da crosta, alcançando posteriormente, durante a ação do tectonismo regional sobre o foco alcalino, posições supracrustais, quando então se processou a última manifestação magmática. Contudo, se a fusão do material da crosta basal ou do manto foi importante, senão o principal processo de derivação da série alcalina do Banhadão, ela em si não responde satisfatoriamente a todos os fatos observados, particularmente no decorrer dos sucessivos pulsos magmáticos que levaram à formação das rochas dos vários ciclos. Por exemplo, não explica as tendências químicas, sobretudo dos elementos maiores, e tampouco as variações mineralógicas, com mudanças do índice de cor (termos mesocráticos a hololeucocráticos). Também não explica as concentrações crescentes de sílica, passando sucessivamente de termos ultrabásicos (41,0% de SiO_2 em alguns melanita-nefelina sienitos) a intermediários (56% de SiO_2 em alguns nefelina sienitos II).

A mais provável explanação a ser dada, tendo em vista as divergências acima apontadas, reside na existência de processos de diferenciação magmática associados a partir de grande volume de magma de natureza alcalina inicialmente originado no manto. Todo o mecanismo de diferenciação se processaria principalmente nas porções basais da crosta, nos locais de domínio sobre o conduto do Banhadão, e, a partir daí, por meio de espasmos, dar-se-ia a formação de pulsos diferenciados que seriam alojados em uma subcâmara em nível superior. São os seguintes os fatos apontando a diferenciação magmática como um processo atuante no ciclo das rochas plutônicas e, em menor extensão, na sucessão de rochas

subvulcânicas.

No que tange às rochas félsicas plutônicas do primeiro ciclo (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II - róseos e cinzas), a análise conjunta dos traçados das diferentes curvas, que refletem o comportamento dos elementos principais e dos menores em relação à variação de sílica (Figs. 24 e 25), permite concluir, segundo Bowen (1928), e salvo pequenas exceções, que em linhas gerais elas seguem a tendência normal esperada de um processo de cristalização fracionada. Quimicamente, essas variações acham-se refletidas, à medida que a sílica aumenta, na variação crescente e regular de Na_2O , K_2O e Al_2O_3 , com esses dois últimos óxidos apresentando leve declínio nas rochas mais diferenciadas (nefelina sienitos II-róseos e cinzas), e diminuição concomitantes nas concentrações de TiO_2 , Fe_2O_3 (total), MgO e CaO .

Chamou-se a atenção para as dispersões observadas no tocante à distribuição de K_2O e Al_2O_3 nos nefelina sienitos I. Por outro lado, deve-se ressaltar que o comportamento de alguns elementos químicos junto aos flogopita melteigitos é similar ao das rochas deste ciclo, notadamente K_2O , CaO e Fe_2O_3 ; nesse caso, a curva descrita por esses elementos para os flogopita melteigitos superpõe no diagrama (Figs. 24 e 25) o segmento que define o comportamento de K_2O , CaO e Fe_2O_3 dos melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II-róseos e cinzas, no lado das rochas empobrecidas em SiO_2 . Contudo, o comportamento do MgO , e, de certa forma, do Na_2O e Al_2O_3 dos flogopita melteigitos é bem distinto, fato que acarreta fortes dispersões nos diagramas e afastamento dos pontos correspondentes a esses elementos relativos à curva de tendência seguida por aqueles das demais rochas.

A concentração dos elementos traços ao longo da série de rochas investigadas não apresenta em linhas gerais variações regulares (por exemplo, acúmulo de alguns elementos seguido do empobrecimento de outros), em conformidade com aquilo que se observa em associações fortemente diferenciadas. Assim, dentre esses elementos, Cu , Cr e Ni concentram-se quase que exclusivamente

nos flogopitas melteigitos (rochas pertencentes ao segundo ciclo), estando praticamente ausentes nas demais variedades de rochas. Fato também digno de registro é o comportamento anômalo de Sr e Ba junto aos mesmos flogopita melteigitos, visto que apresentam concentrações muito altas quando teores baixos seriam o normal. Esses fatos parecem corroborar as conclusões anteriores quanto ao comportamento petrogenético distinto de algumas rochas, ou seja, as máficas manteriam ligações genéticas mais diretas com o manto, enquanto que as rochas do primeiro ciclo sofreriam maior influência da crosta basal. Aqui deve ser salientado que a grande dispersão mostrada pelos elementos traços (Figs. 26 e 27), principalmente junto às rochas básicas, se deve à integração indiscriminada dos pontos, reunindo todas as variedades analisadas, e, de acordo com o exposto anteriormente, as rochas da série pertencem a pelo menos três ciclos magmáticos de caráter petrogenético distinto.

No tocante às rochas plutônicas de natureza félsica (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e II - róseos e cinzas), Ba é o único elemento traço que segue sua tendência normal; por outro lado, Zr, Nb, Y e V deveriam concentrar-se no curso da diferenciação, no entanto, mostram teores mais elevados junto às rochas de natureza mais básica. Nestas últimas, o comportamento desses elementos parece estar relacionado mais com a mineralogia antes que o próprio processo de diferenciação, tendo emvista que Zr, Nb, Y e V acham-se concentrados sobretudo nas rochas portadoras de melanita em sua composição.

Evidência indicativa de cristalização fracionada para as rochas do primeiro ciclo pode ser também encontrada no diagrama ternário Mg-Alk-Fe da Fig. 23. Os pontos projetados, à exceção dos referentes aos flogopita melteigitos, exibem notável regularidade em sua distribuição. Esse gráfico mostra que a série sofreu forte enriquecimento em álcalis relativamente a ferro e magnésio, com este último elemento tornando-se inexpressivo nos termos mais diferenciados. A curva representando a tendência geral da série de rochas de caráter plutônico (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II-róseos e cin

zas) possui traçado regular, quase retilíneo, compatível com o que se deveria esperar de uma sequência diferenciada.

Além dos aspectos geoquímicos, existem outros indicadores da ação de cristalização fracionada, como a própria mineralogia, representada pela sequência de cristalização dos piroxênios. Esses minerais, que ocorrem invariavelmente em todos os tipos petrográficos do complexo, formam uma série única de clinopiroxênios, passando gradativamente de soda-augita nos melanita-nefelina sienitos mais básicos a egirina-augita nos melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I, nefelina sienitos II menos básicos e nefelina sienitos II intermediários, com a diminuição dos teores de CaO e MgO acompanhando a alcalinização da rocha. Face às mudanças composicionais contínuas marcadas por aumentos regulares de teor em sódio, esses minerais podem ser usados como um possível indicador do progressivo enriquecimento em álcalis no curso de diferenciação da série. Fato curioso é o comportamento químico dos piroxênios dos flogopita melteigitos e fonolito no diagrama $\text{Mg-Na-Fe}^{2+} + \text{Mn}$ (Fig. 17); as linhas de tendência representativas dos piroxênios dessas rochas coincidem na sua porção extrema com a curva que define as variações para os melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II - róseos e cinzas.

As feições apontadas indicam inquestionavelmente que a cristalização fracionada foi um importante processo de derivação dos vários tipos litológicos durante a primeira e, possivelmente, a última manifestação magmática. A presença de micro melanita-nefelina sienitos visivelmente intrusivos, ou mesmo, o contato brusco entre os melanita-nefelina sienitos e os nefelina sienitos I, e também muito provavelmente entre as variedades róseas e cinzas de nefelina sienitos II, são fortes argumentos de que os processos atuantes durante o fracionamento magmático se desenrolaram em uma câmara maior (primeira) com sucessivas expulsões de líquidos residuais; a despeito dos mecanismos envolvidos nessas expulsões, o material foi alojado em uma subcâmara situada em um nível superior.

No tocante à natureza do material primário, e à vista da ausência total de plagioclásio nas rochas do Banhadão, deve ser excluída qualquer possibilidade de um magma original básico, conforme defendido por William (1959), Erickson e Blade (1963) e Verwoerd (1966), que pudesse responder pela origem dessas unidades litológicas derivadas por fracionamento magmático. A existência de uma associação típica de rochas altamente insaturadas, todas contando com a presença de elevadas concentrações de nefelina, tanto normativa quanto modal, ao lado de inúmeras ocorrências não muito distantes uma das outras apresentando características petrológicas similares, sugerem, segundo Bailey (1974) e outros, uma fonte pretérita de magma fêmico alcalino de caráter primário, originado pela fusão direta da região basal da crosta ou do manto superior.

8.5. Desenvolvimento magmático e o quimismo mineral

Com base nos elementos geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos levantados para o complexo do Banhadão, propõe-se aqui uma sequência de desenvolvimento magmático ao longo da evolução de toda a série de rochas alcalinas encontradas.

8.5.1. Atividade magmática alcalina de caráter granular plutônico

Evidências de campo e geocronológicas indicam que os melanita-nefelina sienitos, os nefelina sienitos I e os nefelina sienitos II-róseos e cinzas são as rochas mais antigas do maciço. Possuem caráter plutônico e resultaram da cristalização de sucessivos pulsos magmáticos, quimicamente diferenciados, derivados por processo de cristalização fracionada a partir de uma fonte originalmente comum a essas rochas e situada em níveis profundos. Dentro da sequência evolutiva do maciço, essas litolo

gias foram incluídas no primeiro ciclo.

Essas rochas se distinguem por suas variações químicas e mineralógicas e, ainda mais, pela composição dos piroxênios. O tipo geral é bastante uniforme e apresenta uma sequência de cristalização mais ou menos definida. Cristalizam-se inicialmente apatita, titanita, magnetita e, pelo menos em variedades menos diferenciadas (melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I), os piroxênios; não raramente os três primeiros minerais ocorrem inclusos no último. Seguem-se os minerais félsicos (nefelina e feldspato potássico), que podem cristalizar lado a lado, e, por último, as fases tardias (biotita, melanita, intercrescimento feldspato potássico-nefelina e outros).

Piroxênios

Os piroxênios dessas rochas constituem uma série única de clinopiroxênios, tendo como membros principais soda-augita, egirina-augita e egirina. Os dados químicos coligidos (Tabelas VI, VII, VIII e IX) indicam que a sua composição depende do estágio de diferenciação da rocha em que o mineral é encontrado.

Nos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, esses minerais possuem em geral teores elevados em Mg e Ca e baixos em Ti, Al, Fe^{3+} e Na, além de leves deficiências em Si. Variações sensíveis desses elementos podem ser notadas de amostra para amostra, dentro de uma mesma amostra ou mesmo a nível de cristais, com o desenvolvimento de mais de uma fase mineral, uma das quais invariavelmente mais enriquecida em Na e Fe^{3+} (ams. 10, 12, 13 e 14). As variações iônicas junto às posições estruturais são amplas (Figs. 15a,b). Si mostra comumente teores baixos, na maioria das vezes com valores inferiores a 1,94, portanto, não completando a posição Z. Contudo, os resultados (Tabelas VII e VIII) evidenciam também que, à exceção das amostras 8 e 10-II, o teor de Al é também insuficiente para esse fim, com o Fe^{3+} por conseguinte compensando a deficiência estrutural. Tal fato impli

ca numa grande deficiência de Al de coordenação octaédrica, com reflexos na ausência total dos componentes jadeíta e tschermakita. A concentração elevada de Al^{IV} em piroxênios portadores de baixos teores em Na sugere, segundo Kushiro (1960) e Verhoogen (1962), cristalização em condições de temperaturas elevadas. Por outro lado, os baixos teores de Al (total) dos minerais investigados indicam uma atividade baixa de alumina nos magmas que deram origem a essas rochas. Nesses minerais, os componentes moleculares diopsídio e hedenbergita, e frequentemente enstatita, ferrossilita e wollastonita, formados pelos elementos bivalentes, possuem grande expressão. No entanto, o cálcio, integrando os dois primeiros componentes, e com possibilidades de formar também wollastonita, mostra-se praticamente constante durante a maior parte do campo de variação química (Tabelas VII e VIII), mantendo sempre concentração elevada. Nos diagramas $Mg-Ca-Fe^{2+}+Mn+(Fe^{3+}-Na)$ das Figuras 14a e 14b, a composição desses minerais situa-se ao redor da linha diopsídio-hedenbergita, apontando níveis elevados de cálcio quando comparado a outros "trends". Esse fato, segundo Larsen (1976) e outros autores, indica cristalização em ambiente de baixa atividade de sílica.

Conquanto esses piroxênios associem-se a melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, ambos portadores de altas concentrações modais de melanita (granada titanífera), eles possuem os mais baixos teores de titânio em comparação às demais litologias. Esse fato acha-se provavelmente relacionado com a história de cristalização dessas rochas; titanita, que viria a ser nos estágios finais de cristalização a fonte de Ti para a geração da melanita, formou-se antes dos piroxênios, tornando-se assim o receptor de grande parte desse elemento presente no magma original.

A composição química dos piroxênios revela que o componente acmita se faz sempre presente, ainda que em proporções muito variadas, com teores compreendidos entre 8,6 e 28,9%, exceção feita à amostra 10-II contendo 41,7% daquele componente. Assim, os piroxênios dos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I correspondem na maioria das vezes a soda-augitas (com

variações no intervalo $\text{Di}_{66,8}\text{Hd}_{24,6}\text{Ac}_{8,6}$ e $\text{Di}_{68,6}\text{Hd}_{11,9}\text{Ac}_{19,5}$), com algumas transições para egirina-augitas cálcicas (composições compreendidas entre $\text{Di}_{63,2}\text{Hd}_{15,6}\text{Ac}_{21,2}$ e $\text{Di}_{53,1}\text{Hd}_{18,0}\text{Ac}_{28,9}$); estas seja representando a composição de cristais perfeitamente equilibrados com o líquido em que se formaram (ams. 9, 11, 16 e 17), seja de fases coexistentes dentro de uma mesma amostra, ou então, de bordas mais sódicas de cristais zonados.

Nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, os piroxênios mostram notáveis variações em sua composição, demonstrando enorme heterogeneidade química. A sua composição vista em conjunto, denotando importantes mudanças iônicas, sobretudo no tocante aos elementos Fe^{3+} e Na, compreende praticamente toda a extensão do campo de variação da egirina-augita. A transição a partir do termo soda-augita é feita de maneira contínua e marcada por sucessivas trocas iônicas, levando a um declínio regular em MgO e CaO, que, por sua vez, se faz acompanhar do aumento concomitante em Fe_2O_3 e Na_2O .

Os dados químicos apontam para amplas modificações iônicas junto à estrutura desses minerais ao longo da série. O Si possui em geral teores altos, com valores compreendidos entre 1,9 e 2,0, com o grupo Z sendo ocupado por Si e Al^{IV} nas egirina-augitas enriquecidas em Na. Nesse caso, o Al excedente, de coordenação octaédrica, forma a molécula de jadeíta. Já nas egirina-augitas quimicamente vizinhas às soda-augitas, onde o teor em Si é mais baixo, a deficiência estrutural ($\text{Si} + \text{Al} < 2,0$) é compensada pelo Fe^{3+} . Nesse sentido, as relações apontadas sugerem, em conformidade com Kushiro (1960) e Verhoogen (1962), cristalização em temperaturas variáveis; as egirina-augitas mais cálcicas teriam sido formadas em temperaturas mais altas, enquanto que as enriquecidas em sódio em temperaturas mais baixas.

A presença de baixos teores de Al (total) nos vários tipos de egirina-augitas dessas rochas indica cristalização em condições de baixa atividade de alumínio. Por outro lado, o

teor de Si das egrina-augitas cresce regularmente à medida que o mineral torna-se mais enriquecido em Na. Esse fato é interpretado, com base em Kogarko (1974), como o resultado do aumento da atividade da sílica nos estágios finais da cristalização, provavelmente devido a maior concentração de voláteis.

A grande variabilidade química dos piroxênios dos nefelina sienitos II-róseos e cinzas é prontamente realçada pelo teor do componente acmita, com valores compreendidos entre 21,1 e 66,7%. Às variedades róseas correspondem as egrina-augitas mais cálcicas (concentrações entre $Di_{46,5}Hd_{32,4}Ac_{21,1}$ e $Di_{13,4}Hd_{29,7}Ac_{56,9}$), enquanto que às cinzas relacionam-se as mais enriquecidas em sódio (concentrações entre $Di_{33,4}Hd_{25,4}Ac_{41,2}$ e $Di_{4,0}Hd_{29,0}Ac_{66,7}$).

Pelo exposto sobre a natureza química dos piroxênios nas diferentes rochas do primeiro ciclo magmático do Banhaão, tem-se que as soda-augitas representam uma fase de cristalização precoce formada durante os primeiros estágios de fracionamento, principalmente junto aos melanita-nefelina sienitos e, em seguida, nefelina sienitos I. Contudo, devido às condições físico-químicas reinantes por ocasião de sucessivas intrusões de magmas o reequilíbrio total desses minerais não foi atingido, com o fato provocando a formação de estruturas zonadas, por vezes pronunciadas (ams. 12 e 13). Assim, os piroxênios presentes em rochas de diferentes graus de diferenciação têm em comum núcleos augíticos, sendo no entanto suas bordas quimicamente distintas: levemente ou então enriquecidas em sódio quando formadas, respectivamente, em rochas mais básicas ou tendendo a intermediárias (ams. 12-I e 18-I).

