



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE GEOLOGIA ECONÔMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROLOGIA DAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DA SEQÜÊNCIA
VULCANO-SEDIMENTAR DE MONTE OREBE, PE/PI

JOÃO FRANCISCO SILVEIRA DE MORAES

SALVADOR - BAHIA
AGOSTO - 1992

Petrologia das máficas e ultramáficas da seqüência vulcano-sedimen
tar de Monte Orebe, Pernambuco-Piauí

por

João Francisco Silveira de Moraes
Geólogo (Universidade Federal da Bahia-1966)

DISSERTAÇÃO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau

MESTRE EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

APROVADO:

COMISSÃO EXAMINADORA:

(Prof. Shiguemi Fujimori-Orientador)

(Dra. Maria da Glória da Silva)

(Dr. Moacyr Moura Marinho)

Data: 14/08/1992

Grau conferido em: ___/___/___

RESUMO

i

No extremo oeste de Pernambuco, na divisa com o estado do Piauí, ocorre uma faixa de rochas metamáficas intercaladas em xistos e quartzitos, incluindo corpos concordantes e subordinados de metaultramáficas, cujo conjunto constitui a sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe, considerada do Proterozóico Inferior. Estendendo-se por mais de 90km na direção geral E-W, a sequência foi afetada por metamorfismo regional da fácies xisto verde alta a epidoto-anfibolito. O estudo petrológico das máficas tem por finalidade a caracterização química, a definição dos protólitos premetamórficos, suas relações e o estabelecimento do provável ambiente geotectônico em que foram gerados. A composição mineralógica dos xistos máficos é formada por clinofibólito da série tremolita-actinolita, plagioclásio (An 32-47), epidoto, pouco quartzo e ocasionais porfiroblastos de granada com predominância da componente almandina. Os principais minerais das metaultramáficas são tremolita-actinolita, clorita, talco e serpentina, os quais se distribuem em proporções variáveis. As características químicas das rochas máficas indicam origem ígnea a partir de um magma subalcalino toleiítico. As metaultramáficas estão mais alteradas que as máficas e o seu quimismo sugere derivação ígnea ultrabásica. O elevado conteúdo de piroxênio normativo das metaultramáficas é comparável à composição dos

piroxenitos. As metamáficas parecem não apresentar relação genética com as metaultramáficas. As metamáficas não mostram afinidades químicas com basaltos komatiíticos e as similaridades das metaultramáficas com komatiitos típicos não são conclusivas. As metamáficas são comparáveis aos toleiótos modernos de soalho oceânico e parecem representar um segmento de crosta oceânica antiga na região. Dentro da sequência Monte Orebe foram detectadas anomalias geoquímicas de ouro, provavelmente associadas a zona de cisalhamento. A possível correlação dessa sequência com o complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ampliaria em mais de 100km para oeste a sua extensão total.

ABSTRACT

In the western part of the state of Pernambuco, northeastern Brazil, on the border region to the state of Piauí, a zone of meta-mafic rocks occurs, intercalated with schists and quartzites, and including concordant and subordinated bodies of meta-ultramafic rocks. This suite is named Monte Orebe volcano-sedimentary sequence, considered as early proterozoic in age. With a length of more than 90 km, E-W direction, the sequence presents a regional metamorphism ranging from the high greenschist facies to the epidote-amphibolite facies. Petrologic studies performed in mafic and ultramafic rocks, had the main purpose to characterize the chemistry, the definition of pre-metamorphic lithologies, their relationships, and to investigate the probable geotectonic setting they were generated. The mineralogical composition of the mafic schists is clin amphibole of the tremolite-actinolite series, plagioclase (AN 32-47), epidote, chlorite, minor quartz and rare garnet porphyroblasts (dominantly almandine). The main minerals present in the meta-ultramafic rocks are tremolite-actinolite series, chlorite, talc and serpentine, distributed in variable proportions. The chemical characteristics of the mafic rocks suggest an igneous origin, from a tholeiitic sub-alkaline magma. The meta-ultramafic rocks present more altered outcrops than the mafic rocks, and are considered as igneous-ultrabasic derived,

given the chemical composition. The high normative pyroxene content of the meta-ultramafic rocks is comparable to the composition of pyroxenite rocks. The meta-mafic rocks seem not to present genetic correlation to meta-ultramafic rocks. The meta-mafic ones don't show chemical affinities to komatiitic basalts. The similarities between meta-ultramafic rocks and typical komatiites do not are conclusives. The meta-mafic rocks are comparable to modern tholeiites of ocean floor geotectonic setting, and, in this region, may represent a segment of ancient oceanic crust. Geochemical anomalies of gold were detected within the Monte Orebe sequence, probably associated to shear zone. It seems possible to correlate the sequence to the Brejo Seco mafic-ultramafic complex. This could extend the Monte Orebe sequence for more than 100 km westward.

SUMÁRIO

v

pág.

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	iii
SUMÁRIO.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABELAS.....	viii
1 - INTRODUÇÃO.....	1
2 - METODOLOGIA.....	4
3 - GEOLOGIA REGIONAL.....	8
4 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR.....	14
5 - PETROGRAFIA DAS METAMÁFICAS.....	24
6 - PETROGRAFIA DAS METAULTRAMÁFICAS.....	30
7 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA.....	34
8 - ALTERAÇÃO NAS ROCHAS.....	40
9 - NATUREZA DOS PROTÓLITOS.....	46
10 - EVOLUÇÃO E METAMORFISMO.....	60
11 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO.....	67
12 - CONTEXTO METALOGENÉTICO.....	81
13 - CONCLUSÕES.....	87
14 - AGRADECIMENTOS.....	91
15 - BIBLIOGRAFIA.....	92

Figura	pág
1 - Mapa de localização.....	2
2 - Esboço dos principais elementos geológicos da Província Borborema.....	9
3 - Mapa geológico simplificado da Folha Santa Filomena (SC.24-V-A-III).....	12
4 - Esboço geológico da faixa máfico-ultramáfica da Faz. Barra do Meio, município de Paulistana - PI.....	19
5 - Esboço da ocorrência de máfico-ultramáfica do sítio Brocotó, município de Paulistana - PI.....	20
6 - Esboço geológico da ocorrência de ultramáfica da Fazenda Afeto, Paulistana-PI.....	22
7 - Esboço geológico da ocorrência de metaultramáfica da Faz. Pedra Branca, município de Ouricuri-PE.....	23
8 - Diagramas de variação de óxidos com o conteúdo de MgO....	35
9 - Diagramas de variação de elementos traços com o conteúdo de MgO.....	36
10 -Diagramas do logarítmo da relação da proporção molecular dos óxidos com K ₂ O (Beswick & Soucie, 1978).....	44
11 -Diagrama discriminante de Moine e La Roche (1968).....	47
12 -Diagrama de diferenciação dos números de Niggli mg X c (Leake, 1964).....	47

13	-Diagrama de diferenciação dos números de Niggli mg x c x al (Kalsbeek et al, 1970).....	48
14	-Diagrama ACF com campos delimitados por Orville (1969) e Miyashiro (1973).....	50
15	-Diagrama do número de Niggli mg e o logaritmo de Cr e Ni (Van de Kamp, 1970).....	51
16	-Diagrama MgO x TiO2 de Arndt e Nisbet (1982).....	54
17	-Diagrama das porcentagens catiônicas de Jensen (1976).....	55
18	-Diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Winchester & Floyd, 1977).....	57
19	-Diagrama da razão Y/Nb x TiO2 de Winchester e Floyd (1976).....	57
20	-Diagrama AFM com campos delimitados por Irvine e Baragar (1971).....	58
21	-Diagrama das razões Ti/Y x Zr/Y de Pearce e Gale (1977).....	68
22	-Diagrama SiO2 x Nb de Pearce e Gale (1977).....	68
23	-Diagrama FeO* x Ba de Miyashiro (1977).....	69
24	-Diagrama Ti x Zr x Y de Pearce & Cann (1973).....	71
25	-Diagrama Cr x Ti de Pearce (1975).....	71
26	-Diagrama das funções discriminantes de Pearce (1976).....	72
27	-Diagrama TiO2 x FeO*/MgO de Pearce (1982).....	73
28	-Diagrama Zr x Ti de Pearce (1982).....	74
29	-Diagrama multielementar normalizado em N-MORB.....	78

LISTA DE TABELAS

Tabela	pág
1 - Resultados analíticos das amostras de metamáficas.....	6
2 - Resultados analíticos das amostras de metaultramáficas.....	7
3 - Variação dos teores dos elementos das rochas máficas e ultramáficas de Monte Orebe.....	38
4 - Mobilidade de elementos maiores durante a alteração de basaltos.....	42
5 - Comparação dos teores médios de basaltos de cadeia meso-oceânica com as variações químicas das máficas de Monte Orebe.....	77
6 - Características químicas de toleítos de cadeia meso-atlântica do tipo N-MORB e de arcos vulcânicos em comparação com as máficas de Monte Orebe.....	77

1 - INTRODUÇÃO

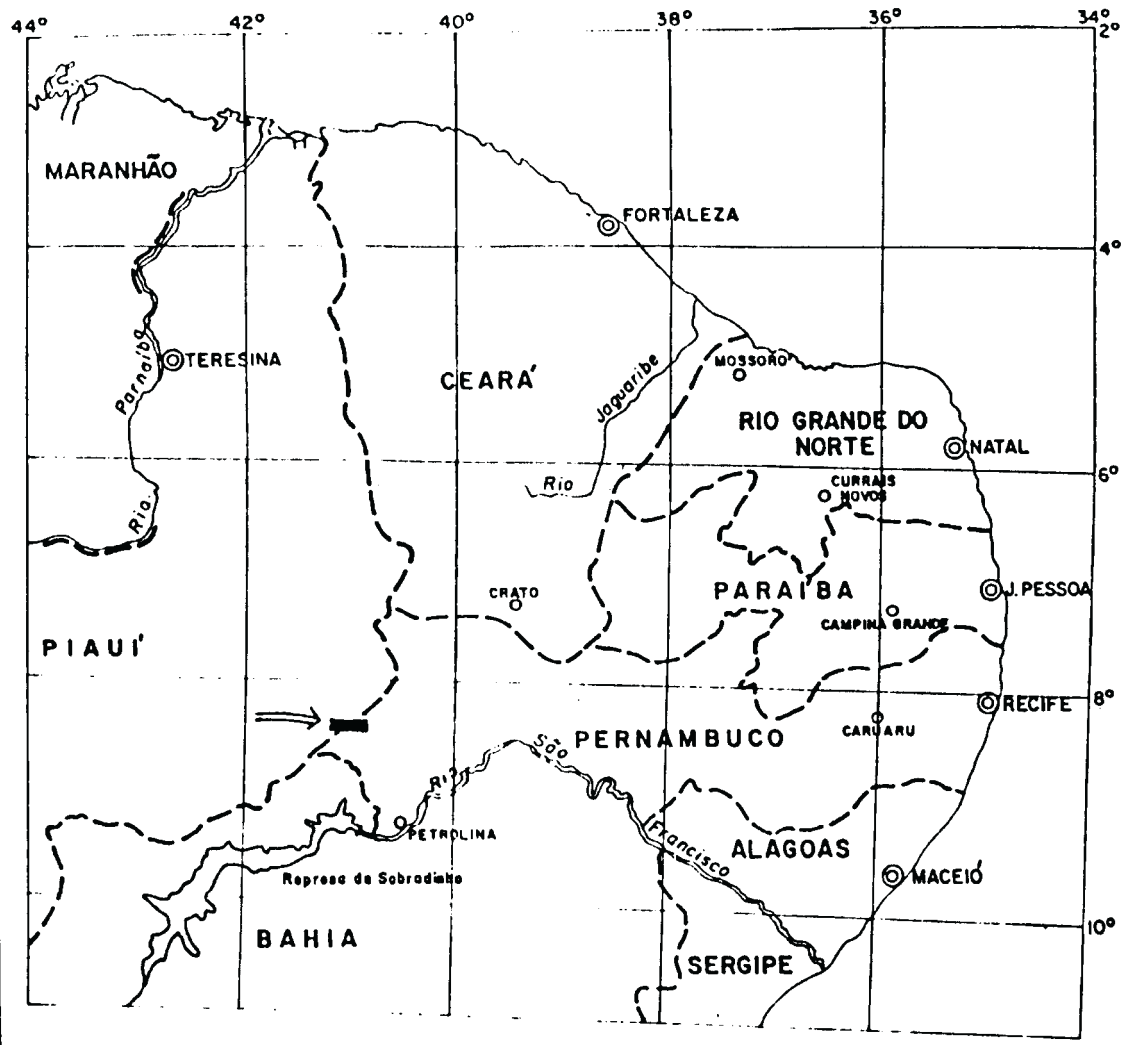
A região do presente estudo de rochas vulcânicas está inserida num retângulo com 54,7km de extensão segundo a direção equatorial e 19,6km na direção meridiana, com superfície de 1.072km². Localizada na região limítrofe dos estados de Pernambuco e Piauí (Fig.1), ela ocupa a porção central da folha Santa Filomena (SC.24-V-A-III), a qual é delimitada pelas coordenadas geográficas de 8°00'00"-8°30'00" de latitude sul e 40°30'00"-41°00'00" de longitude oeste.






O acesso à região pode ser feito a partir de Recife por rodovias asfaltadas (BR-232, BR-116 e BR-428) num percurso aproximado de 750km até a cidade de Petrolina-PE. Daí, pela BR-407 com destino ao Piauí, após um percurso de 52 km, toma-se estrada não pavimentada de rumo norte até o povoado de Dormentes, o qual se encontra na parte sul da referida região.

Diversos trabalhos geológicos de âmbito regional já foram realizados, destacando-se Kegel & Barroso (1965), Siqueira Filho (1967), Leal (1970) objetivando o inventário hidrogeológico em área de 3° X 2°, Caldasso et al. (1973a, b) com o mapeamento geológico na escala 1:250.000 de regiões contíguas a folha Santa Filomena. Brito Neves (1975) definiu a Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal, dentro da qual se encontra a sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe e Gava et al. (1983) responsáveis pelo mapa geológico ao milionésimo da região.

O trabalho mais recente e detalhado consistiu no mapeamento geológico da Folha Santa Filomena (Angelim, 1988), definindo quatro conjuntos litológicos principais: Unidade Inferior constituída por ortognaisses migmatizados de idade

MAPA DE LOCALIZAÇÃO



-  Área de estudo da Sequência Monte Orebe
-  Divisa interestadual
-  Capital
-  Cidade
-  Rio

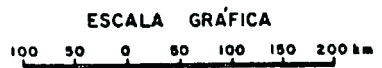


Fig. 1

provável arqueano-proterozóica; Complexo Casa Nova, englobando supracrustais do Sistema de Dobramentos Riacho do Pontal, as quais foram divididas em três subunidades: marinha-plataformal, marinha-profunda e vulcano-sedimentar, designada Monte Orebe. O terceiro conjunto é representado por rochas plutônicas reunidas em três "suites" graníticas e, culminando o quadro geológico, têm-se as coberturas fanerozóicas com os sedimentos devonianos e cretáceos da Bacia do Araripe e as coberturas detríticas cenozóicas.

Embora o relatório da folha Santa Filomena inclua estudo litoquímico das vulcânicas máficas de Monte Orebe (Moraes, in Angelim, op. cit.), por insuficiência de dados, não contempla as relações com os corpos ultramáficos associados. Assim, a presente dissertação persegue, de forma amíúde e sistemática, o estudo petrológico dos dois tipos litológicos, ampliando o conhecimento e a evolução desse segmento crustal.

As rochas máficas e ultramáficas foram deformadas e metamorfisadas na fácies xistoverde alta a anfibolito baixo; mas, para evitar repetições desnecessárias, o prefixo meta será omitido quando elas forem citadas nos capítulos seguintes.

2 - METODOLOGIA

Com base no mapa geológico do projeto Santa Filomena e com o apoio em fotografias aéreas na escala de 1:70.000 foram realizadas diversas seções geológicas transversais à sequência vulcano-sedimentar, efetuando-se o estudo detalhado e as relações de contato dos diferentes litótipos. Através dos perfís foram identificadas cinco ocorrências de ultramafitos as quais, em virtude das reduzidas dimensões superficiais, foram levantadas na escala de 1:5.000.

Foram coletadas 89 amostras de rochas diversas, sendo selecionadas 52 para estudos petrográficos e químicos. Foram também aproveitadas no presente trabalho 17 amostras de rocha coletadas durante o mapeamento da folha Santa Filomena. Dessa forma, aqui são tratados os resultados analíticos de 69 amostras, sendo 37 de máficas e 32 de ultramáficas.

A análise química quantitativa dos elementos maiores, menores e traços foi executada no laboratório de Análises Mineraiis da CPRM no Rio de Janeiro. Foram analisados 8 elementos traços Ni, Cr, Co, Ba, Sr, Zr, Y e Nb, os quatro primeiros por absorção atômica quantitativa com abertura total e os quatro últimos por fluorescência de raios-x. Por este mesmo método, parte das amostras foi dosada para Y e Nb no laboratório da GEOSOL em Belo Horizonte-MG. Das 37 amostras de rochas máficas apenas 20 foram analisadas para nióbio pelo método de fluorescência de raios-x. Dez amostras em duplicatas foram analisadas para testar a consistência dos resultados, verificando-se apenas pequenos desvios em algumas determinações,

sobre as quais se obteve uma triplicata para aferição. A tabela 1 mostra os resultados da análise química das máficas e a tabela 2 das ultramáficas.

Todos os resultados analíticos foram processados em microcomputador modelo XT, utilizando-se diversos programas do sistema GEOQUANT (USGS-CPRM) para obtenção dos teores médios, desvio padrão, variância, norma CIPW, números de Niggli, índices petrogenéticos e dezenas de diagramas binários e ternários.

TABELA 1
RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DE METAMÁFICAS

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	PF	UMID	P2O5	TOTAL	Ni	Cr	Ba	Co	Zr	Y	Sr	Nb
LA-10	48,00	1,00	13,70	4,30	8,10	0,17	8,50	11,80	1,90	0,48	1,50	0,50	0,09	100,04	120	250	80	55	61	26	170	
LA-11	48,90	1,10	14,20	3,60	8,50	0,17	8,30	12,30	1,90	0,20	0,90	0,20	0,09	100,36	100	250	140	55	62	26	120	
LA-24C	47,30	0,81	16,10	3,60	9,00	0,17	7,90	9,80	2,60	0,24	1,50	0,60	0,09	99,71	125	200	60	60	55	31	150	
LA-25	49,50	0,90	14,70	3,50	7,80	0,15	8,40	11,80	1,60	0,16	1,30	0,20	0,08	100,09	120	350	20	50	57	27	115	
LA-35	47,60	0,99	13,70	5,50	7,40	0,17	8,50	12,50	1,20	0,34	1,20	0,20	0,09	99,39	80	200	40	50	65	28	90	
LA-106	50,70	0,99	14,20	2,80	8,30	0,15	8,70	9,80	2,60	0,11	0,80	0,20	0,09	99,44	155	300	40	55	60	25	125	
LA-122	49,10	1,00	14,20	2,50	8,80	0,17	9,10	10,70	2,60	0,20	1,10	0,30	0,07	99,84	150	300	80	55	59	25	105	
LA-123	50,70	1,40	12,30	3,70	9,80	0,19	7,50	9,70	2,30	0,13	1,90	0,80	0,13	100,55	85	150	60	55	74	29	108	
LAS-137	47,90	1,10	14,60	3,50	8,20	0,18	9,10	11,20	1,90	0,17	1,80	0,60	0,12	100,37	120	200	60	55	68	26	120	
LA-142	48,70	1,10	14,20	3,40	7,70	0,18	8,80	13,30	1,20	0,18	1,00	0,20	0,09	100,05	130	350	20	55	63	25	100	
LA-234A	46,90	0,50	17,00	3,60	5,40	0,14	9,90	10,50	2,80	0,18	2,30	0,30	0,06	99,58	200			55	47	19	80	
LA-255	51,20	0,77	15,10	3,40	7,60	0,15	6,60	11,20	2,40	0,15	1,10	0,50	0,09	100,26	110	20	20	45	58	27	170	
LA-266B	48,00	0,95	15,00	3,90	8,90	0,19	8,70	11,20	2,20	0,23	1,10	0,10	0,09	100,56	115	40	40	60	68	24	85	
LA-267	47,10	0,90	16,10	3,40	7,40	0,15	7,50	14,40	1,80	0,22	0,80	0,12	0,10	99,99	120	20	20	50	53	24	160	
La-284C	48,00	1,40	16,10	2,80	9,80	0,15	5,20	11,80	1,90	0,46	1,80	0,30	0,17	99,88	140	250	200	55	76	24	250	
LA-302	49,50	1,20	14,20	4,00	8,70	0,15	6,60	10,60	1,90	0,31	2,20	0,90	0,12	100,38	95	250	40	50	73	26	140	
LA-341	49,70	1,20	13,20	7,80	4,30	0,17	8,00	10,70	2,70	0,44	0,90	0,30	0,13	99,54	100	250	320	50	83	33	167	11
JF-02	45,81	1,45	16,13	3,50	6,80	0,14	9,78	11,08	1,48	0,14	2,80	0,31	0,10	99,47	247	206		54	81	64	199	13
JF-03	47,76	1,14	15,57	2,80	6,27	0,12	12,73	4,30	2,34	0,06	5,34	0,57	0,10	99,00	277	610		56	86	90	111	9
JF-04	48,06	1,46	17,07	2,14	6,61	0,12	9,21	9,75	2,53	0,18	2,99	0,48	0,10	100,65	186	50		45	90	73	199	12
JF-05	46,98	1,27	18,38	3,41	6,25	0,14	8,55	7,81	2,62	0,13	3,82	1,06	0,10	100,47	198	31		57	80	76	193	13
JF-06	45,87	4,02	11,15	3,67	9,79	0,28	11,30	8,64	0,91	0,12	2,37	0,28	0,20	98,60	210	659		55	119	44	206	19
JF-07	47,03	1,27	15,69	4,20	4,71	0,13	9,92	11,08	2,05	0,12	3,12	0,56	0,10	99,93	238	484		49	78	72	146	12
JF-08	45,80	1,28	16,20	5,45	4,18	0,14	8,99	12,51	1,74	0,14	2,13	0,27	0,10	98,88	243	294		54	78	63	147	13
JF-09	48,90	1,14	16,68	4,06	4,59	0,12	9,56	9,32	2,32	0,14	2,86	0,42	0,10	100,16	245	561		50	82	77	139	11
JF-73	47,90	1,10	13,70	4,10	6,80	0,17	8,90	13,00	2,20	0,36	1,20	0,30	0,22	99,95	80	375	90	40	80	15	97	4
JF-100	43,90	0,62	17,00	2,80	7,20	0,15	10,80	9,20	2,30	0,15	1,90	0,10	0,09	96,21	180	200	340	45	52	15	52	3
JF-105	49,70	1,10	15,60	3,60	6,10	0,17	6,90	12,00	2,70	0,48	0,80	0,20	0,11	99,46	100	425	170	40	75	20	115	5
JF-108	49,10	1,10	14,20	5,30	7,10	0,18	7,30	10,80	1,50	0,19	2,50	1,20	0,11	100,58	85	225	50	35	73	23	53	6
JF-109	49,40	2,20	13,20	4,60	11,90	0,25	5,70	8,70	1,40	0,48	1,50	0,80	0,16	100,29	60	100	90	45	118	37	18	7
JF-110	50,70	1,50	13,20	4,50	7,40	0,21	6,40	8,10	1,20	0,34	2,50	1,00	0,10	97,15	50	100	90	45	107	27	35	5
JF-111	51,90	0,52	13,20	3,80	7,90	0,19	8,80	8,80	2,30	0,23	1,90	0,50	0,11	100,15	120	325	50	40	61	19	43	5
JF-112	50,20	1,00	14,20	4,10	7,10	0,19	8,50	9,80	1,90	0,31	2,00	0,70	0,11	100,11	110	350	65	45	70	22	43	5
JF-113	48,70	1,30	13,20	4,90	8,20	0,19	6,80	11,40	1,80	0,29	2,20	0,90	0,12	100,00	100	100	85	50	69	27	51	5
JF-114	49,00	1,30	13,20	4,40	9,70	0,22	7,10	10,90	1,70	0,21	1,30	0,40	0,09	99,52	80	150	40	45	68	27	51	7
JF-65	50,90	0,36	9,40	3,00	6,80	0,17	15,20	10,80	1,10	0,60	1,00	0,40	0,11	99,84	190	1450	1000	50	98	110	28	
JF-123	51,30	0,42	9,00	3,00	6,70	0,19	15,20	10,20	1,40	0,19	1,20	0,40	0,17	99,37	225	1550	60	50	97	15	16	8

LO,10 - Menor que o limite inferior de detecção
óxidos, PF (perda ao fogo) e UMID (umidade) em % peso; elementos
tracos em ppm.

