



XENÓLITOS DE ORIGEM SUBVULCÂNICA NA FORMAÇÃO REMÉDIOS, ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA: PETROGRAFIA, TEXTURA E QUÍMICA MINERAL

M.N.C. Ulbrich¹ & R. P. Lopes²

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências – USP, Rua do Lago, 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP

²Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências – USP, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP

Recebido em 12/00; aprovado para publicação em 06/01

ABSTRACT

Xenoliths of clinopyroxenites and clinopyroxene hornblendites with cumulatic texture, kaersutite gabbros with cumulatic to hypidiomorphic texture, layered kaersutite diorites, a kaersutite monzogabbro and monzodiorites with alkali feldspar oikocrysts are found within pyroclastic rocks of the Remédios Formation, Fernando de Noronha. The parental magmas were alkaline, SiO₂-saturated and rich in H₂O. The petrography and mineral chemistry, mainly of pyroxenes, suggest grain accumulation and fractionation within subvolcanic magma chambers. Geothermometry and oxygen barometry based on a magnetite-ilmenite pair from a clinopyroxene hornblendite indicated $T = 800^{\circ}\text{C} (\pm 40-80^{\circ}\text{C})$ e $f_{\text{O}_2} = 10^{-14.5}$

RESUMO

Xenólitos de clinopiroxenitos e clinopiroxênio hornblenditos com textura cumulática, kaersutita gabros com textura cumulática a hipidiomórfica, kaersutita dioritos bandados, kaersutita monzogabro e monzodioritos com oikocristais de feldspato alcalino ocorrem como fragmentos nas rochas piroclásticas da Formação Remédios, Fernando de Noronha, cristalizados de magmas parentais alcalinos, saturados em SiO₂ e ricos em H₂O. A petrografia e a química mineral, principalmente do piroxênio, sugerem acumulação de cristais e fracionamento em uma ou várias câmaras magmáticas subvulcânicas. Geotermometria no par magnetita-ilmenita de clinopiroxênio hornblendito indicou $T=800^{\circ}\text{C} (\pm 40-80^{\circ}\text{C})$ e $f_{\text{O}_2}=10^{-14.5}$

INTRODUÇÃO

O termo xenólito empregase para denominar os enclaves ou nódulos encontrados em rochas magmáticas ou até em rochas piroclásticas, caracterizados por composições diferentes daquelas que aparecem expostas formando corpos diversos no terreno. Nas ilhas oceânicas, certamente, os que merecem maior atenção são os xenólitos de rochas ultramáficas, com características químicas e isotópicas de material mantélico. Contudo, na literatura, o significado do termo é mais amplo, tendo sido estendido também para fragmentos de rochas crustais, comumente cogenéticas, porém com composições mineralógicas e químicas e texturas diferentes das rochas aflorantes. É nesse sentido que o termo é utilizado neste trabalho.

Xenólitos ou enclaves "plutônicos" de rochas máficas com granulação fina a grossa e composições de clinopiroxenitos, gabros e dioritos, comumente com texturas cumuláticas, ocorrem inclusos em lavas básicas ou em tufos em várias ilhas oceânicas. Esses xenólitos fornecem evidências dos processos magmáticos que ocorreram nas porções subjacentes dos edifícios vulcânicos.

Xenólitos de piroxenitos e gabros de afinidade toleítica foram descritos no Haváí (Sen, 1987; Rudeck *et al.*, 1992; Fodor & Moore, 1994) e nas ilhas Gough (Le Maitre, 1965) e interpretados como porções cumuláticas dos próprios reservatórios magmáticos que deram origem às lavas toleíticas hospedeiras. Xenólitos de gabros com fraco metamorfismo, observados nas Ilhas Canárias, são interpretados como fragmentos de crosta oceânica

(Schmincke *et al.*, 1998). Kaersutita gabros, piroxenitos e outros xenólitos de natureza alcalina foram estudados em Tristan da Cunha e tidos como resultado da acumulação de cristais (Le Maitre, 1969). Na Ilha de São Miguel, Açores, Mattioli *et al.* (1997) atribuem a origem de fragmentos similares à existência de um único corpo lacolítico, localizado em baixa profundidade.

No arquipélago de Fernando de Noronha, na sua ilha principal, a Formação Remédios (Almeida, 1955) representa o evento vulcânico mais antigo (idades K-Ar entre 12 e 8 Ma; Cordani, 1970). Inclui um conjunto de diques, domos e *plugs* de rochas alcalinas, com composições que variam de ultrabásicas-básicas (lamprófiros, tefritos, basanitos, basaltos alcalinos) a intermediárias (traquitos e fonólitos). Trabalhos anteriores (Ulbrich, 1993; Ulbrich *et al.*, 1994) permitiram estabelecer duas séries petrográficas distintas na suíte alcalina da Formação Remédios: uma moderadamente potássica, constituída por álcali basaltos, traquiandesitos e traquitos, e a outra subsaturada, de tendência sódica, representada por basanitos, tefritos, essexitos, tefrifonólitos e fonólitos. A unidade basal desta formação é piroclástica, mostrando tanto fragmentos representativos das rochas mais típicas dessa formação como também verdadeiros xenólitos, em quantidades menores, constituídos por cumulos ultramáficos, gabros, dioritos, monzogabros e monzodioritos.

Mencionava-se, também, nos textos citados, a provável existência de um "Complexo Ígneo Central", formado por "rochas plutônicas", semelhante ao descrito por Furnes & Stillman (1987) em Cabo Ver-

de, com fundamento na presença desses fragmentos xenolíticos de rochas faneríticas nos depósitos piroclásticos (ver também Almeida, 1955).

No presente trabalho, são apresentadas as principais feições petrográficas e modais de uma coleção de 24 xenólitos, assim como os dados químicos dos seus minerais constituintes, obtidos em amostras representativas selecionadas no campo e no laboratório, a fim de estabelecer possíveis relações genéticas entre eles e, também, com as rochas alcalinas aflorantes.

AS ROCHAS PIROCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO REMÉDIOS

A unidade basal de rochas piroclásticas da Formação Remédios aflora, particularmente, na Enseada da Caieira, na extremidade NE da ilha principal (ver mapa em Almeida, 1955 e Ulbrich *et al.*, 1994). Este depósito é composto por clastos e blocos de rochas vulcânicas-subvulcânicas, a maioria arredondada, com alguns centímetros a decímetros, colocados em matriz fina com abundantes clastos arredondados a subangulosos, milimétricos (< 2 mm) de traquitos e de cristais isolados de plagioclásio e de minerais máficos, resultantes da desagregação dos fragmentos maiores. O material intersticial é uma mistura de sílica microa criptocristalina, carbonatos e clorita. O depósito foi denominado de aglomerado por Almeida (1955), mas a denominação de brecha parece mais apropriada, tendo em vista que não contém bombas vulcânicas e que o arredondamento dos fragmentos líticos é produzido por abrasão magmática (cf. Cas & Wright, 1987).

DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS XENÓLITOS

Os xenólitos ocorrem como lapilli e blocos (a maioria entre 2 e 10 cm de diâmetro), arredondados a elipsoidais, dispersos no depósito piroclástico. Estão constituídos por rochas de granulação fina a média, raramente grossa, e as estruturas variam de maciças a orientadas, as últimas caracterizadas pela orientação planar dos minerais máficos ou, em rochas mais diferenciadas, pela alternância de bandas compostas por minerais máficos e félsicos. Alguns fragmentos são totalmente frescos, enquanto outros mostram alteração moderada a forte, principalmente caracterizada pela presença de óxidos de ferro avermelhados.

Os fragmentos são classificados de acordo com as recomendações do IUGS (Le Maître, 1989) e incluem três gabros, nove dioritos, um monzogabro e seis monzodioritos, além de cinco xenólitos ultramáficos, compostos, principalmente, por quantidades variáveis de clinopiroxênio e kaersutita com textura cumulática, que correspondem à denominação de clinopiroxênitos e clinopiroxênio hornblenditos. Esses nomes são mantidos neste trabalho, ressaltando que o termo "hornblendito" utilizado como "nome raiz" não é adequado para rochas alcalinas que possuem anfibólitos sódicos e/ou potássicos, já que o termo "hornblendito" identifica um anfibólio cálcico, geralmente típico de associações cálcio-alcalinas ou alcalino-cálcicas muito diferentes das que estão sendo descritas.

Dados modais de amostras representativas dos diferentes tipos litológicos aparecem na Tabela 1.

Tabela 1 – Composições modais representativas dos xenólitos que ocorrem como fragmentos nas rochas piroclásticas da Enseada da Caieira, Fernando de Noronha.

AMOSTRA	60 F	60 F	88 Z	88 F	150 A	88 E	88 H
<i>Rocha</i>	1	2	3	4	5	6	7
Anfibólio	60,0	–	33,3	38,7	39,2	35,0	7,2
Cpx	20,8	52,0	48,1	22,4	3,9	5,0	3,0
Plagioclásio	–	–	1,8	29,5	49,7	43,0	62,0
Feld.alcalino	–	–	–	–	–	12,0	10,8
Opaco*	5,7	14,3	14,2	7,4	1,9	4,0	1,5
Biotita	–	–	1,1	–	1,9	–	12,5
Apatita	13,5	33,7	1,5	2,0	tr	tr	tr
Titanita	–	–	–	–	3,4	1,0	3,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,00	100,00	100,0

Cpx= clinopiroxênio; Feld. alcalino = feldspato alcalino; tr= traço

*Os minerais opacos são óxidos de Fe e de Ti (ver texto)

1 – clinopiroxênio hornblendito;

2 – lentes de apatita clinopiroxênito: cpx + apatita = minerais cumulus, titanomagnetita intercumulus;

3 – kaersutita clinopiroxênito rico em opacos;

4 – kaersutita melagabro;

5 – kaersutita diorito;

6 – kaersutita monzogabro;

7 – monzodiorito.