Nas rochas que se encontram em estágios avançados de diferenciação, principalmente as de natureza intermediária (nefelina sienitos II-róseos e cinzas), os piroxênios consistem de variedades de egrina-augita. Embora a sua cristalização tenha iniciado cedo, pois ainda se reconhece a presença de núcleos ou setores mais claros empobrecidos no componente acmita, em sua maior parte ela se processou acompanhando a nefelina

e os feldspatos, fato que muitas vezes dificulta o estabelecimento da ordem de cristalização desses minerais. Dessa forma, verifica-se que as egirina-augitas empobrecidas em acmita acham-se associadas aos nefelina sienitos II-róseos, enquanto que os termos mais sódicos às variedades cinzas. Ainda nessas rochas, egirina foi reconhecida unicamente em duas amostras (19-II e 27-II) coexistindo com egirina-augita; contudo, suas relações texturais indicam tratar-se tipicamente de um mineral de cristalização tardia.

Nefelina

A nefelina constitui na maioria das rochas o mineral predominante. Em geral é subidiomórfica a xenomórfica, entretanto, em alguns casos ela aparece em formas idiomórficas indicando um maior grau de liberdade na sua formação. Em todas essas variedades a nefelina formou-se em um estágio intermediário de cristalização, seja após a cristalização total dos piroxênios(soda-augita), ou então, ao lado das egirina-augitas e feldspatos.

O comportamento químico da nefelina nas diversas litologia deste ciclo (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II - róseos e cinzas) é demasiado restrito, principalmente se comparado ao dos piroxênios.

Os resultados químicos indicam leves modificações iônicas dentro da estrutura desses minerais ao longo da série, indo-se dos termos mais básicos (melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I) aos mais diferenciados (nefelina sienitos II-róseos e cinzas). O teor de Si cresce no sentido das variedades mais diferenciadas, com seus valores extremos compreendidos entre 8,047 e 8,589. Por outro lado, o Al exhibe comportamento inverso, alto no início, diminuindo nos estágios finais. Em todas as análises a nefelina mantém relação $Si > Al$, com o fato implicando em vazios na rede tridimensional. Considerando-se a fórmula química adotada (Mitchell, 1972) (Tabela III), verifica-se

que as vacâncias na estrutura são muito variáveis, em pequeno número ou até mesmo inexistentes na maioria dos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, e mais frequentes nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas; nestas últimas rochas podem alcançar 0,644. Nesses minerais, o comportamento do Fe^{3+} é muito irregular, com conteúdos em geral baixos nos nefelina sienitos I (0,098 a 0,123 átomos por fórmula) a levemente mais altos nas demais rochas (entre 0,122 e 0,178) da série, independentemente do estágio de diferenciação.

O K é também variável, mostrando concentrações elevadas nos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I (entre 1,815 e 2,022, à exceção das amostras 10 e 11) e bem mais baixas nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas (respectivamente, teores entre 1,196 e 1,627, excluindo as amostras 21 e 22, e 1,424 e 1,533 átomos por fórmula unitária). Esses resultados demonstram que as nefelinas possuem teores de K inferiores a 2,0 átomos por fórmula, sendo portanto designadas, segundo Deer *et al.* (1963), de "médio-potássica". A única exceção reconhecida refere-se à amostra 17, onde o mineral contém 2,022 átomos; neste caso é dita "per-potássica".

A despeito da heterogeneidade química, os dados são sugestivos que as variações nos teores de Na, e mais ainda de K, acham-se diretamente relacionadas a mudanças na concentração de "sílica em excesso". Segundo Tilley (1954) e Barth (1963), esse fato reflete as modificações havidas nas condições físico-químicas atuantes durante a formação do mineral, dependendo sobretudo da história de resfriamento (ou recristalização) da rocha. Assim, os resultados indicam que as nefelinas possuem, em média, concentrações baixas de "sílica em excesso" nos melanita-nefelina sienitos (em torno de 1,0%) e muito baixas nos nefelina sienitos I (ao redor de 0,4%), aumentando nos nefelina sienitos II-róseos (em média 4,0%, excetuando-se a am. 21 com 0,3%), e com pequenas oscilações nos nefelina sienitos II-cinzas (aproximadamente 3,7%). De conformidade com os estudos experimentais de Hamilton e Mackenzie (1960) e Hamilton (1961), as variações nos teores de "sílica em excesso" sugerem que as nefelinas dessas ro

chas atingiram equilíbrio em temperaturas diversas.

Nos melanita-nefelina sienitos, a composição das nefelinas situa-se no campo de convergência "Morozewicz-Buerger", com tendências de aproximação da composição de Buerger, sendo as temperaturas de equilíbrio inferiores a 500°C. A relação Na:K desses minerais é da ordem de 3:1. As nefelinas dos nefelina sienitos I apresentam sempre composição próxima à de Buerger, variando no intervalo de $Ne_{72,5}Ks_{27,2}Qz_{0,3}$ a $Ne_{74,5}Ks_{24,9}Qz_{0,6}$; a relação Na: K aproxima-se de 3:1, com o fato significando equilíbrio em temperaturas muito baixas (inferiores a 500°C). Pelo visto, a composição química das nefelinas desses dois agrupamentos tende a aproximar-se da de Buerger, sugerindo assim equilíbrio "submagmático" e não diretamente com o magma, conforme proposto por Tuttle e Smith (1958).

Tendo em vista as feições ópticas dos piroxênios (por exemplo, zoneamento pronunciado) e o seu comportamento químico variável, em especial junto aos melanita-nefelina sienitos, sugerindo história de resfriamento curta, era de se esperar para as nefelinas temperaturas de equilíbrio bem mais altas. Contudo, as feições texturais e mineralógicas evidenciam claramente que a atividade magmática tardia ou residual foi muito intensa, como testemunhado pela formação de elevadas concentrações modais de melanita nos melanita-nefelina sienitos e de intercrescimento feldspato potássico com nefelina nos nefelina sienitos I; neste último caso, são comuns as bordas de nefelinas reabsorvidas pelo material intersticial (intercrescimento feldspato potássico com nefelina). Essas feições indicam a possibilidade de existência de reajustes químicos nas nefelinas após a sua cristalização.

Nos nefelina sienitos II-róseos, a composição das nefelinas ora se aproxima do campo de convergência "Morozewicz-Buerger", ora dele se afasta. No primeiro caso, as nefelinas apresentam de modo geral composições próximas àquela de Morozewicz, indicativas de temperaturas de equilíbrio magmático ao redor de 500°C, podendo atingir até 600°C. A única exceção

observada é a amostra 21, que se aproxima da composição de Buerger. A relação Na:K desses minerais se afasta de 3:1 (3,4:1 e 5,2:1). No segundo, a composição se distancia totalmente daquele campo com o elevado teor de "sílica em excesso" apontando, com base no termômetro de Hamilton e Mackenzie (1960), temperaturas de equilíbrio (cristal-magma) elevadas, superiores a 700°C. É interessante notar que temperaturas mais altas foram obtidas em nefelinas de rochas aflorando nas regiões centrais do corpo (ams. 19, 26 e 29). Já, nos nefelina sienitos II-cinzas, a composição das nefelinas situa-se nas proximidades da de Morozewicz com o teor de "sílica em excesso" (superior a 3,0%) apontando temperaturas de equilíbrio desde aproximadamente 500°C até perto de 750°C. Esses resultados sugerem que a composição das nefelinas dessas rochas foi estabilizada na maioria das vezes em temperaturas de cristalização magmática (entre 600 e 750°C), em geral superiores às da maioria das variedades róseas e, evidentemente, muito superiores às dos demais tipos litológicos.

Feldspatos

Os feldspatos formam, ao lado das nefelinas, um dos minerais félsicos mais importantes desse conjunto de rochas. Acham-se representados em todas as amostras por feldspato alcalino, estando os plagioclásios praticamente ausentes. A caracterização mineralógica efetuada com base em difratometria de raios X aponta ortoclásio como a única variedade presente, exceção feita à amostra 20 em que opticamente se reconheceu microclínio. Nos melanita-nefelina sienitos, esses minerais são tipicamente de cristalização tardia, com a tendência de formação nos estágios finais de consolidação se manifestando por vezes no caráter poiquilítico do seu desenvolvimento. Por outro lado, nos nefelina sienitos I (excluídos aqueles contendo intercrescimentos de feldspato potássico com nefelina) e nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, o mineral na maioria das vezes cristalizou-se cedo, seja logo após os piroxênios (nefelinas sienitos I e alguns nefelina sienitos II-róseos), seja concomitantemente àqueles mi-

nerais e às nefelinas (nefelina sienitos II-alguns róseos e a maior parte dos cinzas).

As informações químicas obtidas mostram um caráter essencialmente potássico para a maioria das rochas analisadas. Contudo, se examinadas em conjunto (Tabelas IVa e IVb), nota-se que de um tipo petrográfico para outro a composição apresenta variações amplas. Nos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, os feldspatos potássicos são quimicamente homogêneos. A natureza pouco sódica desses minerais acha-se realçada pelo baixo teor em Na na fórmula unitária, com valores compreendidos entre 0,025 e 0,317 átomos. Por outro lado, o teor em K mantém-se alto, dentro do intervalo de 3,533 e 3,945 átomos por fórmula. O ferro, provavelmente como Fe^{3+} , acha-se presente em todas as amostras em concentrações inferiores a 0,061 átomos. A análise conjunta dos resultados indica que os feldspatos dessas rochas possuem variações químicas restritas ao intervalo $\text{Or}_{99,1}\text{Ab}_{0,7}\text{An}_{0,3}$ e $\text{Or}_{91,6}\text{Ab}_{8,2}\text{An}_{0,1}$. Já nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, eles são mais heterogêneos. Todavia, a despeito das variações encontradas, os dados (Tabelas IVa e IVb) demonstram que em nenhum caso são portadores de alto conteúdo de Na. Apesar disso, as variações iônicas desse elemento nos feldspatos são amplas junto aos nefelina sienitos II-róseos e bem menos nos cinzas, com concentrações confinadas, respectivamente, ao intervalo de 0,209-1,707 e 0,365-0,690. Nesses minerais, o teor de Fe^{3+} apresenta oscilações entre 0,021 e 0,059, independentemente da rocha em que o mineral está contido.

De maneira geral pode-se dizer que o comportamento desses feldspatos, quando comparado ao dos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, tem como característica primordial um aumento dos seus teores em Na e amplas variações no componente albita passando-se de uma amostra a outra. O seu campo de variação química se restringe, respectivamente, ao intervalo $\text{Or}_{58,6}\text{Ab}_{41,4}\text{An}_{0,0}$ - $\text{Or}_{94,4}\text{Ab}_{5,4}\text{An}_{1,5}$ e $\text{Or}_{83,0}\text{Ab}_{16,9}\text{An}_{0,1}$ - $\text{Or}_{90,6}\text{Ab}_{9,3}\text{An}_{0,0}$.

As peculiaridades químicas e mineralógicas dos feldspatos dessa série parecem estar relacionadas com o estágio de desenvolvimento do mineral na sequência de cristalização e com a história de resfriamento do magma.

Sabe-se que o estado estrutural dos feldspatos pode ser explicado pela velocidade de resfriamento de um determinado corpo ígneo. Ortoclásio representaria o estado estrutural estável em condições de resfriamento rápido, enquanto que o microclínio corresponderia à forma estável em condições de resfriamento lento. Além disso, segundo Guidotti *et al* (1973), ortoclásio se estabiliza em temperaturas superiores a 600°C.

A julgar pelas relações texturais e feições ópticas observadas nos feldspatos da maioria das amostras de melanita-nefelina sienitos (ocorrência quer intersticial, quer poiquilítica; grande limpidez; continuidade óptica; ausência de estruturas pertíticas, exceção feita às ams. 13 e 14), chega-se à conclusão que as fases Or-Ab em solução sólida, enriquecida em Na, estiveram ausentes durante o processo de cristalização. Isto significa que esses feldspatos teriam se formado durante a fase final de cristalização em temperaturas baixas, num líquido residual já muito empobrecido em Na. Nesse caso, pouco pode ser dito sobre a sua estrutura, representando muito possivelmente estados com tendência triclínica, conquanto que não tenha sido percebido opticamente feições de microclínio, fato que viria concordar com as temperaturas determinadas para as nefelinas coexistentes. Por outro lado, algumas amostras (ams. 9, 13 e 14) contêm a variedade ortoclásio. As relações texturais e ópticas (presença de estruturas pertíticas, geminação Carlsbad) apontam para uma cristalização mais cedo, provavelmente ao lado das nefelinas. Aqui, as nefelinas também apresentam equilíbrio submagmático. Por conseguinte, isso contradiz as expectativas teóricas sobre a estrutura dos feldspatos, com o fato parecendo de certa forma corroborar a idéia de que as nefelinas sofreram reequilíbrio talvez devido à atividade magmática tardia.

O comportamento dos feldspatos dos nefelina sieniti

tos I tem como característica primordial os mais baixos teores de sódio quando comparado às demais rochas. O fato de apresentarem em geral estruturas pertíticas bem desenvolvidas sugere que as soluções sólidas Or-Ab se fazem presentes nos estágios iniciais de cristalização em temperaturas elevadas, enquanto que o caráter eminentemente potássico do mineral (Na_2O compreendido entre 0,08 e 0,50%), coexistindo com albita (pertita) quase pura, indica uma história de resfriamento muito lenta permitindo não só a desmisturação quase completa das duas fases sólidas (Or-Ab), como também possíveis reequilíbrios químico-cristaloquímicos, como notado por exemplo nas composições homogêneas de piroxênios. Contudo, um fato curioso reconhecido é que a difratometria de raios X (am. 17) acusou para esse feldspato estrutura de ortoclásio; além do que o exemplar analisado representa a fase mais potássica ($\text{Or}_{99,1}\text{Ab}_{0,7}\text{An}_{0,2}$) de todo o conjunto. Com base nas feições ópticas e químicas dos minerais associados, pode-se dizer que de um modo geral a rocha se formou em condições de equilíbrio físico-químico, deixando como testemunha nefelinas de composição próxima à ideal de Buerger e fases de cristalização eutética (intercrescimento feldspato potássico com nefelina); são exceções alguns poucos casos reunindo feições de desequilíbrio, como bordas reabsorvidas de piroxênios, ainda que resultantes da atividade residual magmática. Por conseguinte, torna-se difícil explicar a estrutura do feldspato potássico simplesmente pela história de formação da rocha. Da mesma forma, a composição química obtida para o mineral não condiz com a sua própria estrutura cristalina, tendo em vista que, segundo Mackenzie e Smith (1961), feldspatos enriquecidos em Na tendem como regra para estados estruturais desordenados (monoclínico), enquanto que os estritamente potássicos assumem a estrutura de microclínio (triclínico). De qualquer maneira, parece que a estrutura dos feldspatos dos nefelina sienitos I não pode ser explicada pela cinética de cristalização magmática e muito menos pela composição essencialmente potássica. É provável que algum outro fator termodinâmico tenha atuado sobre o mineral de forma a manter estrutura de entropia elevada (ortoclásio).

Nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, como visto atrás, os feldspatos cristalizaram-se cedo, possuem amplas variações composicionais do componente albita, são ricos em estruturas pertíticas e, estruturalmente, correspondem sempre a ortoclásio. Essas feições sugerem cristalização em líquidos mais enriquecidos em Na e solução sólida Or-Ab em temperaturas elevadas. A presença de exsoluções em hospedeiro com amplas variações no componente albita parece indicar que o processo de "desmisturação" das moléculas ortoclásio e albita desses minerais foi irregular, além de incompleto, refletindo dessa forma condições variáveis de equilíbrio mineral. Essa hipótese encontra apoio não apenas na estrutura monoclínica dos feldspatos (ortoclásio), mas também nas temperaturas de cristalização das nefelinas dessas rochas (valores compreendidos entre 500° e 750°C) e nas estruturas zonadas em piroxênios, sendo esta última feição muito pronunciada nos nefelina sienitos II-róseos e de menor significação nos cinzas.

Minerais tardios

A julgar pelas relações texturais, dentro da série examinada ocorrem sem dúvida alguns minerais que se formaram como produto final da cristalização de soluções residuais, seja por substituição de outros minerais (deutéricos), seja a partir da cristalização do líquido residual. Dentre eles incluem-se biotita e flogopita, melanita, intercrescimento feldspato potássico com nefelina e sodalita.

Biotita e flogopita: as micas ocorrem em quantidades pequenas, geralmente como produto final de cristalização. Na maior parte das vezes aparecem como produto deutérico substituindo os piroxênios, ou então, em cristais isolados na forma de agregados intersticiais. Como mineral deutérico elas estão presentes na maioria das rochas examinadas. Os nefelina sienitos II - cinzas são as únicas rochas que contêm apenas traços ou nenhuma concentração modal de micas; já nas variedades róseas o mineral

aparece com mais frequência: Estes produtos de transformação ocupam as bordas corroídas dos cristais de piroxênio, interdigitando-os ou acompanhando as suas linhas de clivagem e fratura. Como mineral primário foi reconhecido apenas nas amostras 17 e 21, na forma de pacotes intersticiais sem qualquer relacionamento com os piroxênios, tratando-se de um produto final de cristalização.