TABELA 2
RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DE METALURGIAS

AMOSTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	K2O	CaO	Na2O	K2O	PF	UMID.	P2O5	TOTAL	Ni	Cr	Ba	Co	Zr	Y	Sr	Nb
LA-127	51,00	0,59	4,70	2,40	8,10	0,10	23,60	4,20	0,14	0,05	4,20	0,50	0,09	99,75	455	2300	60	85				20
LA-2348	46,90	0,21	8,50	1,00	8,60	0,30	20,60	8,60	0,41	0,05	3,90	0,30	0,13	99,70	780							
LA-258	36,50	0,77	6,60	2,90	9,80	0,17	23,40	6,20	0,27	0,05	13,00	0,40	0,09	100,95	1075		20	100				
JF-11	49,30	0,82	6,30	3,30	7,22	0,16	19,97	6,24	0,32	0,05	4,98	0,74	0,10	99,50	764	1523		63	78	9	81	9
JF-12	38,95	1,00	4,66	6,04	5,99	0,17	29,70	1,05	0,05	0,06	10,07	0,34	0,10	98,26	1513	2629		94	76	8	76	8
JF-13	47,44	1,68	7,04	9,20	3,06	0,21	17,50	2,91	0,23	0,04	7,22	1,65	0,13	99,21	1048	2008	216	66	95	11	87	11
JF-14	40,76	1,67	4,80	9,14	3,90	0,20	23,67	3,94	0,15	0,05	7,69	1,94	0,10	98,01	1485	3011		88	86	10	111	10
JF-16	44,35	0,90	9,27	2,65	7,98	0,15	21,93	6,34	0,31	0,05	5,76	0,36	0,10	100,12	976	2286		71	76	10	99	10
JF-17	49,17	0,90	5,99	2,92	6,60	0,21	23,64	2,76	0,14	0,05	5,69	0,54	0,10	98,94	1101	2428		70	79	8	75	8
JF-19	49,00	0,82	6,10	3,70	7,45	0,43	21,42	5,12	0,23	0,05	4,92	0,44	0,10	99,78	970	1069	122	68	75	12	124	12
JF-58	46,67	0,40	3,95	2,16	7,72	0,17	22,41	5,30	0,12	0,12	8,41		0,10	97,48	438	1620	235	72	100	68	104	12
JF-59	52,20	0,42	3,80	3,00	7,60	0,21	23,00	5,60	0,28	0,05	3,60	0,80	0,11	100,62	350	2000	140	70	92	14	14	4
JF-60	51,90	0,31	4,30	2,80	8,10	0,19	23,60	4,40	0,14	0,05	4,20	0,30	0,14	100,33	280	2200	175	65	106	9	N10	6
JF-61	50,70	0,33	4,72	2,25	7,17	0,21	22,28	6,19	0,18	0,24	4,34		0,10	98,66	528	1354	167	70	75	71	93	10
JF-62	51,10	0,37	3,18	1,52	8,89	0,21	21,56	6,38	0,19	0,06	4,05		0,10	97,62	763	1470		74	77	58	91	11
JF-63	51,28	0,44	7,67	1,45	7,36	0,13	20,83	3,20	0,19	1,13	4,55		0,10	97,98	442	1634		68	82	51	78	7
JF-64	41,30	0,42	4,30	3,30	10,20	0,14	22,70	6,60	0,07	0,05	10,40	0,40	0,17	100,00	1250	1500	20	105	42	20	88	4
JF-66	49,10	0,26	5,70	2,40	9,50	0,15	21,40	5,80	0,12	0,05	4,70	0,70	0,17	100,00	780	1150	15	80	92	10	N10	3
JF-67	45,75	0,56	8,28	10,7	4,98	0,17	19,25	0,33	0,03	0,26	7,21		0,10	97,62	976	1551	257	112	90	34	115	14
JF-69	38,10	0,73	7,60	2,30	11,40	0,19	23,00	4,50	0,05	0,05	11,30	0,40	0,19	99,71	900	1200	30	105	91	30	67	4
JF-70	45,35	0,63	7,39	4,70	8,82	0,20	22,73	2,28	0,16	0,14	6,39		0,10	98,09	1015	1681	219	81	95	26	96	8
JF-71	42,98	0,46	6,91	4,62	9,00	0,10	24,13	0,52	0,09	0,02	8,36		0,10	97,29	1114	2044		92	96	54	96	9
JF-72	52,10	0,31	3,80	1,20	9,50	0,19	20,40	9,10	0,27	0,06	2,50	0,60	0,11	100,14	720	900	25	75	N30	12	N10	2
JF-101A	43,00	0,52	6,10	5,20	6,60	0,14	26,70	4,30	0,11	0,05	6,50	0,20	0,06	99,43	1075	2950	10	60	58	10	26	2
JF-135	54,80	0,10	2,80	2,70	6,70	0,38	26,20	0,49	0,08	0,05	5,50	0,70	0,07	100,52	1000	1975	20	70	L30	13	N10	2
JF-103	39,00	0,42	3,20	5,60	6,80	0,18	30,80	2,50	0,05	0,05	10,30	0,30	0,11	99,86	1625	2300	25	105	L30	8	21	3
JF-104	42,70	0,62	9,40	3,10	9,10	0,17	22,00	6,30	0,32	0,06	5,60	0,40	0,07	99,84	780	775	470	80	46	13	24	3
JF-106	49,40	0,52	5,70	2,90	8,40	0,19	20,20	9,70	0,41	0,06	2,10	0,20	0,06	99,84	710	800	20	75	70	16	L10	3
JF-107	46,30	0,72	6,60	5,30	9,00	0,18	22,50	1,00	0,41	0,05	6,60	0,60	0,05	100,26	1075	1275	125	105	85	13	L10	3
JF-121	49,80	0,31	4,30	2,80	8,00	0,20	23,30	5,50	0,23	0,06	5,90	0,50	0,06	100,99	360	2050	50	60	N30	12	N10	5
JF-122	51,40	0,31	3,80	4,20	7,98	0,12	26,10	0,24	0,05	0,05	5,60	0,70	0,09	100,51	900	1075	70	115	99	6	N10	4
JF-115	45,40	0,42	8,00	5,00	9,00	0,22	20,00	4,60	0,38	0,08	6,00	0,80	0,11	100,01	530	1225	90	85	112	20	L10	6

N10 - Não detectado; L O,10 - Menor que o limite inferior de detecção
Óxidos, PF (perda ao fogo) e UMID (umidade) em % pêso; elementos traços em ppm.

3 - GEOLOGIA REGIONAL

A compartimentação do território brasileiro em 10 províncias estruturais proposta por Almeida et al (1977) situa o Nordeste na denominada Província da Borborema, a qual se limita ao norte e leste com a Província Costeira e Margem Continental, ao sul com a Província São Francisco e a oeste com a Província Parnaíba. As duas últimas correspondem ao Cráton do São Francisco e a bacia sedimentar paleozóica do Parnaíba, respectivamente.

A Província da Borborema é formada fundamentalmente por dois domínios pré-cambrianos designados por Santos e Neves (in Almeida et al, op.cit.) de terrenos gnáissico-migmatítico-graníticos ou "maciços" e terrenos metassedimentares e metavulcano-sedimentares, constituindo sistemas de dobramentos ou cinturões metamórficos. Brito Neves (1975) dividiu tais sistemas em marginais e interiores de acordo com sua posição nos bordos ou interior da Província.

Na Província da Borborema foram definidos três sistemas de dobramentos interiores que de norte para sul são designados de Seridó, Piancó-Alto Brígida ou Salgueiro-Cachoeirinha e Riacho do Pontal, os quais são separados entre si por duas geofaturas que constituem megacisalhamentos transcorrentes dextrais. Assim, os dois primeiros sistemas são separados pelo Lineamento de Patos e o Riacho do Pontal se separa do Piancó-Alto Brígida pelo Lineamento de Pernambuco (Fig.2).

A designação da faixa Riacho do Pontal concebida por Brito Neves (op.cit.) caracteriza um sistema de dobramento situado ao norte do Cráton do São Francisco e ao sul do Lineamento de Pernambuco, na região limítrofe dos estados de

□ Coberturas não dobradas fanerozoicas

▨ Sistemas de dobramentos

S - Seridó

P - Piancó-Alto Brígida

R - Riacho do Pontal

1 - Sequência Monte Orebe

2 - Sequência Brejo São

▨ Maciços gnáissico-migmatítico-graníticos

▨ Cráton do São Francisco

—L₁— Lineamento de Pernambuco

—L₂— Lineamento de Patos

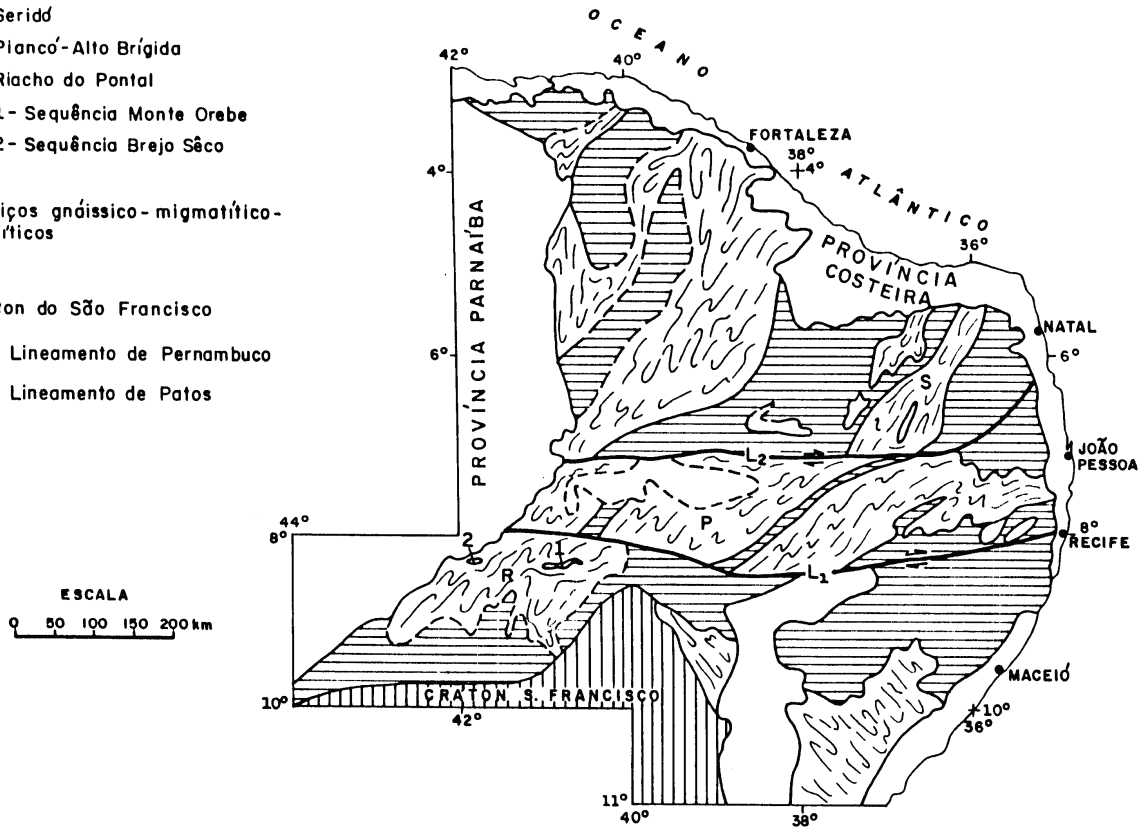


Fig. 2 - Esboço dos principais elementos geológicos da Província Estrutural da Borborema (Segundo Brito Neves et al, 1975, modificado). O sistema de dobramentos Riacho do Pontal (R) inclui a sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe (1) e a sequência plutono-vulcano-sedimentar de Brejo São (2).

Pernambuco, Piauí e Bahia. Representa a extensão sudoeste dos sistemas correlatos de Piancó-Alto Brígida e Seridó. Delimita-se a oeste com a bacia do Parnaíba e a leste e a sul pelos maciços gnáissico-migmatíticos de Pernambuco-Alagoas e Marginal do Cráton do São Francisco, respectivamente, (Fig.2).

Santos e Caldasso (1978) distinguiram no sistema Riacho do Pontal as seguintes unidades estratigráficas: gnaisses Rajada, micaxistos tipo Salgueiro/metapelitos Barra Bonita, filitos tipo Cachoeirinha, metapsamitos de Afrânio, xistos-verdes de Monte Orebe, cálcio-pelitos de Vargem Grande, além de intrusivas básicas e graníticas. Posteriormente, tais conjuntos litológicos foram agrupados em duas unidades, gnáissico-quartzítica e a unidade de micaxistos e filitos (Sá e Sobrinho, 1979). A primeira engloba os metapsamitos de Afrânio, os xistos-verdes de Monte Orebe e os gnaisses de Rajada. A segunda unidade, referida como Grupo Salgueiro, Casa Nova e Cachoeirinha, inclui biotita-xistos dominantes com intercalações de quartzitos e mármore, filitos e cálcio-pelitos de Vargem Grande.

As rochas que compõem o sistema Riacho do Pontal foram integradas no Complexo Casa Nova por Souza et al (1979), para o qual atribuíram idade Proterozóico Inferior, e foram agrupadas sob a designação de Grupo Salgueiro-Cachoeirinha por Gava et al (op.cit). A terminologia de Complexo Casa Nova foi adotada por Angelim (op.cit.) no mapeamento da Folha Santa Filomena que se insere no aludido sistema, em quase toda sua totalidade.

A área do presente estudo está incluída no Complexo Casa Nova, que repousa discordantemente sobre ortognaisses migmatizados, de provável idade arqueana. Em parte, o contato é

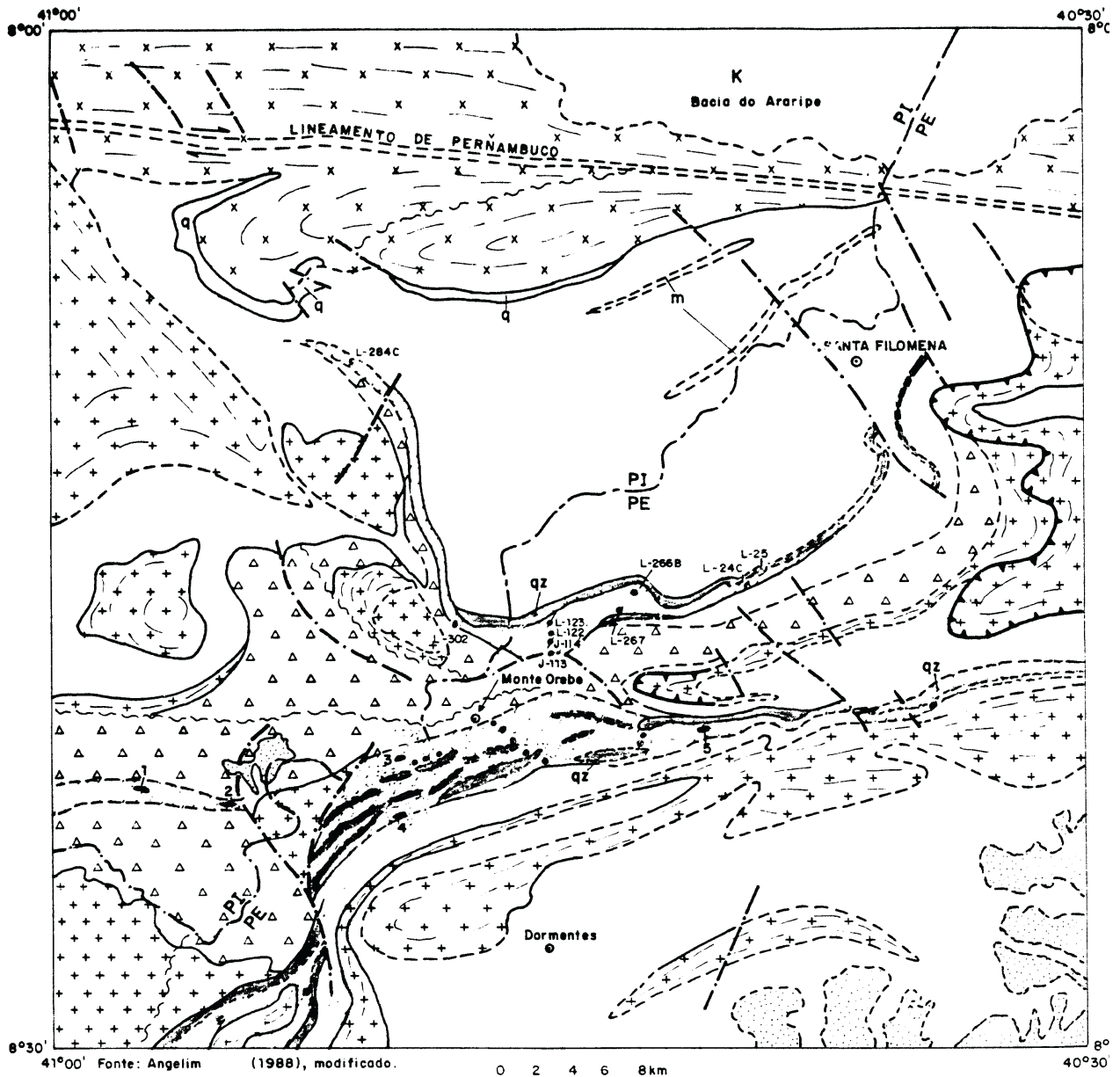
marcado por um horizonte de quartzito feldspático. Neste trecho o complexo é representado por metapelitos que encaixam uma sequência vulcano-sedimentar denominada Monte Orebe (Fig.3).

Os metapelitos constituem uma ampla e monótona sequência de biotita-xisto, às vezes com moscovita e moscovita-quartzo-xisto com intercalações lenticulares e restritas de quartzito e mármore (Fig.3). Na porção sul da área os metapelitos transicionam para metagrauvacas quartzo-feldspáticas a quartzosas, formando um domínio marinho profundo (Ángelim, op.cit.). Os xistos exibem proeminente xistosidade que se torna ondulada por conspícua venulação de quartzo e de pegmatito quartzo-feldspático. Porfiroblastos milimétricos de granada são frequentes e mais raramente ocorrem cianita, estauroлита, cordierita e sillimanita de hábito acicular. A assembléia mineral dominante é formada por quartzo, biotita, moscovita e plagioclásio do tipo oligoclásio; os acessórios são rutilo, opacos e turmalina; material argiloso ocorre como produto de alteração.

As rochas do Complexo Casa Nova apresentam-se fortemente deformadas por dobramentos sucessivos, falhas de empurrões, transcorrentes e transversais ao "trend" regional de direção geral E-W, além de zonas de cisalhamento com fatias milonitizadas.

Jardim de Sá e Hackspacher (1980, 1986) referem-se a quatro fases deformacionais no sistema Riacho do Pontal: dobras isoclinais que evoluem a intrafoliais e à fábrica de transposição, constituindo F1; dobras apertadas e invertidas F2, com F2/F1 formando padrão de interferência com planos axiais de pequeno ângulo, mas de eixos divergentes; dobras abertas e

**MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA FOLHA SANTA FILOMENA
(SC.24-V-A-III)**



41°00' 8°30' Fonte: Angelim (1988), modificado.

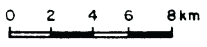


Fig. 3

L E G E N D A

- | | |
|--|--|
| Cobertura tércio-quaternária | Moscovita-biotita-xisto granadífero com quartzo (q) na base; m= mármore |
| Cretáceo - Bacia do Araripe | EMBASAMENTO DISCORDÂNCIA |
| SISTEMA DE DOBRAMENTOS RIACHO DOPONTAL | Arqueano-ortognaisse e Complexo gnáissico-migmatítico |
| PROTEROZÓICO SUPERIOR - Granitóides não deformados ou deformados por transcorrência | • J110 Amostra de metabásica analisada |
| PROTEROZÓICO INFERIOR A MÉDIO - Granitóides deformados | ● Ocorrência de metaltramáfica: 1- Barra do Meio; 2- Brocotó; 3- Afeto; 4- Amaranite; 5- Pedra Branca. |
| COMPLEXO CASA NOVA | Empurrão |
| Moscovita-quartzo-xisto | Zona de cisalhamento |
| Sequência Vulcano-sedimentar: Alternância de xisto, quartzito (qz) e metabásica; sequências coradas de | |

fechadas, com planos axiais mergulhando forte para oeste, tendo vergência para leste e eixos com "plunge" fraco para norte (F3); dobras concêntricas (F4) com clivagem de fratura em litótipos de baixo grau metamórfico, tendendo a similares com clivagem de crenulação associada, em áreas de grau mais elevado.

Correlacionando as deformações e o metamorfismo nos conjuntos litológicos, Angelim (op.cit.) assinala as seguintes fácies: anfibolito alto nos ortognaisses migmatizados do embasamento, os quais foram afetados por processos de anatexia parcial; anfibolito baixo para as unidades associadas a deformação tangencial D1; anfibolito, incluindo anatexia parcial nos litótipos relacionados a deformação tangencial D2; retrometamorfismo para a fácies xisto-verde associado a transcorrência. Os metapelitos estão metamorfisados na fácies anfibolito e a sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe foi transformada para a fácies xisto-verde alto/anfibolito baixo.

O magmatismo plutônico é acentuado na parte oeste da área (Fig.3), tendo sido dividido em três "suites" graníticas, com base nas deformações a que foram submetidas (Angelim, op. cit.). Granitóides sindeformacionais a tectônica tangencial D1/D2, incluindo tipos variando de tonalito a sieno-granito, monzogranito e granodiorito; granitóides de composição sienogranito, monzogranito e granodiorito, relacionados a transcorrência, e a "suite" mais nova, tardi a pós-deformação, de composição mais alcalina, variando de quartzo-sienito a sienito. A primeira "suite" é considerada do Proterozóico Inferior a Médio e as duas últimas do Proterozóico Superior (Brasiliano).

4 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR

Vários autores ensaiaram o diagnóstico dessa unidade, creditando-se a Santos e Caldasso (op.cit.) a referência aos xistos verdes de Monte Ôrebe, interpretando-os como de baixo grau metamórfico e de possível origem vulcânica.

Trata-se de uma faixa linearizada de direção geral E-W, com extensão total da ordem de 90km, constituída fundamentalmente de rochas máficas, moscovita-quartzito e moscovita e/ou biotita-xisto, os quais se repetem em intercalações sucessivas, onde cada litótipo varia muito de espessura, desde um metro a centenas de metros, emprestando a fisiografia da área um relevo acidentado com colinas alinhadas sustentadas por quartzitos, alternados com terrenos deprimidos, representados pelas máficas e xistos. Este conjunto litológico, designado de sequência vulcano-sedimentar de Monte Ôrebe, juntamente com muscovita-quartzo-xisto e biotita-xisto integram o Complexo Casa Nova o qual faz parte do sistema de dobramentos Riacho do Pontal.

Pequenos corpos ultramáficos ocorrem associados e concordantes às máficas, a níveis de moscovita-quartzito ou moscovita-biotita-xisto. Têm distribuição restrita, forma lenticular ou de "megaboudins", com comprimento variando de algumas dezenas a centenas de metros. A Fig.3 mostra o mapa geológico simplificado da folha Santa Filomena com a locação dos corpos ultramáficos e das amostras estudadas dos xistos máficos.

Um pacote de quartzo-xistos divide a sequência vulcano-sedimentar em dois segmentos que ocupam os flancos de um mega-sinforme na porção central da folha Santa Filomena. O

segmento sul é mais potente com espessura aparente máxima de 3,5km, enquanto a maior largura aflorante do ramo norte é da ordem de 2km (Fig.3).

Na parte oeste da área os dois ramos da sequência sofrem forte inflexão, um para norte e outro para sul, descrevendo uma hipérbole. Tal configuração parece ter sido provocada por intrusões graníticas cujos contatos abruptos com a sequência são marcados por falhas.

O elemento estrutural mais penetrativo e dominante na sequência é a superfície axial S4, representada por uma xistosidade de direção geral E-W na porção central da área e mergulho forte para N no segmento meridional e para S no segmento oposto, sendo esta xistosidade atribuída a tectônica de cisalhamento transcorrente (D4).

Os xistos quartzosos exibem cor de alteração castanha a arroxeada devido a oxidação do ferro e compõem-se essencialmente de quartzo e moscovita; como acessórios foram identificados granada, biotita, cianita, estaurolita, material ferruginoso, zircão, rutilo e opacos.

Os quartzitos têm coloração esbranquiçada quando frescos, granulação fina e são constituídos essencialmente de quartzo em grãos submilimétricos e moscovita em menor quantidade. Formam cristas paralelas, estreitas e alongadas, exibindo em alguns locais um padrão escalonado, em alternância com xistos e rochas básicas nos terrenos rebaixados. A impregnação de óxido de ferro empresta uma cor avermelhada a rocha e ressalta a foliação, marcada pela orientação das finas palhetas de mica que se alternam com um feixe de aglomerados milimétricos de grãos de quartzo estirados. Esporadicamente ocorrem diminutos grãos de

pirita e raros porfiroblastos de granada. O estudo qualitativo dos minerais pesados revelou ilmenita, magnetita, rutilo, zircão, monazita e pirita.

Tais rochas foram designadas por "metacherts" por Angelo (p.cit.) sob a argumentação da existência de um ambiente geológico favorável do tipo químico exalativo. Porém, na observação cuidadosa de amostras verifica-se que os grãos individuais de quartzo são arredondados a subarredondados, de superfície polida, sugerindo mais uma natureza detrítica, razão pela qual a classificação de quartzito é mais procedente e será adotada neste trabalho.