Clinopiroxênitos e clinopiroxênio hornblenditos

Quatro xenólitos ultramáficos com diâmetro de ± 3 cm são compostos por cumulos de clinopiroxênio verde muito claro a incolor e apatita, com kaersutita e Ti-magnetita intercumulus. As proporções relativas dos minerais e as texturas são variadas. Uma das amostras é uma apatita clinopiroxênito de granulação fina (< 1 mm) com kaersutita intersticial uniformemente distribuída e escassa Ti-magnetita, com textura semelhante a dos heteradcumulatos (Wager *et al.*, 1960). Em outras, o anfibólio kaersutítico ocorre ora em agregados de cristais poiquilíticos de contorno irregular, com tamanhos que variam entre 1 e 10 mm, ora formando bandas que incluem e penetram lentes de cumulos de clinopiroxênio e apatita com Ti-magnetita *inter-*

cumulus (e.g., am. 60 F, Figura 1 A, B; Tabela 1). Nas porções centrais das bandas mais espessas de anfibólio (± 2 cm) observam-se grãos *cumulus* menores (± 1 mm) do mesmo mineral, com contatos planares que se juntam em pontos tríplices. Unicamente em uma das amostras, foram encontradas escassas bandas de ± 1 mm de largura, compostas por grãos *cumulus* de plagioclásio cálcico com textura adcumulática.

Um outro xenólito, constituído unicamente por minerais máficos, possui kaersutita, clinopiroxênio, óxidos de Fe e Ti e, em menor proporção, titanita e apatita como grãos xenomórficos, todos invadidos e separados por finos filmes de material vítreo a criptocristalino; os cristais têm tamanho variável (1 até 10 mm), mas alguns grãos de titanita, com inclusões de apatita, alcançam 2 cm de diâmetro.

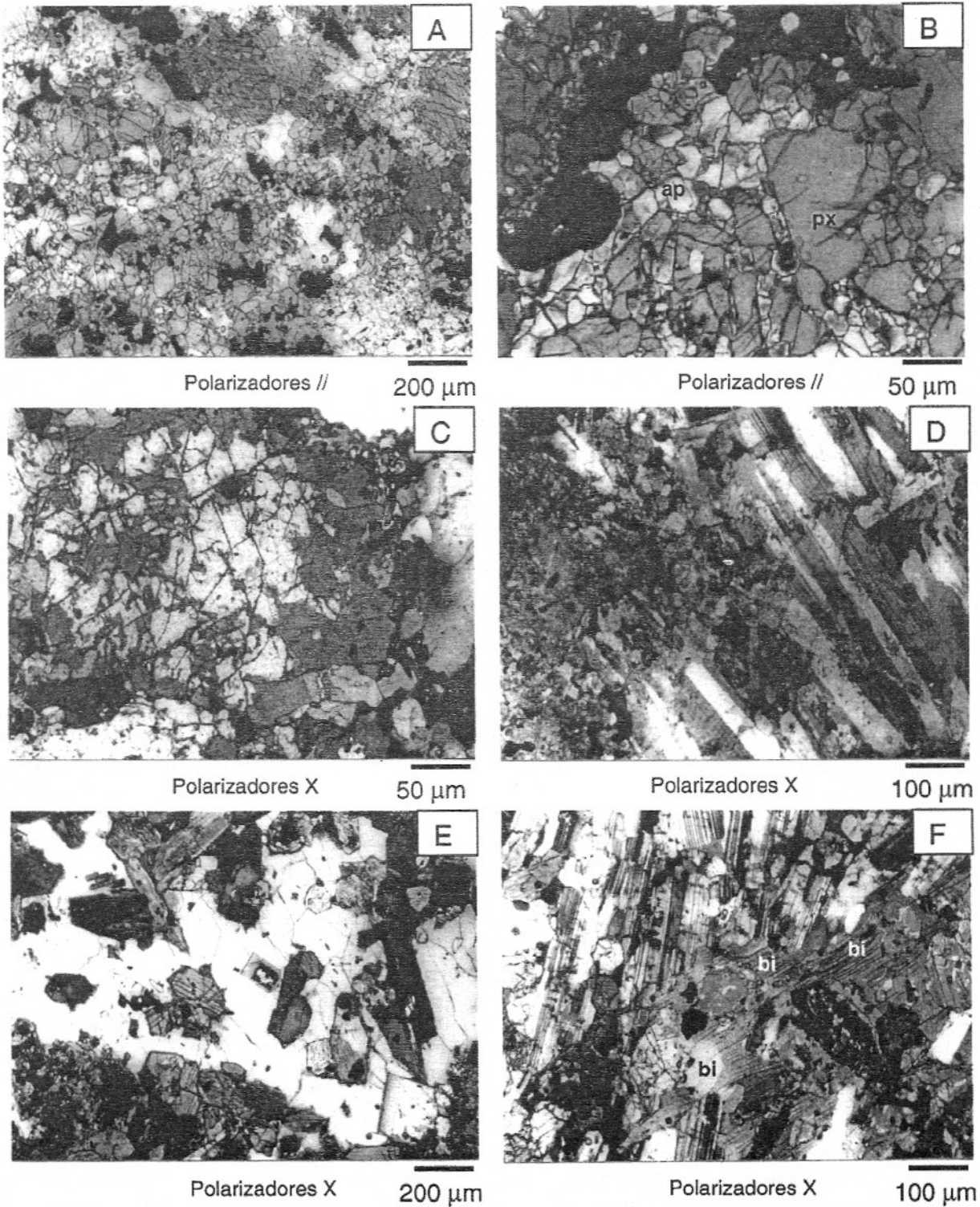


Figura 1 – Texturas dos xenólitos em seções delgadas (para detalhes ver texto).

A) Clinopiroxênio hornblendito (amostra 60 F). Lente de apatita e clinopiroxênio com titanomagnetita intersticial, bordejada por anfibólio (porção superior direita). B) Detalhe da amostra 60 F. C) Piroxênio substituído por anfibólio em kaersutita gabro (amostra 88 F). D) Kaersutita diorito bandado (amostra 88 I). Observar orientação planar dos plagioclásios. Anfibólio alterado na porção esquerda da foto. E) Oikocrystal (branco) de feldspato alcalino em monzogabro (amostra 88 E), incluindo grãos idiomórficos de anfibólio e plagioclásio zonado com núcleo alterado (no centro da foto). F) Plagioclásios com textura traquitóide em monzodiorito (amostra 88 H). Observar os grãos de anfibólio com escassos relictos de piroxênio e cristal de biotita discordante com respeito à orientação dos feldspatos.

Kaersutita gabros

São rochas de granulação fina a média (0,3 a 3 mm), com textura inequigranular hipidiomórfica, compostas, essencialmente, por kaersutita, plagioclásio, clinopiroxênio, apatita e Ti magnetita. Cumulatos de plagioclásio e clinopiroxênio, com inclusões de apatita idiomórfica e Ti-magnetita *intercumulus*, foram observados na amostra 88 F (Tabela 1). Em geral, o clinopiroxênio, de tamanho e distribuição variadas e de cor amarelo-esverdeada, às vezes exibindo zoneamento normal, encontra-se como relictos no interior de grãos xenomórficos de kaersutita (Fig. 1C). A kaersutita ocorre como cristais poiquilíticos esparsos, de até 1 cm de diâmetro, ou em grãos menores (2 a 3 mm), de contorno irregular, homogeneamente distribuídos e associados à escassa biotita. A amostra 88L, muito rica em anfibólio e com raros relictos de piroxênio amarelado, é atravessada por veios finos (± 1 mm de largura) de clinopiroxênio verde (Tabela 2), com inclusões de magnetita; nesse xenólito, os núcleos cálcicos das ripas de plagioclásio estão parcialmente convertidos em calcita e material criptocristalino.

Kaersutita monzogabro

Este xenólito (amostra 88 E, Tabela 1) mostra os minerais máficos e o plagioclásio idiomórficos, de granulação fina a média (0,2 - 4 mm), imersos em oikocristais de feldspato alcalino de até 5 mm de diâmetro (Fig. 1E) ou em material vítreo a criptocristalino. Os plagioclásios são fortemente zonados, com núcleos cálcicos, convertidos majoritariamente em car-

bonatos e outros produtos de alteração; as bordas são sódicas. O anfibólio marrom têm bordas esverdeadas e inclui relictos de clinopiroxênio, com marcado zoneamento. Os minerais acessórios são titanita, magnetita e apatita.

Kaersutita dioritos

São rochas de estrutura bandada e granulação média a grossa (1 a 7 mm), que variam de mesocráticas a melanocráticas. Apresentam cristais *cumulus* de minerais máficos e de plagioclásios mais ou menos concentrados em bandas distintas de espessura variável. As rochas têm marcada laminação resultante da orientação subparalela das ripas de plagioclásio (Fig. 1D), cujo comprimento chega, em alguns casos, a ser 8 a 10 vezes maior que a largura. Inclusões de apatita idiomórfica ocorrem tanto nos minerais máficos como no plagioclásio. Nas bandas compostas por minerais máficos, predomina a kaersutita, às vezes com bordas esverdeadas. Os relictos de piroxênio, nesses anfibólios, são escassos e a biotita e os grãos opacos, ocasionalmente bordejados por titanita, são intersticiais. As placas de mica, com até 1 cm de diâmetro, mostram sinais de deformação.

Monzodioritos

Nesses fragmentos, de granulação fina a média (0,2 a 5 mm), os agrupamentos de ripas de plagioclásio, opticamente homogêneo, mostram textura traquitóide (Fig. 1F) e estão separados por cristais equidimensionais xenomórficos de feldspato alcalino, às vezes zonados, ou por agregados de minerais máficos, com contornos irregu-

lares, até serrilhados. Os minerais máficos e acessórios são anfibólio e/ou clinopiroxênio, biotita, em parte substituindo anfibólio, titanita e grãos de óxidos de Fe e de Ti. Algumas amostras têm anfibólio marrom homogêneo, enquanto, em outras, o mineral é verde ou apresenta marcado zoneamento, caracterizado por núcleos esverdeados, zonas marrons e bordas verdes. Numa das amostras, aparece uma faixa de ± 3 mm de largura de rocha milonitizada.

QUÍMICA DOS MINERAIS

Os dados químicos dos minerais foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foi utilizado um equipamento JEOL JXA - 8600 S e as análises foram realizadas por WDS, sob as seguintes condições: 15 k V, 20,1 η A de corrente do feixe eletrônico, com o diâmetro do feixe variando entre 5 e 10 η m, com tempo médio de contagem de 20'. Os efeitos de matriz foram corrigidos com o programa PROZA.