Quimicamente, as micas presentes nessas rochas correspondem a biotitas, à vista do fato de mostrarem relação $\text{Fe:Mg} > 2,0$ (átomos por fórmula). Conquanto essa relação seja variável junto às diversas unidades litológicas, flogopita somente foi detectada nos melanita-nefelina sienitos 8-II e 14.

As modificações químicas reconhecidas nesses minerais se expressam nos teores variáveis de Al_2O_3 , FeO e MgO e, em menor escala, de SiO_2 e TiO_2 . Nas biotitas e flogopitas, Si exibe comportamento homogêneo, à exceção dos nefelina sienitos I, onde o teor de óxido oscila de 34,7 a 38,7%. Excluída a amostra 17-II, com 8,61%, o conteúdo de Al_2O_3 é baixo para esse conjunto de rochas, tendo como valores limites 11,0 e 12,9%. As fórmulas estruturais expressas na base de 22 átomos de oxigênio (Tabelas XIII e XIV) mostram que ambos os minerais, sem exceção, possuem teores de Si e Al insuficientes para o preenchimento das posições tetraédricas, mesmo assumindo-se que todo o Al compense as deficiências de Si ($\text{Si} + \text{Al}(\text{total}) < 8,0$). O conteúdo de Ti é em geral mais baixo nos melanita-nefelina sienitos, conquanto demasiado variável nas demais litologias, com os valores limites compreendidos entre 0,97 e 4,31% de TiO_2 . Por outro lado, Mn apresenta teores semelhantes, por vezes inferiores, ou mesmo superiores ao do Ti.

Flúor está presente em todas as micas, com a sua concentração passando de baixa junto aos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I a bem mais alta nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas. Já o bário acha-se ausente em quase todas as biotitas e flogopitas, talvez em razão da presença do feldspato alcalino.

O teor de Mg acompanha inversamente o do Fe total. É mais alto nas micas dos melanita-nefelina sienitos (à exclusão da am. 12), bem mais baixo nas dos nefelina sienitos I, e mostra valores intermediários nos nefelina sienitos II. Se comparado o quimismo das micas com o dos piroxênios coexistentes, nota-se a existência em certos casos de alguma correspondência no tocante à distribuição do Fe (total) e MgO. Todavia, torna-se difícil tirar conclusões definitivas a respeito, uma vez que a relação $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dessas micas é desconhecida, além do que essa razão para os piroxênios foi obtida por métodos artificiais. Consequentemente pouco pode ser dito sobre a composição dos líquidos residuais em que se formaram, a não ser algumas considerações quanto à fugacidade de O_2 . Segundo Wones e Eugster (1965), o teor de magnésio nas micas é função da temperatura e da fugacidade de O_2 , crescendo com o abaixamento da primeira variável e com o aumento da segunda. Nesse sentido, poder-se-ia inferir que as biotitas e flogopitas dos melanita-nefelina sienitos formaram-se em condições de temperatura e fugacidade de O_2 bem mais altas se comparadas às do nefelina sienitos I e nefelina sienitos II-róseos e cinzas.

Melanita: este mineral é abundante apenas nos melanita-nefelina sienitos (concentrações modais variando de 6,5 a 18,8%); ocorre com menor frequência nos nefelina sienitos I e apenas esporadicamente nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas (ams. 22 e 20, respectivamente). As suas feições ópticas indicam forte zoneamento, sendo os núcleos dos cristais mais escuros e as bordas bem mais claras. Quimicamente, essas mudanças de cor guardam correspondência com os teores de Fe, Si e Ti. Este último elemento se concentra mais nas regiões escuras centrais, diminuindo gradativamente até as bordas, enquanto que os dois primeiros exibem comportamento inverso. Em todas as melanitas analisadas obteve-se uma relação $\text{Si}+\text{Al}$ (total) $< 6,0$, o que parece sugestivo de que Fe^{3+} preenche essa deficiência. Assim, o grupo RO_2 desses minerais é ocupado por Si, Al^{IV} e Fe^{3+} .

As feições texturais e ópticas dessas granadas, reconhecidas em quase todos os casos, e indicada pela relação ínti

ma com os piroxênios, seja interdigitando-os e crescendo ao longo de seus planos de clivagem e fratura, seja ao redor de suas bordas corroídas, e também pela presença comum de estruturas poiquilíticas, contendo inclusões em geral de titanita, piroxênios e algumas vezes opacos, apontam para a formação da melanita como um produto final de cristalização, em concordância assim com as observações de King (1965) e Gomes *et al.* (1968). Por outro lado, a zonalidade óptica e química sugere cristalização em condições de desequilíbrio mineral, seja por problemas cinéticos de substituição iônica, não permitindo o equilíbrio entre os íons na estrutura mineral, seja pela ineficiência da fonte alimentadora (titanita) para suprir quantidades de Ti capazes de substituir integralmente os cristais de piroxênio.

Em algumas variedades registrou-se a presença de "capas" de melanita, opticamente homogêneas e de coloração mais clara, envolvendo núcleos escuros, e sugerindo uma fase de cristalização a partir de material fornecido diretamente pelo líquido residual. Nesse caso, os núcleos escuros seriam os germes ou os pólos de atração iônica para a formação de melanita a partir dos elementos presentes nas soluções intersticiais; esse fato indicaria soluções enriquecidas principalmente em Fe^{3+} , Ca e Ti. Dentro da sequência de cristalização, melanitas primárias, formadas cedo, foram identificadas somente em rochas porfiríticas subvulcânicas, por exemplo, a amostra 10.

Intercrescimento feldspato potássico com nefelina: estas estruturas são uma feição peculiar dos nefelina sienitos I, conquanto também estejam presentes em menor proporção em alguns melanita-nefelina sienitos (ams. 7, 8 e 14). Ocorrem espalhadas na rocha como material de enchimento ou formando extensas massas irregulares; aparecem ainda como agregados granulares, coexistindo com cristais individuais de nefelina e feldspato, estes formados mais no início da sequência de cristalização. Do ponto de vista químico, os feldspatos possuem natureza potássica, além de composição praticamente idêntica à do mineral na forma de cristais isolados. Sua composição enquadra-se no intervalo $\text{Or}_{99,1}\text{Ab}_{0,7}\text{An}_{0,2}$ e $\text{Or}_{95,4}\text{Ab}_{4,5}\text{An}_{0,1}$.

O comportamento da nefelina em nada difere daquele dos feldspatos, a mesma similaridade apontada se fazendo presente. Os teores de "sílica em excesso" são os mais baixos de todos os até então determinados, tendo como valores limites 0,0 e 0,6% de Qz. Por outro lado, o teor de Al aproxima-se ao do Si, enquanto que as relações Na:K de 3:1, e as vacâncias estruturais, praticamente inexistentes, de zero. Dentro do contexto químico, essas feições sugerem que as nefelinas do intercrescimento alcançaram equilíbrio em temperaturas baixas, talvez inferiores a 500°C, e correspondentes à composição de Buerger; fato que pode guardar correlação com a cristalização tardia do mineral. Além disso, esses dados excluem qualquer possibilidade de explicar essas estruturas como sendo o resultado da desmisturação de leucita em feldspato potássico e nefelina devido às altas pressões de vapor de água (maiores que 5 kbar) a que foram submetidas, como sugerido por Taylor e Mackenzie (1975). As relações texturais presentes (feições do tipo "fingerprint", "chasmas" ou "plumas"), caracterizando em geral material de origem intersticial, além do quimismo das nefelinas, sugerem, segundo Davidson (1970) e Gittins *et al.* (1980), que o intercrescimento feldspato potássico-nefelina formou-se como produto de cristalização tardia a partir de um magma residual enriquecido em Na e K.

Sodalita: os minerais deste grupo representam na maioria das vezes um constituinte tardio. Ocorrem em teores modais elevados apenas junto aos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, sendo a amostra 17 de nefelina sienito I (Tabelas Ia e Ib) uma exceção. As relações texturais — presença de pequenos veios milimétricos cortando minerais ou integrando massa irregular englobando cristais de feldspato potássico, com a rocha hospedeira adquirindo por vezes aspecto de rocha híbrida — são indicativas de que esse mineral representa um produto de cristalização tardia, ou mesmo de um estágio hidrotermal. Esse fato pode ser tomado como uma clara evidência que as frações residuais dessas rochas foram enriquecidas em sódio e voláteis (Cl, F, etc.).

Considerações adicionais

Feições ópticas e texturais, bem como o comportamento químico dos piroxênios, nefelina e feldspatos, fornecem indícios concretos da existência de múltiplas manifestações magmáticas em condições físico-químicas diversas, com intrusões sucessivas de material ígneo de composição variável desde básica, como os melanita-nefelina sienitos, até intermediária, como é o caso de alguns nefelina sienitos II-cinzas. Dentro desse contexto petrogenético, enquadram-se também os nefelina sienitos I, conquanto essas rochas possuam características divergentes das demais a elas associadas. Assim, as feições petrográficas indicam cristalização em ambiente tipicamente plutônico, marcado pela presença de grande quantidade de intercrescimento feldspato potássico com nefelina. Além disso, os piroxênios apresentam-se em geral óptica e quimicamente homogêneos, exceção feita a alguns cristais com bordas reabsorvidas. Os dados químicos dos nefelina sienitos I mostram também pequenas anomalias em relação às tendências gerais seguidas pelas demais variedades do primeiro ciclo magmático, tais como, teores mais elevados de K e Na e valores baixos para Ba; estes últimos bem inferiores ao esperado se considerada a afinidade desse elemento com o K; comportamento semelhante foi observado para o Rb.

Face às limitações dos dados geocronológicos, é prematuro emitir-se qualquer opinião definitiva sobre a cristalização desse material dentro da sequência magmática intrusiva. No entanto, os aspectos gerais listados acima parecem apontar no sentido de uma cristalização em condições distintas das restantes para os melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos II-róseos e cinzas; aparentemente, os nefelina sienitos I desenvolveram-se de modo independente das demais litologias (núcleo da chaminé menor).

Do ponto de vista evolutivo, os resultados coligidos, e analisados conjuntamente, sugerem que as rochas alcalinas do Banhadão derivaram de sucessivas intrusões de caráter petrológico definido e distinto. A julgar pelas observações geoló-

gicas e geocronológicas, feições texturais, quimismo mineral (notadamente piroxênios) e global, as rochas do primeiro ciclo magmático parecem ter evoluído na seguinte sequência (mais antiga para a mais nova): melanita-nefelina sienitos → nefelina sienitos I → nefelina sienitos II-róseos → nefelina sienitos II-cinzas.

8.5.2. Atividade alcalina de caráter granular fino a médio

A evolução geológica do maciço prossegue com a intrusão do corpo de natureza ultrabásica (flogopita melteigitos), de dimensões expressivas, que se introduziu entre os nefelina sienitos II-róseos e cinzas, ocupando praticamente a parte central da estrutura anelar. A existência de ação de contato pronunciada entre a massa intrusiva e o material encaixante, com seus efeitos traduzidos na presença de malignitos e, muito provavelmente, feldspato-melanita ijolitos, ao lado da granulação média a fina, sugere que os flogopitas melteigitos se formaram na subcâmara magmática ainda quando esta se encontrava em níveis crustais bem mais altos se comparados àqueles onde se deu o desenvolvimento de todo o primeiro ciclo e, portanto, em temperaturas bem inferiores.

Os flogopita melteigitos diferem em tudo das rochas anteriormente descritas (encaixantes e associadas) e, com base em relações de campo e geocronológicas, feições mineralógicas e químicas, pertencem a um segundo ciclo magmático.

O tipo geral dessas rochas é uniforme e a sequência de cristalização suficientemente clara. Cristalizaram-se inicialmente opacos, apatita e piroxênios, seguidos de flogopita, nefelina e minerais do grupo da sodalita.

Piroxênios

Os piroxênios são os minerais mais abundantes chegando a atingir concentrações modais acima de 36%. Ocorrem de três modos distintos: como megacristais incluídos em uma matriz de piroxênios e flogopita principalmente, além de feldspatóides (minerais do grupo da sodalita e nefelina), como constituinte dos núcleos de estruturas "nodulares", ou ainda, como membro integrante da massa fundamental. Todavia, as duas primeiras ocorrências são mais raras, tendo em vista que somente aparecem nas regiões situadas nas proximidades das encaixantes.

Megacristais: estes se referem a enormes cristais (dimensões superiores a 6,5 mm) mostrando manchas centrais de características ópticas correspondentes a titano-augita, que gradam para soda-augita em direção às bordas, estas quimicamente semelhantes aos cristais da massa fundamental. Cabe ressaltar que esses minerais ocorrem nas regiões mais internas do corpo. Essas feições parecem apontar para a existência de reequilíbrio dos fenocristais com o sistema que deu origem aos flogopita melteigitos, com o fato sugerindo uma fase pretérita de titano-augita, que reequilibrando-se durante a consolidação da rocha, foi substituída por soda-augita; esta desenvolveu-se das bordas para o centro dos cristais e, devido a isso, protegeu os núcleos isolados, deixando os rastros de uma fase precoce de cristalização.

Nódulos: estes têm como característica a presença de um núcleo monominerálico de piroxênio augítico envolvido por uma coroa de flogopita. Essas estruturas são comuns apenas nas regiões de contato, sendo que nas porções mais internas dos flogopita melteigitos podem ocorrer megacristais reequilibrados de soda-augita nas bordas com núcleos de titano-augita. Esse fato, assim como o comportamento homogêneo desses nódulos — como indiscriminadamente indicado pela textura granular da estrutura, a composição monominerálica dos núcleos e das bordas, a forma externa e interna (núcleo) e contato entre os grãos — constituem evidências iniciais no sentido da existência de reequilíbrio subsolidus por difusão de uma fase pretérita que, talvez em decorrência do res-

friamento bem mais rápido das regiões marginais do corpo, deixou de ser dissolvida durante os vários estágios de cristalização do magma. Por outro lado, feições isoladas em rochas coletadas pouco mais distantes do contato, locais onde os nódulos estão ausentes, podem ser observadas na amostra 1 (Fotomicrografia 18); essas feições, caracterizadas por um núcleo de opacos (titano-magnetita?) envolvido de maneira concêntrica por cristais prismáticos de soda-augita orientados em círculo, e seguidos igualmente por flogopita, poderiam ser também interpretadas como uma textura de reequilíbrio, muito provavelmente do mesmo material que deu origem aos "nódulos". Feições semelhantes, porém ainda no estágio inicial do processo, são mostrados na Fotomicrografia 19. → "Cumulate ascts"

Lembrando que essa última feição, aliada às demais descritas anteriormente — megacristais (fenocristais) reequilibrados (soda-augita englobando manchas de titano-augita) e nódulos — estão presentes na mesma rocha, ainda que em locais próximos do contato, poder-se-ia aqui supor que os nódulos originaram-se de megacristais de titano-augita preexistentes, já formados durante a intrusão do magma original. Assim as condições físico-químicas mais enérgicas das regiões marginais (abaixamento da temperatura, aumento da viscosidade, etc.) impediram o reequilíbrio (reabsorção) desses cristais nas condições magmáticas, fazendo-o por difusão iônica.

Piroxênios integrantes da massa fundamental: estes minerais possuem forma prismática, sendo ora subidiomórficos, ora idiomórficos, ou então, aparecem como grânulos xenomórficos. As constantes ópticas são variáveis, indicando heterogeneidade composicional, fato comprovado pelos resultados das análises químicas. Quimicamente, apresentam teores elevados em Mg e Ca e, em geral, baixos em Ti, Al, Fe^{3+} e Na. No entanto, variações sensíveis podem ser notadas dentro de uma mesma amostra, com o desenvolvimento de mais de uma fase mineral no mesmo cristal (estruturas zonadas), ou em cristais individuais.

O teor de Si e Al mostra-se variável, sendo suficiente ou não para completar a posição estrutural Z; nesse caso,

Fe^{3+} compensa a deficiência. Esse fato deve-se não só às concentrações elevadas de Al como também, ainda que por vezes, de Si. Por conseguinte, o mineral pode mostrar baixos teores de Al^{IV} , conquanto na maioria das vezes seja elevado, com valores compreendidos entre 0,025 e 0,175 átomos por fórmula. A presença de altas concentrações de Al^{IV} na estrutura desses piroxênios sugere, segundo Kushiro (1960) e Verhoogen (1962), cristalização em condições de temperaturas elevadas. Por outro lado, variações notadas de uma amostra para outra, ou mesmo dentro de uma mesma amostra, parecem indicar intensas oscilações termais, fato que se reflete na própria composição mineral, sobretudo o teor de Al^{IV} . Feições adicionais que comprovam essas variações termais são da das pela presença de nódulos e megacrístais de titano-augita par cialmente reequilibrados nas regiões marginais do corpo. Não obs tante o comportamento do Al (total) nesses minerais ser heterogêneo, esse elemento tende a apresentar teores mais elevados quando comparados aos dos demais tipos de rochas, fato que implicaria em uma atividade de alumina relativamente mais alta.

A concentração de Ti é também maior do que em outras litologias. Isso provavelmente acha-se relacionado com a or dem de cristalização do mineral, uma vez que a titanita está au sente em todas as amostras examinadas e os piroxênios formaram - se logo cedo.