O segmento sul das máficas aflora descontinuamente em toda a área ao longo de uma faixa superior a 50km de comprimento com direção geral E-W. Essas rochas máficas têm cor verde escura, e foliação fina, foliadas, por vezes alteradas na superfície, desenvolvendo um latossolo vermelho tijolo. Eventualmente, mobilizações de quartzo permeiam a rocha segundo sua foliação, exibindo zonas de estricção ou boudinagem. Mesoscopicamente, os cristais máficos são formados por anfibólio em prismas orientados e delgado que se distribui ao longo da foliação sob a forma de diminutos grãos esbranquiçados; ocasionais porfiroblastos de granada também são observados, entremeados aos prismas do clinopirobólio.

Estruturas e texturas ígneas não foram observadas no campo, pois possíveis feições diagnósticas foram obliteradas pelo metamorfismo e sucessivas fases deformacionais. Assim, a fábrica ígneamente metamórfica das rochas máficas e ultramáficas de Monte Crebe não permite distinguir a natureza orto ou para-derivada dos seus protólitos. Com respeito a composição

mineralógica, a presença de anfibólio como mineral essencial dos xistos máficos e ultramáficos de Monte Orebe, é uma evidência de origem ígnea para estas rochas, uma vez que este mineral é reconhecido como o constituinte mais frequente das rochas ígneas básicas metamorfisadas em todos os graus, exceto nos mais baixos.

Foram estudados cinco corpos ultramáficos, onde os dois extremos (ocorrências de números 1 e 5 na fig. 3) distam entre si de 30km e todos se encontram numa mesma posição estratigráfica, localizados no segmento meridional da sequência vulcano-sedimentar. A distribuição espacial dos corpos, sua granulometria e relações de contato com as encaixantes podem sugerir uma origem vulcânica, embora na escala de lâmina não tenham sido encontradas evidências para estabelecer um protólito intrusivo ou extrusivo. A rocha tem granulação fina, foliação pobre e não apresenta veios de quartzo. Aflora em terrenos rebaixados e aplainados, no fundo de riacho, ou em suaves colinas, sob a forma de grandes placas, alinhadas ou basculadas segundo o "trend" regional. Compõe-se essencialmente de talco, anfibólio e clorita, onde a cor e o tato untuoso ou áspero são dependentes das concentrações variáveis desses minerais; quando domina o talco a rocha é macia, untuosa e de cor esverdeada, mas a predominância dos outros dá um aspecto áspero e cor cinza esverdeada, sendo comum a presença de manchas avermelhadas por impregnação de óxido de ferro.

De oeste para leste as cinco ocorrências, nomeadas em função da localidade em que se encontram, são as seguintes: Barra do Meio, Sítio Brocotó, Afeto, Amarante e Pedra Branca (Fig.3).

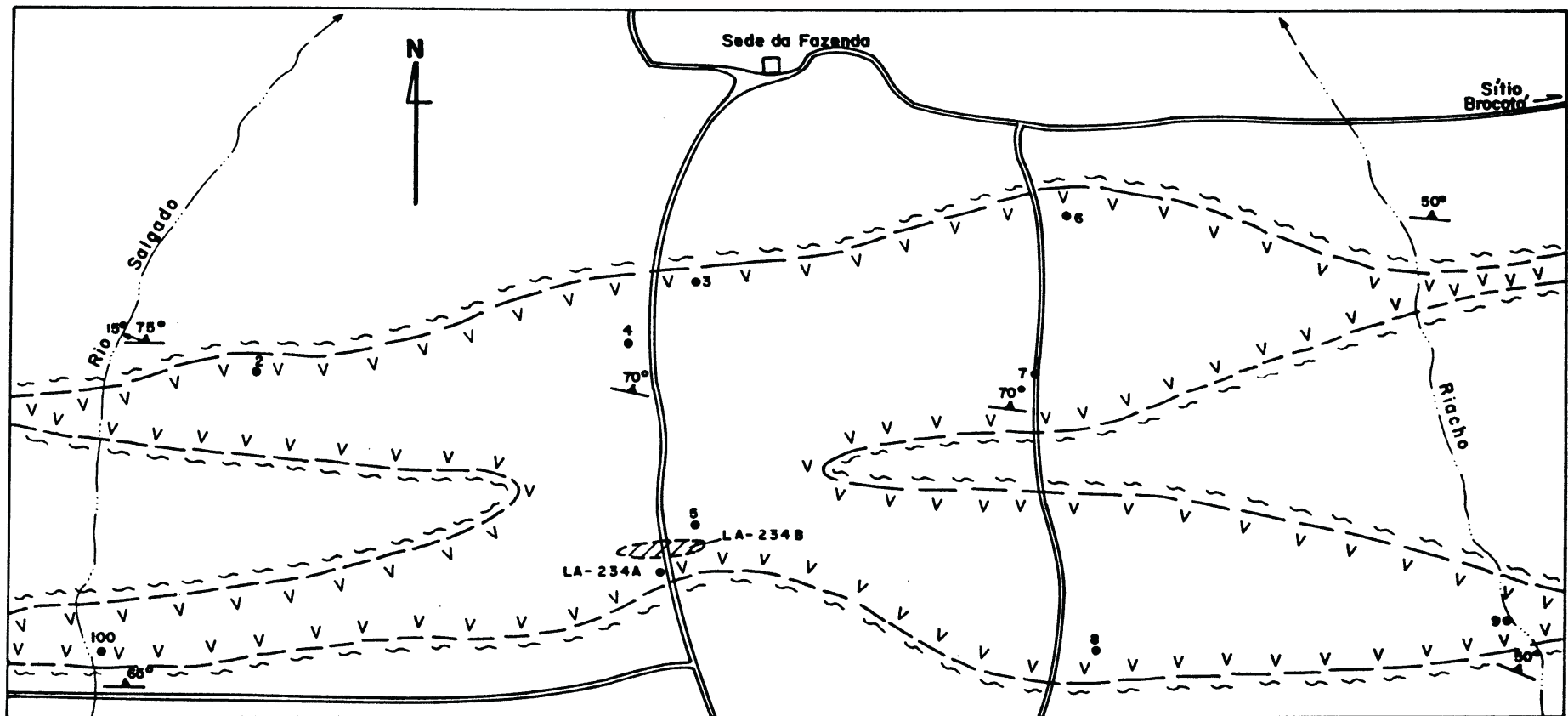
As ocorrências de xistos ultramáficos de Brocotó, Afeto e Pedra Branca são as mais importantes por apresentarem corpos mais potentes em relação aos encontrados em Barra do Meio e Amarante.

Em Barra do Meio ocorre apenas uma lente de ultramáfica com 50m de extensão segundo a direção E-W e 10m de largura máxima, estando encaixada em tremolita-actinolita-xisto com interdigitações de biotita-xisto granatífero (Fig.4). Nesta lente obteve-se apenas uma amostra da ultramáfica para análise química e estudo petrográfico.

No Sítio Brocotó ocorrem dois corpos ultramáficos lenticulares, encaixados em granada-moscovita-biotita-xisto, em parte com andaluzita, encerrando níveis "grafitosos" decimétricos, intercalações quartzosas e de pegmatito-quartzo-feldspático, ambos interfoliados e deformados. Os corpos são concordantes com as encaixantes e distam entre si de 400m (Fig.5). O corpo situado a N tem largura máxima de 30m e extensão da ordem de 150m e o situado a sul está subdividido em três níveis intercalados no xisto, tendo o mais potente largura aflorante de 20m. Foram coletadas 11 amostras de ultramáficas para análises químicas e petrográficas.




Em Amarante a lente de ultramáfica com cerca de 30m de comprimento ocupa o topo de uma colina em cujos flancos afloram moscovita-quartzitos e mais abaixo topograficamente ocorre biotita-xisto com intercalações quartzo-feldspáticas deformadas. Apenas uma amostra da ultramáfica foi analisada química e petrograficamente.







Na fazenda Afeto ocorrem sete corpos ultramáficos encaixados em moscovita-biotita-xisto, o qual inclui cristais milimétricos de granada e intercalações de veios de quartzo e de



ESBOÇO GEOLÓGICO DA FAIXA MÁFICA / ULTRAMÁFICA DA FAZ. BARRA DO MEIO, MUNICÍPIO PAULISTANA - PI

C O N V E N Ç Õ E S

-  Moscovita-biotita-quartzo-xisto, em parte granatífero; contém intercalações de veios de quartzo e de pegmatito.
-  Tremolita-actinolita-xisto, em parte epidotizado e com plagioclásio
-  Talco-tremolita (actinolita)-clorita-xisto

-  Contato aproximado
-  15° Foliação e lineação de estiramento
-  5° Foliação
-  70° Foliação
-  3 Amostra de rocha coletada e analisada
-  Estrada carroçável

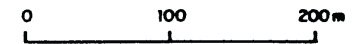
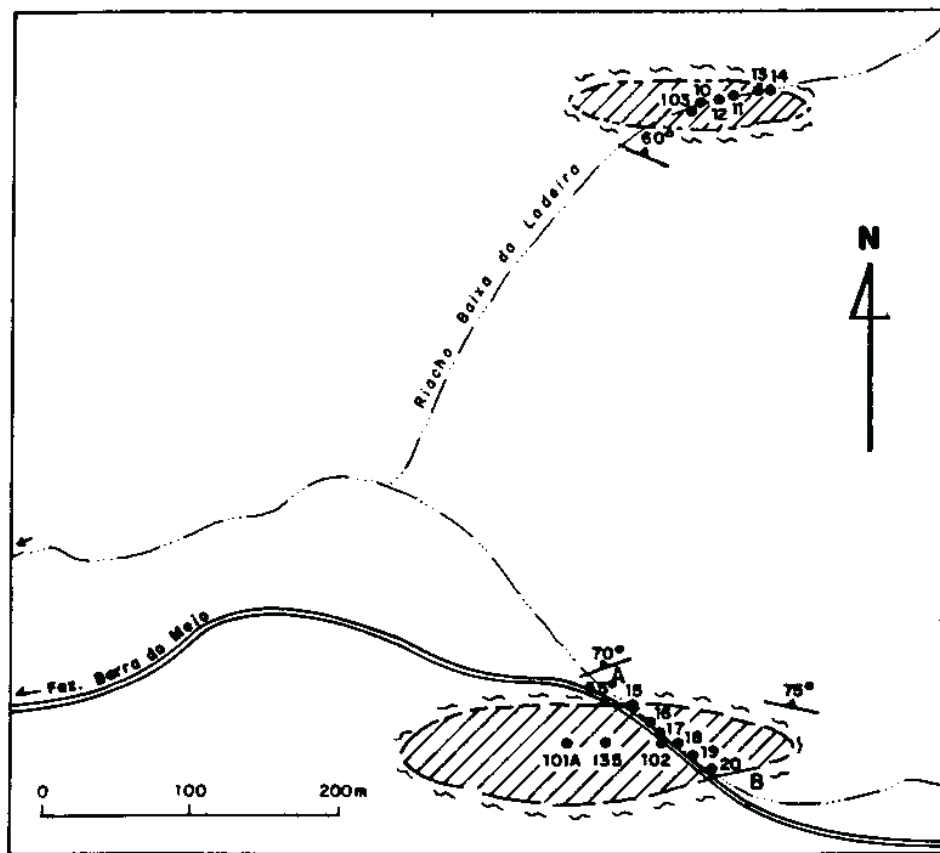









Fig. 4

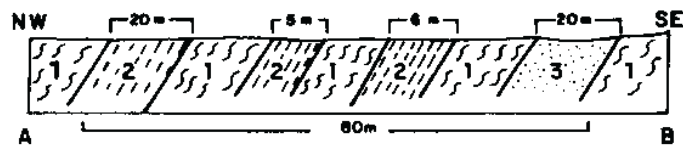
ESBOÇO GEOLÓGICO DA OCORRÊNCIA DE MÁFICA/ULTRAMÁFICA DO SÍTIO BROCO TÓ, MUNICÍPIO DE PAULISTANA-PI



CONVENÇÕES

-  Horizonte ultramáfica incluindo níveis de grafita-xisto e quartzito ferruginoso.
-  Andaluzita-granada-moscovita-biotita-quartzoxisto, com intercalações de veios de quartzo e de pegmatitos.
-  60° Foliação
-  Contato aproximado
-  15 Amostra de rocha coletada e analisada
-  Riacho
-  Estrada carroçável

SEÇÃO ESQUEMÁTICA



- 1 - Andaluzita-granada-moscovita-biotita-xisto, com níveis grafitosos
- 2 - Talco-clorita-tremolita-actinolita-xisto, eventualmente com serpentina, carbonato ou antofilita
- 3 - Quartzito ferruginoso, com nível intercalado de grafita-xisto e de talco-tremolita-actinolita-xisto









Fig. 5

pegmatito quartzo-feldspático, deformados. Os corpos têm largura máxima aflorante da ordem de 100m e extensão variável de 150m a 400m (Fig.6). Foram coletadas 10 amostras de ultramáficas para análise química e estudo petrográfico.

O corpo da fazenda Pedra Branca, situado no extremo leste da área, é o de maior dimensão com extensão aflorante de 750m e largura máxima de 120m, atitude média N70°E/60°NW, dispendo-se concordante com as encaixantes (Fig.7). Nove amostras deste corpo foram analisadas quimicamente e sob o microscópio petrográfico. No contato norte do corpo aflora moscovita-quartzito algo granatífero e no contato sul ocorre moscovita-quartzo-xisto granatífero com numerosas intercalações decimétricas a métricas de quartzo leitoso e pegmatito quartzo-feldspático, ambos deformados e boudinados. Na extremidade sudoeste da ultramáfica ocorre, em contato normal, um afloramento de uma rocha verde escura, compacta, maciça, muito coerente, mas com estrutura planar localizada, de granulação fina a média, constituída basicamente de anfibólio. Pelo seu caráter esta rocha se distingue das máficas foliadas extensivamente distribuídas na área.

**ESBOÇO GEOLÓGICO DA OCORRÊNCIA DE ULTRAMÁFICA
DA FAZENDA AFETO, PAULISTANA - PI**

CONVENÇÕES

-  Muscovita-biotita-quartzo-xisto com intercalações quartzosas e de pegmatitos.
-  Talco-clorita-tremolita-actinolita-xisto, contendo eventualmente epidoto, carbonato, plagioclásio e antofilita
-  Epidoto - anfíbolito
-  Contato definido e aproximado
-  35°
Foliação
-  20° 40°
Foliação e lineação de estiramento.
-  70
Amostra de rocha coletada e analisada.
-  Estrada carroçável

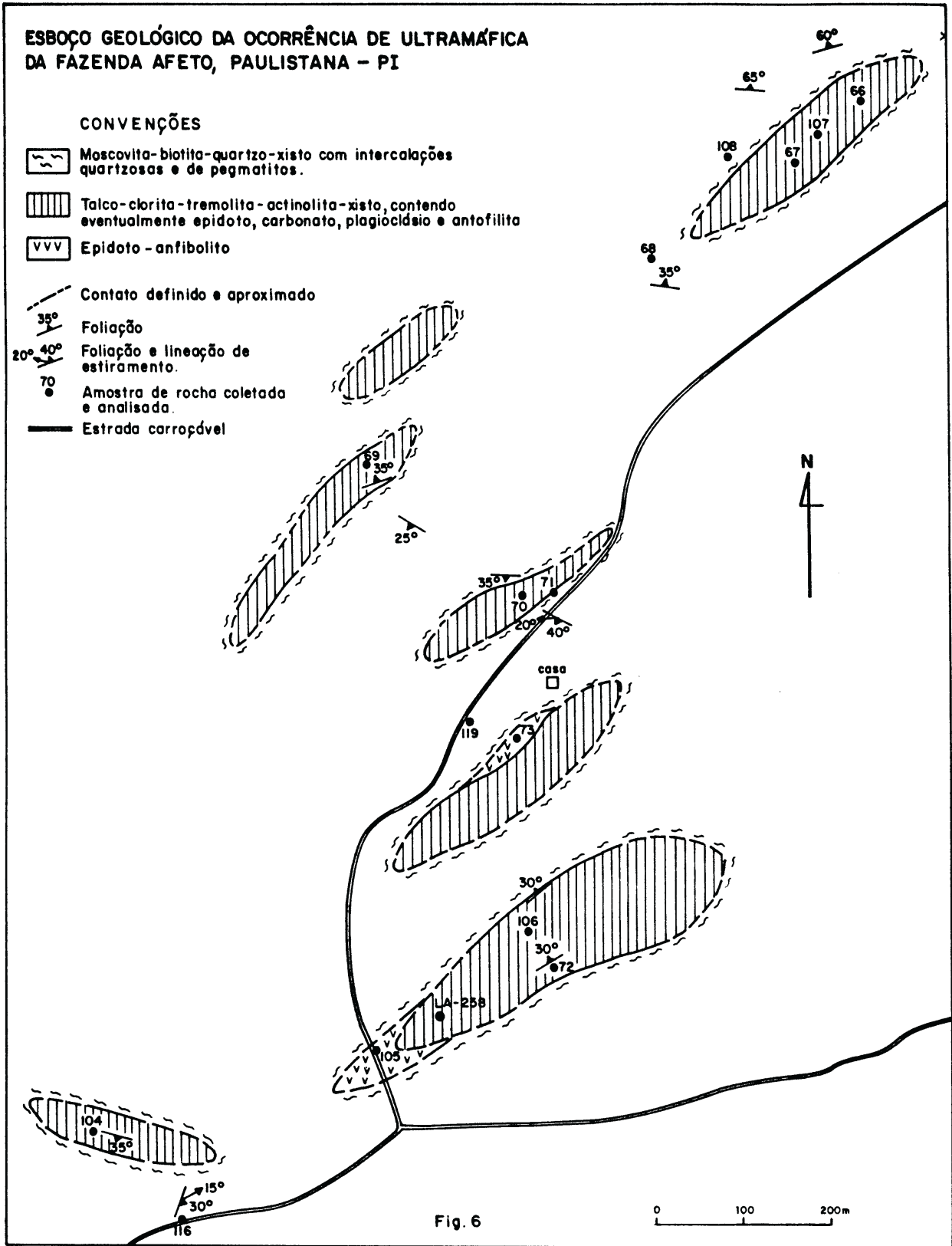
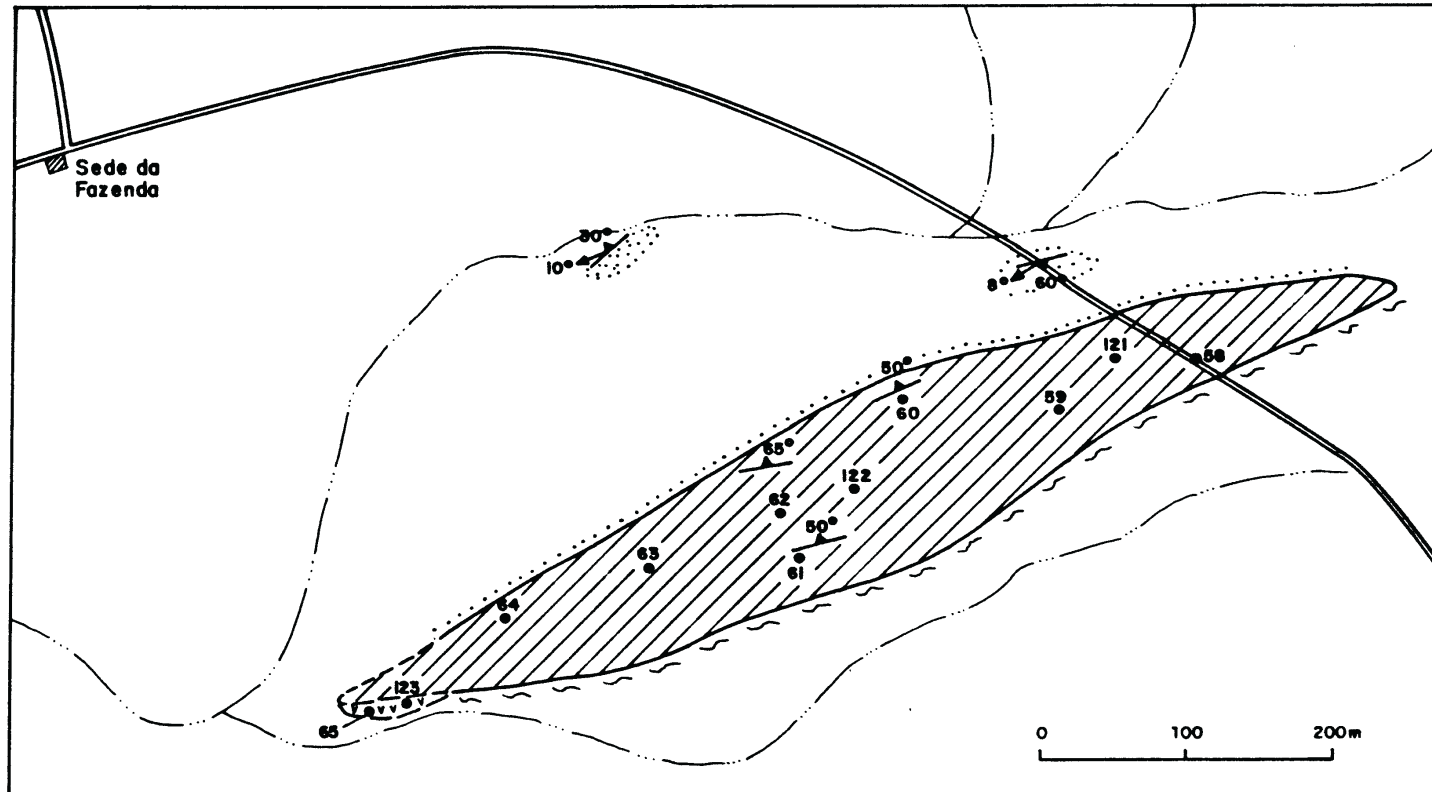


Fig. 6



ESBOÇO GEOLÓGICO DA OCORRÊNCIA DE METALTRAMAÍFICA DA FAZ. PEDRA BRANCA, MUN. OURICURI - PE

C O N V E N Ç Õ E S












- | | | | |
|---|--|---|---------------------------------------|
|  | Moscovita-quartzito, algo granatífero |  | Contato definido |
|  | Tremolita-actinolita-clorita-talco-xisto, contendo eventualmente carbonato ou antofilita |  | Contato aproximado |
|  | Tremolita-actinolito |  | Foliação |
|  | Moscovita-quartzito-xisto, granatífero |  | Foliação e lineação de estiramento |
| | |  | Amostra de rocha coletada e analisada |
| | |  | Riacho |
| | |  | Estrada carroçável |

Fig. 7

5 - PETROGRAFIA DAS METAMÁFICAS

São rochas de coloração esverdeada, granulação fina a média, textura nematoblástica, heterogranular, foliadas, deformadas, com forte evidência de cisalhamento e processos de milonitização, tendo o clinoanfíbólio como o mineral mais abundante, cujo conteúdo varia de 53% a 85%. Este é representado pela série tremolita-actinolita com tendência para o polo actinolítico, em tons verde claro, extinção 13° - 14° e ângulo 2V próximo de 90° , apresentando-se em prismas alongados, orientados segundo a foliação, com comprimento variando de 1-5mm e largura de $0,1-0,2$ mm. Comumente é poiquiloblástico com diminutas inclusões de plagioclásio, epidoto e titanita, e exibe fraturas perpendiculares ao maior comprimento. Alguns grãos mostram bordas poligonizadas e outros formas sigmoidais simétricas ou assimétricas e extinção ondulante. Com menos frequência o anfibólio dominante tem cor verde oliva a verde azulado, forte pleocroísmo, indicativas de hornblenda comum ou hornblenda actinolítica. Noutras amostras observam-se grãos incipientes, não individualizados a mal formados de hornblenda, aparentemente como remanescentes da transformação para tremolita-actinolita que domina a rocha. Em certos locais esta rocha exibe clivagem de fratura perpendicular a trama orientada do anfibólio e noutros observa-se o desenvolvimento de "kinkbands" que também foi verificado a nível de afloramento.

O plagioclásio, geralmente em grãos xenomórficos isolados, com dimensões de $0,5-1$ mm ou em agregados lenticulares, tem distribuição irregular desde traços até 35%. A geminação polissintética normalmente ausente, mas quando

visível indica composição de oligoclásio a andesina, esta última mais frequente oscilando entre An32 e An47. Alguns grãos maiores assumem formas de prismas achatados e estirados, paralelos à foliação, tal como se dispõem os aglomerados, com textura interna em mosaico. Certos grãos deformados mostram extinção ondulante e englobam diminutos cristais de titanita e epidoto, enquanto outros alteram para carbonato e material argiloso. O plagioclásio ocorre nos interstícios do anfibólio, podendo formar feixes orientados, alternados, ou veios cortando aleatoriamente a rocha, incluindo grãos de epidoto.

O quartzo, em grãos anedrais límpidos com 0,1-1mm de diâmetro, ocorre desde traços a cerca de 15%, em grãos isolados ou agregados lenticulares, orientados, ora associado ao plagioclásio, ora ao anfibólio; em parte está recristalizado, obliterando fraturas que cortam a rocha e comumente mostra extinção ondulante. Por vezes se dispõe em vênulas oblíquas a orientação da trama, englobando grãos menores de anfibólio e epidoto.