Clinopiroxênios

O clinopiroxênio dos clinopiroxenitos e clinopiroxênio hornblenditos e os relictos do mineral nos demais tipos litológicos são classificados como diopsídios com Fe^{2+} e Fe^{3+} e, em alguns casos, com Ti^{4+} , de acordo com a classificação de Morimoto (1989, Fig. 2) ou, mais simplesmente, como salitas e ferrossalitas (Deer *et al.*, 1978). Análises representativas obtidas em cristais individuais aparecem na Tabela 2.

Tabela 2 – Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos xenólitos.

AMOS- TRA	60 C – CLINOPIROXENITO				60 F – CLINOPIROXÊNIO HORNBLENDITO				88 – KAERSUTITA GABRO				88 F – KAERSUTITA MELAGABRO			
	c	b	c	c	c	b	c	c	c	b	c	c	c	b	c	c
	SiO ₂	47,76	46,48	48,22	48,63	43,94	44,07	43,86	43,84	49,48	44,63	47,01	48,94	48,25	48,25	48,40
TiO ₂	1,85	2,14	1,67	1,92	2,78	2,50	2,74	2,49	1,55	3,14	2,54	1,71	1,45	1,55	1,39	1,45
Al ₂ O ₃	5,93	6,81	5,34	5,32	9,13	8,95	9,49	9,18	3,24	7,13	6,22	3,27	5,28	5,06	4,66	4,37
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01
FeO	7,18	7,83	7,45	7,22	9,53	9,57	9,62	9,65	6,46	9,33	6,39	6,56	7,88	8,10	8,70	7,92
MgO	13,44	12,55	12,90	13,67	10,21	10,41	10,25	10,12	14,34	10,87	13,72	14,33	13,17	13,03	12,60	13,06
MnO	0,15	0,20	0,23	0,15	0,27	0,18	0,21	0,18	0,25	0,27	0,10	0,24	0,14	0,10	0,23	0,20
CaO	22,84	23,07	23,40	23,17	22,70	23,17	22,69	22,87	23,10	22,20	22,82	23,32	22,52	22,53	22,52	22,50
Na ₂ O	0,51	0,57	0,60	0,51	0,73	0,71	0,77	0,75	0,62	1,01	0,63	0,64	0,53	0,47	0,50	0,48
Total	99,67	99,65	99,81	100,62	99,29	99,59	99,63	99,12	99,03	98,57	99,53	98,99	99,25	99,09	99,00	99,18
Número de cátions com base em 6 oxigênios																
Si	1,773	1,732	1,792	1,789	1,659	1,657	1,649	1,657	1,843	1,694	1,743	1,824	1,802	1,809	1,821	1,843
(Al) ^{IV}	0,227	0,268	0,208	0,211	0,341	0,343	0,351	0,343	0,142	0,306	0,257	0,143	0,198	0,191	0,179	0,157
(Fe ³⁺) ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000
(Al) ^{VI}	0,032	0,030	0,025	0,020	0,065	0,053	0,069	0,066	0,000	0,013	0,015	0,000	0,035	0,032	0,028	0,036
Ti	0,052	0,060	0,047	0,053	0,079	0,071	0,077	0,071	0,043	0,090	0,071	0,048	0,041	0,044	0,039	0,041
(Fe ³⁺) ^{VI}	0,128	0,159	0,132	0,119	0,170	0,198	0,182	0,188	0,114	0,186	0,142	0,126	0,118	0,106	0,107	0,073
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,095	0,085	0,099	0,103	0,131	0,103	0,120	0,117	0,072	0,110	0,056	0,045	0,128	0,148	0,166	0,175
Mg	0,744	0,697	0,715	0,750	0,575	0,583	0,574	0,570	0,796	0,615	0,758	0,796	0,733	0,728	0,707	0,730
Mn	0,005	0,006	0,007	0,005	0,009	0,006	0,007	0,006	0,008	0,009	0,003	0,007	0,004	0,003	0,007	0,006
Ca	0,908	0,921	0,932	0,913	0,918	0,933	0,914	0,926	0,922	0,903	0,907	0,931	0,901	0,905	0,908	0,903
Na	0,037	0,041	0,043	0,036	0,053	0,052	0,056	0,055	0,044	0,074	0,045	0,046	0,039	0,034	0,036	0,035
Wo	48,30	49,30	49,44	48,31	50,92	51,18	50,86	51,25	47,85	49,53	48,61	48,04	47,82	47,88	47,92	47,85
En	39,57	37,31	37,93	39,68	31,89	31,98	31,94	31,54	41,31	33,74	40,62	41,07	38,91	38,52	37,31	38,69
Fs	12,13	13,38	12,63	12,01	17,19	16,84	17,20	17,21	10,85	16,73	10,77	10,89	13,27	13,60	14,78	13,46
mg #	76,94	74,07	75,58	77,16	65,64	65,95	65,53	65,14	79,84	67,51	79,29	79,60	74,87	74,13	72,14	74,64

Fe²⁺ e Fe³⁺ calculados por estequiometria. Wo = Ca, En = Mg, Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn.
mg # = 100*[Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)]; c = centro, b = borda de cristais individuais.

Tabela 2 – (continuação)

AMOS- TRA	88 L – KAERSUTITA			88 A – KAERSUTITA				88 E – KAERSUTITA				150 – MONZODIORITO			
	GABRO			DIORITO				MONZOGABRO							
	CPX EM VEIOS TARDIOS			c	b	c	c	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	51,92	52,59	52,51	46,74	47,23	47,64	46,52	48,49	49,93	47,53	50,65	50,62	51,28	51,00	51,50
TiO ₂	0,22	0,15	0,22	2,53	2,28	2,23	2,35	1,17	0,46	1,25	0,54	0,60	0,36	0,62	0,38
Al ₂ O ₃	1,26	0,65	0,89	6,82	5,98	5,91	6,78	4,62	3,00	4,82	2,56	2,67	2,42	2,78	2,34
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
FeO	8,02	8,22	8,04	7,21	7,90	7,16	7,05	10,00	12,28	9,81	11,81	8,91	9,83	8,35	9,93
MgO	13,95	14,14	14,12	13,04	13,11	13,18	12,94	10,70	9,65	11,17	9,81	11,79	11,72	12,22	11,51
MnO	0,29	0,29	0,34	0,18	0,12	0,15	0,17	0,57	0,58	0,59	0,61	0,49	0,44	0,45	0,42
CaO	23,12	23,00	23,22	22,95	22,63	22,43	22,26	22,15	21,50	22,20	21,38	22,99	23,00	23,00	22,29
Na ₂ O	0,55	0,47	0,59	0,40	0,43	0,45	0,42	1,06	1,47	1,01	1,75	0,90	1,08	0,95	1,47
Total	99,34	99,50	99,92	99,89	99,68	99,15	98,51	98,75	98,88	98,41	99,10	98,97	100,12	99,38	99,85
Número de cátions com base em 6 oxigênios															
Si	1,938	1,962	1,948	1,736	1,760	1,782	1,751	1,841	1,905	1,806	1,922	1,909	1,914	1,910	1,923
(Al) ^{IV}	0,055	0,029	0,039	0,264	0,240	0,218	0,249	0,159	0,095	0,194	0,078	0,091	0,086	0,090	0,077
(Fe ³⁺) ^{IV}	0,007	0,009	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(Al) ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,035	0,023	0,042	0,051	0,047	0,040	0,022	0,037	0,028	0,020	0,033	0,026
Ti	0,006	0,004	0,006	0,071	0,064	0,063	0,067	0,033	0,013	0,036	0,015	0,017	0,010	0,018	0,011
(Fe ³⁺) ^{VI}	0,088	0,064	0,082	0,115	0,120	0,083	0,094	0,123	0,137	0,174	0,138	0,094	0,124	0,091	0,135
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,155	0,183	0,155	0,109	0,126	0,142	0,128	0,194	0,254	0,138	0,237	0,187	0,183	0,170	0,175
Mg	0,776	0,786	0,781	0,722	0,729	0,735	0,726	0,606	0,549	0,633	0,555	0,663	0,652	0,682	0,641
Mn	0,009	0,009	0,011	0,006	0,004	0,005	0,006	0,018	0,019	0,019	0,020	0,015	0,014	0,014	0,013
Ca	0,925	0,919	0,923	0,913	0,904	0,899	0,898	0,901	0,879	0,904	0,869	0,929	0,919	0,923	0,892
Na	0,040	0,034	0,043	0,029	0,031	0,033	0,031	0,078	0,109	0,075	0,129	0,066	0,078	0,069	0,107
Wo	47,19	46,65	46,97	48,95	48,01	48,23	48,49	48,91	47,82	48,39	47,77	49,21	48,57	49,10	48,06
En	39,59	39,90	39,75	38,71	38,71	39,43	39,20	32,90	29,87	33,89	30,51	35,12	34,46	36,28	34,54
Fs	13,21	13,45	13,28	12,33	13,28	12,34	12,31	18,19	22,31	17,72	21,72	15,68	16,97	14,63	17,40
mg #	75,63	75,43	75,75	76,32	74,77	76,56	76,58	65,66	58,40	66,98	59,68	70,23	67,99	72,32	67,40

Fe²⁺ e Fe³⁺ calculados por estequiometria. Wo = Ca, En = Mg, Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn.
 mg # = 100*[Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)]; c = centro, b = borda de cristais individuais.