Os componentes moleculares diopsídio, hedenbergita e, por vezes, ferrossilita e wollastonita possuem grande expressão. No diagrama $\text{Mg-Ca-Fe}^{2+}+\text{Mn+}(\text{Fe}^{3+}-\text{Na})$ das Figuras 14a e 14b, a composição acha-se situada quase sempre sobre a linha diopsídio-hedenbergita, ou pouco acima, evidenciando os mais elevados níveis quando comparados aos outros "trends". Além disso, re presentam as mais altas concentrações desses componentes em rela ção às demais variedades do Banhadão. Isso implica, segundo Larsen (1976) e outros autores, em cristalização sob condições de baixa atividade de sílica.

A despeito das concentrações elevadas dos compo nentes acima, a composição revela que acmita se faz invariavel-

mente presente, com seus teores compreendidos entre 4,60 e 14,4%. Por conseguinte, os piroxênios dos flogopita melteigitos correspondem a soda-augitas cuja composição acha-se incluída no intervalo $\text{Di}_{87,3}\text{Hd}_{8,1}\text{Ac}_{4,6}$ e $\text{Di}_{70,0}\text{Hd}_{15,6}\text{Ac}_{14,4}$.

Flogopita

Essas micas ocorrem nos flogopita melteigitos em quantidades elevadíssimas, quase equivalentes às dos piroxênios, com o mineral crescendo ao lado ou após a cristalização da maior parte desse último. Formam-se comumente junto às bordas corroídas dos piroxênios, ou então interdigitando-os ao longo de linhas de clivagem e fratura. Quimicamente, as micas correspondem a flogopitas, tendo em vista que, sem exceção, contêm relação $\text{Mg}:\text{Fe} > 2,0$. Em adição, esses minerais representam as micas mais magnesianas presentes nas rochas do Banhadão. A sua composição é relativamente homogênea, a exceção dada pela presença de alguns casos de zoneamento, com as variações refletidas nos teores de Mg, Fe (total) e Al e, em menor escala, Si e Ti. O teor de Mg varia inversamente com o do Fe, apresentando-se mais alto nas regiões centrais dos cristais. As fórmulas estruturais expressas na base de 22 átomos de oxigênio (Tabela XII) demonstram que Si e Al são insuficientes para preencher a posição tetraédrica ($\text{Si} + \text{Al} < 8,0$). O teor de Ti, com valores do óxido compreendidos entre 4,05 e 5,32%, é alto relativamente às outras variedades de rochas, sugerindo assim que os líquidos residuais em que esses minerais se formaram foram enriquecidos naquele elemento. Por outro lado, os teores baixos de F indicam a sua pequena influência durante a fase tardia de cristalização dos flogopita melteigitos.

Fato digno de registro é o comportamento anômalo do Ba, com teores do óxido variáveis de 0,42 e 1,76%. Cabe aqui lembrar que a flogopita dos flogopita melteigitos é praticamente o único mineral de todo o conjunto de rochas do maciço a mostrar concentrações apreciáveis de bário. Esse fato reflete possivelmente não só a assembléia mineralógica apresentada por essa rocha, como também a sua própria história de cristalização. As

peculiaridades mineralógicas dos flogopita melteigitos residem notadamente na ausência total de feldspatos. Sabe-se, no entanto, que Ba tende a entrar na estrutura dos minerais potássicos devido à grande similaridade entre os seus raios iônicos; ainda, que Ba substitui a K, Na e Ca nas posições intercamadas dos minerais do grupo da biotita (Mansker *et al.* 1979). Dentre os minerais dos flogopita melteigitos, flogopita é o único mineral possível receptor de Ba, além do que a sua formação se deu geralmente após a cristalização de piroxênios.

As evidências em geral, como indicado pelas relações texturais, quimismo das flogopitas, associações minerais e comportamento anômalo do bário, apontam para um forte enriquecimento desse elemento nas soluções residuais que deram origem aos flogopita melteigitos, o que parece sugestivo de que a fase intrusiva "flogopita melteigitos" desenvolveu-se sem qualquer derivação magmática para rochas mais félsicas antes que a flogopita tivesse se formado. Além disso, o caráter químico marcadamente magnesiano desses minerais sugere, segundo Wones e Eugster (1965), que as flogopitas se originaram em condições de temperatura e fugacidade de O_2 das mais altas em relação às demais rochas do maciço.

Nefelina

Nos flogopita melteigitos, a nefelina está presente em quantidade pequena, aparecendo em geral como um componente xenomórfico granular ou como cristal poiquilítico formado nos estágios finais de cristalização.

Quimicamente, ela é homogênea, possuindo baixo teor de Si e alto de Fe^{3+} , além de relação $Si > Al$ constante. Não obstante situe-se no campo das "médio-potássicas", o teor de K é baixo, o mesmo sucedendo com a "sílica em excesso", mostrando valores compreendidos entre 0,0 e 0,9% de Qz; a relação Na:K aproxima-se de 3:1. A composição assemelha-se à de Buerger, com os componentes moleculares alcançando nas amostras 1 e 2, respec

tivamente, $Ne_{73,4}Ks_{25,7}Qz_{0,9}$ e $Ne_{75,5}Ks_{24,5}$. As características químicas indicam equilíbrio em temperaturas muito baixas, inferiores a 500°C. Este fato é sugestivo de que o mineral atingiu seu equilíbrio químico em condições submagmáticas, provavelmente devido ao efeito tardio das soluções residuais.

Minerais do grupo da sodalita

Minerais do grupo de sodalita (sodalita e noseana) estão presentes em quantidades expressivas; com base em relações texturais, sabe-se que a sua formação se processou nos estágios tardios de cristalização, seja após a nefelina, ou mesmo concomitantemente.

Efeitos de contato entre os flogopita melteigitos e as rochas encaixantes

Entre os flogopita melteigitos existem também alguns tipos que se não distinguem apenas pelas feições texturais, mas por variações importantes na porcentagem relativa dos minerais constituintes essenciais (feldspato alcalino), levando à sua caracterização petrográfica como malignitos e feldspato-melanita ijolitos. As evidências de campo, mineralógicas e texturais atestam que os malignitos e, muito provavelmente, os feldspato-melanita ijolitos são produtos resultantes dos efeitos da ação de contato entre os flogopita melteigitos e as encaixantes (sobretudo nefelina sienitos II-róseos e cinzas), daí a razão de terem sido incluídos na segunda manifestação magmática.

Surpreendentemente, tanto os malignitos, quanto os feldspato-melanita ijolitos exibem texturas tipicamente magmáticas, pelo que se permitiu concluir que os processos de metamorfismo de contato atuantes sobre as encaixantes por ocasião da sua formação provocaram fusão parcial, senão total (reometamorfismo). Contudo, algumas feições nodulares reconhecidas nessas rochas foram interpretadas como estruturas "reliquiarias". Tratam

-se de megacristais de titano-augita circundados por bordas de reação consistindo de três "capas" concêntricas: uma interna formada de material praticamente vítreo, outra intermediária reunindo agregados finos de piroxênio, biotita e opacos, e, por último, uma mais externa correspondendo ao seguimento do próprio mineral e ostentando características ópticas semelhantes às dos piroxênios integrantes da própria rocha. As relações texturais apontam no sentido de uma adaptação dos "xenocristais" preexistentes às novas condições físico-químicas reinantes durante a cristalização dos malignitos. Nesse sentido, a estrutura evidencia primeiramente um colapso das condições termodinâmicas levando à reação parcial dos xenocristais de titano-augita (coroa quase vitrificada), passando por um estágio um pouco mais demorado (coroa intermediária) e, em seguida, para as condições em que se processou a cristalização de toda a rocha (coroa externa). Considerando as similaridades presentes entre os núcleos dessas estruturas e os megacristais dos flogopita melteigitos (titano-augitas), é razoável admitir-se que os "xenocristais" dos malignitos representam megacristais "precipitados" durante o intervalo em que se processaram a intrusão do magma ultramáfico, a assimilação da encaixante e a formação dos malignitos.

A sequência de cristalização dos malignitos e dos feldspato-melanita ijolitos não difere da estabelecida para outras rochas do maciço, com os piroxênios se formando ao lado da nefelina, logo nos estágios iniciais, e os feldspatos alcalinos constituindo a fase final de cristalização magmática; por sua vez, esses envolveram poiquiliticamente os minerais previamente cristalizados, numa verdadeira textura poiquilítica.

Quimicamente, a composição desses minerais indica cristalização num meio de relativo desequilíbrio magmático, sendo exceção a nefelina que é gerada na maioria das vezes em condições de reequilíbrio.

O comportamento químico dos piroxênios dos feldspato-melanita ijolitos e malignitos é similar em tudo ao observado para o flogopita melteigitos. As principais diferenças nota-

das residem nos teores mais altos em Ti, Al, Mg e Ca e mais baixos em Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn e Na desses últimos. Contudo, junto àquelas duas variedades de rochas os piroxênios são marcadamente distintos; nos feldspatos-melanita ijolitos, correspondem a soda-augitas de composição variável entre $\text{Di}_{61,1}\text{Hd}_{29,1}\text{Ac}_{9,7}$ e $\text{Di}_{48,4}\text{Hd}_{32,3}\text{Ac}_{19,3}$, enquanto que nos malignitos, a exceção do núcleo de cristais zonados ($\text{Di}_{82,9}\text{Hd}_{7,5}\text{Ac}_{9,6}$), correspondem a egirina-augitas com variações no intervalo $\text{Di}_{41,8}\text{Hd}_{37,9}\text{Ac}_{20,3}$ a $\text{Di}_{54,7}\text{Hd}_{19,9}\text{Ac}_{25,4}$. Assim, dentro do contexto petrogenético em que essas rochas se encontram, as variações químicas dos piroxênios, a despeito da história de resfriamento do meio em que se formaram, se devem muito provavelmente não apenas às características químicas das encaixantes, como também às suas distâncias em relação aos malignitos e feldspato-melanita ijolitos. De qualquer forma, a sua composição é sempre intermediária às dos piroxênios das encaixantes.

A nefelina dessas rochas corresponde quimicamente à variedade "médio-potássica". Seus teores de "sílica em excesso" são homogêneos nos malignitos (1,1 e 1,3% de Qz) e variáveis nos feldspato-melanita ijolitos (0,2 e 2,8% Qz). A composição acha-se em geral situada no campo de convergência "Morozewicz-Buerger", com tendência de se aproximar dos limites ideais de equilíbrio, do que se conclui que esses minerais atingiram equilíbrio químico em temperaturas inferiores a 500°C. A única exceção diz respeito à amostra 4 de feldspato-melanita ijolito, apresentando temperatura de formação ao redor de 700°C. Todavia, tendo em vista as feições texturais dessas rochas, particularmente os malignitos, a presença de "xenocristais" em flagrante desequilíbrio com o meio, o forte zoneamento óptico-químico dos piroxênios e a ordem de cristalização dos minerais (piroxênios e nefelina cristalizaram cedo), chega-se à conclusão que a nefelina atingiu seu equilíbrio químico em temperaturas submagmáticas, muito inferiores às esperadas. Ao que tudo leva a crer, esse fato parece estar relacionado à ação térmica decorrente da cristalização dos flogopita melteigitos, após a formação dos malignitos e feldspato-melanita ijolitos, provocando reequilíbrio entre o feldspato potássico e a nefelina, conforme proposto por Hamilton

(1961), ou a recristalização total da nefelina; este processo traduzido na presença de enormes cristais bem individualizados, idiomórficos, que, em nicóis cruzados, se apresentam como agregados de nefelina finamente cristalizada. A temperatura elevada do feldspato-melanita ijolito 4 poderia representar regiões mais afastadas da ação térmica durante a consolidação final dos flogopita melteigitos.

Os feldspatos potássicos ocorrem nos malignitos e melanita-feldspato ijolitos em quantidades pequenas. As suas relações texturais e feições ópticas (caráter poiquilítico ou formação intersticial, grande limpidez, continuidade óptica, ausência total de estruturas pertíticas) sugerem que eles constituem fases típicas de cristalização tardia. Quanto ao quimismo, mostram-se homogêneos e essencialmente potássicos, tendo em vista que contêm teores muito baixos do componente albita; sua composição varia no intervalo compreendido entre $Or_{98,8}Ab_{1,1}An_{0,1}$ e $Or_{94,7}Ab_{5,0}An_{0,3}$. As características químicas, ao lado da ausência de estruturas pertíticas, indicam que esses feldspatos são de baixa temperatura, tendo se formado a partir de soluções residuais empobrecidas em sódio.

Melanita é o único mineral a merecer destaque dentre os produtos finais de cristalização, seja os derivados da substituição de outros minerais (deutéricos), seja os resultados da cristalização direta do material residual.

Excluída a amostra 5, melanita aparece em concentrações modais elevadas nos feldspato-melanita ijolitos e nos malignitos. Nessas rochas, o seu comportamento químico é similar em tudo ao exibido junto aos outros tipos litológicos do maciço. As feições texturais e ópticas apontam para a sua formação tardia como um produto de substituição de piroxênios. Ainda mais, a presença de melanita sugere que a ação tardia sobre os feldspato-melanita ijolitos e malignitos, seja por influência químico-física externa sobre o sistema, seja por resíduos do próprio líquido, guarda identificação com os processos que provocaram a cristalização desse mineral nas demais variedades de rochas, so-

bretudo nos melanita-nefelina sienitos.

8.5.3. Atividade alcalina de caráter subvulcânico

A última manifestação magmática foi marcada pela presença de pequenas intrusões subsuperficiais, quimicamente diferenciadas, que preencheram fraturas existentes nas diversas variedades de nefelina sienitos. As variações mineralógicas existentes entre um dique e outro sugerem que processos de diferenciação magmática exerceram papel importante neste ciclo, disso resultando rochas fonolíticas de composição mineralógica correspondente a melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos II com proporções variáveis de nefelina e feldspato alcalino. Contudo, a carência de estudo químico mineralógico sistemático dessas rochas impossibilita qualquer tentativa de montar-se um perfil geral dentro do quadro petrológico deste ciclo. Assim, as feições gerais fornecidas aqui pelo fonolito examinado (am. 31) devem ser tomadas não como características de uma unidade petrograficamente definida, mas, possivelmente, de um estágio dentro de toda uma sequência de rochas.

A sequência de cristalização dos minerais nas rochas fonolíticas parece bem evidente. Os feldspatos, nefelina e piroxênios em parte cristalizaram-se muito cedo, mas é provável que já tivessem se formado quando o magma atingiu níveis próximos à superfície. A seguir, teve lugar a cristalização da maior parte dessas três fases na matriz, no que foi acompanhada pela geração da apatita, biotita e outras fases presentes.

Feldspatos

Os feldspatos alcalinos das rochas fonolíticas mostram duas fases nítidas de desenvolvimento. A primeira é representada pelos fenocristais; estes possuem bordas reabsorvidas e são levemente zonados. Seu campo de variação química com-

preende para núcleo e bordas, respectivamente, o intervalo de $Or_{84,9}Ab_{14,9}An_{0,2}$ a $Or_{86,2}Ab_{13,4}An_{0,2}$. A segunda geração acha-se incluída nos minerais constituintes da matriz fina dessas rochas, sobretudo nefelina e piroxênios. Quimicamente, pouco diferem dos fenocristais, sendo a composição média $Or_{89,0}Ab_{10,8}An_{0,2}$.

Nefelina

Nefelina é um componente importante da matriz, com os fenocristais, quando presentes, mostrando-se parcialmente reabsorvidos. Quanto a quimismo, corresponde à variedade "médio - potássica" e contém os mais altos teores de "sílica em excesso". Todavia, a concentração desse componente (Qz) na composição dos fenocristais ($Ne_{74,8}Ks_{18,3}Qz_{6,9}$ e $Ne_{73,8}Ks_{19,4}Qz_{6,8}$, respectivamente, núcleo e bordas) é levemente inferior à dos cristais da matriz ($Ne_{74,3}Ks_{18,0}Qz_{7,7}$), o que parece indicativo de que os fenocristais tiveram sua composição reequilibrada durante a consolidação da matriz. Nessas rochas, o indicador térmico de Hamilton (1961) revelou temperaturas de equilíbrio para esse mineral bem mais altas, ao redor de 775°C, se comparadas às obtidas para as outras rochas.

Piroxênios

Estes minerais representam os ferromagnesianos mais importantes dessas rochas, ocorrendo como micro fenocristais incluídos na matriz ou como membro integrante da massa fundamental. Óptica e quimicamente são muito homogêneos e destituídos de estrutura zonada. No entanto, pequenas variações podem ser notadas de cristal para cristal de uma mesma amostra. A composição química obtida ($Di_{13,0}Hd_{26,8}Ac_{60,2}$ - $Di_{6,7}Hd_{25,3}Ac_{68,0}$) é a de uma egirina-augita muito sódica, caracterizando, assim, um dos termos mais acmíticos encontrados nas diversas rochas do magico.

Considerações adicionais

As evidências de campo e petrográficas são indicativas de que a atividade magmática de caráter tipicamente subvulcânico foi muito intensa, dando origem a inúmeras intrusões menores (diques verticais) de material fonolítico que cortam rochas de natureza plutônica. As variações mineralógicas reconhecidas entre rochas de diferentes diques testemunham a sua heterogeneidade química.