Epidoto-zoisita em grãos xenoblásticos, com diâmetro 0,1-0,3mm, e hipidioblásticos, prismáticos, alongados e orientados, com comprimento de 0,5-1mm, além de ocorrer como inclusões no feldspato e anfibólio, se dispõe nos interstícios destes de forma isolada ou aglomerada; também se associa ao quartzo e sua concentração na rocha varia de traços a 20%. O epidoto substitui parcialmente o anfibólio; as características distintivas da zoisita são a birrefringência anômala em tons azulados e a extinção reta.

A granada, em porfiroblastos róseos, xenoblásticos, fraturados, com granulometria de 3-6mm, ocorre como mineral acessório em alguns afloramentos. Os cristais, associados a epidoto e/ou anfibólio são poiquiloblásticos, com inclusões menores de quartzo, opacos e anfibólio, e por vezes mostram-se rotacionados, com sombra de pressão, englobando esteira de grãos de quartzo e anfibólio. A clivagem de fratura e foliação milonítica também cortam os porfiroblastos, indicando desenvolvimento pré a sin-cisalhamento. As análises espectrográficas de emissão, difração de raios-X e o índice de refração revelaram a seguinte composição: piropo 4,9%, grossularita 36,1% e almandina 59,0%.

O carbonato em grãos xenoblásticos distribui-se como acessório com menos de 1-2% em algumas amostras, oriundos, pelo menos em parte, da alteração do plagioclásio. Está associado ao anfibólio e noutras lâminas a aglomerados de titanita. O carbonato pode constituir porfiroblastos de textura poiquiloblástica, englobando grãos de anfibólio, epidoto e titanita.

A clorita, de distribuição irregular desde traço a 15%, forma placas hipidioblásticas orientadas, crenuladas, imprimindo foliação a rocha; mas em certos locais ocorrem cristais discordantes da foliação, em parte com disposição fibro-radiada, sugerindo geração posterior ou neo-formação. A ocorrência de Barra do Meio foi o único local onde se encontrou afloramentos das máficas com até 65% de clorita, alternada com faixas de anfibólio. Certas lâminas evidenciam a clorita substituindo o anfibólio.

Titanita é um acessório frequente, variando de traços a 2% na rocha, em grãos diminutos ($0,1-0,2\text{mm}$), xenoblásticos a hipidioblásticos, isolados ou agrupados como inclusões e em agrupamentos intersticiais orientados à foliação marcada pelo anfibólio. Ocasionalmente, a titanita exhibe seções losangulares.

Traços de óxido de ferro em manchas avermelhadas, apatita em subgrãos ou pequenos cristais aciculares típicos de rocha ígnea, opacos, zircão e raras lamelas de biotita, completam a assembléia mineralógica dessas máficas. A fração pesada é constituída de magnetita, titanita, rutilo, óxido de ferro, pirita e zircão.

A classificação genérica das metamáficas é tremolita-actinolita-xisto, agregando-se os termos epidoto, plagioclásio e/ou clorita em função das concentrações desses minerais na rocha. A dominância de hornblenda em raros afloramentos confere a designação de hornblenda-xisto.

O pequeno corpo máfico localizado na extremidade oeste da ocorrência de ultramáfica de Pedra Branca revela ao microscópio cor esverdeada, granulação fina, textura granoblástica inequigranular, com feições locais granonematoblástica impressa pela tênue orientação de prismas de clinofibólio, mineral que domina quase totalmente a rocha, perfazendo 97% do seu conteúdo. A rocha foi classificada como tremolita-actinolitito, onde o anfibólio se apresenta em cristais bem desenvolvidos, com 1-3mm de comprimento, preferencialmente hipidioblásticos de contornos retilíneos, com pleocroísmo verde pálido a incolor, incluindo grãos menores anedrais de quartzo e pseudomorfos ou agregados granulares de epidoto, resultante da sua desestabilização. Quartzo (2%) ocorre nos espaços

intergranulares. Além deste mineral, os demais acessórios são clorita (<1%), titanita, opacos, epidoto e apatita. A clorita ocorre em palhetas isoladas em associação instável com o anfibólio. A titanita em posição intersticial na forma de grãos isolados hipidioblásticos ou em agregados. A apatita em cristais eudrais e em minúsculos grãos inclusos no anfibólio.

Na fazenda Afeto ocorre uma metabásica sob a forma de pequenos afloramentos e blocos angulosos in situ, associada a dois corpos ultramáficos (Fig.6). A básica tem coloração verde escura com pequenas manchas esbranquiçadas, aspecto brechóide, caráter maciço a pobremente foliado, granulação variando de grossa a fina, sendo formada essencialmente de anfibólio e feldspato. Exibe características mesoscópicas como textura de tendência gabróica que a distingue das máficas normais distribuídas na área; mas sua composição química é compatível com a média das máficas.

Em seção delgada a rocha metabásica acima referida mostra textura protomilonítica dobrada a granonematoblástica inequigranular, composta essencialmente de clinofibólio esverdeado, do tipo hornblenda actinolítica, perfazendo cerca de 50% de sua composição mineralógica. Os porfiroclastos de hornblenda são inequigranulares (0,1 - 5,0mm), de contatos irregulares e apresentam pleocroísmo variando de verde pálido a verde amarelado. Eles se associam a agregados granoblásticos orientados de plagioclásio e epidoto. Por vezes, a hornblenda mostra textura poiquiloblástica, incluindo pequenos grãos de plagioclásio, epidoto e titanita.

O plagioclásio do tipo andesina An₃₂, em concentração da ordem de 30%, forma agregados de grãos com extinção ondulante; alguns cristais esboçam feições prismáticas e zonação composicional típica de rocha ígnea, e outros evidenciam substituição pelo epidoto.

O epidoto, com participação de 14% na rocha, associa-se ao plagioclásio e ao anfibólio, sendo produto da desestabilização de ambos; ocorre em cristais idioblásticos como também em agregados microgranulares.

O clinopiroxênio é incolor a verde pálido, ocorrendo em cristais xenomórficos que evidenciam processos de alteração para clinofanfibólio. Vale ressaltar que esta foi a única lâmina da área onde o piroxênio foi identificado.

A titanita (em torno de 2%), forma agregados microgranulares estirados segundo a direção do fluxo deformacional, associados ao clinofanfibólio e ao epidoto.

6 - PETROGRAFIA DAS METAULTRAMÁFICAS

Essas rochas mostram-se incolores em lâminas delgadas, com tons amarelo-alaranjados e esverdeados quando ricas em clorita. Mostram textura mais próxima da nemato-lepidoblastica, de granulação fina, foliação pouco nítida ou irregular a bem pronunciada, com o desenvolvimento de planos de cisalhamento. Os principais constituintes são talco, clorita e clinofibólio da série tremolita-actinolita; esses minerais se distribuem em concentrações muito variáveis, oscilando de 20% a 70%. Tais rochas são comumente classificadas como tremolita-xistos, clorita-talco-xistos e talco-tremolita-clorita-xistos.

O clinofibólio normalmente aparece em cristais hipidioblásticos, incolores a verde muito pálido, alongados, com comprimento entre 1mm e 4mm e largura de 0,1-0,2mm, evidenciando certa orientação que marca uma discreta foliação. O caráter não pleocróico a fracamente pleocróico sugere tratar-se da variedade tremolita. Por vezes os grãos menores reunidos configuram uma textura em mosaico; certos cristais evidenciam substituições para clorita ou talco. Na pequena ocorrência de Barra do Meio o clinofibólio atinge 90% da composição mineralógica da rocha, associando-se a plaquetas de clorita em processo de substituição; no sítio Brocotó parece que o mineral está alterado para carbonato. Na fazenda Afeto notam-se bandas milonitizadas onde o clinofibólio se dispõe em "pods" com desenvolvimento de estrutura S-C, contornados por lamelas de clorita ou talco. Alguns cristais contêm inclusões menores de titanita e

opacos, além de mostrar fraturas perpendiculares ao seu comprimento que podem estar preenchidas por material secundário argilo-ferruginoso.

O talco geralmente ocorre em pequenas massas de contorno irregular, achatadas e orientadas, mas também em lamelas bem desenvolvidas, em parte cruzando a foliação sugerindo neoformação pós-cisalhamento. O mineral também aparece em formas sigmóides simétricas e assimétricas, com placas exibindo deformação tipo "kink" e crenulação. Em certos pontos ele parece alterar para serpentina.

A clorita com pleocroísmo verde pálido, às vezes com cor de interferência anômala, se dispõe em finas placas alinhadas, associadas ao talco a ao anfibólio, marcando a foliação. Também ocorrem lamelas maiores (2-3mm), não deformadas, discordantes da foliação, inclusive cortando prismas de anfibólio, evidenciando um crescimento posterior ou de geração mais nova. A formação da clorita parece relacionada a desestabilização do anfibólio.

Na ocorrência do sítio Brocotó é comum a presença de serpentina com textura fibro-radiada ou em aglomerado de arranjo complexo entrecruzado, que localmente pode alcançar 40% da composição mineralógica da rocha, mas comumente varia de 1% a 10%. Via de regra, está associada ao talco, por vezes mostrando sinais de mútua substituição e incluindo pequenos grãos de opacos. Em alguns afloramentos das ocorrências de Pedra Branca e Afeto a serpentina também ocorre em quantidades subordinadas, em associação com talco e clorita.

O anfibólio da série antofilita-gedrita em grãos prismáticos, hipidioblásticos, aglomerados, com 1-3mm de

comprimento e largura em torno de 0,1mm, foi identificado em algumas amostras de Brocotó, Afeto e Pedra Branca, raramente excedendo 10% da composição da rocha. Os cristais exibem fraturas perpendiculares ao comprimento e certa orientação segundo a trama geral da rocha, embora ocorram prismas que intersectam a foliação. Existem cristais que evidenciam processos de substituição para talco e certos indivíduos têm hábito acicular, ocorrendo entremeados a clorita e talco.

Ocasionalmente são observados grãos xenoblásticos isolados ou aglomerados de carbonato, em parte com geminação polissintética, podendo participar localmente com até 9% da composição da rocha. Por vezes engloba diminutos grãos de clinoanfíbólio, clorita e opacos, além de se dispor como "micropods" com sombra de pressão, contornados por folhas de talco e clorita.

O óxido de ferro, em concentrações máximas de 4%, produz manchas alaranjadas nos minerais essenciais, contorna grãos minerais, tingem fraturas e pode se dispor em delgadas faixas juntamente com a clorita, seguindo a foliação. A ilmenita se distribui aleatoriamente sob a forma de grãos subarredondados a achatados. O rutilo raramente está presente, representando menos de 1% da fração pesada.

Em quantidade de traços, na forma de grãos isolados ou pequenos agrupamentos, ocupando espaços intergranulares ou como inclusões, observam-se epidoto, titanita, apatita e zircão, além de raros e diminutos grãos de plagioclásio não geminados. A apatita subedral pode estar inclusa em alguns cristais de

clorita e talco. Alguns afloramentos da fazenda Afeto apresentam cristais cúbicos de pirita com até 0,6cm de aresta, exibindo aspecto oxidado e cor de alteração castanha.

7 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA

De um modo geral, o exame das tabelas 1 e 2 mostra variações apreciáveis nas composições químicas das máficas e ultramáficas. Tais variações podem ser decorrentes de vários fatores como intemperismo, metamorfismo/deformação, heterogeneidade do material fonte ou mesmo erro analítico.

A distribuição dos óxidos e elementos traços analisados podem ser visualizados nos diagramas de variação das Figs. 8 e 9, verificando-se maior dispersão de pontos nas ultramáficas.

Alguns pontos estão muito afastados do conjunto e representam valores anômalos ou anormais. Como exemplo nas máficas tem-se um teor anômalo de titânio (4,02% TiO_2), outro muito baixo de cálcio (4,03% CaO); dois valores excessivamente elevados de bário (320 e 340 ppm); o estrôncio com dois valores extremos (18 e 250 ppm); o ítrio com um valor máximo de 90 ppm e o nióbio com 19 ppm (Tabela 1). Nas ultramáficas (Tabela 2) são considerados anômalos os seguintes teores: 54,8% SiO_2 , o titânio em duas amostras (0,21 e 0,46% TiO_2), Fe_2O_3 10,70%, FeO 11,40%; três valores de K_2O , um mínimo de 0,02% e dois máximos 0,84 e 1,13%; um valor muito alto de bário (470 ppm). Os teores de P_2O_5 nas máficas e ultramáficas, como também os de K_2O destas últimas, estão muito próximos do limite inferior de detecção do método analítico.

A grande variação dos teores de sílica das ultramáficas (36-55%) envolve rochas de composição básica a ultrabásica (35-45% SiO_2). Porém, os elevados teores em sílica das ultramáficas são incompatíveis com os altos teores de MgO , Cr e Ni , e os baixos teores de alumina dessas rochas. O intervalo de variação desses elementos têm mais afinidade com o apresentado pela maioria das rochas

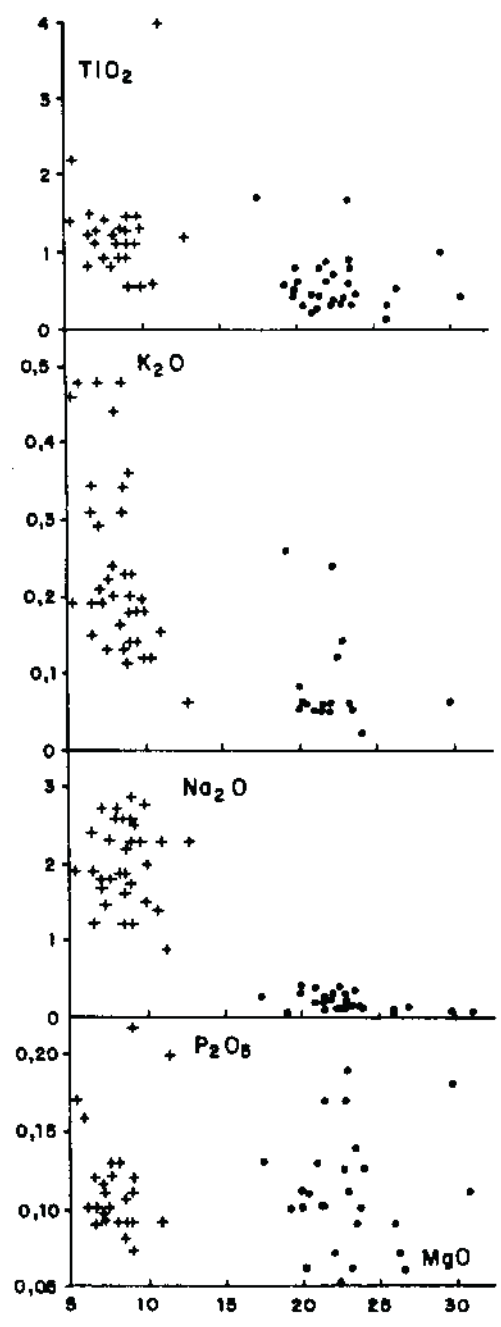
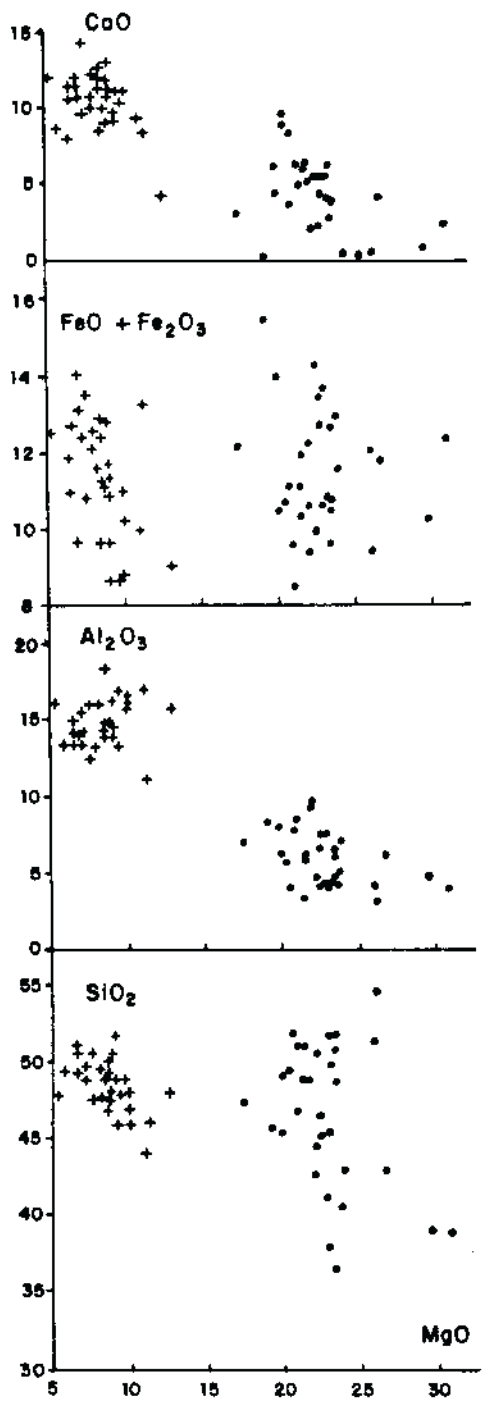


Fig. 8 - Diagramas de variação dos óxidos com o conteúdo de MgO, todos expressos em % peso. Cruzes = metamáficas e círculos = meta-ultramáficas.

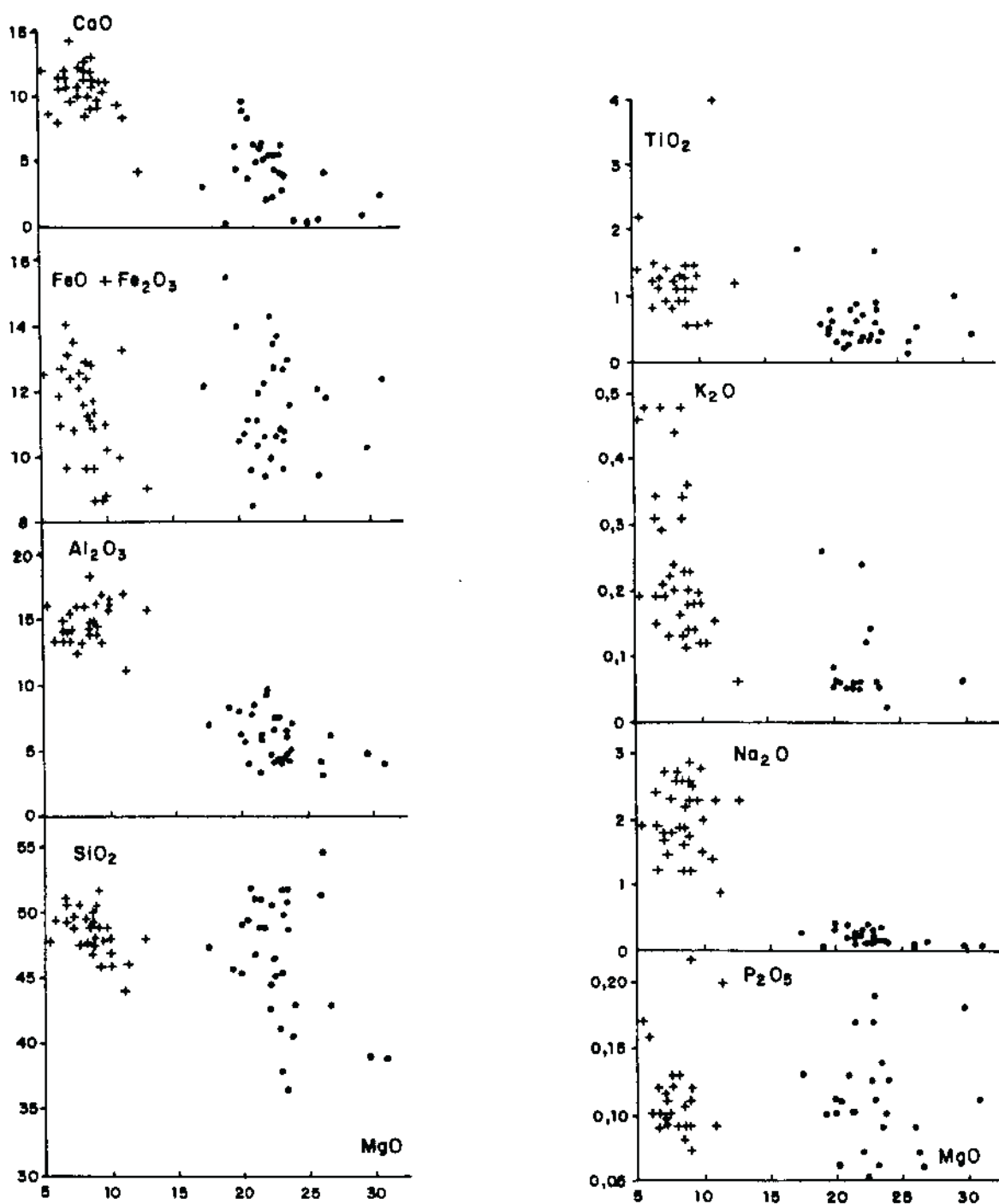


Fig. 8 - Diagramas de variação dos óxidos com o conteúdo de MgO, todos expressos em % peso. Cruzes = metamáficas e círculos = meta-ultramáficas.

ultrabásicas. Na hipótese de uma origem ígnea, o excesso de sílica nessas rochas poderia ser explicado pela percolação de fluidos silicosos hidrotermais e ou meteóricos, posterior à formação. A erosão dos horizontes de quartzito associados aos corpos ultramáficos pode ter contribuído com uma parcela expressiva da sílica nos referidos corpos.

A Tabela 3 mostra o intervalo de maior frequência de teores das máficas e ultramáficas em estudo, incluindo as médias e os teores extremos. Os teores extremos dos óxidos e elementos considerados para o cálculo das classes de frequência não incluem os valores discrepantes assinalados no início deste capítulo. O intervalo de maior frequência de alguns elementos das máficas reflete o agrupamento de pontos em áreas restritas dos diagramas das Figs. 8 e 9. Por exemplo, nessas áreas, com MgO variando de 6-10%, a sílica se distribui entre 45,3 e 50,4% SiO₂, englobando 77% das amostras das máficas e a alumina está na classe de 12-17% Al₂O₃ em 91% das amostras. A maior frequência de teores de MgO está no intervalo de 6,4-10,2% reunindo 83% das amostras. Entre os elementos traços das máficas a frequência máxima com menor variação de teores é representada pelo cobalto (44-55 ppm), enfeixando 77% das amostras. Os álcalis mostram acentuada dispersão, pois apenas 37% das amostras estão na classe de maior frequência (0,14-0,20% K₂O) e 65% das amostras se distribuem entre 1,9-2,8% Na₂O. A concentração de cromo nas máficas é cerca de duas vezes superior a de níquel. O intervalo de maior frequência de teores de SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, ferro total, Cr e Ni das máficas em estudo são comparáveis às composições de basaltos em geral.

TABELA 3
 VARIAÇÃO DOS TEORES DOS ELEMENTOS DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DE MONTE OREBE

	MÁFICAS				ULTRAMÁFICAS			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	43,90-51,90	48,40	45,3-50,4	77,14	36,50-52,20	46,68	42,60-51,50	70,97
TiO ₂	0,50-2,20	1,20	0,81-1,40	76,47	0,21-1,68	0,59	0,21-0,96	90,32
Al ₂ O ₃	11,15-18,38	14,75	12,36-17,15	91,43	2,80-9,40	5,81	2,80-4,80	43,75
Fe ₂ O ₃	2,14-7,88	3,90	3,15-4,17	54,28	1,00-9,20	3,83	1,00-5,20	83,87
FeO	4,18-11,90	7,55	6,79-9,38	57,14	3,06-10,20	7,79	7,86-9,06	67,74
MnO	0,12-0,28	0,17	0,12-0,18	74,28	0,10-0,43	0,19	0,10-0,23	90,62
MgO	5,20-12,73	8,41	6,46-10,20	82,86	17,60-30,80	22,84	19,81-24,20	78,12
CaO	7,81-14,40	10,58	8,92-10,01	67,65	0,33-9,70	4,47	3,54-5,13	56,25
Na ₂ O	0,91-2,80	2,01	1,87-2,80	65,71	0,03-0,41	0,20	0,03-0,15	45,16
K ₂ O	0,06-0,48	0,24	0,14-0,20	37,14	0,05-0,26	0,16	0,05-0,08	78,95
P ₂ O ₅	0,06-0,22	0,11	0,06-0,12	78,57	0,05-0,19	0,11	0,05-0,11	73,08
Ni	50-277	139	50-126	60,00	280-1625	868	729-1176	53,12
Cr	20-659	253	128-361	58,82	775-3011	1723	1146-2225	63,33
Co	35-60	50	44-55	77,14	60-115	82	60-87	67,74
Ba	20-200	89	20-80	70,83	10-257	112	10-51	47,62
Sr	35-206	118	96-185	57,57	14-124	76	87-104	38,09
Y	15-77	35	15-35	76,47	6-71	22	6-16	65,52
Zr	47-119	73	60-83	65,71	42-112	85	76-97	60,00
Nb	3-13	8,1	3-7	55,55	2-14	6,6	2-4	41,38

Óxidos em % peso; elementos em ppm

- 1 - Teores extremos usados para o cálculo das classes de frequência
- 2 - Teor médio
- 3 - Intervalo de maior frequência de teores
- 4 - Porcentagem de resultados analíticos no intervalo de maior frequência

O intervalo de variação de teores nas ultramáficas é mais amplo que nas máficas, refletindo o grau de intemperismo daquelas rochas e/ou provável heterogeneidade do material que lhe deu origem. Cerca de 71% das amostras apresenta conteúdo de sílica entre 42,6-51,0% SiO₂, e os baixos valores de alumina (2,8-4,8% Al₂O₃) integram 43,7% das amostras. Os altos teores de MgO (19,8-24,2) representam 78% das amostras e 56,2% delas está entre os baixos teores de 3,5-4,1% CaO. Os álcalis se distribuem com teores muito baixos, onde 45% das amostras se encontra no intervalo de 0,03-0,15% Na₂O e 79% delas está na classe de 0,05-0,08% K₂O. Nas ultramáficas a maior frequência de teores de cobalto (67,7% das análises) está no intervalo de 60-87 ppm e as concentrações de cromo são cerca de duas vezes maiores que as de níquel.