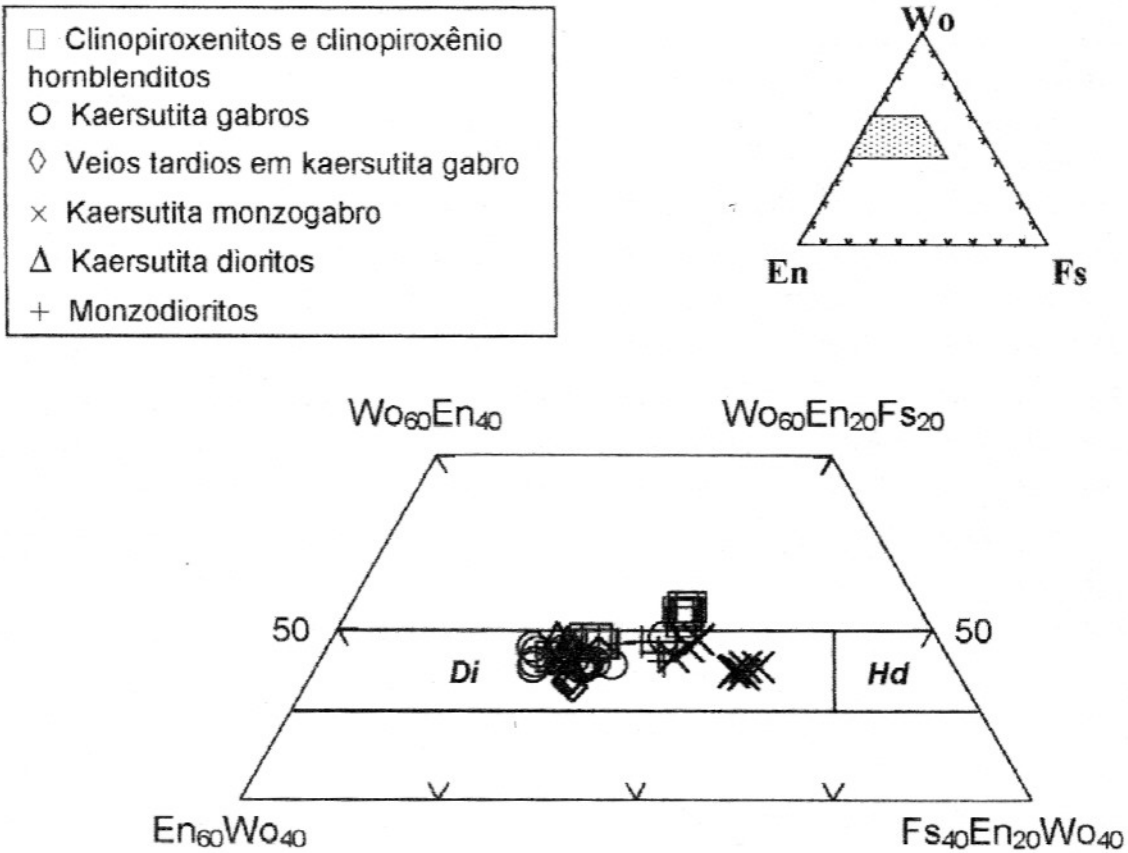


Figura 2 – Composição dos clinopiroxênios dos xenólitos do diagrama Wo (Ca) – En (Mg) – Fs (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn) de Morimoto (1988). Cátions em átomos por unidade de fórmula. Di = Diopsídio, Hd = Hedenbergita.

Na maioria dos kaersutita gabros, em alguns clinopiroxenitos (e.g., amostra 60 C) e nos kaersutita dioritos muito ricos em minerais máficos, os clinopiroxênios mostram-se praticamente homogêneos. Em diferentes amostras, contêm 4,5 a 7% em peso de Al₂O₃, 1,4 a 2% em peso de TiO₂, ±0,5% em peso de Na₂O e teores muito baixos de Cr₂O₃, próximos dos limites de detecção da microsonda. Os valores de mg# (100 Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺) variam entre 74 e 78. No kaersutita gabro da amostra 88, os relictos de piro-

xênio são zonados e os valores de mg# variam de 80-82, nas porções centrais dos grãos, até 67-69, nas bordas. Os núcleos dos relictos de piroxênio dessa rocha mostram, também, notável variação no teor de Al₂O₃; comumente, o Al não é suficiente para compensar as deficiências de Si do mineral (cf. Tabela 2, Fig. 3).

Relictos de clinopiroxênio com zoneamento normal foram, também, identificados em alguns dioritos, no monzogabro e nos monzodioritos. Em geral, os piroxênios dos monzodiori-

tos são pobres em Al₂O₃ (2,4 a 3% em peso) e TiO₂ (0,3 a 0,9% em peso) e possuem mais de 0,9% em peso de Na₂O.

Clinopiroxênios com composições um pouco diferentes das mencionadas acima foram encontrados em um clinopiroxênio hornblendito (amostra 60 F) e nos veios tardios que atravessam um dos fragmentos de kaersutita gabro (amostra 88 L). Os primeiros apresentam os maiores teores de Al₂O₃ (8,7-9,5% em peso) e os menores de SiO₂ (43-44% em peso). Estão também enriquecidos em TiO₂, Na₂O e

em FeO (mg# = 65-68) quando comparados com os piroxênios dos restantes clinopiroxenitos e

gabros (Tabela 2, Figura 3). Os da am. 88 L possuem 51-53% em peso de SiO_2 , são ricos em

MgO (mg# = 75-77) e pobres em TiO_2 (0,15-0,22% em peso) e Al_2O_3 (0,65-1,3% em peso).

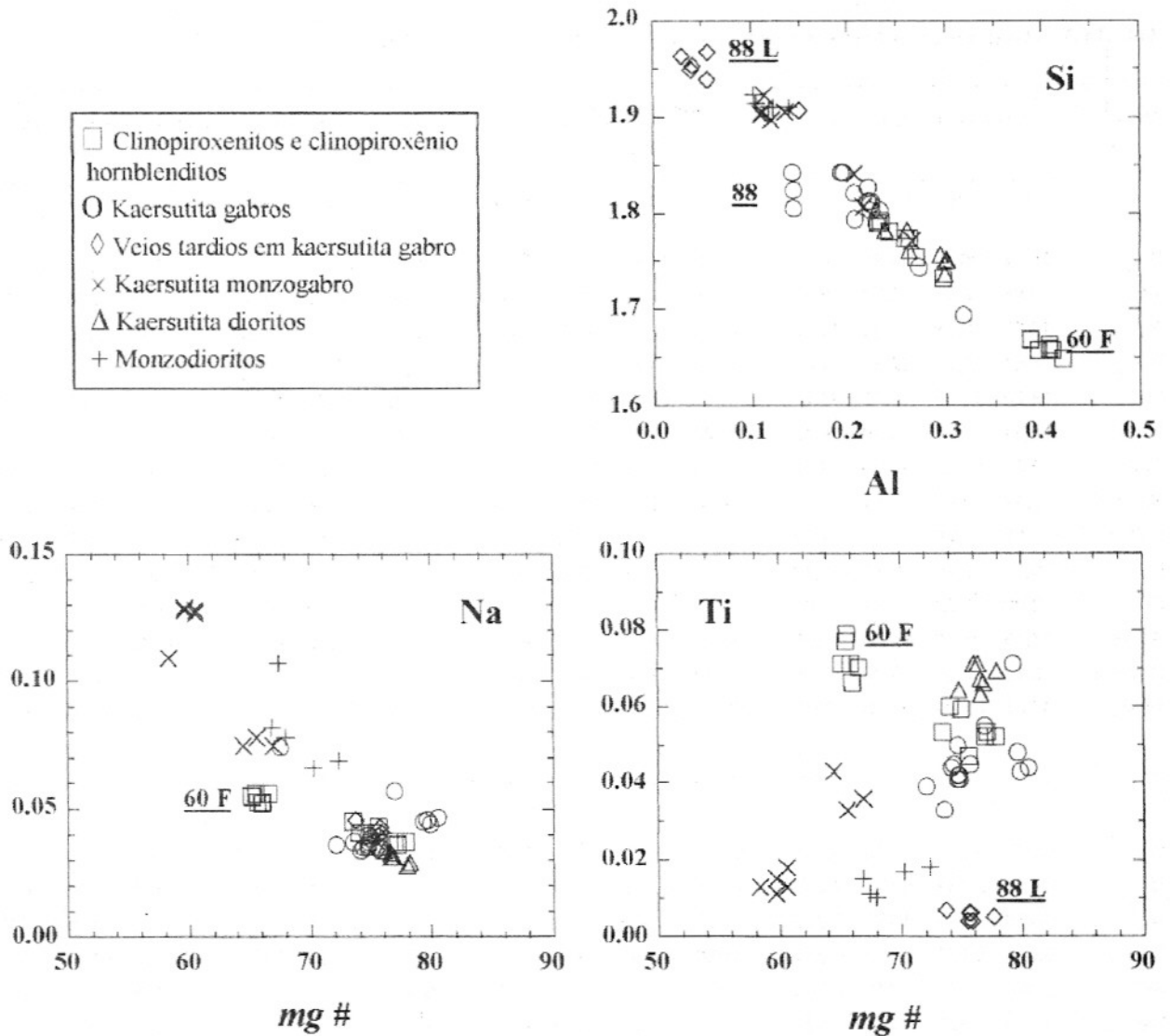


Figura 3 – Diagramas de variação das proporções catiônicas de Si *versus* Al e de Na e de Ti *versus* o valor de mg#[100*(Mg / Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺)] dos clinopiroxênios dos xenólitos. Para maiores informações ver texto.

Anfibólios

Os anfíbólios são cálcicos e variam de kaersutitas a pargasitas com ferro, segundo a classificação de Leake (1997). Dados representativos aparecem

na Tabela 3 e as relações entre alguns parâmetros químicos são apresentados na Figura 4.

Nos clinopiroxenitos, clinopiroxênio hornblenditos e gabros, os anfíbólios dominantes são kaersutitas com quantidades

de TiO_2 em torno de 5% em peso. O anfibólio do clinopiroxênio hornblendito da amostra 60 F destaca-se desse conjunto de rochas, principalmente, por ser mais rico em Al_2O_3 e pobre em SiO_2 (Tabela 3, Fig. 4).

Tabela 3 – Análises químicas representativas dos anfíbólios dos xenólitos.