Do ponto de vista petrológico, as feições texturais e o comportamento químico distinto de alguns minerais — como indicado pelas concentrações elevadas de "sílica em excesso" da nefelina e sua temperatura de formação mais alta, ao redor de 775°C, e pelo teor mais elevado de albita relativamente a outras rochas — constituem evidências condizentes com uma história de cristalização curta; provavelmente devido às diferenças térmicas existentes entre as intrusivas (subvulcânicas) e as encaixantes (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I, nefelina sienitos II-róseos e cinzas), estas últimas já colocadas nas regiões supracrustais. Por outro lado, se a manifestação magmática subvulcânica originou rochas quimicamente diferenciadas, o fonolito analisado (am. 31) deveria corresponder a um termo petrográfico final, tendo em vista o seu caráter químico (concentrações elevadas em sílica e álcalis e baixas em Fe, Mg e Ca) e petrográfico (natureza essencialmente félsica e composição dos piroxênios mostrando maior enriquecimento em acmita).

No tocante às rochas fonolíticas carbonatizadas, face às limitações dos dados químicos e mineralógicos disponíveis, torna-se difícil emitir opinião definitiva sobre a sua correlação genética. Todavia, a presença de texturas fluidais com bandas carbonáticas completamente separadas das de sodalita e minerais associados (piroxênios, feldspatos, etc.) parece apontar no sentido de uma cristalização tardia para esse material, talvez com possível evolução para termos petrográficos ainda mais enriquecidos em carbonatos. Caso o processo de diferenciação tivesse

alcançado níveis mais extremos, poder-se-ia com certeza contar com a presença de carbonatitos, ocupando as partes mais profundas do maciço, seja na forma de veios ou mesmo corpos de maior dimensão.

8.5.4. Atividade referente à cristalização tardia

A participação de elevadas concentrações de voláteis e vapor d'água no curso de evolução das rochas alcalinas do Banhadão é constatada pela presença de fases hidratadas intersticiais, de minerais de alteração, de pequenos veios pegmatíticos cortando os nefelina sienitos II-róseos e, também, de concentrações uniminerálicas de pequenas dimensões de egirina-augita enriquecida em sódio e de biotita. A abundância em biotita — seja presente nas bordas de cristais de piroxênios, e resultante da sua transformação, seja como agregados intersticiais — e a enorme quantidade de analcita, mineral este que como um produto de cristalização magmática acha-se presente nos flogopita melteigitos, atestam a riqueza em água. São também abundantes os minerais do grupo sodalita, sobretudo a sodalita intersticial ou mesmo em veios, que ocorre ora em pequena concentração, ora em quantidade elevada (ams. 15, 20, 24 e 28), comprovando a riqueza em Cl. Calcita está presente em todas as rochas, por vezes em quantidades expressivas, quer como material intersticial ou preenchendo fraturas, ou ainda, na condição de componente do agregado mineralógico resultante da decomposição de nefelina, fato que implica na presença de um resíduo rico em CO_2 . Evidências de uma fase volátil enriquecida em CO_2 acham-se também traduzidas na presença de cancrinita, formada às expensas da nefelina, e disposta ao seu redor ou mesmo penetrando ao longo de fraturas dos cristais, além da ocorrência de algumas rochas fonolíticas carbonatizadas situadas na porção externa do maciço. Fluorita foi encontrada tão só em uma amostra de nefelina sienito II - cinza (108) e em uma outra de fonolito (31). Por outro lado, flogopitas e biotitas possuem teores apreciáveis de fluor nas diversas variedades litológicas. Nas rochas de natureza plutônica (primei

ro ciclo), fluor mostra tendências de se concentrar com a diferenciação; mantém-se comumente com teores baixos nas biotitas dos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, e bem mais altos nas dos nefelina sienitos II-róseos e cinzas. Nos flogopita melteigitos, esse elemento está presente em concentrações baixas.

À vista do exposto, conclui-se que a ação desses voláteis foi variável, tendo sido mais efetiva em algumas litologias; no mesmo sentido também em composição, ora sendo o CO_2 , F e Cl mais ativos em determinadas variedades (por exemplo, nefelina sienitos II-róseos e cinzas), ora o vapor d'água em outras (flogopita melteigitos). Assim, muitas rochas da série alcalina do Banhadão foram mais ou menos modificadas em sua composição original por ação de voláteis, decorrendo desse processo a cristalização e/ou transformação em sodalita, analcita, biotita, zeolita e cancrinita. Estes últimos de ocorrência mais generalizada, ainda que em pequena concentração. Além dessas transformações, um outro fato merece destaque, a presença de grande quantidade de melanita nos diversos tipos de rochas, em especial nos nefelina sienitos situados próximos às encaixantes (melanita-nefelina sienitos) e, geneticamente, relacionada aos estágios finais de cristalização. Dentro desse quadro, a presença de restos de piroxênio em cristais de melanita, a íntima associação de melanita com titanita e piroxênios, a passagem gradual de titanita a melanita e o caráter poiquilítico observado na maioria dessas granadas são indícios concretos de que a sua formação se deu na maioria das vezes por substituição, principalmente a partir de piroxênios, talvez como resultado da reação desse último mineral com a titanita provocada pelo líquido intersticial nos estágios finais de cristalização. Por outro lado, melanitas de coloração mais clara, envolvendo na forma de "capas" as provenientes de substituição, indicam claramente uma atividade tardia ligada a soluções enriquecidas em Fe^{3+} , Ca e Ti.

CONCLUSÕES

9.1. Gerais

O maciço alcalino do Banhadão, localizado a noroeste da cidade de Cerro Azul, PR, possui forma irregular, semelhante à de uma "pera", e ocupa área aflorante de cerca de 8 km². Sua estrutura compreende duas chaminés principais, com diâmetros aproximados de 1500 m (lado leste) e 1100 m (lado oeste), integrando um conjunto alinhado segundo direção EW. Compõem a estrutura outras chaminés secundárias, de diâmetros bem menores, que emergem principalmente na região lateral entre as duas principais. Do ponto de vista morfológico, o maciço se destaca por corresponder à maior elevação da área. Todavia, no tocante às dimensões, essa elevação representa parte apenas de sua área de exposição, achando-se ainda parcialmente coberta por rochas graníticas do Complexo Três Córregos. O maciço delimita-se com rochas granitíoides encaixantes geralmente através de falhas, aparecendo na região de contato estruturas orientadas e deformações cataclásticas. Nesse sentido, rochas resultantes de processos de fenitização não foram observadas, salvo efeitos metassomáticos incipientes junto aos contatos.

Do ponto de vista petrográfico, o complexo do Banhadão consiste de uma massa heterogênea de litologias exclusivamente insaturadas com amplas variações mineralógicas, incluindo desde rochas leucocráticas até melanocráticas; todas elas são isentas de plagioclásio e têm como tipo dominante, ocupando em volume a maior parte da estrutura, nefelina sienitos portadores ou não de melanita ou de intercrescimento feldspato potássico com nefelina. A chaminé principal menor (lado oeste) é preenchida por um núcleo arredondado de nefelina sienitos I (rochas com elevadas concentrações modais de intercrescimento feldspato potássico com nefelina) envolvido na sua parte oriental por melanita - nefelina sienitos e na ocidental por nefelina sienitos II - cinzas. Por outro lado, a chaminé principal maior é preenchida por

um núcleo de rochas de natureza básica a ultrabásica, como flogopita melteigitos e malignitos, envolvido em sua quase totalidade por nefelina sienitos II-róseos e cinzas; as primeiras rochas, que se encontram em sua maior parte encobertas por detritos colúvio-aluvionais, constituem a base da depressão central da chaminé, enquanto que as segundas, juntamente com alguns melanita-nefelina sienitos, ocupam todo o espesso anel circundando a depressão central. As diversas variedades de nefelina sienitos do complexo acham-se recortadas por grande quantidade de pequenos diques de fonolito, provavelmente verticais, e com espessura decimétrica.

As relações de contato são freqüentemente bruscas; variações mineralógicas transicionais foram observadas apenas entre os melanita-nefelina sienitos e alguns nefelina sienitos II-cinzas de caráter químico bem mais básico. No entanto, os nefelina sienitos II-róseos e cinzas, rochas encaixantes dos flogopita melteigitos, exibem em consequência da sua ação intrusiva uma auréola de malignitos, equivalentes a um fácies petrográfico de natureza intermediária.

As feições texturais permitem caracterizar três tipos petrográficos distintos, cada um deles representando condições de formação próprias. O primeiro refere-se às rochas de granulação grossa (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I e nefelina sienitos II-róseos e cinzas), com as variedades que afloram nas proximidades das encaixantes exibindo em geral granulação mais fina. Apesar das características físico-químicas do magma que deu origem a essas rochas e da influência da pressão de vapor e voláteis sobre o sistema, considera-se que a granulação grossa é devida principalmente à cristalização em profundidade, sob condições plutônicas. Por outro lado, o segundo tipo petrográfico é representado por rochas de granulação fina a média (flogopita melteigitos); nesse caso, a granulação reflete unicamente as condições de cristalização em níveis bem menos profundos (rasos) e uma história de resfriamento bem mais rápido. Ao terceiro tipo pertencem às rochas fonolíticas, de granulação fina até mesmo afaníticas, refletindo nitidamente cristalização

em condições subvulcânicas.

Pelos estudos químicos conduzidos, torna-se evidente que as rochas do Banhadão são, sem exceção, fortemente alcalinas (peralcalinas); a relação $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (proporção molecular) da grande maioria das amostras analisadas é superior a 1,0, tendo como valor médio 1,03. O grau de alcalinidade dessas rochas (Figura 22) é de aproximadamente 42,9, o que permite o seu enquadramento na série alcalina de Peacock (1931) e na classe hiperalcalina de Almeida (1961). Por outro lado, as características químicas gerais, dadas pelas pequenas concentrações de U, Th e sobretudo terras raras, aliadas à ausência completa de minerais tidos como raros (villiaumita, lomonosovita, rinquita, etc.) e a presença constante de apatita e titanita, evidenciam um caráter tipicamente "miasquítico" para as associações litológicas do Banhadão.

As análises químicas indicam que as rochas de granulção grossa são de natureza essencialmente félsica, com os tipos mais básicos representados por alguns melanita-nefelina sienitos (concentrações de SiO_2 variáveis entre 41 e 45%); essa mesma variedade torna-se gradativamente mais ácida até atingir concentrações em sílica similares às do nefelina sienitos I e alguns nefelina sienitos II-róseos e cinzas (teores entre 48 e 51% de SiO_2); por sua vez, os termos petrográficos mais diferenciados correspondem a outros nefelina sienitos II-róseos e cinzas (com teores, respectivamente, ao redor de 54 e 56% de SiO_2). O quimismo geral dessas rochas mostra variações regulares levando a um enriquecimento progressivo em Na_2O , K_2O e Al_2O_3 — os dois últimos com leve declínio nas variedades mais diferenciadas —, e empobrecimento de CaO , $\text{Fe}(\text{total})$, MgO e TiO_2 em função do teor crescente de SiO_2 . Em termos de elementos traços, o comportamento diverge pois somente o Ba possui distribuição regular durante a série diferenciada. A dos demais elementos acha-se ligada à mineralogia das rochas, tendo em vista que Zr, Nb, Y e V encontram-se mais concentrados nas variedades portadoras de melanita em sua composição modal.

As rochas de granulação fina a média (flogopita melteigitos e litologias geneticamente afins, malignitos e feldspato-melanita ijolitos) caracterizam composições estritamente ferromagnesianas. É nos flogopita melteigitos que se encontram as maiores concentrações de TiO_2 , Fe (total), MgO e CaO e as mais baixas de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O relativamente às demais rochas do maciço. No tocante aos elementos traços, elas se destacam por serem praticamente as únicas a apresentarem teores apreciáveis de Ni, Cu e Cr, além de concentrações anômalas de Ba. Se comparado o comportamento desses elementos (maiores e traços) com o das rochas de granulação grossa (Figuras 25, 26, 27 e 28), tem-se que os teores de MgO e de certa forma de Na_2O e Al_2O_3 , entre os elementos principais, e de Ni, Cu, Cr e Ba, entre os traços, situam-se fora da curva de tendência representando aquelas variedades. Contudo, os demais elementos, Fe (total), CaO e K_2O se ajustam perfeitamente ao traçado obtido para aquelas rochas. Assim sendo, os flogopita melteigitos devem ser vistos como rochas consolidadas a partir de um magma distinto daquele que deu origem às diversas variedades grosseiras de nefelina sienitos.

As rochas de granulação fina e afanítica (fonolitos), correspondendo a diferentes diques, têm um comportamento mineralógico similar ao das rochas de granulação grossa. Quimicamente, à luz da composição de apenas uma análise, representam termos similares aos nefelina sienitos II-róseos e cinzas mais diferenciados.

A análise detalhada do comportamento químico das diversas litologias estudadas (Figuras 25, 26, 27 e 28) torna evidente que as rochas do Banhadão sofreram diferenciação generalizada. Todavia, o comportamento químico dos elementos principais e alguns traços sugerem que rochas como os flogopita melteigitos, e indiretamente os malignitos e os melanita-feldspato ijolitos, e provavelmente também os fonolitos, não se originaram por um simples processo de diferenciação a partir do mesmo magma gerador das variedades plutônicas (melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I, nefelina sienitos II-róseos e cinzas); no entanto, aparentemente, a concentração de alguns elementos como suge-

rido pela análise das curvas de tendência, mostra certas afinidades entre si, às vezes, representando segmentos que guardam continuidade nas configurações gerais dessas curvas (por exemplo, Fe-total, CaO e K₂O).

As determinações radiométricas pelo método K/Ar forneceram idade (rocha total) ao redor de 127 m.a. para um micro melanita-nefelina sienito, correspondendo provavelmente a um conduto secundário do maciço situado em rochas graníticas encaixantes. Os flogopita melteigitos, intrusivos nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, acusaram idade (flogopita) ao redor de 108 m.a.. Por último, os resultados obtidos em fonolitos (rocha total), que por sinal são intrusivos nas diversas variedades de nefelina sienitos, indicaram idade no intervalo de 95 e 102 m.a. Estes dados geocronológicos evidenciam que as rochas do Banhadão guardam relação com outras associações alcalinas regionalmente ligadas ao arqueamento de Ponta Grossa. Nesse sentido, se a idade de 127 m.a. do micro melanita-nefelina sienito for correta, ela passa a indicar a atividade alcalina inicial do maciço — provavelmente responsável pela formação dos melanita-nefelina sienitos, nefelina sienitos I, nefelina sienitos II-róseos e cinzas —, que, por sua vez, é contemporânea à principal manifestação de Jacupiranga (130 ± 5 m.a.). Por outro lado, as rochas ultrabásicas (flogopita melteigitos) e os fonolitos do Banhadão guardam concordância com as variedades congêneres de Itapirupã, com idade ao redor de 104 m.a..

O estudo detalhado do quimismo mineral das diversas unidades litológicas do complexo do Banhadão oferece os mais altos subsídios para as interpretações petrológicas. As características distintivas dos minerais principais dessas rochas são resumidas a seguir.

9.2. Piroxênios

Estes minerais são os ferromagnesianos mais importantes das rochas do complexo, exibindo amplas variações composi

cionais em função da sua natureza química e das condições físicas atuantes sobre o sistema em que se cristalizaram.

Nas variedades de granulação grossa (diversos nefelina sienitos), ocorrem em abundância, sobretudo nos melanita-nefelina sienitos, mas decrescem em quantidade junto aos nefelina sienitos I e nefelina sienitos II-róseos e cinzas. São minerais de cristalização precoce nas duas primeiras litologias, tendendo a aparecer cada vez mais tarde à medida que aumenta a acidez da rocha (sentido dos nefelina sienitos II-cinzas), ao lado ou até mesmo após os feldspatos e a nefelina. Os piroxênios precoces podem exibir estruturas fortemente zonadas devido à velocidade de resfriamento do magma; nesse caso, a composição dos núcleos está em equilíbrio com o meio, enquanto que a das bordas foi controlada pelas características químicas do magma.

A composição dos piroxênios (no caso de cristais zonados, assumindo-se apenas as bordas) de rochas básicas (melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I) corresponde à de uma soda-augita, estendendo-se quanto muito aos limites de transição para a egirina-augita ($\text{Di}_{66,8}\text{Hd}_{24,6}\text{Ac}_{8,6}$ a $\text{Di}_{53,1}\text{Hd}_{18,0}\text{Ac}_{28,9}$). Apresentam os mais elevados teores de Mg e Ca e baixos em Ti, Al, Fe^{3+} e Na, além de leves deficiências em Si. Face às concentrações elevadas de Al^{IV} , considera-se que esses minerais se formaram em temperaturas elevadas sob condições de baixa atividade de sílica. Por outro lado, nas rochas mais diferenciadas (nefelina sienitos II-róseos e cinzas), sua composição corresponde à de uma egirina-augita, com variações gradativas e marcadas por um enriquecimento em Na_2O e Fe_2O_3 , e conseqüente empobrecimento em MgO e CaO, no sentido das rochas mais ácidas (entre $\text{Di}_{46,5}\text{Hd}_{32,4}\text{Ac}_{21,1}$ e $\text{Di}_{4,0}\text{Hd}_{29,0}\text{Ac}_{66,7}$). Os termos enriquecidos em Na se formaram em condições de baixa atividade de alumínio e de sílica crescente, esta última devido ao aumento da concentração de voláteis nos termos finais da cristalização.