As máficas são desprovidas de feldspatóides normativos e na grande maioria das amostras a olivina normativa também está ausente. As normas de piroxênio e plagioclásio estão em torno de 40% e 50%, respectivamente. A norma do piroxênio das ultramáficas varia de 60-75% e segundo Thornton e Tuttle (1960) rochas cujo piroxênio normativo é igual ou superior a 50% é classificada como piroxenito. Para efeito comparativo, o intervalo de variação de teores de cobalto nas ultramáficas concorda com a abundância deste elemento nos piroxenitos (60 +/- 30 ppm) calculada por Fisher et al (1969), mas os teores de cromo são mais baixos e os de níquel mais altos que os avaliados para piroxenitos pelos referidos autores que apresentam para o cromo uma variação de 2000-7000 ppm e para o níquel 380 +/- 300 ppm.

8 - ALTERAÇÃO NAS ROCHAS

De um modo geral, as rochas máficas e ultramáficas de Monte Orebe sofreram alteração química uma vez que elas foram submetidas aos processos metamórficos e intempéricos. Se estas alterações não foram fortes o quimismo original dessas rochas pode ser preservado e a aplicação de elementos mais estáveis ou relativamente imóveis em diagramas discriminantes resulta em ferramentas importantes na caracterização dos protólitos e para comparação com ambientes geotectônicos modernos.

A própria dispersão de pontos nos diagramas de variação das Figs. 8 e 9 indicam que as rochas em estudo estão alteradas, sobretudo as ultramáficas cujos pontos estão mais dispersos. Alguns pontos das máficas e ultramáficas estão muito deslocados e podem refletir erro analítico. Contudo, para alguns elementos das máficas nota-se uma concentração da maioria dos pontos dentro de um intervalo de variação relativamente pequeno evidenciando certa homogeneidade do conjunto analisado. Por exemplo, a sílica 46-51%, alumina 12-16%, Fe total 11-13%, CaO 9-13%, P₂O₅ 0,08-0,12%, TiO₂ 0,9-1,4%, Co 50-60 ppm, Zr 60-80 ppm e Y 20-30 ppm (Figs 8 e 9). Esses intervalos de variação química permitem a classificação da rocha e podem refletir o quimismo primário. Por outro lado, a distribuição dos pontos de alguns elementos das máficas insinuam certo alinhamento que também pode estar ligado ao seu quimismo original, como se observa em relação a sílica, alumina, Fe total, cromo e níquel. A variação acentuada nas concentrações de elementos relativamente imóveis das ultramáficas pode estar relacionada a heterogeneidades do material

que lhes deu origem. A interpretação dessas rochas com base no seu quimismo será feita usando o intervalo de maior frequência de teores de elementos de menor mobilidade como Al, Fe, Cr e Ni.

Muitas análises de P2O5 das máficas e ultramáficas acusam teores abaixo do limite de detecção, e por esta razão o fósforo não será utilizado nos diagramas de discriminação. Como este elemento é considerado relativamente imóvel, os resultados analíticos revelam que as rochas em estudo têm baixa concentração de fósforo.

Os álcalis são considerados móveis aos processos intempericos e metamórficos. Sendo assim o uso de teores de Na, K, Ba e Sr das rochas em estudo pode ser aplicado com restrições na interpretação dos protólitos.

Aventando a hipótese de que as máficas em estudo representem protólitos basálticos, é apresentada a tabela 4 compilada de Pearce (1976) que faz uma avaliação da mobilidade de elementos maiores durante a alteração de basaltos. Observa-se que o ferro total, a alumina e TiO2 seriam relativamente imóveis ao intemperismo submarino ou aéreo, enquanto os álcalis, Ca, Mg e sílica teriam comportamento móvel. No caso de basalto espilitizado haveria forte perda de Ca e Al.

A água e o CO2 são indicadores químicos importantes de alteração das rochas e se eles têm mais que 3% podem afetar os valores dos outros constituintes através de diluição (Irvine e Baragar, 1971). O conteúdo de água das máficas em estudo varia de 0,80-5,34%, estando a grande maioria das amostras compreendidas entre 0,80 e 2,50% H2O, sugerindo baixo grau de alteração. Já as ultramáficas sofreram forte hidratação, uma vez que a maioria das amostras está na faixa de 4,0 a 7,3% H2O e os valores mínimo e máximo são 2,1 e 13,6% H2O, respectivamente.

Tabela 4

Mobilidade de Elementos Maiores Durante a Alteração de Basalto

	Intemperismo Submarino
Muito móvel	+H ₂ O, +Fe ₂ O ₃ /FeO, +K ₂ O, -CaO, -MgO
Móvel	-Na ₂ O, -SiO ₂
Ligeiramente imóvel	+Fe total, +TiO ₂
Imóvel	Al ₂ O ₃
	Intemperismo Subaereo
Muito móvel	-CaO, -Na ₂ O, -MgO, -K ₂ O, +H ₂ O
Móvel	-SiO ₂
Imóvel	Fe total, Al ₂ O ₃ , TiO ₂
	Epilitização
Muito móvel	-CaO, -Al ₂ O ₃ , +H ₂ O
Móvel	+Na ₂ O, +SiO ₂ , +(MgO+FeO), -K ₂ O
Imóvel	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ /FeO

Reproduzido de Pearce (1976)

O titânio tem sido reportado por vários autores como um dos elementos menos móveis durante a alteração pós-magnética (Cann, 1969; Hart, 1970; Kerrich et al, 1977). Nas máficas em exame este elemento parece ter um comportamento pouco móvel uma vez que em 76,5% das amostras os teores variam de 0,8 a 1,4% TiO_2 , existindo apenas dois valores anormalmente elevados (Fig. 8).

Os diagramas de Beswick e Soucie (1978) permitem detectar modificações metassomáticas em suites vulcânicas, identificando o tipo e a intensidade das alterações. Tais diagramas consistem na projeção dos logarítmos das razões das proporções moleculares dos óxidos dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e $Fm = FeO + MgO + MnO$), tendo o K_2O como denominador. Os "trends" bem definidos projetados representam sequências vulcânicas modernas, relativamente inalteradas, de composição variando de básica a ácida, independente de sua natureza toleítica, calcioalcalina ou alcalina. Em geral, rochas vulcânicas que sofreram metassomatismo serão deslocadas desses "trends". Assim, supondo que as máficas tenham origem ígnea, os resultados analíticos foram plotados nestes diagramas com a finalidade de avaliar as alterações e possíveis similaridades com vulcânicas modernas (Fig. 10). Observa-se que a maioria dos pontos das máficas seguem os "trends" vulcânicos, caindo dentro ou muito próximo dos seus limites. Mas, existem pontos deslocados dos referidos "trends" indicando alterações nas máficas. Admitindo que a alumina é um componente relativamente imóvel durante as reações metamórficas e metassomáticas, conforme sugerem Carmichael (1969) e Fisher (1970), nota-se no diagrama $Al_2O_3/K_2O \times SiO_2/K_2O$ que as máficas foram enriquecidas em sílica e perderam K_2O . Aparentemente, tais modificações não foram acentuadas, pelo menos para a maioria das amostras. O acréscimo de sílica em parte das amostras também é

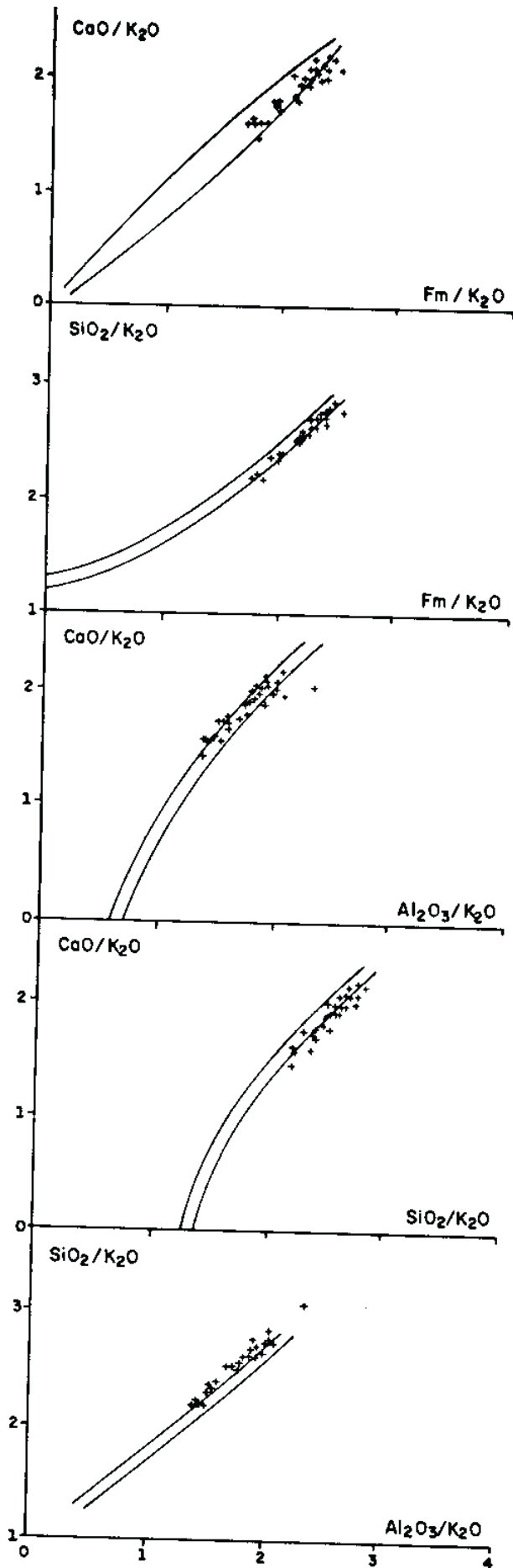


Fig. 10 - Diagramas do logaritmo da relação da proporção molecular dos óxidos e K_2O (Beswick & Soucie, 1978), mostrando a distribuição das metamáficas de Monte Obrebe. Cruzes = máficas

evidenciado no diagrama $SiO_2/K_2O \times CaO/K_2O$. O cálcio e os ferro-magnesianos das máficas parecem não ter sofrido modificações sensíveis, exceto de alguns pontos deslocados das faixas das vulcânicas modernas, como sugerem os diagramas $Al_2O_3/K_2O \times CaO/K_2O$, $Fm/K_2O \times SiO_2/K_2O$ e $Fm/K_2O \times CaO/K_2O$.

Do exposto, as máficas parecem preservar, pelo menos em parte, o quimismo primário, enquanto para as ultramáficas as alterações foram muito acentuadas. As variações nas razões entre os elementos traços dessas ultramáficas sugerem heterogeneidades da fonte primária dessas rochas.

9 - NATUREZA DOS PROTÓLITOS

A composição química das rochas máficas de Monte Orebe mostrada na Tabela 3 se assemelha a das rochas ígneas básicas, enquanto as ultramáficas sugerem rochas de composição ultrabásica em virtude dos baixos teores de alumínio e elevadas concentrações de magnésio, cromo e níquel.

Como o metamorfismo e a deformação não preservaram minerais ou estruturas reliquiárias, são apresentados diagramas para avaliar a natureza orto ou para-derivada dos metamorfitos em estudo. As alterações químicas sofridas pelas máficas parecem não ter sido acentuadas para a maioria das amostras. Dessa forma, parece aceitável o uso de diagramas relacionando elementos maiores. Contudo, os diagramas que usam álcalis devem ser encarados com restrições face a reconhecida mobilidade de Na e K aos processos intempéricos e metamórficos. O fósforo, embora considerado relativamente imóvel por Winchester e Floyd (1976), não será aqui utilizado em virtude das concentrações estarem abaixo ou muito próximas do limite de detecção do método analítico. Merecem mais restrições o emprego de elementos maiores das ultramáficas uma vez que elas apresentam grau de alteração mais forte. Mesmo assim, eles são aplicados em alguns diagramas para mostrar tendências discriminatórias.

O caráter orto-derivado das máficas é evidenciado no diagrama da Fig.11 de Moine e La Roche (1968), tendo em vista que a maioria dos pontos caem no campo dos basaltos modernos, aparentemente com baixo grau de espilitização. Na Fig. 12 de Leake (1964) os pontos das máficas mostram forte tendência para acompanhar o "trend" ígneo dos doleritos Karroo. Esta mesma tendência é verificada no diagrama da Fig.13 de Kalsbeek et al. (1970).

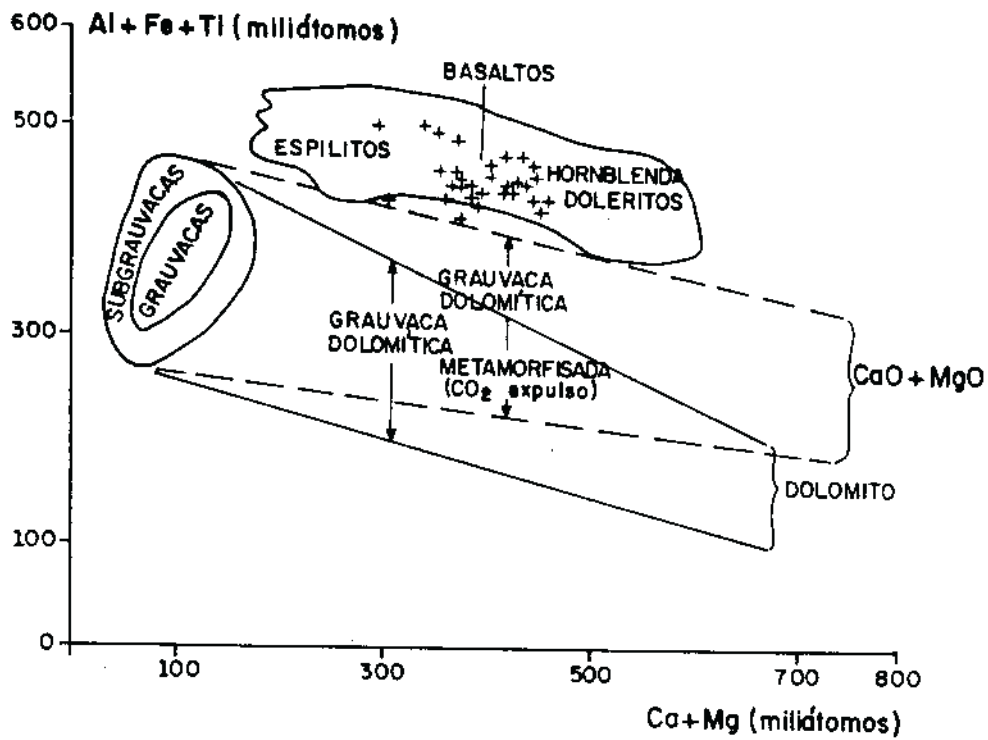


Fig.11 - Diagrama discriminante de Moine e La Roche (1968) com a localização das amostras de metamáficas (+) de Monte Orebe.

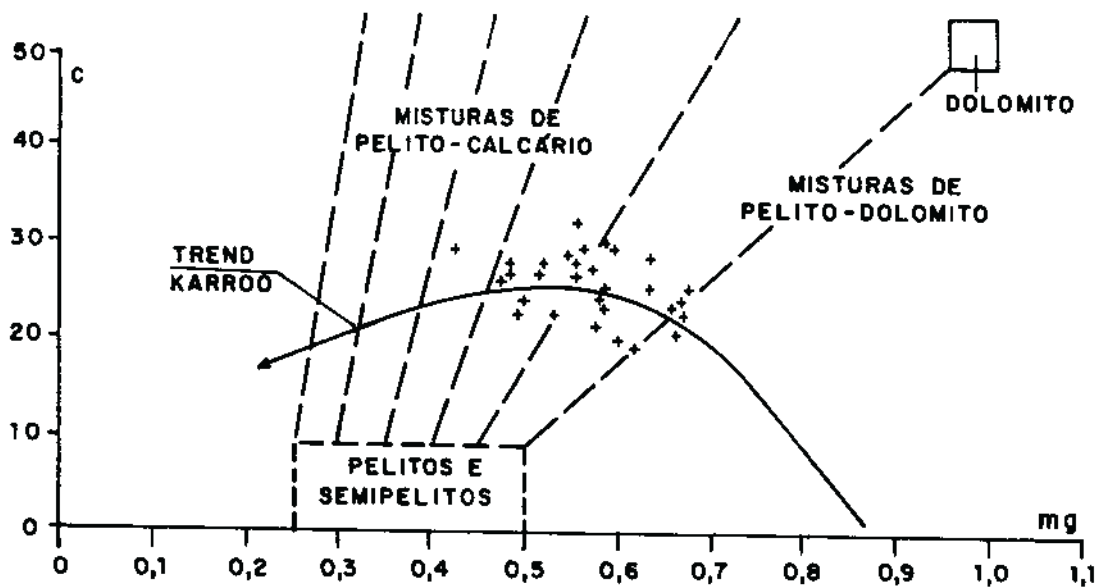


Fig.12 - Diagrama de diferenciação dos números de Niggli mg e c (Leake, 1964) com a distribuição das metamáficas (+) de Monte Orebe.

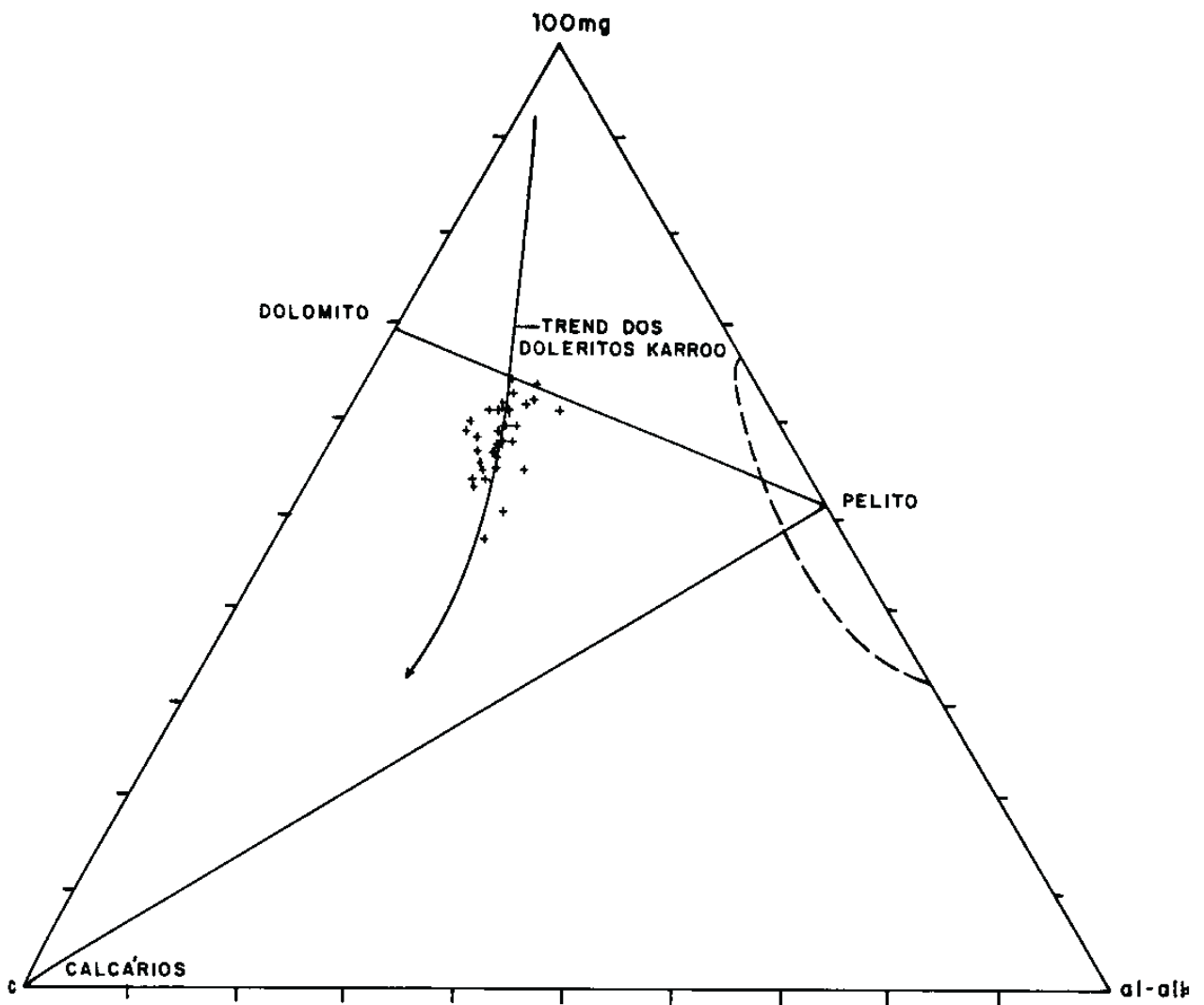


Fig.13 - Diagrama de diferenciação dos números de Niggli mg x c x al-alk (Kalsbeek et al. 1970), contendo as amostras de metamáficas (+) de Monte Orebe.

As rochas máficas em estudo estão afastadas dos setores que definem as rochas de origem sedimentar estabelecidos por Orville (1969) e Miyashiro (1973) no diagrama ACF (Fig. 14). Nesta figura a maioria dos pontos das máficas estão agrupadas no campo das rochas básicas de Orville (op. cit.) e todos os pontos estão inclusos no campo dos basaltos e andesitos, delimitado por Miyashiro (op. cit.). Apesar da dispersão, os pontos das ultramáficas parecem corresponder ao campo das rochas ultrabásicas. A afinidade das máficas com basaltos modernos também é evidenciada nos diagramas da Fig.10 uma vez que os pontos se distribuem no trecho dos "trends" que identifica esses tipos vulcânicos.

Os diagramas da Fig. 15 de Van de Kamp (1970), relacionando o número de Niggli mg com os logaritmos dos teores de cromo e níquel, parece confirmar a forte tendência ígnea das máficas e ultramáficas de Monte Orebe, descartando a possibilidade de uma origem sedimentar a partir de misturas de um material argilo-carbonático.

De acordo com Fujimori (1990) a evolução das rochas magmáticas ou ortoderivadas pode ser investigada através de diversos índices de fracionamento ou de grau de diferenciação. Admitindo que os metamorfitos em estudo tenham natureza ígnea básica, o conteúdo de MgO se constitui um bom índice de fracionamento, retratando com maior clareza as relações entre os elementos do que usando a sílica como índice.

Assim, combinando MgO com os demais óxidos e elementos traços analisados (Figs.8 e 9) observa-se um marcante "gap" composicional entre as máficas e ultramáficas e os pontos projetados não se alinham para formar "trends" compatíveis com o processo evolutivo das séries magmáticas.