AMOSTRA	60 C – CLINOPIROXENITO				60 F – CLINOPIROXÊNIO HORNBLENDITO				88 F – KAERSUTITA MELAGABRO			88 L – KAERSUTITA GABRO		
	c	b	b ext	c	c	b	b	b ext	c	b	c	c	c	c
SiO_2	38,77	39,11	38,98	38,46	37,85	37,78	37,96	37,99	39,16	39,64	38,83	39,29	39,57	40,07
TiO_2	6,06	6,01	5,04	5,52	4,65	4,55	4,25	4,03	5,53	4,90	5,95	4,75	3,86	4,05
Al_2O_3	14,27	13,18	13,11	13,75	14,76	14,81	14,77	15,01	13,79	12,60	13,39	13,46	12,77	13,08
$\text{FeO}_{\text{total}}$	8,61	10,74	12,54	11,80	13,78	13,53	13,64	13,60	11,36	13,21	11,00	14,26	15,13	13,91
MgO	13,28	12,85	12,18	11,77	10,73	10,96	10,94	10,98	11,99	11,71	12,34	11,17	11,06	11,58
MnO	0,11	0,16	0,20	0,19	0,23	0,17	0,19	0,18	0,12	0,13	0,12	0,18	0,20	0,19
CaO	12,35	12,18	11,95	12,07	12,15	12,06	12,09	11,99	11,94	11,83	11,86	11,86	11,84	11,87
Na_2O	2,42	2,63	2,44	2,55	2,36	2,30	2,42	2,36	2,33	2,54	2,24	2,37	2,32	2,36
K_2O	1,29	1,28	1,42	1,27	1,52	1,53	1,53	1,51	1,11	1,41	1,13	1,31	1,42	1,41
F	0,28	0,26	0,71	0,18	0,21	0,31	0,11	0,14	0,00	0,11	0,13	0,06	0,12	0,00
Cl	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,07	0,04
Soma	97,45	98,00	98,58	97,57	98,27	98,03	97,93	97,81	97,32	98,10	96,99	98,73	98,36	98,56
O=F+CL	0,12	0,11	0,30	0,08	0,09	0,14	0,05	0,06	0,00	0,05	0,06	0,03	0,06	0,01
Total	97,33	97,89	98,28	97,49	98,18	97,89	97,88	97,75	97,32	98,05	96,93	98,70	98,31	98,58

Número de cátions com base em 23 oxigênios (13 – CNK)

Si	5,778	5,816	5,823	5,788	5,692	5,682	5,710	5,703	5,850	5,939	5,818	5,842	5,925	5,946
Al^{IV}	2,222	2,184	2,177	2,212	2,308	2,318	2,290	2,297	2,150	2,061	2,182	2,158	2,075	2,054
Al^{VI}	0,283	0,124	0,129	0,225	0,306	0,305	0,326	0,357	0,275	0,161	0,180	0,198	0,177	0,231
Ti	0,679	0,672	0,566	0,625	0,526	0,514	0,481	0,455	0,621	0,552	0,671	0,531	0,435	0,452
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,113	0,000	0,053	0,134	0,106	0,198	0,000	0,000	0,000	0,188	0,281	0,193
Fe^{2+}	1,073	1,336	1,453	1,485	1,680	1,568	1,610	1,509	1,419	1,655	1,379	1,585	1,613	1,534
Mg	2,951	2,849	2,712	2,641	2,406	2,457	2,453	2,457	2,670	2,615	2,755	2,476	2,468	2,562
Mn	0,014	0,020	0,025	0,025	0,029	0,022	0,024	0,023	0,015	0,016	0,015	0,022	0,025	0,024
Ca	1,972	1,941	1,913	1,946	1,958	1,943	1,948	1,929	1,911	1,900	1,905	1,889	1,900	1,887
Na	0,700	0,758	0,707	0,743	0,689	0,672	0,707	0,685	0,674	0,738	0,650	0,684	0,674	0,680
K	0,245	0,242	0,270	0,244	0,292	0,293	0,293	0,288	0,211	0,269	0,216	0,248	0,272	0,267
Cl	0,005	0,005	0,004	0,003	0,007	0,008	0,006	0,006	0,002	0,006	0,002	0,008	0,017	0,009
F	0,131	0,121	0,336	0,084	0,098	0,147	0,066	0,066	0,000	0,051	0,062	0,027	0,056	0,000
mg #	73,33	68,08	63,39	64,01	58,13	59,08	58,84	59,01	65,30	61,24	66,64	58,27	56,58	59,73

Fe^{3+} e Fe^{2+} estimados segundo o cálculo 13 – CNK de Robinson et al., 1982, com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K.

mg # = $100 * [\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})]$; c = centro, b = borda, b ext = borda externa de cristais individuais

Tabela 3 – (continuação)

AMOSTRA	88 G – KAER. DIORITO		88 A – KAER. DIORITO		88 N – KAER. DIORITO		149 A – MONZODIORITO			150 – MONZODIORITO			88 H – MONZODIORITO		
	c	b	c	c	c	c	VERDE ¹	MARROM ¹	MARROM ¹	c	c	c	c	c	c
SiO ₂	39,70	40,44	39,19	38,89	39,98	38,04	38,66	37,59	38,53	38,96	37,81	38,30	38,59	39,11	39,20
TiO ₂	4,33	3,98	5,58	5,84	3,91	4,70	1,91	5,88	6,09	1,20	1,73	1,05	4,74	3,07	4,54
Al ₂ O ₃	13,68	12,41	13,60	13,95	12,72	13,50	12,37	14,35	14,01	13,62	13,60	13,43	13,51	12,90	13,72
FeO	12,27	14,72	9,89	10,28	12,68	12,18	19,55	11,91	9,58	19,77	20,83	20,24	13,62	15,49	12,97
MgO	11,81	11,15	13,21	13,08	12,69	12,04	8,37	11,53	13,45	8,21	7,58	7,66	11,00	10,86	11,57
MnO	0,12	0,18	0,07	0,11	0,17	0,18	0,61	0,18	0,08	0,44	0,47	0,46	0,29	0,31	0,25
CaO	11,85	11,70	12,17	12,21	11,78	11,97	10,92	12,14	12,09	10,82	10,80	10,72	11,60	11,78	11,77
Na ₂ O	2,31	2,16	2,30	2,30	2,66	2,47	2,77	2,40	2,12	2,91	2,86	2,70	2,50	2,22	2,34
K ₂ O	1,28	1,50	1,15	1,22	1,38	1,25	1,80	1,30	1,58	1,63	1,74	1,70	1,26	1,46	1,33
F	0,04	0,19	0,11	0,20	0,06	0,22	0,00	0,06	0,03	0,32	0,24	0,19	0,08	0,08	0,06
Cl	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,08	0,02
Total	97,37	98,45	97,30	98,08	98,06	96,56	96,99	97,35	97,57	97,89	97,69	96,47	97,21	97,35	97,76
O=F+CL	0,02	0,09	0,05	0,09	0,03	0,09	0,00	0,03	0,02	0,14	0,11	0,08	0,04	0,05	0,03
Total	97,35	98,36	97,25	97,99	98,03	96,49	96,99	97,32	97,58	97,75	97,62	96,39	97,17	97,30	97,73

Número de cátions com base em 23 oxigênios (13 – CNK)

Si	5,930	6,034	5,827	5,752	5,935	5,765	5,982	5,668	5,708	5,955	5,832	5,952	5,828	5,910	5,852
Al ^{IV}	2,070	1,966	2,173	2,248	2,065	2,235	2,018	2,332	2,292	2,045	2,168	2,048	2,172	2,090	2,148
Al ^{VI}	0,336	0,214	0,208	0,182	0,158	0,176	0,236	0,217	0,151	0,407	0,302	0,410	0,230	0,207	0,263
Ti	0,487	0,447	0,624	0,649	0,437	0,536	0,223	0,667	0,679	0,137	0,201	0,123	0,538	0,349	0,510
Fe ³⁺	0,058	0,209	0,000	0,009	0,260	0,130	0,530	0,000	0,035	0,639	0,692	0,669	0,136	0,437	0,169
Fe ²⁺	1,475	1,627	1,230	1,262	1,314	1,414	2,000	1,502	1,153	1,889	1,995	1,962	1,583	1,521	1,449
Mg	2,630	2,480	2,927	2,884	2,809	2,720	1,930	2,591	2,970	1,871	1,744	1,774	2,475	2,448	2,575
Mn	0,015	0,023	0,009	0,013	0,021	0,023	0,080	0,024	0,010	0,056	0,061	0,061	0,037	0,039	0,031
Ca	1,896	1,870	1,938	1,935	1,874	1,944	1,810	1,961	1,919	1,772	1,785	1,785	1,877	1,908	1,882
Na	0,668	0,625	0,664	0,659	0,765	0,726	0,831	0,701	0,610	0,861	0,855	0,814	0,733	0,651	0,677
K	0,243	0,285	0,218	0,230	0,260	0,242	0,355	0,250	0,299	0,318	0,342	0,337	0,242	0,281	0,253
Cl	0,003	0,008	0,003	0,003	0,009	0,005	0,003	0,005	0,004	0,007	0,005	0,004	0,008	0,019	0,005
F	0,018	0,089	0,050	0,095	0,030	0,103	0,000	0,031	0,013	0,154	0,118	0,091	0,038	0,037	0,027
mg #	63,18	57,46	70,41	69,41	64,09	63,79	43,27	63,30	71,43	42,53	39,36	40,27	59,01	55,56	61,41

Fe³⁺ e Fe²⁺ estimados segundo o cálculo 13 – CNK de Robinson et al., 1982, com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. mg# = 100*[(Mg)/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺)]; c = centro, b = borda. ¹Grão com centros e bordas verdes e zonas marrons. Kaer.diorito = kaersutita diorito

Nos dioritos e monzodioritos, kaersutita e pargasita com ferro podem ocorrer em diferentes grãos ou em zonas distintas dos mesmos cristais. Na Figura 4, aparecem indicadas as variações químicas de um cristal de anfíbólio, presente no monzodiorito da amostra 149 A, que possui

zoneamento extremo, com núcleos levemente esverdeados e bordas externas verdes de pargasita com ferro, com zonas intermediárias marrons de kaersutita. No monzodiorito da amostra 150, todos os cristais de anfíbólio, com zoneamento fraco, são de pargasita com ferro.

Biotitas

A biotita é mineral importante nos dioritos e monzodioritos (Tabela 4). Apresenta 14 a 16% em peso de Al₂O₃, entre 1,8 e 5% em peso de TiO₂ e baixos teores de BaO (0,2-0,4% em peso).