Nos flogopita melteigitos, os piroxênios possuem concentrações modais elevadas e ocorrem de três modos distintos: como membro principal integrante da massa fundamental, como mega

cristais incluídos na matriz formada de piroxênios, flogopita e nefelina e, finalmente, como constituinte de núcleos de "estruturas nodulares". Os piroxênios integrantes da massa fundamental apresentam ampla variação composicional, que pode ser notada dentro de uma mesma amostra, no mesmo cristal (estrutura zonada) ou em cristais individuais. Quimicamente, sua composição sugere cristalização em meio submetido a baixa atividade de sílica e relativamente alta de alumina, e em temperatura das mais elevadas; contudo, em condições de intensas oscilações termais responsáveis no mineral por variações na concentração de Al^{IV} . Os piroxênios correspondem à variedade soda-augita, cuja composição enquadra-se no intervalo $Di_{87,3}Hd_{8,1}Ac_{4,6}$ e $Di_{70,0}Hd_{15,6}Ac_{14,4}$. Por outro lado, nos feldspato-melanita ijolitos, ela varia entre $Di_{61,1}Hd_{29,9}Ac_{9,7}$ e $Di_{48,4}Hd_{32,3}Ac_{19,3}$; já nos malignitos, à exceção dos núcleos de cristais zonados, onde a composição situa-se em torno de $Di_{82,9}Hd_{7,3}Ac_{9,6}$, ela corresponde à egirina-augita com variações no intervalo de $Di_{4,8}Hd_{37,9}Ac_{20,3}$ e $Di_{54,7}Hd_{19,9}Ac_{25,4}$.

Os megacristais referem-se a enormes cristais de piroxênio tendo um núcleo de titano-augita que grada em direção às bordas para soda-augita. Por sua vez, os nódulos são caracterizados pela presença de um núcleo monominerálico de piroxênio augítico envolvido por uma coroa de flogopita. Essas feições são comuns apenas junto às regiões do contato dos flogopita melteigitos e nefelina sienitos II-róseos, sendo a primeira encontrada mais internamente e a segunda próxima às encaixantes. Sugere-se que essas feições representem megacristais precoces de titano-augita reequilibrados em condições cinéticas bem distintas por ocasião da consolidação dessas rochas junto às porções marginais do corpo.

Nos fonolitos, os piroxênios ocorrem como microfenocrístais incluídos na matriz ou como membro integrante da massa fundamental. Quimicamente, são homogêneos e destituídos de estruturas zonadas. Sua composição, variando no intervalo $Di_{13,0}Hd_{26,8}Ac_{60,2}$ - $Di_{6,7}Hd_{25,3}Ac_{68,0}$, é a de uma egirina-augita muito sódica, representando um dos termos mais acmíticos do

maciço.

9.3. Feldspatos

Estes minerais representam um dos constituintes fêlsicos mais importantes das rochas do maciço, estando representados tão só por feldspato alcalino, com os plagioclásios praticamente ausentes. A difratometria de raios X indica para alguns exemplares analisados estrutura de ortoclásio; opticamente, reconheceu-se microclínio em apenas uma amostra (20) e sanidina nas rochas fonolíticas.

O comportamento químico e mineralógico dos feldspatos acha-se diretamente relacionado com o seu estágio de desenvolvimento na sequência de cristalização e com a história de resfriamento do magma. Em alguns melanita-nefelina sienitos e nos nefelina sienitos I, esses minerais se cristalizaram após os piroxênios. São essencialmente potássicos, não obstante ricos em estruturas pertíticas, indicando o caráter sódico do meio em que se formaram. Em outros melanita-nefelina sienitos, os feldspatos representam tipicamente minerais de cristalização tardia. No entanto, são também potássicos, conquanto desprovidos de pertitas; muito provavelmente possuem estrutura de microclínio. Nesse caso, as feições gerais sugerem cristalização em temperaturas baixas a partir de resíduos magmáticos empobrecidos em Na. A composição dos feldspatos de todas essas rochas situa-se dentro do intervalo $Or_{99,1}Ab_{0,7}An_{0,3}$ e $Or_{91,6}Ab_{8,2}An_{0,1}$.

Nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, os feldspatos se cristalizaram mais cedo, ao lado da nefelina e dos piroxênios. São também potássicos e muito ricos em estruturas pertíticas; contudo, mostram enriquecimento em Na e amplas variações no componente albita entre uma amostra e outra, fato que sugere condições variáveis de equilíbrio mineral. O campo de variação química desses minerais para os nefelina sienitos II-róseos e cinzas se restringe, respectivamente, ao intervalo $Or_{58,6}$

$Ab_{41,4}An_{0,0} - Or_{94,4}Ab_{5,4}An_{1,5}$ e $Or_{83,0}Ab_{16,9}An_{0,1} - Or_{90,6}Ab_{9,3}An_{0,0}$.

Nos fonolitos, os fenocristais têm bordas reabsorvidas e são levemente zonados. Sua composição compreende o intervalo de $Or_{84,9}Ab_{14,9}An_{0,2}$ a $Or_{86,2}Ab_{13,4}An_{0,2}$, respectivamente, para núcleos e bordas. Já os feldspatos da matriz fina são quimicamente similares aos fenocristais, evidenciando, no entanto, leve empobrecimento em Na e Al. Sua composição média é $Or_{89,0}Ab_{10,8}An_{0,2}$.

9.4. Nefelina

É o mineral dominante na maioria das rochas do complexo. Cristaliza-se em geral num estágio intermediário, logo após a formação dos piroxênios, fugindo à regra os nefelina sienitos II-róseos e cinzas, onde a nefelina tende a se formar mais cedo, ao lado dos feldspatos e daqueles minerais. Quimicamente, as nefelinas das diversas rochas do maciço são pobres em potássio, correspondendo à variedade "médio-potássica"; como única exceção tem-se a amostra 17, representando o tipo "per-potássico". Nesses minerais, a concentração de Na, e notadamente a de K, comportam-se de forma inversa à da "sílica em excesso"; assim, a proporção relativa desses elementos reflete variações nos processos físico-químicos atuantes durante a formação do mineral, dependendo sobretudo das condições de resfriamento.

Nos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos I, a composição da nefelina varia no intervalo de $Ne_{77,7}Ks_{22,1}Qz_{0,2}$ a $Ne_{72,4}Ks_{25,9}Qz_{1,7}$; nessas rochas, ela mostra tendências de se aproximar da composição de Buerger, sugerindo equilíbrio em temperaturas submagmáticas (inferiores a 500°C). Por outro lado, nos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, a composição situa-se na maioria das vezes dentro do intervalo $Ne_{77,5}Ks_{16,9}Qz_{5,6} - Ne_{76,0}Ks_{21,0}Qz_{3,0}$, excluídas apenas duas amostras onde

a concentração do componente Qz é inferior a 1,7. Assim sendo, o teor mais elevado em "sílica em excesso" indica que a composição das nefelinas cai ora no campo de convergência "Morozewicz-Buerger", sugerindo temperaturas de equilíbrio entre 500 e 600°C, ora fora dele; neste último caso apontando para cristalização em temperaturas bastante elevadas, da ordem de 750°C.

Nos flogopita melteigitos, a composição aproxima-se da de Buerger, com valores extremos de $\text{Ne}_{73,4}\text{Ks}_{25,7}\text{Qz}_{0,9}$ e $\text{Ne}_{75,5}\text{Ks}_{24,5}$. Tais composições sugerem que o mineral atingiu seu equilíbrio em condições submagmáticas, sob temperaturas muito baixas, provavelmente devido ao efeito tardio das soluções residuais. Nos feldspato-melanita ijolitos e malignitos, o comportamento químico é análogo ao dos flogopita melteigitos; esse fato parece estar relacionado à recristalização do mineral, caracterizada a partir de observações ópticas.

Nos fonolitos, as nefelinas contêm os teores mais altos de "sílica em excesso", contudo, as concentrações desse componente nos fenocristais ($\text{Ne}_{74,8}\text{Ks}_{18,3}\text{Qz}_{6,9}$ e $\text{Ne}_{73,8}\text{Ks}_{19,4}\text{Qz}_{6,8}$, respectivamente, para núcleo e bordas) variam levemente com relação às dos cristais da matriz ($\text{Ne}_{74,3}\text{Ks}_{18,0}\text{Qz}_{7,7}$), indicando reequilíbrio na composição dos fenocristais durante a consolidação da matriz. O indicador térmico de Hamilton (1961) revela a cristalização em temperaturas elevadas, ao redor de 775°C.

9.5. Minerais tardios

As relações texturais sugerem que alguns minerais se formaram como produto final de cristalização do líquido residual. Dentre eles, os mais importantes são as fases micáceas (biotita e flogopita), melanita, intercrescimento feldspato potássico com nefelina e sodalita.

Biotita e flogopita: ocorrem principalmente como mineral deutérico substituindo aos piroxênios, seja na forma de

cristais isolados, seja como agregados intersticiais. A sua concentração modal varia junto às diferentes unidades litológicas do complexo, sendo pequena nas variedades de nefelina sienitos e grande nos flogopita melteigitos. Do ponto de vista químico, apresentam variações amplas na relação Mg:Fe. Nas rochas de granulação grossa (tipos de nefelina sienitos), ela é bem mais alta junto aos melanita-nefelina sienitos, diminuindo nos nefelina sienitos I e II; apesar disso, na grande maioria das amostras examinadas, a composição da mica equivalente à da biotita, sendo a flogopita de ocorrência mais rara. Por outro lado, nos flogopita melteigitos, a sua composição corresponde unicamente à variedade flogopita (Mg:Fe > 2,0) e tem por característica os teores altos de TiO_2 e BaO e baixos de F, além do fato de ser a mica mais magnésiana de todo o complexo; nos feldspato-melanita ijolitos, a composição é de uma biotita, enquanto que nos malignitos ela é indistintamente de biotita ou flogopita.

Melanita: o mineral é abundante apenas nos melanita-nefelina sienitos, aparecendo com menor frequência nos nefelina sienitos I e, ocasionalmente, nos nefelina sienitos II- róseos e cinzas. Ocorre de três maneiras distintas: como produto de transformação de piroxênios; na forma de "capas" de tonalidade marrom claro envolvendo núcleos escuros do mesmo mineral formado previamente, e originadas a partir da cristalização de soluções residuais enriquecidas em Fe^{3+} , Ca e Ti; e, por último, como microfeno-cristais e constituinte da matriz de rochas porfiríticas hipoabissais, representando um mineral de cristalização primária. Todavia, os resultados químicos revelam que todas as granadas analisadas apresentam natureza essencialmente cálcica-férrica, evidenciando de maneira nítida a presença de andradita como componente básico molecular.

Intercrescimento feldspato potássico com nefelina: esta feição é peculiar nos nefelina sienitos I, conquanto também se ache presente nos melanita-nefelina sienitos. Texturalmente, apresenta-se de três modos distintos: como material intersticial, na forma de extensas massas irregulares, ou então, como agregado granular coexistindo com cristais individuais de nefelina e felds

pato potássico formados previamente. Quanto ao quimismo, o feldspato da estrutura é essencialmente potássico e similar em composição ao das fases isoladas. Sua composição varia no intervalo $Or_{99,1}Ab_{0,7}An_{0,2}$ e $Or_{95,4}Ab_{4,5}An_{0,1}$. O mesmo ocorre no tocante ao quimismo da nefelina, com ambas as fases portadoras de baixos teores de "sílica em excesso" (dentro dos limites 0,0 e 0,6% de Qz). A relação Na:K é da ordem de 3:1 e as vacâncias estruturais praticamente inexistentes. Sua composição aproxima-se da de Buerger, sugerindo equilíbrio em temperaturas baixas, inferiores a 500°C. Sugere-se que as estruturas de intercrescimento feldspato potássico com nefelina representam um produto de cristalização tardia derivado a partir de magma residual enriquecido em Na e K.

Sodalita: minerais do grupo da sodalita acham-se presentes em teores modais elevados quase exclusivamente junto aos nefelina sienitos II-róseos e cinzas, constituindo exceção a amostra de nefelina sienito I,17. Suas relações texturais, traduzidas na presença de pequenos veios milimétricos que se infiltram ao longo de direções diversas cortando os minerais ou integrando massa irregular que inclui outros componentes (piroxênios, feldspatos, etc.), sugerem que essas fases representam produtos de cristalização tardia, ou mesmo de estágio hidrotermal; por conseguinte, as frações residuais dessas rochas foram enriquecidas em sódio e voláteis (Cl, F, etc.).

Da análise feita nos capítulos anteriores, conclui-se que a gênese e a evolução do magma que deu origem às rochas alcalinas do Banhadão não podem ser tratados de forma conjunta na suposição de que o complexo é homogêneo; assim, as diversas variedades de nefelina sienitos constituem uma série que evolui desde rochas ultrabásicas (certos melanita-nefelina sienitos com 41% de SiO_2) até intermediária (nefelina sienitos II-cinzas com 56% de SiO_2). Tendo em vista que algumas litologias (nefelina sienitos I e nefelina sienitos II-róseos) representam corpos bem individualizados, apresentando relações bruscas de contato, os processos de diferenciação local se afiguram importantes apenas quando envolvendo os melanita-nefelina sienitos e alguns

nefelina sienitos II-cinzas. Dessa maneira, os líquidos magmáticos, em particular os que produziram alguns diferenciados mais ácidos, se encontravam suficientemente modificados quando emergiram a níveis superiores da crosta e produziram por resfriamento as rochas em questão. Líquidos desse gênero se derivam da cristalização fracionada de um magma de natureza alcalina primária de composição próxima à das rochas nefeliníticas, e gerado a partir de processos havidos na região limitada pela crosta basal e manto superior, em locais de pressão reduzida, pela fusão do material aí existente interagindo com voláteis enriquecidos em álcalis. De outra parte, os flogopita melteigitos, face às suas peculiaridades, devem ser vistos como consolidados a partir de um magma distinto daquele originário daquelas rochas; ao que parece, provêm de magmas essencialmente ferromagnesianos muito enriquecidos em álcalis, sobretudo Na, de caráter primário, e formados em regiões bem mais profundas que aquelas que deram origem aos nefelina sienitos, sob influência direta do material do manto.

De acordo com o exposto, e com base nos resultados geológicos (relações de campo entre as diversas unidades petrográficas), petrográficos, mineralógicos (com ênfase para o comportamento químico dos piroxênios), geoquímicos e geocronológicos, é possível admitir-se que no maciço alcalino do Banhadão coexistem rochas derivadas a partir de pelo menos três manifestações magmáticas geoquimicamente distintas; além disso, não faltam indicações para a existência de um mecanismo responsável por vários pulsos provindos de uma câmara, provavelmente profunda, para outra situada em níveis mais elevados da crosta, local onde se consolidaram as diferentes unidades litológicas da primeira manifestação e, mais tarde, quando soerguida tectonicamente, as das demais.

Da primeira manifestação magmática resultaram rochas de caráter plutônico, consolidadas a partir de diferentes pulsos magmáticos quimicamente diferenciados, estes derivados através de processos de fracionamento de um magma originalmente homogêneo. Os resultados coligidos evidenciam que as rochas des-

se evento evoluem na seguinte seqüência: melanita-nefelina sienitos → nefelina sienitos I → nefelina sienitos II-róseos → nefelina sienitos II-cinzas.

À segunda manifestação magmática pertencem rochas de natureza ultrabásica a básica, estas representadas principalmente por flogopita melteigitos. Ao que tudo leva a crer, a atividade ígnea dessa fase intrusiva se resume na prática a um único pulso magmático, num momento em que as diversas variedades de nefelina sienitos se encontravam completamente solidificadas. Devido às temperaturas elevadas do corpo intrusivo, essa manifestação se fez acompanhar, ao redor de toda a encaixante (nefelina sienitos II-róseos e cinzas), de atividades reometamórficas levando à formação de malignitos e, talvez, feldspato-melanita ijolitos.