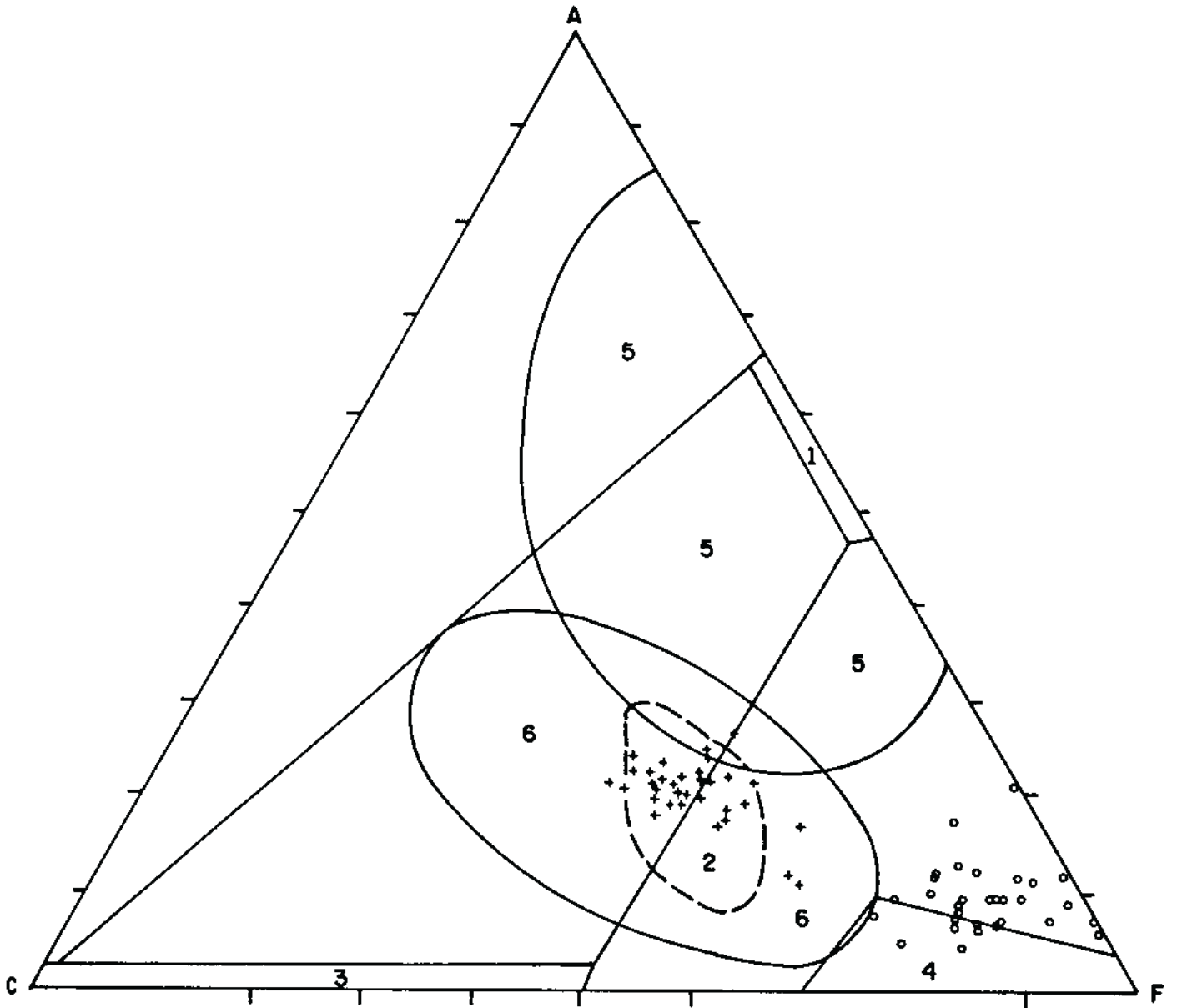


Fig. 14 – Diagrama ACF com a distribuição das metamáticas (+) e metaultramáficas (o) de Monte Orebe. Domínios: 1. pelitos, 2. rochas básicas; 3. rochas carbonáticas; 4. rochas ultrabásicas (Orville, 1969); 5. folhelhos e grauvacas e 6. basaltos e andesitos (Miyashiro, 1973).

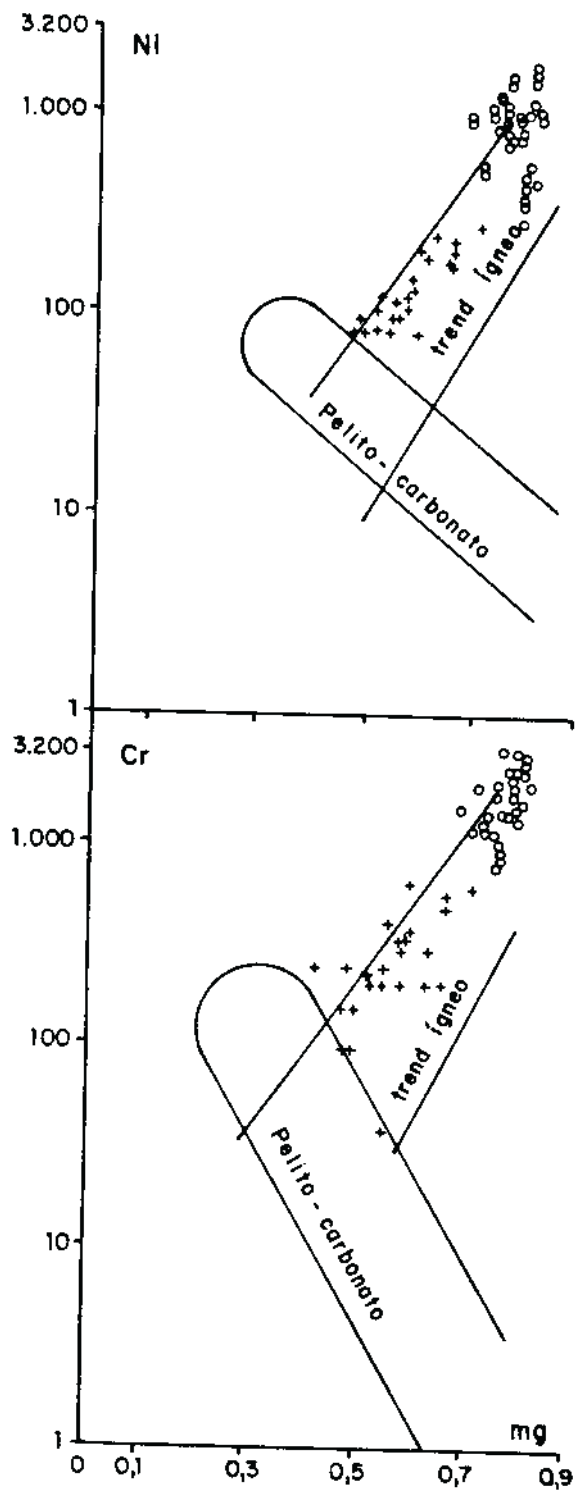


Fig.15 – Diagramas discriminantes do número de Niggli mg e o logaritmo de Cr e Ni (Van de Kamp, 1970) com a locação das amostras das metamáficas e metaultramáficas de Monte Orebe. Símbolos como os da figura 14.

A descontinuidade química marcada no intervalo de 12-18% MgO e a ausência de "trends" alinhados entre as duas litologias sugerem uma origem a partir de fontes magnéticas distintas ou, alternativamente, o fracionamento de um magma primitivo o qual precipitou cristais cumuláticos nas paredes e fundo da câmara, gerando uma rocha de composição ultrabásica. O magma residual, depletado em Mg, Cr e Ni, e enriquecido em Si e Al, teria uma composição básica. Porém, em tal processo de fracionamento as concentrações de elementos incompatíveis nas ultramáficas seriam menores que nas máficas e, no entanto, isso não acontece como se observa nos diagramas da Fig. 9 em relação ao Nb, Y, Zr, Ba e Sr. Além disso, no diagrama de variação MgO x Al₂O₃ da Fig. 8 os pontos das máficas e ultramáficas parecem desenvolver "trends" discordantes, isto é, com o aumento de MgO a alumina cresce nas máficas e decresce nas ultramáficas. Tendência a formação de alinhamentos de pontos também são observados nas máficas em relação a sílica, ferro total, TiO₂, Cr e Ni, mas sem qualquer correlação com os pontos das ultramáficas. Essas evidências parecem favorecer a hipótese de fontes primárias distintas para a geração dos protólitos máficos e ultramáficos. A distribuição caótica dos pontos das ultramáficas nos diagramas de variação com todos os elementos analisados (Figs. 8 e 9) é sugestiva de um processo cumulático, mas não foram observadas no campo e em seções petrográficas texturas ou estruturas características. A acumulação e separação de cristais cumuláticos têm sido descritos por diversos pesquisadores como Wright et al. (1971), McBirney (1975), Cox et al. (1984) e Wilson (1989). São citados exemplos onde rochas cumuláticas de composição básica a ultrabásica ocorrem como xenólitos ou em camadas basais de vulcânicas, e também notáveis intrusões cíclicas estratiformes como as de Bushveld

(Precambriano), Terciário de Skaergaard e Terciário do Rhum, NW da Escócia.

A probabilidade de uma origem komatiítica para as rochas em estudo parece muito remota. Em primeiro lugar, teria que haver nítida separação entre os elementos incompatíveis acima citados, além de mostrar "trends" químicos coerentes com tais "suites", os quais não ocorrem com as rochas em estudo. Texturas e estruturas diagnósticas tais como "spinifex", "pillow" e feições de escoamento de lava com topo resfriado, não foram observadas nas máficas. Pelas conceituações de Arndt e Nisbet (1982) as variações de magnésio nas ultramáficas (17,6-30,8% MgO) concordam com as dos komatiitos (>18% MgO), mas as máficas cujos teores de MgO estão em sua maioria abaixo de 10% não se correlacionam com os dos basaltos komatiíticos (>10%MgO). Ainda segundo esses autores os komatiitos têm 15-30% de olivina normativa, mas nas ultramáficas esta norma geralmente está abaixo de 15% e as razões CaO/Al_2O_3 tanto das máficas como das ultramáficas são inferiores às dos komatiitos típicos (0,8-1,0). No diagrama $MgO \times TiO_2$ (Fig.16) com campo de toleíto e komatiito delimitado por Arndt e Nisbet (op. cit.) a maioria dos pontos representativos das máficas plota no campo dos toleíto, enquanto nas ultramáficas a situação não é definida uma vez que parte dos pontos cai no domínio dos toleíto e a outra parte no domínio dos komatiitos. No diagrama triangular de Jensen (1976) das porcentagens catiônicas $(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti) \times Al \times Mg$ todas as amostras de máficas, exceto uma, plotam no campo dos toleíto, enquanto as ultramáficas se dividem nos campos dos basaltos komatiíticos e dos komatiitos ultramáficos (Fig.17). Esses diagramas sugerem origens distintas para as máficas e

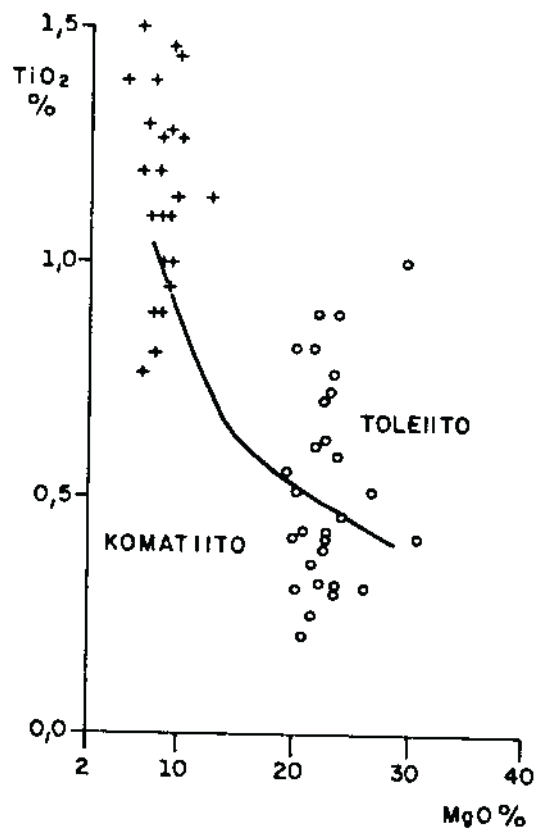


Fig. 16 – Diagrama MgO x TiO₂ mostrando a linha que separa toleito e komatiito segundo Arndt e Nisbet (1982). Cruzes=máficicas e círculos = ultramáficas.

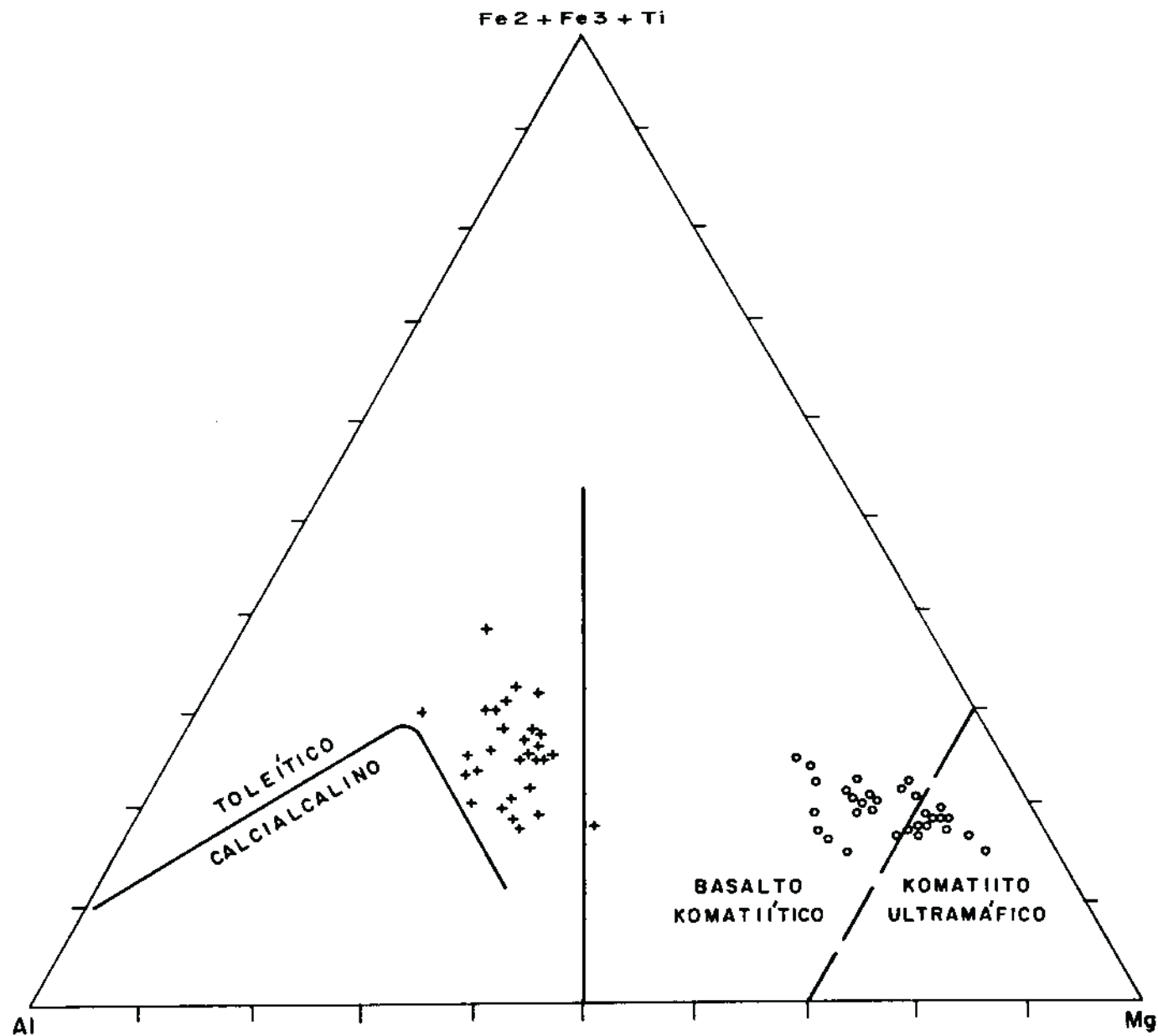


Fig.17 — Diagrama das porcentagens catiônicas de Jensen (1976) contendo a projeção das máficas (+) e ultramáficas (o) de Monte Orebe.

ultramáficas em estudo, e as concentrações de elementos incompatíveis destas últimas poderiam estar relacionadas as heterogeneidades dos protólitos ultramáficos.

O diagrama de classificação das rochas vulcânicas (Fig. 18) de Winchester e Floyd (1977), relacionando a razão Nb/Y e SiO₂, mostra que as máficas em estudo pertencem ao domínio dos basaltos subalcalinos. O diagrama que combina a razão Y/Nb com TiO₂ de Winchester e Floyd (1976) discrimina os basaltos toleíticos dos alcalinos, e nele todos os pontos das máficas caem francamente no campo dos toleítos (Fig.19). A curva que separa as séries toleíticas e calcioalcalinas de Irvine e Baragar (1971) no diagrama AFM (Fig. 20) reforça o caráter toleítico das máficas em exame, distinguindo-as de vulcânicas calcioalcalinas. Neste diagrama foi plotada a média de 137 amostras de toleítos compilados por Nockolds (1954). Também estão locadas as amostras das ultramáficas em estudo e as médias de dois conjuntos de piroxenitos, um reunindo 46 amostras de Nockolds (op. cit.) e o outro de 106 amostras de Barker (1983).

Os diagramas apresentados por Middlemost (1975) relacionando SiO₂ com Na₂O e K₂O para discriminação de basaltos modernos alcalinos e subalcalinos revelam que nestes últimos as concentrações de sódio são menores que 2,5%Na₂O e os basaltos subalcalinos de baixo potássio têm menos que 0,3%K₂O. Observa-se que 78% das amostras das máficas em estudo (tabela 1) apresentam teores de Na₂O inferiores a 2,5% e que os teores de K₂O são menores que 0,3% em 70% das amostras. Resolvendo-se as perdas desses elementos nas máficas, isto sugere uma afinidade dessas rochas com basaltos subalcalinos de baixo potássio.

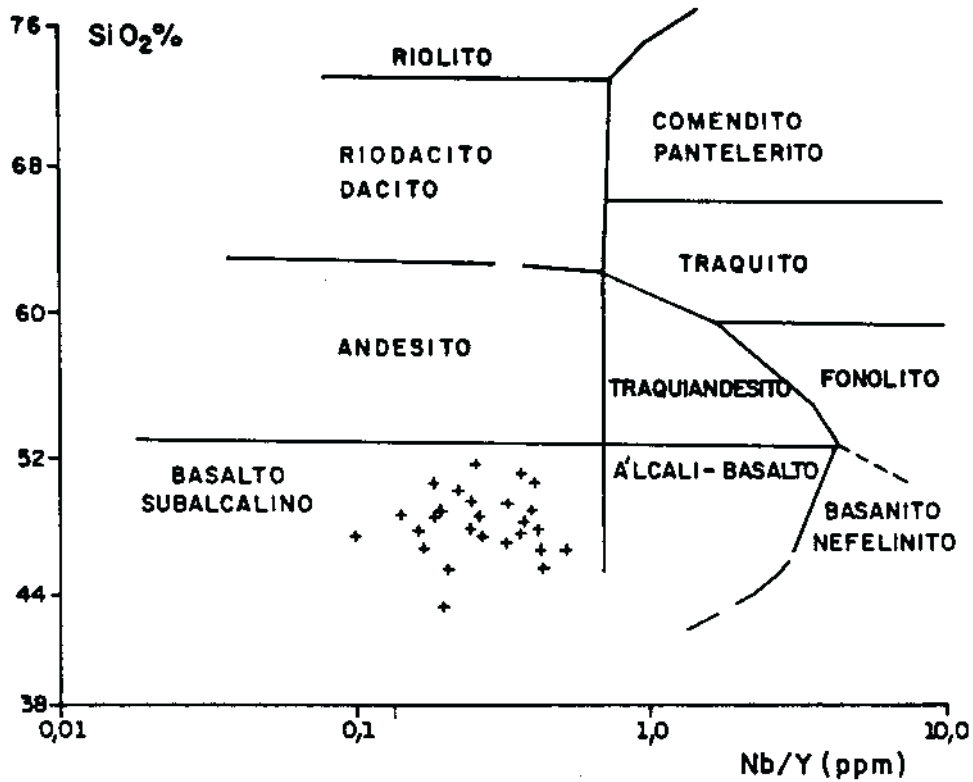


Fig. 18 - Diagrama de classificação (Winchester & Floyd, 1977) para as metamáficas de Monte Orebe. Cruzes = máficas.

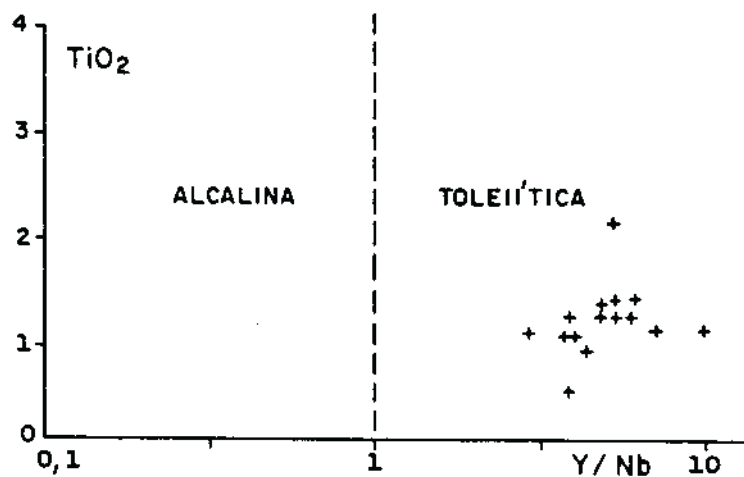


Fig. 19 - Distribuição das amostras de metamáficas de Monte Orebe no diagrama da razão Y/Nb com TiO_2 de Winchester e Floyd (1976), mostrando o caráter toleítico dessas rochas. Abscissa em ppm e ordenada em % peso.

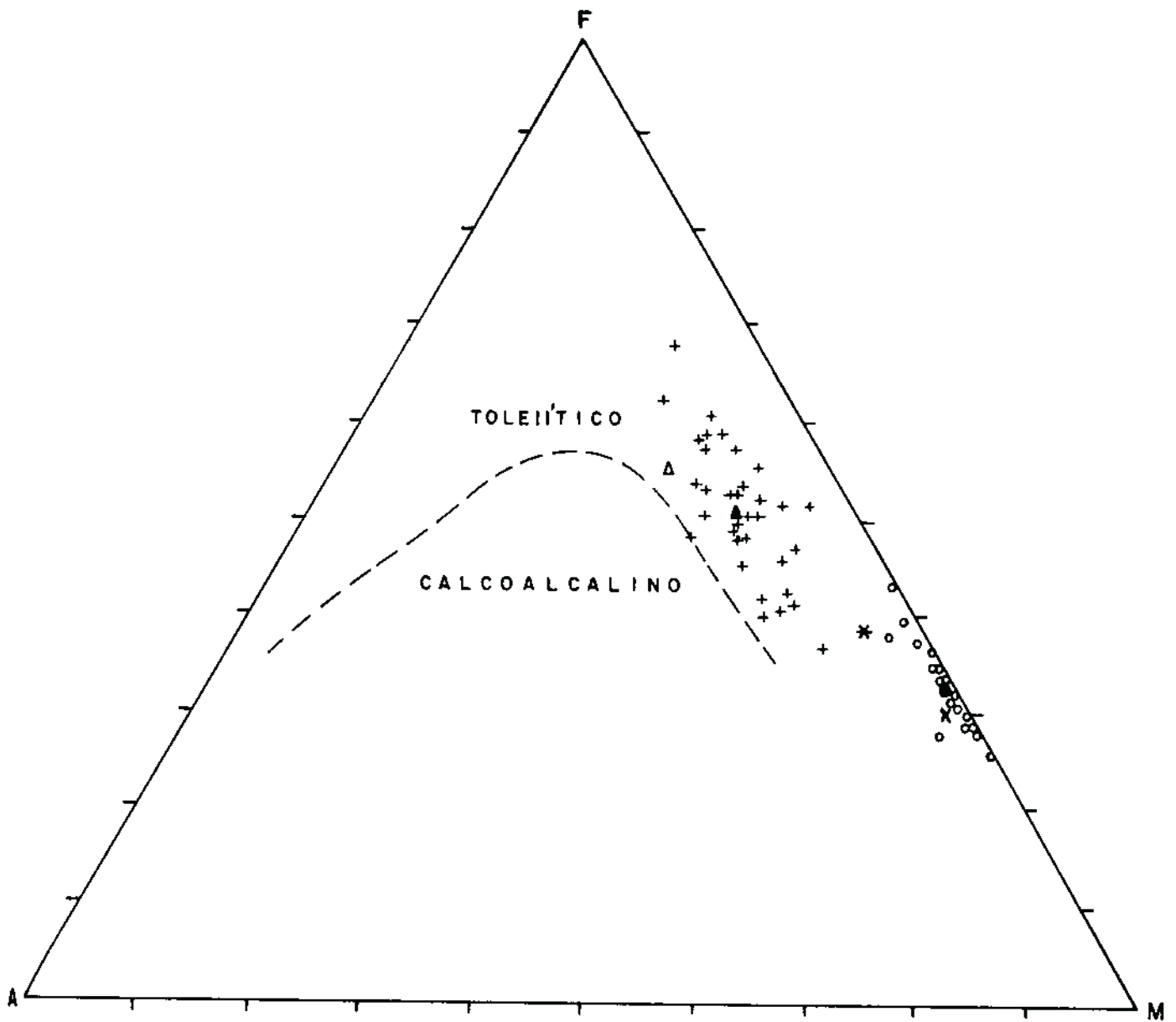


Fig. 20 - Diagrama AFM mostrando a posição das metamáficas e metaultramáficas de Monte Orebe. Campos delimitados por Irvine e Baragar (1971). F = FeO, A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; M = MgO.

- Δ Toleiíte padrão - média de 137 amostras (Nockolds, 1954)
- ▲ Máficas - média de 35 amostras — (+)
- X Piroxenito - média de 46 amostras (Nockolds, 1954)
- * Piroxenito - média de 106 amostras (Barker, 1983)
- Ultramáficas - média de 32 amostras — (○)

De acordo com Irvine e Baragar (op. cit.) uma distinção importante entre os membros mais básicos das séries toleííticas e calcialcalinas típicas do Cenozóico é o conteúdo de alumina; os basaltos e andesitos calcialcalinos são geralmente tipos de alto alumina contendo 16-20% Al_2O_3 , enquanto os toleíitos correlatos têm apenas 12-16% Al_2O_3 . A variação desse óxido nas máficas em estudo, cuja frequência máxima está entre 12 e 17% Al_2O_3 , se assemelha à dos toleíitos modernos.