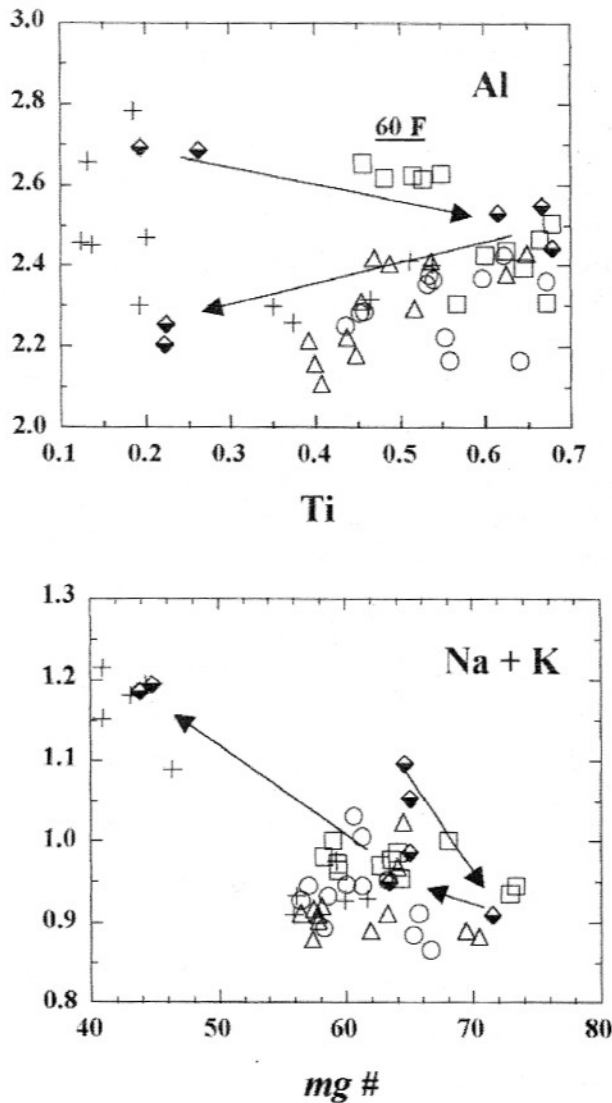


Figura 4 – Diagrama das proporções catiônicas de Ti versus Al e de (Na + K) versus o valor de $mg\#[100 \cdot (Mg + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})]$ dos anfibólios dos xenólitos. As setas indicam zoneamento no anfibólio do monzodiorito 149 A (◆), do centro (esverdeado), zona intermediária (marrom) à borda (verde). Clinopiroxênio hornblendito (am. 60 F), clinopiroxênios (□), kaersutita gabros (○), kaersutita dioritos (Δ), monzodioritos (+).

O valor de $mg\#$ ($100 \cdot (Mg / (Mg + Fe^{2+}))$) varia entre 60 e 70; valores algo mais elevados ($mg\# = 64-70$) correspondem aos escassos cristais encontrados nas rochas gábricas e dioríticas.

Magnetitas e ilmenitas

Magnetitas e ilmenitas ocorrem, em todos os xenólitos, como grãos xenomórficos e intersticiais, portanto tardios. As análises que aparecem na Tabela 5 representam a compo-

sição dos minerais nos diferentes tipos litológicos. Teores significativos de titanomagnetita, com lamelas de exsolução de ilmenita, são encontrados unicamente no clinopiroxênio hornblendito da amostra 60F. Nos gabros, dioritos e monzodioritos, os grãos opacos aparecem como grãos intersticiais independentes, a magnetita apresentando teores mínimos de ulvoespínélio e a ilmenita valores variáveis, mas também pequenos, de Fe_2O_3 .

Feldspatos

Os plagioclásios possuem geminação de albita. Nos grãos zonados, a geminação é bem desenvolvida nos núcleos cálcicos, estando, às vezes, ausente nas bordas sódicas. Os oiocristais de feldspato alcalino do monzogabro e dos monzodioritos não apresentam geminações ou intercrescimentos; zoneamento óptico foi observado apenas em uma amostra de monzodiorito.

Dados químicos representativos dos feldspatos são mostrados na Tabela 6 e sua composição, em termos de An-Ab-Or (mol%), aparece na Figura 5. No kaersutita melagabro com textura cumulática (amostra 88F), os cristais de bytownita variam de An₈₆ a An₇₇. Nos res-

tantes gabros, os plagioclásios possuem núcleos de labradorita e bordas de andesina. A maioria dos dioritos apresentam oligoclásio com zoneamento muito fraco, com exceção do kaersutita diorito da amostra 150 (Tabela 2), no qual os grãos de andesina (An₃₄₋₃₇) estão borde-

ados por oligoclásio (An₂₂₋₂₄). Nos monzogabro e em alguns monzodioritos, as bordas dos cristais são de anortoclásio (K₂O = 1,5-2% em peso).

A composição dos feldspatos alcalinos do monzogabro e monzodioritos é Or₅₅₋₆₁ Ab₃₇₋₄₂ An₁₋₂.

Tabela 4 – Análises químicas representativas das biotitas dos xenólitos.

AMOS-TRA	88 L – KAERSUTITA GABRO			88 N – KAERSUTITA DIORITO				150 A – KAERSUTITA DIORITO				88 H – MONZODIORITO			
SiO ₂	36,34	36,48	36,30	36,34	36,66	36,45	37,25	36,51	36,35	35,77	36,33	36,22	36,65	36,43	35,88
TiO ₂	4,93	4,31	4,75	3,20	2,42	3,46	2,56	1,98	2,01	1,88	1,92	4,55	4,12	4,55	4,01
Al ₂ O ₃	15,45	14,62	14,55	15,18	15,40	15,28	15,49	14,96	14,93	14,85	15,15	14,06	13,96	14,08	14,35
FeO	14,76	15,04	14,98	13,19	14,19	12,67	14,12	16,12	15,88	15,91	15,65	16,06	16,16	16,07	16,64
MnO	0,10	0,07	0,08	0,12	0,11	0,12	0,16	0,34	0,30	0,35	0,30	0,19	0,20	0,18	0,43
MgO	15,22	15,38	14,99	16,66	16,59	16,41	16,70	15,56	15,55	15,53	15,46	14,05	14,32	13,94	13,84
BaO	0,00	0,27	0,26	0,29	0,31	0,23	0,21	0,00	0,16	0,18	0,26	0,21	0,19	0,36	0,16
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05
Na ₂ O	0,35	0,28	0,36	0,63	0,45	0,69	0,30	0,56	0,49	0,55	0,52	0,23	0,23	0,19	0,41
K ₂ O	9,48	9,32	9,45	8,82	8,93	8,88	8,72	9,38	9,34	9,50	9,29	9,53	9,68	9,61	9,31
F	0,29	0,06	0,19	0,19	0,13	0,13	0,23	0,57	0,55	0,60	0,56	0,08	0,21	0,07	0,24
Cl	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	0,12	0,11	0,07
Soma	96,95	95,90	95,98	94,74	95,30	94,42	95,80	96,03	95,60	95,15	95,46	95,28	95,85	95,57	95,39
O=(F+Cl)	0,13	0,04	0,10	0,10	0,07	0,07	0,11	0,24	0,23	0,26	0,24	0,06	0,12	0,05	0,12
Total	96,82	95,86	95,88	94,64	95,23	94,35	95,69	95,79	95,37	94,89	95,22	95,22	95,73	95,52	95,27
Número de cátions com base em 22 oxigênios															
Si	5,369	5,451	5,435	5,449	5,479	5,465	5,518	5,503	5,501	5,462	5,501	5,493	5,534	5,512	5,461
Al ^{IV}	2,631	2,549	2,565	2,551	2,521	2,535	2,482	2,497	2,499	2,538	2,499	2,507	2,466	2,488	2,539
Al ^{VI}	0,056	0,025	0,000	0,129	0,189	0,163	0,219	0,159	0,162	0,133	0,202	0,004	0,017	0,020	0,033
Ti	0,547	0,484	0,535	0,361	0,272	0,390	0,285	0,225	0,229	0,216	0,219	0,519	0,468	0,518	0,459
Fe ²⁺	1,823	1,880	1,876	1,654	1,774	1,589	1,749	2,032	2,010	2,031	1,982	2,037	2,041	2,033	2,118
Mn	0,012	0,009	0,010	0,015	0,014	0,015	0,019	0,044	0,038	0,045	0,038	0,025	0,026	0,023	0,056
Mg	3,351	3,426	3,347	3,724	3,697	3,668	3,686	3,496	3,507	3,534	3,490	3,176	3,224	3,143	3,140
Ba	0,000	0,016	0,015	0,017	0,018	0,014	0,012	0,000	0,010	0,011	0,015	0,012	0,011	0,021	0,010
Ca	0,000	0,000	0,000	0,007	0,011	0,004	0,003	0,003	0,004	0,006	0,004	0,000	0,000	0,000	0,008
Na	0,100	0,082	0,105	0,184	0,129	0,199	0,086	0,162	0,144	0,163	0,151	0,069	0,069	0,054	0,122
K	1,786	1,777	1,806	1,686	1,702	1,698	1,648	1,804	1,804	1,850	1,794	1,844	1,865	1,855	1,807
F	0,266	0,053	0,183	0,180	0,124	0,125	0,212	0,545	0,527	0,581	0,533	0,072	0,202	0,065	0,237
Cl	0,029	0,035	0,035	0,034	0,025	0,034	0,023	0,007	0,007	0,005	0,003	0,055	0,060	0,057	0,037
mg#	64,76	64,56	64,08	69,25	67,58	69,78	67,82	63,24	63,56	63,50	63,78	60,92	61,23	60,73	59,72

$$\text{mg\#} = 100 * [\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$$

Tabela 5 – Análises químicas representativas das magnetitas e ilmenitas.

Mineral	60 F - CLINOPIROXÊNIO HORNBLENDITO					88 Z - CLINOPIROXENITO					88 G - KAERSUTITA DIORITO					
	Ilm	Ilm	Ti mgn	Ti mgn	Ti mgn	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Mgn	Ilm	Ilm	Ilm	Mgn	Mgn	Mgn
SiO ₂	0,02	0,03	0,04	0,02	0,08	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05
TiO ₂	48,91	8,84	9,03	10,48	10,70	46,67	46,25	47,57	46,15	0,18	41,63	41,56	41,06	0,31	0,29	0,16
Al ₂ O ₃	0,11	3,87	3,98	2,90	3,39	0,05	0,08	0,02	0,04	0,13	0,01	0,05	0,04	0,35	0,36	0,53
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,03	0,06	0,52	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00
FeO	41,68	78,07	77,30	78,09	76,70	47,34	46,25	44,85	47,51	90,80	54,34	54,69	54,19	92,45	90,66	93,48
MnO	0,53	0,52	0,46	0,35	0,40	1,00	0,70	0,87	0,74	0,02	0,72	0,71	0,73	0,03	0,03	0,03
MgO	6,19	2,70	2,71	2,40	2,68	1,88	3,22	2,67	2,65	0,05	0,44	0,45	0,45	0,06	0,11	0,07
CaO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,04	0,06	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03
ZnO	0,02	0,07	0,10	0,01	0,15	0,07	0,01	0,12	0,00	0,00	0,02	0,07	0,06	0,01	0,07	0,04
Total	97,50	94,10	93,64	94,27	94,15	97,01	96,62	96,18	97,21	91,77	97,21	97,57	96,59	93,29	91,64	94,39

Análises recalculadas segundo o método proposto por Carmichael (1967)

Fe ₂ O ₃	10,33	47,98	47,08	45,77	44,57	10,92	12,40	8,79	12,79	66,88	20,52	21,06	21,04	67,95	66,73	68,83
FeO	32,38	34,89	34,92	36,89	36,59	37,51	35,09	36,94	36,00	30,60	35,87	35,73	35,25	31,28	30,60	31,53
Total	98,53	98,89	98,34	98,84	98,61	98,10	97,86	97,06	98,49	98,45	99,26	99,67	98,69	100,08	98,31	101,27
Usp		24,72	25,40	29,44	30,19					0,57				1,05	1,05	0,65
R ₂ O ₃	9,71					10,55	11,96	8,51	12,28		19,80	20,30	20,47			

Magnetita calculada na base do ulvoespínélio (Usp em mol%). R₂O₃ (mol%): soma dos cations trivalentes na ilmenita.