Finalmente, as atividades culminaram com a terceira e última manifestação magmática, originando inúmeras intrusões menores, na forma de pequenos diques verticais de fonolito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M.J. (1969) Petrology of the Nandewar Volcano, N.S.W. Australia. Contr. Mineral. Petrol., 20: 115-134.
- ALGARTE, J.P. (1972) A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos estados de São Paulo e Paraná. An. XXVI Congr. Brasil. Geol., 1: 65-69, Belém.
- ALMEIDA, F.F.M.de (1955) Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Div. Geol. Miner., Mon. XIII: 1-181.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1961) Geologia e Petrologia da Ilha de Trindade. Div. Geol. Miner., Mon. XVIII: 1-197.
- ALMEIDA, F.F.M.de (1969) Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. An. XXIII Congr. Brasil. Geol., 1: 29-46, Salvador.
- ALMEIDA, F.F.M.de (1971) Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do sul do Brasil e Paraguai oriental. An. Acad. Brasil. Ciênc., 43: 835-836.
- ALMEIDA, T.I.R. (1982) O arco de Ponta Grossa: uma proposta de configuração a partir da interpretação de dados de sensoriamento remoto. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE (inédito).
- AMARAL, G. (1978) Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district, State of São Paulo, Brasil. An. I Simp. Intern. Carbonatitos, 297-302, Poços de Caldas, MG.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, H. & REYNOLDS, J.H. (1966) Potassium-argon dates of basaltics rocks from Southern Brazil. Geoch. et Cosmoch. Acta, 30: 159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. (1967) Potassium-argon ages of alkalines rocks from south

- thern Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31: 117-142.
- ASMUS, H.E. (1978) Hipóteses sobre a origem de zonas de fratura oceânica/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. Comunicação técnica REMAC-004/78 - (cit. em Almeida, T.I.R., 1982).
- BACKLUND, H.G. (1932) On the mode of intrusion of deep-seated alkaline bodies. *Bull. Geol. Int. Uppsala*, 24: 1-24.
- BAILEY, D.K. (1964) Crustal Warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, 69: 1103-1111.
- BAILEY, D.K. (1970) Volatile flux, heat focussing and the generation of magma. *Geol. J. Spec. USS.*, 2: 177-186.
- BAILEY, D.K. (1972) Uplift, rifting and magmatism in continental plates. *Leeds Univ. J. Earth Sci.*
- BAILEY, D.K. (1974) Continental rifting and alkaline magmatism. In SØRENSEN, ed., *The Alkaline Rocks*, Wiley, London, 148-159.
- BARKER, D.S. & LONG, L.E. (1969) Feldspathoidal syenite in a quartz diabase sill, Brookville, New Jersey. *J. Petrol.*, 10: 202-221.
- BARTH, T.F.W. (1936) The crystallization process of basalt. *Am. J. Sci.*, 31: 321-351.
- BARTH, T.F.W. (1961) Composition and evolution of magma in the southern Mid-Atlantic Ridge (em russo). In *Physical-Chemical Problems of Genesis of Igneous Rocks and Ores*, I: 31-55. Izd. AN SSSR, Moscow (cit. em Barth, 1962).
- BARTH, T.F.W. (1962) *Theoretical Petrology*. John Wiley and Sons, 2nd edition, 1-416.
- BARTH, T.F.W. (1963) The composition of nepheline. *Schweiz. Miner.*

Petrogr. Mitt., 43: 153-164.

BECKE, F. (1903) Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Tschermaks miner. petrog.Mitt. Neue Folge, 22: 209-265. (cit. em SØRENSEN, 1974).

BELIJANKIN, D.S. (1909-1910) Outlines of the petrography of the Ilmen Mountains (em russo). IZV. S-Peterb. Politechn. Inst. , 12 e 13. (cit. em SØRENSEN, 1974).

BELIJANKIN, D.S. (1926) On the interpretation of the Ilmen complex (em russo). Geol. Vestnik, 5 (cit. em SØRENSEN, 1974).

BEMMELEN, R.W., van (1947) The Muriah volcano (central Java) and the origin of its Leucite-bearing rocks. Proc. K. ned. Akad. Wet., 50: 653-658.

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

BORISENOK, K.A. (1959) Distribution of gallium in the rocks of the Soviet Union. Geochemistry, 1: 52-70.

BORN, H. (1971) O Complexo alcalino de Juquiã. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências e Astronomia, Universidade de São Paulo (inédito).

BORODIN, L.S. (1961) Nephelinization of pyroxenites and the paragenesis of rock - forming minerals of ijolites in the ultrabasic - alkaline rocks (em russo) in Fiziko-chimicheskie Problemy Formirovaniya Gornyx Porod in Rid. I. Izd.Akad Nauk SSSR. (cit. em SØRENSEN, 1974).

BORODIN, L.S. (1963) Carbonatites and nepheline syenites (on the general petrology of ultrabasic and carbonatite massifs) (em russo). Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 8. (cit. em SØRENSEN, 1974).

- BORODIN, L.S. & PAVLENKO, A.S. (1974) The role of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks. In SØRENSEN, H.ed. *The Alkaline Rocks*, Wiley, London, 515-534.
- BOWDEN, P. (1966) Zirconium in younger Granites of Northern Nigeria. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 30: 985-993.
- BOWEN, N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press., 1-332.
- BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F. (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O . *J. Geol.*, 58: 489-511.
- BROUWER, H.A. (1946) The association of alkali rocks and metamorphic limestone in a block ejected by the volcano Merapi (Java). *Proc. K. ned. Akad. Wet.*, 48: 166-189.
- BROWN, G.M. (1957) Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion. East Greenland. *Miner. Mag.*, 31: 511-543.
- BROWN, G.M. & VINCENT, E.A. (1963) Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion, East Greenland, *J. Petrol.*, 4: 175-197.
- BUERGER, J.M. (1954) The stuffed derivatives of the silica structures. *Am. Miner.* 39: 600-614.
- BURNS, R.G. (1972) Mixed valencies and site occupancies of iron in silicate minerals from Mössbauer spectroscopy. *Can. J. Spectrosc.*, 17: 51-59.
- BUSSEN, I.V. & SAKHAROV, A.S. (1972) Petrology of the Lovozero alkaline massif (em russo) (cit. em LARSEN, 1976). Nauka, 1-296, Leningrad.
- CAWTHORN, R.G. & COLLERSON, K.D. (1974) The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous

- and ferric iron content from electron microprobe analysis, Am. Miner., 59: 1203-1208.
- CHAO, E.C.T. & FLEISCHER, M. (1960) Abundance of zirconium in igneous rocks. Rep. Int. Geol. Congr. XXI Session (Norden). Part I: 106-131.
- CHAYES, F. (1949) A simple point counter for thin-section analysis. Am. Miner., 34: 1-11.
- CHINNER, G.A. (1960) Pelitic gneisses with varying ferrous ferric ratios from Glen Glova, Angus, Scotland. J. Petrol., 1: 178-217.
- DALY, R.A. (1910) Origin of alkaline rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 21: 87-118.
- DALY, R.A. (1933) Igneous Rocks and the Depths of the Earth. McGraw-Hill, New York.
- DAVIDSON, A. (1970) Nepheline-K-feldspar intergrowth from Kaminak Lake, Northwest Territories. Can. Mineral., 10: 191-206.
- DE PIERI, R. (1980) The structural role of Fe^{3+} in biotites from the Euganean Hills, Italy. Miner. Mag., 43: 985-988.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1963) Rock Forming Minerals. Vol. I (Ortho and Ring Silicates), Vol. III (Sheet Silicates) e Vol. IV (Framework Silicates), Longmans Green and Co. Ltd.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1978) Rock-Forming Minerals. V.ZA (single-chain silicates). Longman Group Limited, London.
- DEGENHARDT, H. (1957) Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. Geoch. et Cosmoch. Acta, 11: 279-309.

- DERBY, O.A. (1878) Geologia da região diamantífera da Província do Paraná, Brasil. Arq. Museu Nacional, 3: 89-96, Rio de Janeiro.
- DONNAY, G., SCHAIRER, J.F. & DONNAY, J.D.H. (1959) Nepheline solid solution. Miner. Mag., 32: 93-109.
- DOWTY, E. (1971) Crystal chemistry of titanian and zirconian garnet: I. Review and spectral studies. Am. Miner., 56: 1983 - 2009.
- ECKERMAN, J. von (1948) The alkaline district of Alnø Island. Sverig. geol. Unders. Ser. Ca., 36: 1-176.
- EDWARDS, A.C. (1976) A comparison of the methods for calculating Fe^{3+} contents of clinopyroxenes from microprobe analysis. N. Jb. Miner. Mh., H.11: 508-512.
- ELISEEV, N.A. (1941) On the origin of primary layering in the Lovozero pluton. Zap. Vses. min. Ob-va, 70 (1): 86-105.
- ERICKSON, R.L. & BLADE, L.V. (1963) Geochemistry and petrology of the Alkaline Igneous Complex at Magnet Cove Arkansas. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 425: 1-93.
- FENNER, C.H. (1926) The Katmai Magmatic Province. J. Geol., 34: 700-703.
- FENNER, C.H. (1948) Immiscibility of igneous magma. Am. J. Sci., 246: 465-502.
- FERREIRA, F.J.F. & ALGARTE, J.P. (1979) O comportamento Aeromagnetométrico-Cintilométrico das Principais Rochas Alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. Atas 2º Simp. Reg. Geol., 2: 195-208, SBG, Rio Claro.
- FERSMAN, A. (1929) Geochemische migration der Elemente und deren Wissenschaftliche und Wirtschaftliche Bedeutung, erläutert an

- vier Mineralvorkommen: chibina Tundren- Smaragdgruben Uran-Grube Tuja-Mujun-Wüste Karakumy. Abh. Prakt. Geol. BergwLehre, 18: 1-116 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- FOSTER, M.D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 354-B: 11-49.
- FREITAS, R. O. (1944) Jazimentos das alcalinas no Brasil meridional. Miner. Metal. R., 8 (43): 45-48.
- FREITAS, R. O. (1947) Geologia e Petrologia da Ilha de Sebastião. Fac. Fil. Ci. Let., 85, Geologia, 3: 1-244.
- FUCK, R.A. (1972) Geologia do Maciço Alcalino de Tunas, Paraná, Brasil. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (inédito).
- GASS, I.G. (1970) Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian dome, in African Magmatism, and Tectonics, eds., T.N. Clifford and I.G.Gass. Oliver and Boyd, Edinburgh, 285-300.
- GERASIMOVSKII, V.I. (1941) On the role of Zirconium in minerals of nepheline-syenite massifs. Comptes Rendus Dokl. Acad. Sci. USSR, 30: 820-821.
- GERASIMOVSKII, V.I. (1956) Geochemistry and mineralogy of nepheline syenite intrusions. Geochemistry, 5: 494-510.
- GERASIMOVSKII, V.I. (1963) Geochemical features of agpaitic nepheline-syenites. In A.P. Vinogradov ed.. Chemistry of the Earth's Crust, I: 104-118. Israel Translation Program. Jerusalem.
- GERASIMOVSKII, V.I. (1974) Trace elements in selected groups of alkaline rocks. In SØRENSEN, ed., *The Alkaline Rocks*, Wiley, London, 402-413.

- GERASIMOVSKII, V.I. & LEBEDEV, V.I. (1958) Proportions of strontium and calcium in rocks of the Lovozero massif. *Geochemistry*, 6: 699-705.
- GIBB, F.G.F. (1973) The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *J. Petrol.*, 14: 203-230.
- GILLSON, I.C. (1928) On the origin of the alkaline rocks. *J. Geol.*, 26: 471-474.
- GITTINS, J.; FAWCETT, J.J.; BROOKS, C.K. & RUCKLIDGE, J.C. (1980) Intergrowths of nepheline-potassium feldspar and Kalsilite - potassium feldspar: A re-examination of the "Pseudo- Leucita Problem". *Contr. Mineral. Petrol.*, 73: 119-126.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1930) Elemente und minerale pegmatitischer gesteine. *Nachr. Gesellsch. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.*: 370-378 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1954) *Geochemistry* (Ed. A. Muir). Oxford University Press.
- GOLDSCHMIDT, V.M. & PETERS, C.L. (1931) Zur Geochimie des Galliums. *Nachr. Ges. Wiss., Göttingen, Math. Phys. Kl. fachgruppe IV*; 165-183.
- GOLDSMITH, J.R. e LAVES, F. (1954) The microcline-sanidine stability relations. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 5: 1-19.
- GOMES, C.B. (1969) Electron microprobe analysis of zoned melanites. *Am. Miner.*, 54: 1654-1661.
- GOMES, C.B. (1970) Petrologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP. *Bol. Int. Geoc. Astron., USP*, 1: 77-197.
- GOMES, C.B. e CORDANI, U.G. (1965) Geocronologia do maciço alcalino de Itapirapuã. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 37 (3/4): 499 - 501.

- GOMES, C.B. e DUTRA, C.V. (1970) Some geochemical features of the alkaline rocks of Itapirapuã, São Paulo, Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 42 (3): 521-534.
- GOMES, C.B.; DUTRA, C.V.; HYPOLITO, R. & VALARELLI, J.V. (1968) Granadas titaníferas das rochas alcalinas de Itapirapuã, SP. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 40 (3): 313-326.
- GOMES, C.B.; MORO, S.L. & DUTRA, C.V. (1970) Pyroxenes from the alkaline rocks of Itapirapuã, São Paulo, Brazil. *Am. Miner.*, 55: 224-230.
- GORBATSCHEV, R. (1972) Coexisting varicolored biotites in migmatitic rocks and some aspects of element distribution. *N.Jb. Miner. Abh.*, 118: 1-22.
- GROSSI-SAD, J.H. (1972) Complexos ultramáficos alcalinos com carbonatito do Brasil meridional (com ênfase especial sobre os complexos da região do alto Parnaíba. Ed. abr., 58 p.
- GUIDOTTI, C.V.; HERD, H.H. e TUTTLE, C.L. (1973) Composition and structural state of K-feldspar + sillimanita grade rocks in northwestern Maine. *Am. Miner.*, 58: 705-716.
- HALL, A.J. (1941) The relation between color and chemical composition in the biotites. *Am. Miner.*, 26: 29-33.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; PAIVA, I.P. & RODRIGUES, J.C. (1977) Idades K/Ar do maciço alcalino do Banhadão e do Complexo Bairro da Cruz. *Atas 1º Simp. Reg. Geol.*, 1: 170-178, SBG, São Paulo.
- HAMILTON, D.L. (1961) Nepheline as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, 69: 321-329.
- HAMILTON, D.L. & MACKENZIE, W.S. (1960) Nepheline solid solution in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . *J. Petrol.*, 1: 56-72.

- HAMM, H.M. & VIETEN, K. (1971) Zur Berechnung der Kristallchemischen Formel und des Fe^{3+} - Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen. N.Jb. Miner. Mh., 310-314.
- HARKER, A. (1909) The Natural History of Igneous Rocks, Methuen and Co. Ltd., London, 384 p. (reimpressão em 1965).
- HARRIS, P.G. (1969) Basalt type and rift valley tectonism. Tectonism. Tectonophysics, 8: 427-436.
- HARTMAN, P. (1969) Can Ti^{4+} replace Si^{4+} in silicates? Miner. Mag., 37 (287): 366-369.
- HAYAMA, Y. (1959) Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphisms. J. Geol. Soc. Japan, 65 : 21-30.
- HEINRICH, E.W. (1946) Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. Am. J. Sci., 244: 836-848.
- HEINRICH, E.W. (1965) Microscopic Identification of Minerals. McGraw Hill Book Co., New York.
- HEINRICH, E.W.; LEVINSON, A.A.; LEVANDOWSKI, D.W. & HEWITT, C.H. (1953) Studies in the natural history of micas. Univ. Michigan Engineering, Res. Inst., Project M. 978, final report (cit. em SAPOUNTZIS, 1976).
- HOLGATE, N. (1954) The role of igneous immiscibility in igneous petrogenesis, J. Geol., 62: 439-480.
- HOLMES, A. (1932) The origin of igneous rocks. Geol. Mag., 69: 543-558.
- HOWIE, P.A. & WOOLEY, A.R. (1968) The role of titanium and the effect of TiO_2 on the cell-size, refractive index, and specific gravity in the andradite-melanite-schorlomite series. Miner. Mag., 36: 775-790.

- HUGGINS, F.E.; VIRGO, D.; HOLZL, E. & HUCKENHOLZ, H.G. (1975) Distribution of Al, Fe^{3+} and Ti^{4+} between the octahedral and tetrahedral sites in garnets between $\text{Ca}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$ and $\text{Ca}_3 \text{Fe}_2 \text{Ti}_{1.416} \text{Si}_{1.584} \text{O}_{12}$. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 74: 579-585.
- HUGGINS, F.E.; VIRGO, D. & HUCKENHOLZ, H.G. (1976) The crystal chemistry of melanites and schorlomites. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 75: 705-711.
- HUGGINS, F.E.; VIRGO, D. & HUCKENHOLZ, H.G. (1977a) Titanium containing silicate garnets. I. The distribution of Al, Fe^{3+} , and, Ti^{4+} between octahedral and tetrahedral sites. Am. Miner., 62: 475-490.
- HUGGINS, F.E.; VIRGO, D. & HUCKENHOLZ, H.G. (1977b) Titanium containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanites and schorlomites. Am. Miner., 62: 646-665.
- ISAACS, T. (1968) Titanium substitutions in andradite. Chem. Geol. 3: 219-222.
- JENSEN, H.I. (1908) The distribution, origin and relationships of alkaline rocks. Proc. Linn. Soc. N.S.W., 33: 491-588.
- JOHANNSEN, A. (1937) A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Vol. I, II, III e IV. University Chicago Press, Chicago.
- KAEFER, L.Q. & ALGARTE, J.P. (1972) Maciço Alcalino do Banhadão, Estudos Preliminares. An. XXVI Congr. Brasil. Geol., 56-64.
- KENNEDY, G.C. (1955) Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62: 489-504.
- KING, B.C. (1965) Petrogenesis of the alkaline igneous rock suites of the volcanic and intrusive centres of Eastern Uganda. J. Petrol., 6: 67-100.