Wilson (1987) salienta que uma das características diagnósticas dos magmas toleííticos nos primeiros estágios de fracionamento é o marcante "trend" de enriquecimento em ferro. Na Fig. 20 a distribuição dos pontos das máficas evidencia enriquecimento em ferro. Outras evidências de fracionamento são as tendências de aumento de sílica e TiO_2 com a redução de MgO (Fig. 8). A diminuição de magnésio também é acompanhada pela redução no teores de cromo e níquel das máficas (Fig.9).

10 - EVOLUÇÃO E METAMORFISMO

A íntima associação das máficas de Monte Orebe com metassedimentos pelíticos e psamíticos, dispendo-se em camadas alternadas, laminizadas, por vèzes com feições interdigitadas, sugere que o magmatismo básico foi simultâneo com a sedimentação. Esta configuração também pode ter sido impressa pelo tectonismo de falhas e empurrões que ocorrem na região. A área relativamente restrita de ocorrência das máficas indica um pequeno volume de magma e o preenchimento da bacia se deve fundamentalmente ao aporte de material clástico de amplo domínio em toda a área.

Com base no estudo experimental do sistema $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, O'Hara (1968) conclui que os basaltos seriam líquidos residuais de estágio avançado de cristalização fracionada a partir de líquidos profundos de composição picrítica com hiperstênio normativo. Os líquidos basálticos seriam derivados por fracionamento da olivina durante a ascensão, e dependendo da profundidade e grau de fusão parcial, seriam gerados os diferentes tipos de magmas. Esta hipótese tem certa semelhança com o modelo proposto por Ringwood (1975) que leva em consideração a temperatura, a profundidade e o grau de fusão parcial de um manto de composição picrolítica com 0,1% de água. A fusão parcial produziria basaltos, deixando como resíduo os peridotitos, sendo a profundidade de segregação e o grau de fusão parcial os fatores dominantes na composição dos magmas. Assim, o fracionamento próximo a superfície (15-20km de profundidade) e baixas pressões (cerca de 5kb) originaria os toleítos, enquanto a segregação a profundidades da ordem de 50km produziria os álcali-olivina-basaltos.

O soterramento da pilha sedimentar e a percolação de fluidos ricos em água promoveram as transformações físico-químicas nos materiais clásticos e ígneos acumulados, as quais foram acompanhadas por eventos deformacionais que facilitaram a penetração dos fluidos.

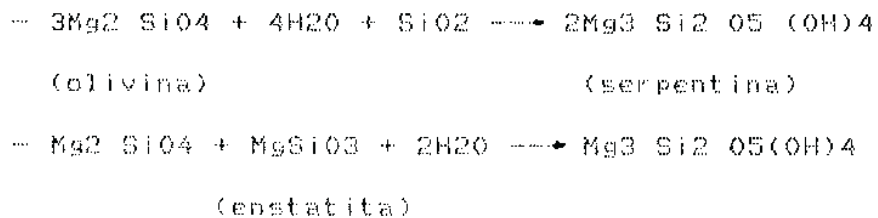
As rochas básicas mostram duas importantes diferenças em seu metamorfismo quando comparados aos metassedimentos pelíticos associados. A assembléia ígnea original é formada principalmente de minerais anídricos estáveis a altas temperaturas, em marcante contraste com os sedimentos argilosos. Em resposta as primeiras mudanças que ocorrem quando rochas ígneas são soterradas e aquecidas no meio de uma sequência sedimentar, são formados minerais hidratados estáveis a baixas temperaturas. A extensão das reações retrógradas depende da quantidade de água capaz de penetrar nas rochas. O segundo contraste com os metapelitos se refere ao tipo de assembléia mineral e as reações envolvidas. Na maioria das fácies metamórficas, as rochas metabásicas contêm um número relativamente pequeno de minerais, muitos dos quais mostram extensiva solução sólida e poucas isógradas podem ser detectadas no campo. A maioria das reações são contínuas e envolve mudanças progressivas nas composições minerais em amplos intervalos de pressão e temperatura, sendo o anfibólio o mineral mais importante e mais comum nas rochas básicas metamorfisadas em todos os graus, exceto nos mais baixos (Yardley, 1989).

O anfibólio de tendência actinolítica é o principal mineral das máficas de Monte Orebe e deve ter sido formado pela transformação dos piroxênios originais, podendo antes ter passado pela fase intermediária de hornblenda. Esta torna-se instável a

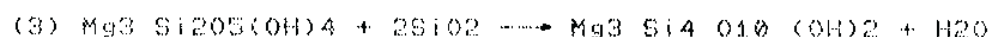
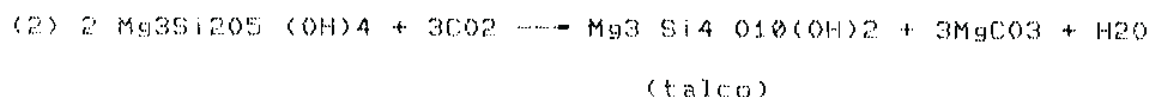
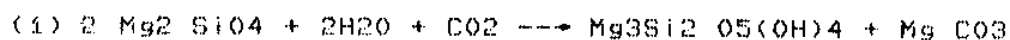
baixas temperaturas e se decompõe em actinolita, clorita e epidoto (Winkler, 1977). Como a clorita às vezes está associada ao clinofibólio actinolítico das máficas uma das reações possíveis seria $\text{augita} + \text{enstatita} + \text{água} \rightarrow \text{actinolita} + \text{clorita}$.

O epidoto, outro mineral comum nas máficas, pode ter sido em parte formado à custa do anfibólio cálcico e outra parte devido a alteração do plagioclásio, o qual também é responsável pelo aparecimento do carbonato em pontos localizados, com a participação de pequena quantidade de CO₂ contido no fluido.

O anfibólio com tendência ao tipo tremolítico, um dos minerais mais frequentes nas ultramáficas da área, foi formado a partir dos piroxênios. Este mineral e a olivina comumente são transformados em serpentina, via de regra misturada com talco, e esta associação também é observada nas ultramáficas. Segundo Best (1982) podem ocorrer as reações:



A presença de CO₂ no fluido pode transformar a serpentina em talco e carbonato, e na ausência de CO₂ pode gerar apenas talco, mediante a adição de sílica. Segundo Winkler (op.cit) a serpentina só é estável em muito baixos valores XC₂; dessa forma a presença do mineral na rocha é bom indicador de que a fase fluida continha muito pouco CO₂. Algumas reações com XC₂ muito pequeno são apresentadas a seguir, sendo que na de número (3) o CO₂ está ausente.



O diagrama de fases do sistema MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ em Pf= 2kb de Johannes (in Winkler, op.cit.) mostra que o equilíbrio isobárico para a reação (1) é atingido a uma fração molar de CO₂ muito baixa, inferior a 0,05; a reação (2) se processa na mesma temperatura, mas a uma fração molar de CO₂ ligeiramente mais alta, e a (3) se daria a temperatura menor que 350° C. A associação serpentina + talco observada nas ultramáficas pode ser resultante da equação balanceada (3). A clorita, também muito comum nessas rochas, pode ter-se formado à custa do piroxênio e do anfibólio.

O metamorfismo de rochas básicas em diferentes condições P-T tem sido discutido por diversos autores (Williams et al, 1970; Miyashiro, 1973; Winkler, 1977; Best, 1982; Yardley, 1989) e de uma maneira geral todos apresentam resultados semelhantes no que concerne as diversas fácies metamórficas.

A actinolita e a tremolita são minerais característicos de metamorfismo regional de baixo grau de rochas básicas e ultrabásicas, enquanto nos metapelitos podem coexistir moscovita e biotita. Na área em estudo, os xistos por vezes apresentam cianita e estauroлита os quais segundo Miyashiro (op.cit.) podem ocorrer em condições de baixas temperaturas. A cianita neste caso seria formada localmente em zonas de maior "stress", exigindo pressões mais elevadas. A sillimanita presente em alguns locais

de maior "stress" representa condições de temperatura mais elevada, onde a moscovita é decomposta por reação com o quartzo e aquele toma o lugar da cianita, e a estauroлита desaparece. A andaluzita foi observada no xisto encaixante da ultramáfica do sítio Brocotó e segundo Best (op.cit.) este mineral, como também a cordierita, podem ocorrer em condições de baixas P-T e sob condições mais elevadas desaparecem.

As associações actinolita-epidoto-clorita e tremolita talco-clorita comuns nas máficas e ultramáficas, respectivamente, são típicas da fácies xistoverde. A paragênese antofilita + talco também foi observada em pequena frequência nas ultramáficas e de acordo com Winkler (op.cit) se forma a temperatura mais alta.

Como a clorita é o constituinte típico do metamorfismo da fácies xistoverde dos metabasitos e o plagioclásio das máficas de Monte Orebe, em vez de albita, é do tipo oligoclásio-andesina, sinalizando para uma temperatura mais alta, pode-se admitir a estabilidade da assembléia mineral das máficas numa posição intermediária das fácies xistoverde alto e epidoto-anfibolito. Isto é corroborado pela presença de granada, a qual é frequente nos metapelitos da área.

Embora a fácies anfibolito seja caracterizada pela presença de hornblenda e o anfibólio mais comum das máficas e ultramáficas é da série tremolita-actinolita, sua estabilidade nas rochas básicas pode persistir entre as fácies mencionadas. A transformação da hornblenda para actinolita ocorre provavelmente em torno de 500° C, subindo muito pouco com o aumento da pressão (Winkler, op.cit.). Conforme discutido por Yardley (op.cit.) e Miyashiro (op.cit.) o início da fácies anfibolito corresponde ao

começo da zona do oligoclásio nas rochas básicas e zona de estauroлита nas rochas pelíticas, enquanto a zona da almandina destas é equivalente a fácies epidoto-anfibolito das básicas.

Em relação a granada com dominância do componente almandina (59%) identificada nas máficas, o diagrama de graus metamórficos e das pressões correspondentes de Winkler (op.cit.) evidencia que estas rochas se situam entre os graus fraco e médio, em condições P-T aproximadas de 5-6Kb e 450° - 500°C, relativas a uma profundidade da ordem de 20km. Por outro lado, considerando-se o grau geotérmico de 30° C/km e a temperatura de estabilização da paragênese actinolita + epidoto + clorita em torno de 450° C, tem-se uma profundidade estimada de 15km e pressão de 4-5kb. Miyashiro (op.cit.) assinala que o metamorfismo de média e alta pressão de rochas básicas, fácies epidoto-anfibolito, comumente contém almandina, enquanto em condições de baixa pressão ela é rara ou ausente. Pela classificação desse autor as paragêneses das rochas da área indicam um metamorfismo na faixa de transição das subfácies de baixa e média pressão, correspondendo a zona de actinolita-plagioclásio cálcico e fácies epidoto-anfibolito.

Com base na classificação de Landis (1971), a interpretação do difratograma do material carbonoso que ocorre no xisto encaixante da ultramáfica do sítio Brocotó permite enquadrá-lo como grafita totalmente ordenada, compatível com a zona metamórfica de transição para a fácies anfibolito.

O metamorfismo sofrido pelas máficas se distingue do equivalente nos xistos da área pelas quantidades relativas dos minerais, uma vez que os últimos têm muito mais quartzo, biotita

e moscovita, e muito menos clorita, epidoto e plagioclásio, além de geralmente serem desprovidos de minerais da série tremolita-actinolita.

11 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO

Para a interpretação do provável ambiente geotectônico no qual os protólitos máficos e ultramáficos de Monte Orebe foram gerados ou colocados foram elaborados vários diagramas discriminantes, a maioria deles envolvendo elementos mais estáveis aos processos de alteração intempérica e metamórfica, tais como Ti, Nb, Y, Zr e Cr.

Na distinção entre basaltos de margens de placas e aqueles que ocorrem no interior de placa continental ou oceânica, o diagrama das razões Ti/Y e Zr/Y de Pearce e Gale (1977) na Fig. 21 revela que as máficas em exame são comparáveis aos basaltos modernos de ambientes de margens de placas. Mas, no diagrama SiO₂ x Nb da Fig. 22 as máficas estão entre os tipos vulcânicos de arco e do interior de placas litosféricas.

Com relação a margens convergentes de limites de placas destrutivas, o diagrama FeO total/MgO com bário da Fig. 23 mostra que os pontos das máficas estão dispersos entre os ambientes vulcânicos de arco-de-ilhas e de soalho oceânico, e não se correlacionam às vulcânicas de margem continental ativa.

No diagrama Ti x Zr x Y (Fig. 24) de Pearce e Cann (1973) a maioria dos pontos das máficas se dispõe no campo dos basaltos de soalho oceânico, apesar de vários pontos estarem fora dos campos. Esta figura não mostra afinidade das máficas com os basaltos modernos de ambientes intra-placas (continental ou oceânico) nem com basaltos de arcos magmáticos (margem continental ou arco-de-ilha). A distribuição dos pontos das máficas nesta figura se assemelha a dos metabasaltos do "greenstone" Eastern Goldfields, Austrália, ilustrada por

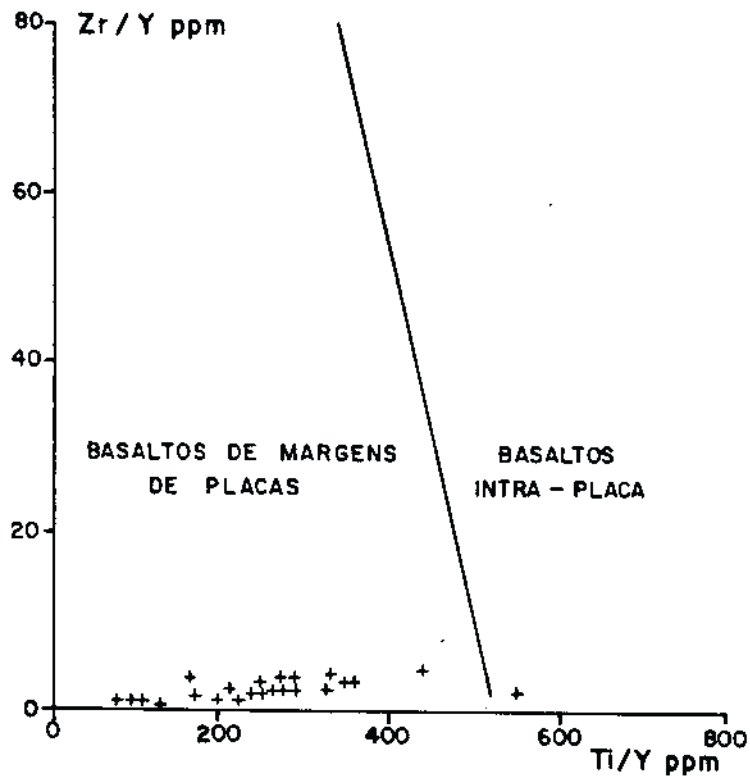


Fig. 21 - Diagrama discriminante das razões Ti/Y e Zr/Y de Pearce e Gale (1977) com a locação das amostras de máficas (+) de Monte Orebe.

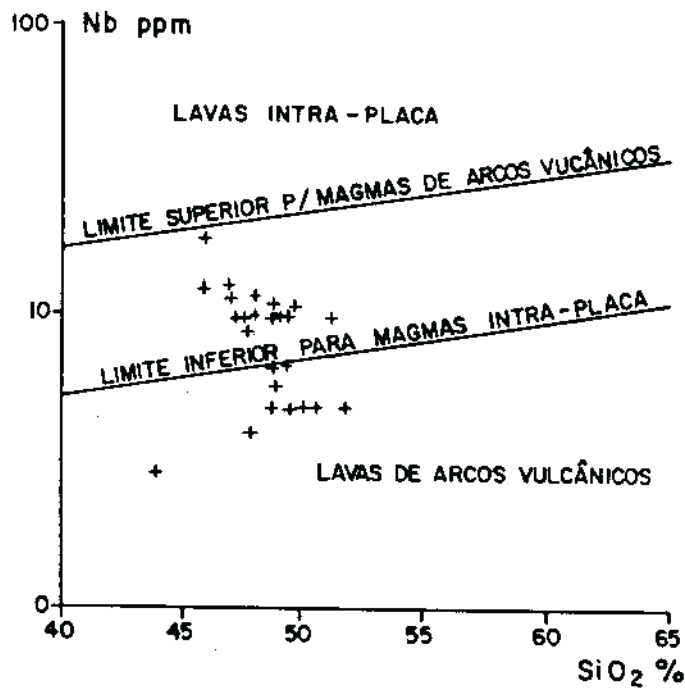


Fig. 22 - Diagrama de discriminação SiO₂-Nb de Pearce e Gale (1977) com as amostras de máficas (+) de Monte Orebe.

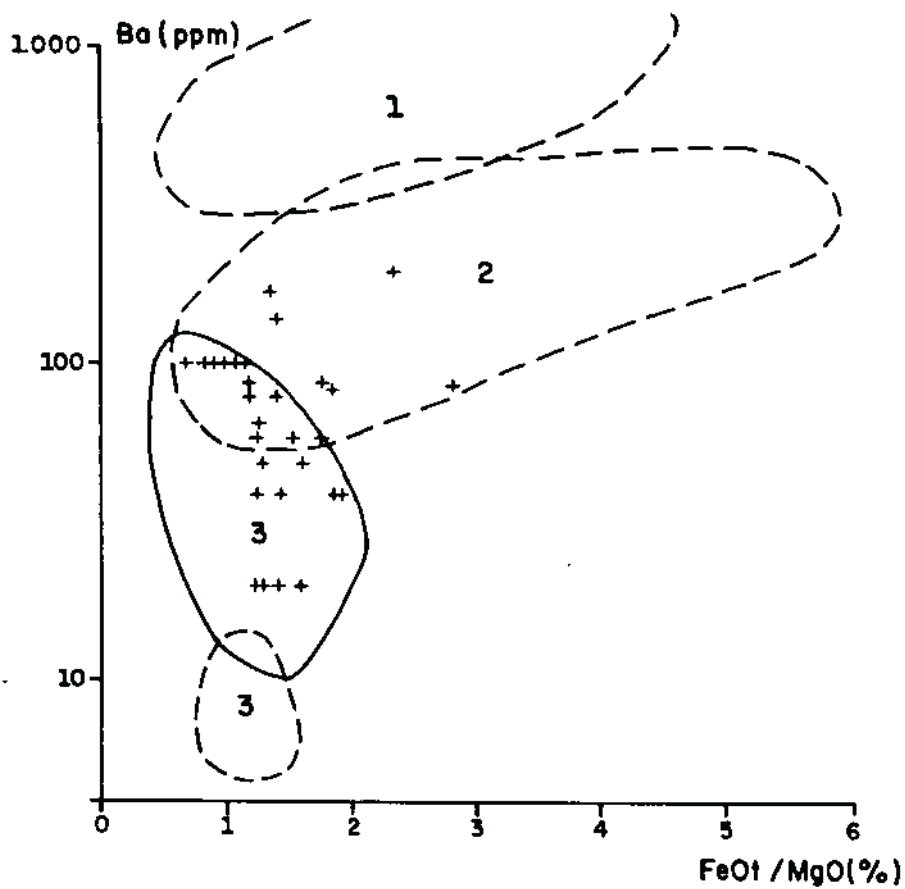


Fig. 23 - Diagrama discriminante da razão FeO total / MgO com Ba de Miyashiro (1975), mostrando a distribuição das máficas (+) de Monte Orebe. 1 - Rochas vulcânicas de margens continentais ativas, 2 - Rochas vulcânicas de arco-de-ilha, 3 - Talcófilos de fundo oceânico.

Winchester e Floyd (1977), os quais são considerados segmentos da crosta oceânica do Arqueano e esses autores correlacionam os antigos ciclos vulcânicos de basalto-andesito-riolito às séries calcialcalinas modernas de arco-de-ilhas.

No diagrama Cr x Ti da Fig.25 de Pearce (1975) repete-se situação anterior onde a maioria dos pontos das máficas plota no campo dos basaltos de soalho oceânico, embora existam pontos dispersos no campo que define os toleitos de arco-de-ilha.

A utilização das funções discriminantes permite separar básicas de diferentes ambientes geotectônicos com base nos oito óxidos dos seus elementos maiores, e a análise de variância confirma uma discriminação com nível de significância de 90% (Pearce, 1976). Ao contrário da tendência apresentada nas Figs. 24 e 25, as máficas em questão mostram maior afinidade com os toleitos de arcos insulares nos diagramas das funções F1, F2 e F3 (Fig. 26), uma vez que a maioria dos pontos das máficas se distribue no campo que identifica este ambiente. Contudo deve-se salientar que alguns elementos maiores das máficas, sobretudo os álcalis, sofreram alterações e, por conseguinte, a interpretação do ambiente das máficas com base no diagrama da Fig. 26 tem menor consistência que aquela em que se reporta a elementos relativamente imóveis como o Ti, Zr, Y e Cr, usados nas Figs. 24 e 25.

Nas Figs. 27 e 28 com campos delimitados por Pearce (1982), as máficas em estudo se assemelham a toleitos de arcos insulares no diagrama $TiO_2 \times FeO^*/MgO$ (Fig. 27), pois a maioria

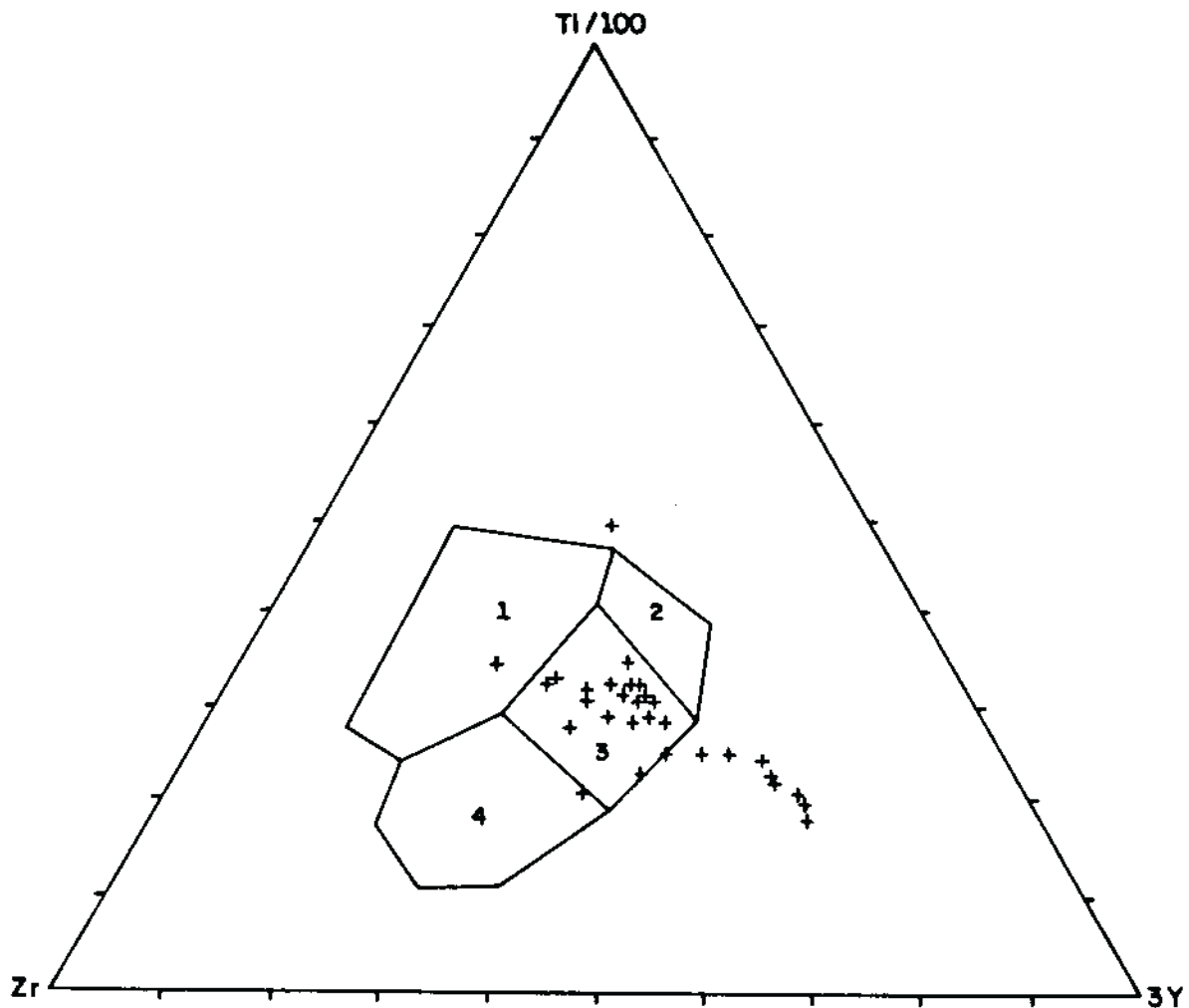


Fig. 24 - Diagrama Ti-Zr-Y (Pearce & Cann, 1973) mostrando a distribuição das metamórficas de Monte Orebe. Domínios: Basaltos intra-placa (continental e de ilhas oceânicas); 2+3 = toleítos de baixo K de arcos insulares, 3 = Basaltos de soalho oceânico, 3+4 = Basaltos calcialcalinos de arcos ou de margens continentais ativas.