Amostra 60 F: titanomagnetita com lamelas de exsolução de ilmenita. Nas demais amostras magnetita e ilmenita formam grãos independentes.

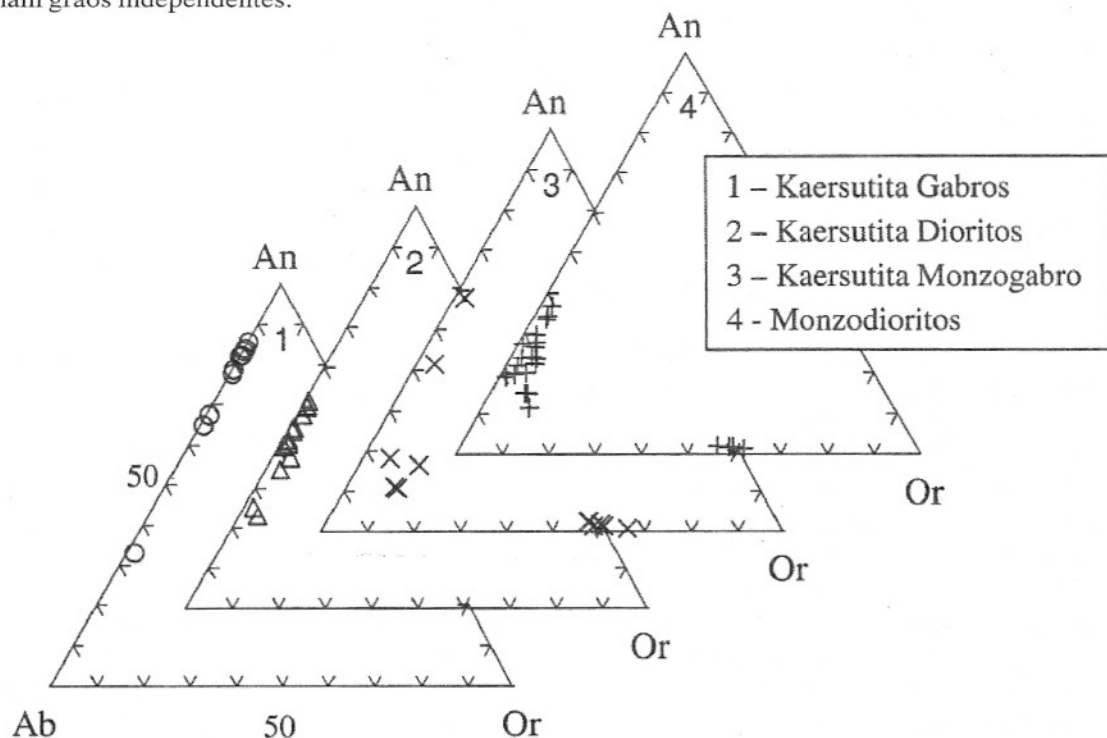


Figura 5 – Composição química dos feldspatos dos zenólitos no diagrama An – Ab – Or. Valores expressos em mol %.

Tabela 6 – Análises químicas representativas dos feldspatos dos xenólitos.

AMOSTRA	88 L - KAERSUTITA GABRO			88 F - KAERSUTITA MELAGABRO					
	c	b	c	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	52,46	61,31	51,98	47,12	48,52	47,68	48,44	47,67	47,97
TiO ₂	0,07	0,01	0,05	0,07	0,02	0,04	0,00	0,14	0,07
Al ₂ O ₃	30,55	25,26	31,05	34,06	32,59	33,45	32,86	34,07	33,64
Fe ₂ O ₃	0,29	0,28	0,29	0,37	0,18	0,25	0,29	0,28	0,38
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
BaO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,05	0,04	0,17	0,06
SrO	0,27	0,25	0,28	0,15	0,19	0,16	0,19	0,15	0,15
CaO	12,96	6,51	13,37	16,98	15,48	16,39	15,81	16,54	16,37
Na ₂ O	4,02	7,53	3,68	1,64	2,53	2,09	2,45	1,81	2,02
K ₂ O	0,11	0,30	0,10	0,03	0,08	0,04	0,09	0,05	0,04
Total	100,72	101,45	100,83	100,42	99,65	100,16	100,17	100,89	100,69
Ab (mol %)	34,37	65,16	31,77	14,09	21,69	17,80	20,80	15,68	17,36
An (mol %)	64,98	33,02	67,65	85,75	77,83	81,95	78,64	84,04	82,39
Or (mol %)	0,65	1,82	0,58	0,16	0,48	0,25	0,56	0,28	0,25

AMOSTRA	150 A - KAERSUTITA DIORITO				88 E - KAERSUTITA MONZOGABRO				
	c	b	c	b	c	b	c	(FA) c	(FA) b
SiO ₂	59,33	61,98	59,40	62,04	53,79	66,11	57,93	66,56	65,75
TiO ₂	0,04	0,04	0,01	0,01	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,52	23,73	26,20	23,58	29,15	21,16	26,26	19,11	18,92
Fe ₂ O ₃	0,15	0,18	0,12	0,18	0,49	0,24	0,41	0,20	0,13
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,17	0,13	0,11	0,16	0,09	0,04	0,00	0,00	0,28
SrO	0,62	0,77	0,87	0,68	0,56	0,00	0,56	0,00	0,14
CaO	6,59	4,61	7,13	4,28	11,26	2,18	8,05	0,29	0,24
Na ₂ O	7,29	8,04	6,92	8,09	4,52	9,03	6,19	4,69	4,53
K ₂ O	0,47	0,76	0,42	1,00	0,36	1,72	0,64	9,71	10,22
Total	100,16	100,23	101,18	100,02	100,27	100,52	100,05	100,56	100,20
Ab (mol %)	63,49	71,33	60,68	71,61	39,77	78,46	54,51	40,31	38,37
An (mol %)	33,65	23,98	36,73	22,19	58,05	11,10	41,56	1,44	1,17
Or (mol %)	2,86	4,69	2,59	6,20	2,18	10,44	3,93	58,25	60,46

AMOSTRA	149 A - MONZODIORITO					88 H - MONZODIORITO			
	c	c	(FA) c	(FA) c	(FA) b	c	b	c	b
SiO ₂	65,23	65,48	66,40	65,86	67,07	63,81	64,19	64,37	63,17
TiO ₂	0,03	0,08	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	21,66	21,01	18,99	18,93	19,29	22,79	22,51	22,40	23,20
Fe ₂ O ₃	0,28	0,21	0,17	0,21	0,12	0,24	0,26	0,28	0,24
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,01	0,02	0,03	0,13	0,00	0,02	0,03	0,01
SrO	0,02	0,06	0,00	0,01	0,02	0,12	0,13	0,09	0,08
CaO	2,99	2,23	0,33	0,40	0,24	4,30	3,75	3,89	4,63
Na ₂ O	8,87	8,96	4,73	4,91	4,30	8,65	9,26	8,99	8,46
K ₂ O	1,36	1,71	9,80	9,19	10,16	0,38	0,24	0,48	0,43
Total	100,43	99,74	100,45	99,56	101,32	100,33	100,38	100,58	100,27
Ab (mol %)	76,64	78,16	40,22	42,44	37,31	75,63	79,65	77,44	73,74
An (mol %)	15,17	11,40	1,63	2,01	1,20	22,04	18,91	19,67	23,65
Or (mol %)	8,18	10,45	58,16	55,54	61,50	2,33	1,44	2,89	2,62

c = centro, b = borda em cristais individuais de plagioclásio e de feldspato alcalino (FA).

DISCUSSÃO

Tanto a mineralogia dos xenólitos, que variam petrograficamente de clinopiroxenitos e clinopiroxênio hornblenditos a gabros, dioritos e monzodioritos bem como as texturas cumuláticas dos fragmentos ultramáficos e do kaersutita melagabro da amostra 88 F, além das texturas bandadas dos dioritos, sugerem processos de cristalização com acumulação de cristais e fracionamento em uma ou em várias câmaras magmáticas subvulcânicas. A ausência de olivina e de feldspatóides indica que os líquidos, dos quais cristalizavam estes xenólitos, eram diferentes daqueles que deram origem às rochas expostas no Arquipélago (olivina basaltos, essexitos, basanitos, etc.; Ulbrich *et al.*, 1994). A presença de piroxênios ricos em Ca e de abundante anfibólio kaersutítico apontam claramente para líquidos alcalinos saturados a subsaturados em sílica e ricos em H₂O.

Detalhes a respeito da gênese e das condições de formação das rochas podem ser discutidos com base na química dos minerais, em particular dos clinopiroxênios, anfibólios e minerais opacos.

A Figura 3 mostra correlação negativa entre Si e Al e quantidades muito subordinadas de Al^{VI} (Tabela 2) nos piroxênios das rochas menos diferenciadas, com exceção do gabro da amostra 88, no qual o teor de Al é variável e, comumente, insuficiente para compensar as deficiências de Si do mineral. Os diferentes teores de Al₂O₃ e SiO₂ dos piroxênios atribuem-se a mudanças na temperatura de cristalização (Kushiro, 1960). Os piroxênios do clinopiroxênio hornblendito da amostra 60 F, mais ricos em

Al^{IV} e Al^{total} (Tabela 2), teriam se formado em temperaturas maiores, enquanto os baixos valores de Al^{IV} e Al^{total}, apresentados pelo mineral nos monzogabros e monzodioritos e particularmente nos veios tardios, resultariam de temperaturas menores de cristalização.