- KNOPF, A. (1957) The boulder batholith of central Montana. Am. J. Sci., 255: 81-103.
- KOGARKO, L.N. (1974) Role of volatiles. In SØRENSEN, H., ed. - *The Alkaline Rocks*. Wiley, London.
- KOGARKO, L.N., RYABCHIKOV, I.D. & SØRENSEN, H. (1974) Liquid fractionation. In SØRENSEN, ed., *The Alkaline Rocks*, Wiley, London.
- KONONOVA, V.A.; ORGANOVA, N.I. & LOMEYKO, Ye. I. (1967) Composition and crystallisation temperature of nepheline from rocks of anijolite-melteigite series. Int. Geol. Rev. 9: 1229-1236.
- KOPECKY, L.D.; FIALA, M.J. & STOVÍČKOVA, N. (1970) Fenites of the Bohemian Massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics. Sbornik Geol. Ved. Geologie, rada G. 16: 51-112 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- KOSTER van GROOS, A.F. & WYLLIE, P.J. (1963) Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. Nature, 4895: 801-802.
- KOSTER van GROOS, A.F. & WYLLIE, P.J. (1966) Liquid immiscibility in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ at pressures to 1 kilobar. Am. J. Sci., 264: 234-255.
- KOSTYUK, V.P. & BAZAROVA, T. Yu. (1966) The petrology of the alkaline rocks of the Eastern part of the Eastern Sayan (em russo). Izd. "Nauka", Moskva, 1-168 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- KORZHINSKY, D.S. (1952) Granitization as a factor of magmatic replacement (em russo). Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 2 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- KORZHINSKY, D.S. (1955) Problems of petrography of the magmatic rocks related to transmagnetic solutions and granitization (em russo), in magmatizm i svyaz's nim poleznykh iskopaemykh.

- Izd. Akad Nauk SSSR (cit. em SØRENSEN, 1974).
- KORZHINSKY, D.S. (1960) Acidity-basicity as the most important factor in magmatic and post-magmatic processes (em russo) in magmatizm i svyaz's nim poleznykh iskopaemykh. Gosgeoltekhizdat (cit. em SØRENSEN, 1974).
- KUNITZ, W. (1936) Die Rolle des Titans und Zirkoniums in der gesteinsbildenden Silikaten. N.Jb. Miner. Beil. Bd. 70A: 385-466.
- KUSHIRO, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. Am. J. Sci., 258: 548-554.
- KUZNETSOV, Yu. A. (1964) Chief types of magmatic formations (em russo). Izd. "Nedra" (cit. em SØRENSEN, 1974).
- LARSEN, E.S. (1940) Petrographic province of central Montana. Bull. Geol. Soc. Am., 51: 887-948.
- LARSEN, E.S. (1942) Alkalic rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 197-A: 1-64.
- LARSEN, L.M. (1976) Clinopyroxenes and coexisting Mafic Minerals from the Alkaline Ilímaussaq Intrusion, South Greenland. J. Petrol., 17(2): 258-290.
- LE BAS, M.J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Am. J. Sci., 260: 267-288.
- LEHIJARVI, M. (1960) The alkaline district of Iivaara, Kuusamo, Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, 185: 1-62.
- LEHIJARVI, M. (1967) Titaanipitoisten Andratiitigranaattien Vyhäykkeisyydestä. Geologi (Helsinki), 18: 102-103 (cit. em DOWTY, 1971).
- LOEWINSON-LESSING, F. (1884) Die variolite von Jalguba im Gouver

- nement Olonez. Tsch. Min. Pet. Mitt., 6: 281-300 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- LOEWINSON-LESSING, F.J. (1935) On a peculiar type of differentiation represented by variolites of Yalguba, Karelia (em russo, resumo em inglês). Trav. Inst.Petr.Ac.Sci., USSR, 5: 21-27 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- MACKENZIE, W.S. e SMITH, J.V. (1961) Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars. Cursos y Conferencias del Instituto "Lucas Mallada", VIII: 53-69.
- MANSKER, W.L., EWING, R.C. & KEIL, K. (1979) Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawai. Am. Miner., 64:156 - 159.
- MELFI, A.J. BITTENCOURT, I. & CORDANI, U.G. (1965) Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui. Bragantia, 24: 447-474.
- MITCHELL, R. (1972) Composition of nepheline, pyroxene and biotite in ijolite from the Seabrook Lake Complex, Ontario, Canada. N.Jb. Miner. Mh., H.9: 415-422.
- MITCHELL, H. & PLATT, R.G. (1979) Nepheline-Bearing Rocks from the Poohbah Lake Complex, Ontario: Malignites and Malignites. Contr. Mineral. Petrol., 69: 255-264.
- MORGAN, W.J. (1968) Rises, trenches, great faults and crustal blocks. J. Geophys. Res., 73: 1959-1982.
- NASH, W.P. e WILKINSON, J.F.G. (1970) Shonkin Sag laccolith Montana. I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. Contr. Mineral. Petrol., 25: 241-269.
- NEUMANN, E.R. (1976) Two refinements for the calculation of

- structural formulae for pyroxenes and amphiboles. Norsk Geologisk Tidsskrift, 56: 1-6.
- NICHOLLS, J. & CARMICHAEL, I.S.E. (1969) Peralkaline acid liquids: A petrological study. Contr. Mineral. Petrol., 20: 268-294.
- NOCKOLDS, S.R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Am. J. Sci., 245: 401-420.
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R. (1954) The geochemistry of the some igneous rock series. Part II. Geoch. et Cosmoch. Acta, 5: 245-285.
- NOCKOLDS, S.R. & MITCHELL, R.L. (1948) The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: A study in relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 61: 533-575.
- OLIVEIRA, E.P. (1927) Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geológico e Mineralógico do Brasil. Monografia 6: 1-78, Rio de Janeiro.
- OMEL'YANENKO, B.I. (1959) Possible trends of alkaline magma formation in geosynclinal regions with Turkeston-Alay as an example (em russo). Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., 12 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- PEACOCK, M.A. (1931) Classification of igneous rock series. J. Geol., 39: 54-57.
- PERCHUK, L.L. (1964) Physico-chemical petrology of granitoid and alkaline intrusions of the Central Turkeston-Alay (em russo). Izd. "Nauka" (cit. em SØRENSEN, 1974).
- PERCHUK, I.L. & RYABCHIKOV, I.D. (1968) Mineral equilibria in the system nepheline-alkali feldspar-plagioclase and their

- petrological significance. J. Petrol., 9: 123-167.
- POLANSKI, A. (1949) The alkaline rocks of the European Plateau. Soc. Amis. Sci. Lettr. de Poznan, Bull. B10: 119-184.
- POLKANOV, A.A.; ELISEEV, N.A.; ELISEEV, E.N. & KAVARDIN, G. I. (1967) The Gremijakha-Vyrmes Massif of the Kola Peninsula (em russo), Izd. "Nauka", Leningrad, 1-236 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- POWELL, M. & POWELL, R. (1977) A nepheline-alkali feldspar geothermometer. Contr. Mineral. Petrology, 62: 193-204.
- PREWITT, C.T.; SHANNON, R.D. & WHITE, W.B. (1972) Synthesis of a pyroxene containing trivalent titanium. Contr. Mineral. Petrology, 35: 77-82.
- ROCK, N.M.S. (1976) The role of CO₂ in alkali rock genesis. Geol. Mag., 113: 97-113.
- ROBERT, J.L. (1976) Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. Chem. Geol., 17: 213-227.
- ROSENBUSCH, H. (1890) Über die chemischen beziehungen der eruptiv gesteine. Tsch. Min. Pet. Mitt., 11: 144-178 (cit em SØRENSEN, 1974).
- SAPOUNTZIS, E.S. (1976) Biotites from the Sithonia igneous complex (North Greece). N. Jb. Miner. Abh., 126 (3): 327-341.
- SCHROCKE, H. (1955) Über alkaligesteine und deren Lagerstätten. N. Jb. Miner. Mh., 169-189.
- SCHWARTZ, K.B. (1977) Mössbauer spectroscopy and crystal chemistry of natural Fe-Ti garnets. M.S. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts (cit. em SCHWARTZ, 1980).
- SCHWARTZ, K.B.; NOLET, D.A. & BURNS, R.G. (1980) Mössbauer spec-

- troscopy and crystal chemistry of natural Fe-Ti garnets. Am. Miner., 65: 142-153.
- SEMENOV, E.I. (1958) Relationship between composition of rare earths and composition and structure of minerals. Geochemistry, 5: 574-586.
- SHAND, S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. Am. J. Sci., 243A: 495-507.
- SHAW, D.M. (1957) The geochemistry of gallium, indium and thallium: a review. Physics and Chemistry of the Earth, 2: 164-211.
- SIEDNER, G. (1965) Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. Geoch. et Cosmoch. Acta, 29: 113-137.
- SMITH, D. & LINDSLEY, D.H. (1971) Chemical variations in pyroxene and olivine from Picture Gorge basalt. Yb. Carnegie Inst. Wash., 69: 269-274.
- SMYTH, C.H. (1927) The genesis of alkaline rocks. Am. Phil. Soc. Proc. 66: 535-580 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- STEPHENSON, D. (1972) Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qôroq Centre, South Greenland. Lithos, 5: 187-201.
- STRAUSS, C.A. & TRUTER, F.C. (1950) The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland, eastern Transvaal. Trans. geol. Soc. S. Afr., 53: 81-125.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, 12: 1-33.
- SØRENSEN, H. (1960) On the agpaitic rocks. Rep. Int. Geol. Congr. XXI session (NORDEN). Part XIII: 319-327.

- SØRENSEN, H. (1974) The alkaline rocks. Wiley, London.
- TAYLOR, S.R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6: 133-213.
- TAYLOR, D. e MACKENZIE, W.S. (1975) A contribution to the pseudo-leucite problem. *Contr. Mineral. Petrol.*, 49: 321-333.
- THOMPSON, R.N. (1977) Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills, Roman comagmatic province, central Italy. *Contr. Mineral. Petrol.*, 60: 91-108.
- TILLEY, C.E. (1954) Nepheline-alkaline feldspar parageneses. *Am. J. Sci.*, 252: 65-75.
- TILLEY, C.E. (1958) Problems of alkali rock genesis. *Q.J. Geol. Soc. London*, 113: 323-360.
- TROGER, W.E. (1979) Optical determination of rock-forming minerals. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. (Tradução da 4a. edição germânica).
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co., New York.
- TUTTLE, O.F. & SMITH, J.V. (1958) The nepheline-kalsilite system. II. Phase relations. *Am. J. Sci.*, 256: 571-589.
- TYLER, R.C. & KING, B.C. (1967) The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of Eastern Uganda. *Miner. Mag.*, 277: 5-22.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, 17: 135-154.
- ULBRICH, M.N.C. & ULBRICH, H.H.G.J. (1982) Esquemas de cálculo para a determinação de Fe^{3+}/Fe^{2+} de piroxênio egirínico. XXXII Congr. Brasil. Geol., Resumos e Breves Comunicações.

- UPTON, B.G.J. (1964) The geology of Tugtutôq and neighbouring island, South Greenland. Part II. Nordmarkitic syenites and related alkaline rocks; Part III. Olivine gabbros, syenogabbros and anorthosites; Part IV. The nepheline syenites of the Hviddal composite dyke. Meddr. Grønland, 169 (2): 1-62 e 169 (3): 1-80.
- USSING, N.V. (1912) Geology of the country around Julianehaab Greenland. Meddr. Grønland, 38: 1-376.
- VARET, J. (1969) Les piroxènes des phonolites du Cantal (Auvergne, France). N. Jb. Miner. Mh., 4: 174-184.
- VERHOOGEN, J. (1962) Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rock. Am. J. Sci., 260: 211-220.
- VERWOERD, W.J. (1966) South African carbonatites and their probable mode of origin. An. Univ. Stellenbosch, 41, ser. A:1-233 (cit. em SØRENSEN, 1974).
- VIETEN, K. & HAMM, H.M. (1978) Additional notes "On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe^{3+} from microprobe analyses. N.Jb.Mineral., H.2: 71-83.
- WAGER, L.R. & MITCHELL, R.L. (1951) The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma: A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1: 129-208.
- WATERS, A.C. (1955) Volcanic rocks and the tectonic cycle. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62: 703-722.
- WEBER, H.P.; VIRGO, D. & HUGGINS, F.E. (1975) A neutron-diffraction and ^{57}Fe Mössbauer study of a synthetic Ti-rich garnet. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 74: 575-579.
- WENDLANDT, R.F. (1977) Barium-phlogopite from Haystack Butte,

- Highwood Mountains, Montana. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 76: 534-539.
- WETHERILL, G.W.; ALDRICH, L.T. & DAVIS, G.L. (1955) $\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$ ratios of feldspar and micas from the same rock. *Geoch. et Cosmoch. Acta* 8: 171-172.
- WIDENFALK, L. (1972) Myrmekite-like intergrowths in larvikite feldspar. *Lithos*, 5: 255-267.
- WILLIAM, C.E. (1959) The origin of carbonatites and related alkaline rocks. *Rec. Geol. Surv. Uganda* 1955-1956, 9-31.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. (1965) Stability of biotite; experiment, theory, and application. *Am. Miner.*, 50: 1228-1272.
- WYLLIE, P.J. (1966) Experimental studies of carbonatite problems: the origin and differentiation of carbonatite magmas. In TUTTLE, O.F., and GITTINS, J., Ed., *Carbonatites* Interscience- New York, 311-352.
- WYLLIE, P.J. (1974) Limestone assimilation. In SØRENSEN, ed., *The Alkaline Rocks*, Wiley, London, 459-474.
- WYLLIE, P.J. & HUANG, Wu-LIANG (1976) Carbonation and melting reactions in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contr. Mineral. Petrol.*, 54: 79-107.
- YAGI, K. (1966) The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite-hedenbergite-diopside series. *Am. Miner.* 51: 976-1000.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962) Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.*, 3: 342-532.
- ZEDLITZ, O. (1933) Über titanreichen kalkeisengranat II-Zentrabl.

Min., A, 225-237.

ZEDLITZ, O. (1935) Uber titanhaltige kalkeisengranat II. Zen-
tralbl. Mineral. Avt. A: 68-78.

ZLOBIN, B.I. (1959) Paragenesis of dark-coloured minerals of the
new term for the agpaitic coefficient. Geochimia, 5: 410-
422.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento dos diferentes estágios deste estudo tornou-se possível graças a inestimável cooperação de várias instituições e pessoas, prestada na forma de concessão de auxílios financeiros e de serviços. A essas instituições e pessoas, relacionadas a seguir, consignamos os nossos mais sinceros agradecimentos:

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (Proc. 2222.02061/78), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP (Proc.Geol. 76/658) e Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP (Proc. 3.3-82.0381.00), este último referente ao projeto "Petrologia de Rochas Alcalinas Brasileiras e Depósitos Minerais Associados", coordenado pelo Professor Doutor Celso de Barros Gomes, pela assistência financeira que possibilitou a concretização deste trabalho.

Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais-CPRM, na pessoa do geólogo José Peres Algarte, e Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR, nas pessoas dos geólogos Donaldo Cordeiro da Silva e Rosa Maria de Souza, por terem facilitado o acesso à área, bem como colocado à nossa disposição fotografias aéreas e mapa topográfico com projeção de perfis locados no campo.

Professor Rômulo Machado, pela valiosa colaboração nos trabalhos de campo.

Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, de de tentor de conhecimento ímpar em caracterização óptica de minerais, pela sua valiosa contribuição durante o estudo petrográfico das secções delgadas.

Professor Doutor Umberto Giuseppe Cordani e Professor Doutor Koji Kawashita, e funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas, pelo valioso apoio no trabalho de execu-

ção das determinações radiométricas.

Professor Doutor Raphael Hypolito e pessoal técnico do Laboratório de Química do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela execução de análises químicas preliminares.

Divisão de Laboratórios de Geologia e sondagens Ltda - GEOLAB, na pessoa do Doutor Cláudio V. Dutra, pela execução de análises químicas de rochas.

Doutor Jean Delvigne, pela obtenção das fotomicrografias.

Professora Sandra Maria de Arruda Furtado, por sugestões dadas no transcurso do trabalho.

Professora Eny Moreira Ruberti, que indiretamente contribuiu para a redação do texto, pelo auxílio prestado em problemas gramaticais.

Colegas do Departamento de Mineralogia e Petrologia e do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo incentivo, solidariedade e discussões empenhadas no decorrer deste trabalho.

Senhora Melany Thereza Isauk e Senhor Cláudio Hopp, pela confecção das secções delgadas.

Senhor João Batista de Souza do Laboratório de raios X, pela colaboração prestada durante os trabalhos de difratometria de raios X.

Senhorita Itacy Kroehne, pela elaboração dos mapas e diagramas, e Senhor Jaime de Souza Marcos pela execução das cópias fotográficas.

Senhorita Claudete Salinas, pelo trabalho de datati-

lografia, e Senhor José Ponchirolli, pela elaboração das tabelas.

Senhor Jaime Alves da Silva e toda equipe de funci
onários da Seção Gráfica, pela impressão do texto.

Agradecimentos especiais são devidos ao Professor
Doutor Celso de Barros Gomes, pela orientação durante todo o de-
senvolvimento do trabalho, pelas críticas e sugestões e revisão
final do texto.