Os reduzidos teores de Si, junto com os comparativamente elevados de Al no piroxênio da amostra 60 F, poderiam, também, resultar da baixa atividade da alumina no magma pobre em sílica e favorecer o ingresso do elemento no piroxênio, na ausência de plagioclásio (inexistente nesse xenólito) (Barbieri *et al.*, 1971). Embora os dados dos anfibólios mostrem uma certa dispersão química, ressalta-se que o teor de Al nas kaersutitas da amostra 60 F é também mais elevado que aquele encontrado nos anfibólios de outros clinopiroxenitos e gabros (Fig. 4).

O teor de Al incorporado no piroxênio aumenta com o incremento da pressão (Thompson, 1974). A quantidade de Al e, em particular, de Al^{VI}, apresenta-se, em geral, muito baixa nos piroxênios dos xenólitos estudados. Os maiores valores de Al^{VI} são os da amostra 60 F, que variam entre 0,05 e 0,07, indicando pressões bem menores que 10 kb (Neumann *et al.*, 1999). Os dados indicam, portanto, cristalização desses clinopiroxênios em câmaras magmáticas de baixa profundidade.

A aplicação do geotermômetro de Buddington & Lindsley (1964) e Spencer & Lindsley (1981) às titanomagnetitas intersticiais com lamelas de ilmenita do clinopiroxênio hornblendito da amostra 60F (Tabela 5) identifica temperaturas de equilíbrio da ordem de 800°C (± 40-80°C) e f_{O₂} de 10^{-14.5}, valores, estes, que pare-

cem realistas para uma cristalização magmática em câmara de baixa profundidade. Pelo contrário, as composições dos minerais opacos que coexistem como grãos independentes no clinopiroxenito 88Z e no kaersutita diorito 88G sugerem temperaturas menores que 600°C, identificando, portanto, uma situação diferente, provavelmente controlada por recristalização dos minerais opacos em condições submagmáticas (Buddington & Lindsley, 1964).

As texturas dos fragmentos de clinopiroxenitos, clinopiroxênio hornblenditos e gabros sugerem que os primeiros minerais máficos formados foram os piroxênios. O seu quimismo depende tanto das condições de cristalização como também da composição do magma. Nesse contexto, estima-se que os piroxênios da amostra 60 F, mais ricos em Fe, e os do gabro da amostra 88, que exibem teores variáveis de Al (Tabela 2, Fig. 3) teriam se formado a partir de líquidos com composições químicas distintas e/ou sob condições ambientais algo diferentes das que prevaleceram durante a cristalização dos piroxênios de outros clinopiroxenitos, gabros e dioritos.

COMENTÁRIOS FINAIS

1) A mineralogia dos xenólitos sugere uma seqüência de cristalização desde rochas ultramáficas e máficas (clinopiroxenitos, gabros, dioritos) até termos mais diferenciados (monzodioritos), a partir de magmas ricos em água, de composição basáltica alcalina.

2) Os piroxênios, que aparecem como grãos distintos ou como relictos parcialmente substituídos por anfibólio, têm composições consistentes com

o tipo litológico do qual fazem parte. Com base nos dados químicos dos piroxênios, destacam-se, do conjunto, dois xenólitos (o gabro da amostra 88 e o clinopiroxênio hornblendito da amostra 60 F). As evidências indicam que esses fragmentos cristalizaram-se a partir de líquidos com composições algo diferentes, porém, também, de tipo basáltico alcalino. O cumulado da amostra 60 F formou-se, possivelmente, sob condições de pressão e temperatura um pouco mais elevadas que os restantes cumulos e gabros.

3) As condições de formação para o clinopiroxênio hornblendito da amostra 60 F, obtidas por meio do geotermômetro e geobarômetro de oxigênio de Buddington & Lindsley (1964) e Spencer & Lindsley (1981), indicam temperaturas de equilíbrio dos minerais opacos intersticiais de 800°C ($\pm 40-80^\circ\text{C}$) e f_{O_2} de $10^{-14.5}$, condizentes com processos de cristalização em câmara magmática subvulcânica.

4) A abundância de anfibólio poiquilítico nos xenólitos

com texturas cumuláticas sugere que se trata de ortocumulos formados em baixas profundidades (Mattioli *et al.*, 1997).

5) As texturas cumuláticas de vários xenólitos e o bandamento dos fragmentos de dioritos apontam para processos complexos de cristalização, que podem realizar-se em um ou vários corpos rochosos diferentes. Apesar de os xenólitos fornecerem um registro incompleto dos eventos, existe semelhança entre o quimismo dos minerais do clinopiroxênio com essas bandas finas de plagioclásio (amostra 60 C) e do kaersutita melagabro (amostra 60 F), sugerindo que as rochas provêm do mesmo magma ou de magmas similares e que as mudanças no regime sob o qual se processou a cristalização ocorreram à época da precipitação de maiores quantidades de plagioclásio. As bordas sódicas dos plagioclásios dos gabros e os oikocristais de feldspato alcalino do monzogabro e dos monzodioritos resultariam dos líquidos intersticiais retidos no ambiente de cristalização.

6) A presença de material vítreo intersticial em um cumulado composto unicamente por minerais máficos (com titanita) indica que o processo explosivo que formou os depósitos piroclásticos carregou fragmentos de rochas ainda não totalmente consolidadas. (cf. Mattioli *et al.*, 1997; Wolff & Toney, 1993).

AGRADECIMENTOS

A autoras agradecem à FAPESP (Processo 96/0027-9), pelo apoio financeiro para realização dos trabalhos de campo e de laboratório, à FAB (Força Aérea Brasileira), pelo transporte das amostras e ao IBAMA, pelas facilidades oferecidas para efetuar os estudos em Fernando de Noronha. Agradecemos, também, ao Prof. H. Ulbrich, pela sua colaboração durante os trabalhos de campo e na elaboração deste manuscrito e a dois relatores anônimos pelo cuidadoso trabalho de revisão e pelas sugestões apresentadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1955) Geologia e petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. DNPM, Monografia **13**, 181p.
- BARBIERI, F.; BIZOUARD, H.; VARET, J. (1971) Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **33**:93-107.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964) Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *J. Petrol.*, **5**(2):310-357.
- CARMICHAEL, I.S.E. (1967) The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrol.*, **14**:36-64.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (1987) Volcanic successions, modern and ancient. Allen & Unwin Ltd., 528p.
- CORDANI, U.G. (1970) Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geociências e Astronomia, USP*, **1**:9-75.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1978) Rock-forming minerals. Single chain silicates. 2nd ed. Longman, London, 668p.
- FODOR, R.V. & MOORE, R.B. (1994) Petrology of gabbroic xenoliths in 1960 Kilauea basalt: crystalline remnants of prior (1955) magmatism. *Bull. Volcanology*, **56**:62-74.
- FURNES, H. & STILLMAN, C.J. (1987) The geochemistry and petrology of an alkaline lamprophyre sheet intrusion complex on Maio, Cape Verde Republic. *J. Geol. Soc. London*, **144**:227-241.

- KUSHIRO, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, **258**:548-554.
- LEAKE, B.E. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineral.*, **82**:1019-1037.
- LE MAITRE, R.W. (1965) The significance of the gabbroic xenoliths from Gough Island, South Atlantic. *Mineral. Mag.*, **34**:303-317.
- LE MAITRE, R.W. (1969) Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic. *Mineral. Mag.*, **37**:185-197.
- LE MAITRE, R.W. (1989) Classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193p.
- MATTIOLI, M.; UPTON, B.G.J.; RENZULLI, A. (1997) Sub-volcanic crystallization at Sete Cidades volcano, São Miguel, Azores, inferred from mafic and ultramafic plutonic nodules. *Mineral. Petrol.*, **60**:1-26.
- MORIMOTO, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes: Subcommittee on Pyroxenes. Commission on new minerals and mineral names (CNMMN). International Mineralogical Association (IMA). *Mineral. J.*, **14**(5):198-221.
- NEUMANN, E.R.; MARTÍ, J.; MITJAVILA, J.; WULFF-PEDERSEN, E. (1999) Origin and implications of mafic xenoliths associated with Cenozoic extension-related volcanism in the Valencia Trough, NE Spain. *Mineral. Petrol.*, **65**:113-139.
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W.; DOLAN, B.L. (1982) Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *In: D. R. VEBLEN & P.H. RIBBE (Eds.) Reviews in Mineralogy. Vol. 9B. Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Mineral. Soc. America, p.1-211.*
- RUDECK, E.A.; FODOR, R.V.; BAUER, G.R. (1992) Petrology of ultramafic and mafic xenoliths in picrite of Kahoolawe Island, Hawaii. *Bull. Volcanology*, **55**:74-84.
- SEN, G. (1987) Xenoliths associated with the hawaiian hot spot. *In: P.H. NIXON (Ed.) Mantle Xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., p.359-375*
- SCHMINCKE, H.U.; KLUGEL, A.; HANSTEEN, T.H.; HOERNLE, K.; BOGAARD, P. (1998) Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, La Palma and Lanzarote (Canary Islands). *Earth Planet. Sci. Letters*, **163**:343-360.
- SPENCER, K.J. & LINDSLEY, D.H. (1981) A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **66**:1189-1201.
- THOMPSON, R.N. (1974) Some high-pressure pyroxenes. *Mineral. Mag.*, **39**:768-787.
- ULBRICH, M.N.C. (1993) Petrography of alkaline volcanic-subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Bol. IG-USP, Série Científica*, **24**:77-94.
- ULBRICH, M.N.C.; MARÍNGOLO, V.; RUBERTI, E. (1994) The geochemistry of alkaline volcanic-subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Geochimica Brasiliensis*, **8**(1):1-10.
- WAGER, L.R.; BROWN, G.M.; WADSWORTH, W.J. (1960) Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, **1**(1):73-85.
- WOLFF, J.A. & TONEY, J.B. (1993) Trapped liquid from a nepheline syenite: a re-evaluation of Na, Zr, F-rich interstitial glass in a xenolith from Tenerife, Canary Islands. *Lithos*, **29**:285-293.