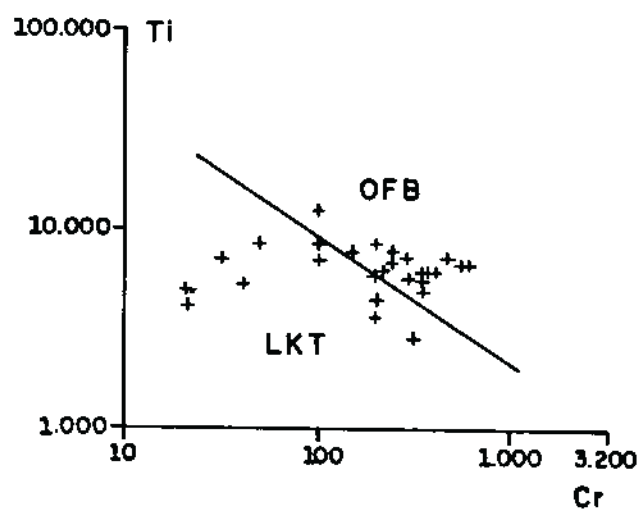


Fig. 25 - Diagrama discriminante entre toleítos de arco de ilhas (LKT) e de soalho oceânico (OFB). (Pearce, 1975), com a locação das amostras de máficas (+).

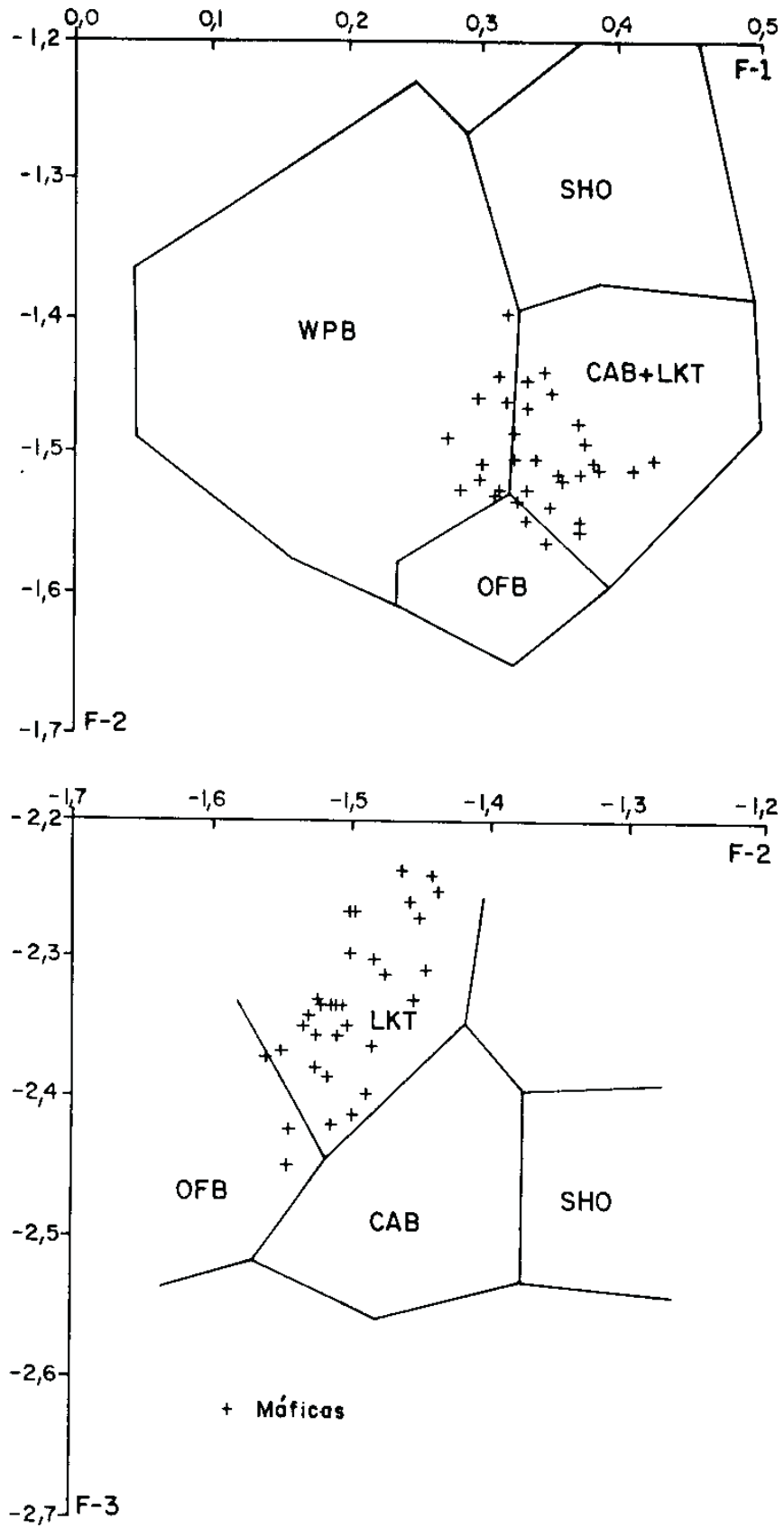


Fig. 26 - Funções discriminantes F-1, F-2 e F-3 de Pearce (1976) das máficas de Monte Orebe. Campos de basaltos intra-placa (WPB), shoshonitos (SHO), basaltos calcialcalinos (CAB), basaltos de soalho oceânico (OFB) e toleitos de baixo potássio (LKT).

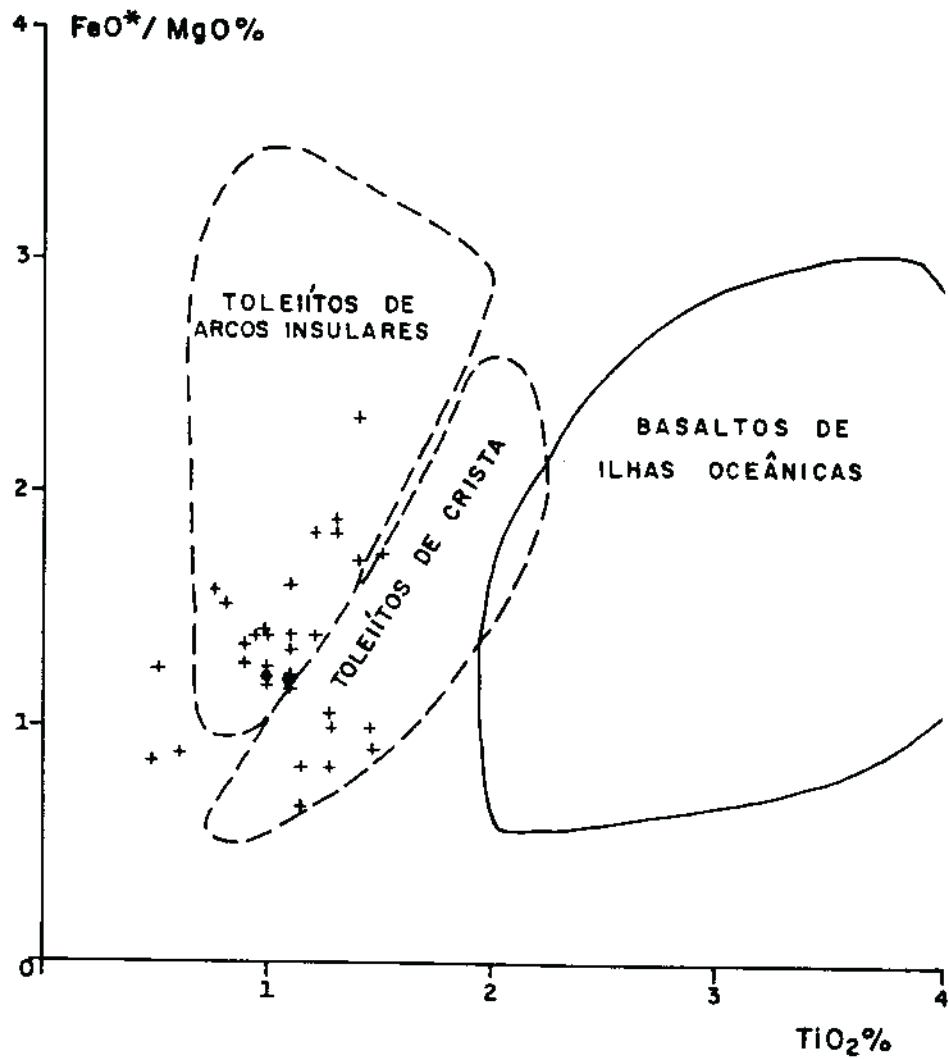


Fig.27 - Diagrama de discriminação TiO₂ com FeO total / MgO de Pearce (1982), incluindo as amostras de máficas (+) de Monte Orebe.

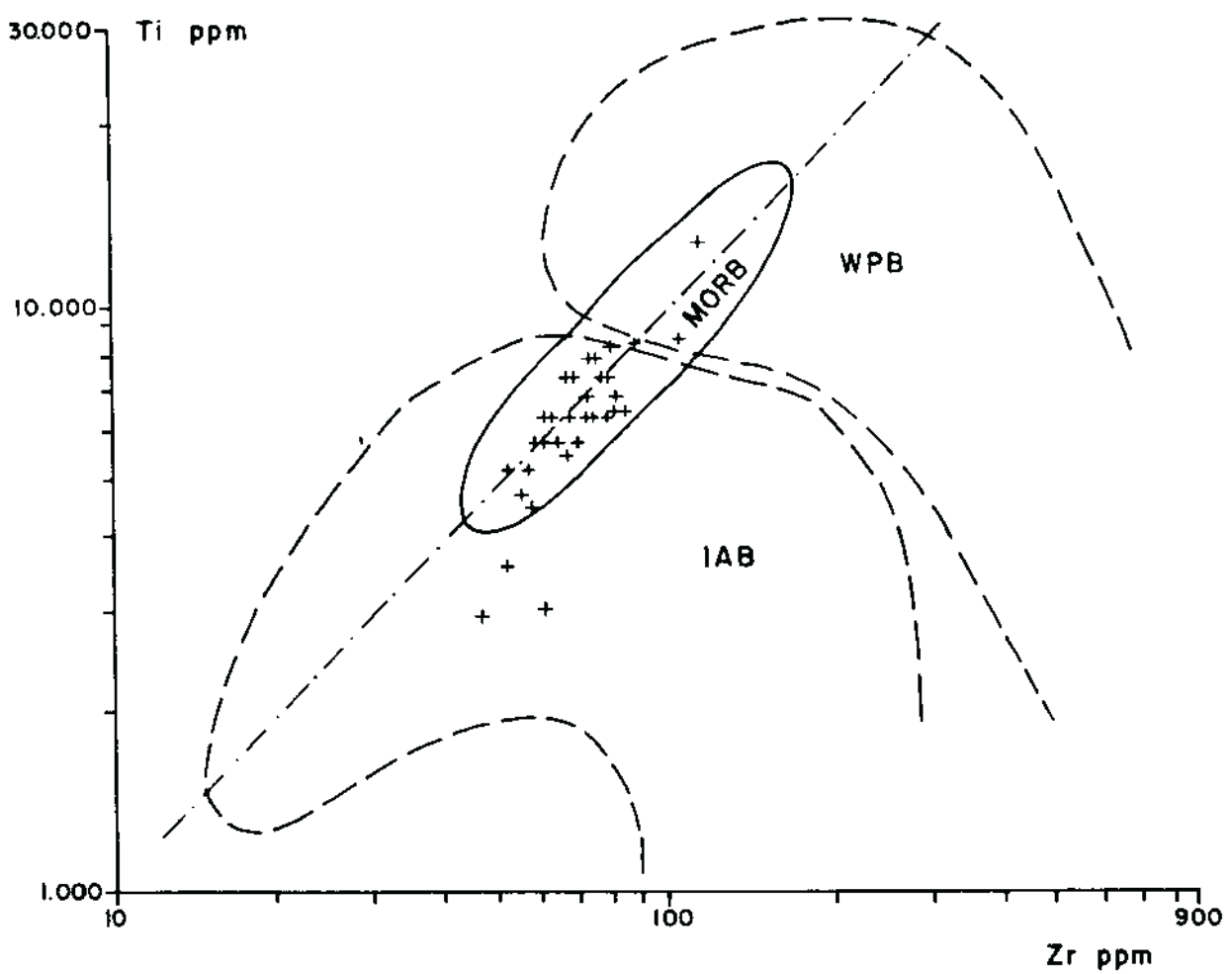


Fig. 28 - Diagrama discriminante Zr-Ti de Pearce (1982) com a distribuição das amostras de máficas (+) de Monte Orebe. WPB - Basaltos intra-placa; MORB - Basaltos de cadeia meso-oceânica; IAB - Basaltos de arco-de-ilhas.

dos pontos caem no campo relativo a este ambiente. Mas, no diagrama Zr x Ti (Fig. 28) as máficas mostram maior tendência para um ambiente de soalho oceânico.

Pela classificação dos basaltos e andesitos proposta por Wilkinson (1986) as máficas de Monte Orebe corresponderiam aos toleitos de baixo potássio tipo MORB, uma vez que mais de 60% das amostras analisadas se encaixam nos parâmetros químicos da classificação. Tais parâmetros são: AN>50 referente as composições do plagioclásio na norma CIPW ($100 \text{ an}/(\text{ab} + \text{an})$), M<75 sendo $M = 100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, baixo Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 16\%$), qz<5 baixa saturação em sílica onde qz corresponde ao conteúdo de quartzo normativo, K₂O<0,3% e baixa razão K₂O/Na₂O<0,5.

Pearce (1976) apresenta a composição química média de 25 amostras de basaltos modernos, principalmente das cadeias meso-atlânticas e Karlsberg. Comparando-se essas médias com o intervalo de maior frequência de teores das máficas (Tabela 5) observa-se que as médias de SiO₂, Al₂O₃, FeO total e MgO dos basaltos de cadeia estão compreendidas dentro do intervalo de maior frequência das máficas em estudo. Mas, as médias de TiO₂, CaO e K₂O destes basaltos modernos estão acima dos respectivos teores limites das máficas. A média de Na₂O dos basaltos em comparação é igual ao teor limite superior do intervalo de frequência das máficas. Estas diferenças podem ser explicadas por perdas desses elementos nas máficas.

Pearce (1982, 1986), Schilling et al. (1983), Pharaoh et al. (1984), Holm (1985) discutiram a utilidade de aplicação de diagramas multielementares normalizados como um meio eficaz à discriminação de ambientes geotectônicos através da comparação de padrões de basaltos modernos reconhecidos em diferentes ambientes

tectono-magmáticos. Um dos aranhogramas muito usados reúne os elementos de terras raras de rochas normalizados ao condrito ou às concentrações de elementos no manto primordial. Este tipo de diagrama não será apresentado neste trabalho em virtude de não se dispor de análises de elementos de terras raras das rochas em estudo.

Para efeito comparativo, o aranhograma da Fig. 29 projeta o intervalo de maior frequência de teores das máficas e as concentrações dos elementos em toleitos modernos de arcos vulcânicos, todos normalizados aos basaltos de cadeia meso-atlântica do tipo normal (N-MORB). Os elementos utilizados no aranhograma e respectivas concentrações se encontram na tabela 6.

O padrão apresentado pelos toleitos de arco-de-ilhas modernos se distingue marcadamente dos toleitos normais de soalho oceânico pelas concentrações de elementos litófilos de grandes íons (Sr, K, Rb e Ba), como também pelos elementos incompatíveis do tântalo ao itérbio e os compatíveis (Cr e Ni). Nos toleitos de arco-de-ilhas os litófilos citados são enriquecidos enquanto os elementos do tântalo ao itérbio são empobrecidos, havendo ainda queda acentuada nas concentrações de cromo e sobretudo do níquel em relação às respectivas concentrações nos toleitos de cadeia (Tab.6 e Fig. 29). De acordo com Pearce (1982, 1986) o enriquecimento dos toleitos de arco em elementos de baixo potencial iônico é atribuído a sua maior tendência a mobilização por fluidos aquosos expulsos da crosta oceânica em subducção. Estes fluidos conteriam elementos alcalinos e alcalinos terrosos os quais seriam adicionados à parte superior da crosta oceânica durante o intemperismo

TABELA 5

Comparação dos teores médios de basaltos de cadeia meso-oceânica com as variações químicas das máficas de Monte Orebe

	Basaltos * de Cadeia	Máficas de Monte Orebe
SiO ₂	49,56	45,3-50,4
TiO ₂	1,42	0,81-1,40
Al ₂ O ₃	16,09	12,36-17,30
FeO total	10,17	9,94-13,55
MgO	7,69	6,46-10,20
CaO	11,34	8,92-10,01
Na ₂ O	2,80	1,87-2,80
K ₂ O	0,24	0,14-0,20

* Dados de Pearce (1976) - média de 75 amostras, Óxidos em % peso

TABELA 6

Características Químicas de Toleiitos de Cadeia Meso-Oceânica Tipo Normal (N-MORB) e de Arcos Vulcânicos (VAT) em Comparação com as Máficas de Monte Orebe.

	N-MORB	VAT*	MÁFICAS(1)
Sr	97,5	231	96-185
K ₂ O	0,08	0,43	0,14-0,20
Rb	0,76	4,7	-
*Th	0,26	0,37	-
*Ta	0,29	0,10	-
*Nb	4,6	1,7	3-7
*Ce	11,0	6,94	-
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,06-0,12
*Zr	90	40	60-83
*Hf	2,44	1,17	-
Sm	3,0	1,89	-
TiO ₂	1,23	0,84	0,81-1,40
*Y	33	17	15-35
Yb	3,10	1,95	-
Sc	38,2	40	-
Cr	403	111	128-361
Ni	173	18	50-126

Óxidos em % peso; elementos em ppm;

(1) Intervalo de variação de teores na classe de maior frequência

N - MORB - Dados de Schilling et al. 1982, Tab.3, cadeia meso-atlântica (média de análises N-MORB)

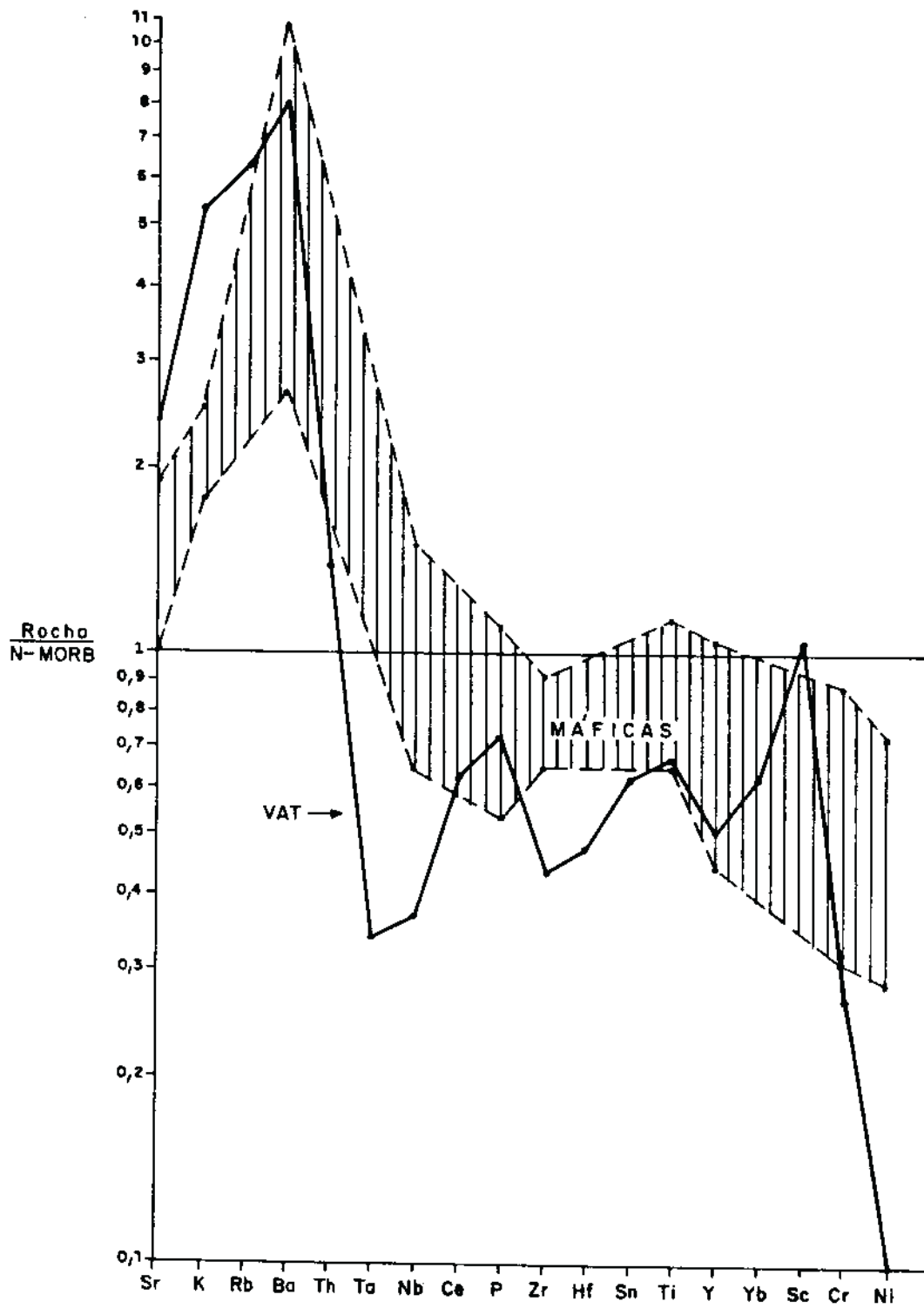


Fig.29- Padrão típico de toleito de arco-de-ilha (VAT) e o padrão das máficas de Monte Orebe, normalizadas em N-MORB. Dados na tabela 6.

submarino. Os elementos restantes que têm potencial iônico alto são relativamente imóveis em fluidos aquosos e permaneceriam nas fases residuais da litosfera em subdução. Segundo Wilson (op. cit.) o baixo conteúdo de níquel dos basaltos de arco-de-ilhas sugere que eles não são magmas primários e sofreram fracionamento de olivina durante o percurso ascensional para a superfície.

O padrão esboçado pelas máficas se assemelha ao dos toleitos de arco pelos elevados teores de bário (Fig. 29), mas este elemento como também o estrôncio e o potássio nas rochas em estudo não oferecem confiabilidade na interpretação em virtude da sua mobilidade. As máficas podem ter sido enriquecidas em bário por processo metassomático.

O trecho representado pelo nióbio, zircônio, ítrio, cromo e níquel das máficas não exhibe boa correlação com o padrão dos toleitos de arco (Fig. 29), pois não se observa nas rochas em estudo a característica depleção de nióbio nem a queda brusca de níquel. Pelo contrário, a média de nióbio em N-MORB corresponde à média do elemento nas máficas no seu intervalo de maior frequência. Os toleitos de arco apresentam uma forte anomalia negativa de zircônio, mas isto não ocorre com as máficas onde o elemento mostra uma anomalia negativa bem menor em relação ao N-MORB. Todos os teores de zircônio das máficas mostrados na Fig. 29 são superiores às concentrações nos toleitos de arco, e o mesmo acontece com a maioria dos teores de titânio e ítrio. Todos os teores de cromo das máficas na Fig. 29 são superiores aos de toleitos de arco e em relação ao níquel existe um contraste muito forte, onde a concentração deste elemento nos toleitos de arco é muito inferior à variação encontrada nas máficas (Fig. 29). Como estes elementos são considerados imóveis

ou estáveis, a interpretação geológica baseada neles torna-se mais segura. O comportamento destes elementos parece mostrar maior afinidade das máficas em estudo com o dos basaltos de soalho oceânico.

As concentrações médias de cromo e níquel nos basaltos N-MORB apresentadas na Tab.6 são maiores que as variações desses elementos nas máficas. Conforme assinala Wilson (op. cit.) as abundâncias destes elementos em MORB variam em função do fracionamento progressivo do magma, atribuindo-se à cristalização de olivina e espinélio cromífero. Assim, o conteúdo de níquel varia de mais de 300 ppm em basaltos vítreos primitivos a 25 ppm em basaltos altamente evoluídos, enquanto o cromo oscila de 700 a 100 ppm. Admitindo a hipótese das máficas em estudo representarem testemunho de antiga crosta oceânica, elas corresponderiam a protólitos basálticos medianamente evoluídos, uma vez que a maioria dos teores de Ni e Cr estão entre 50-126 ppm e 128-361 ppm, respectivamente. A distribuição dos teores de níquel das máficas no diagrama Ni x MgO (Fig. 9) se assemelha à dos basaltos da cadeia meso-atlântica apresentada por Wilson (op. cit.).

12 - CONTEXTO METALOGENÉTICO

Hutchison (1983) tece considerações sobre depósitos de sulfetos de cobre, chumbo e zinco relacionados a crosta oceânica e sedimentos sobrepostos. Este autor também discorre sobre a formação de depósitos de níquel, cromo e platina em corpos ultramáficos eventualmente associados a este ambiente.

Como as máficas em estudo parecem representar segmento de antiga crosta oceânica, a área de ocorrência dessas rochas e metassedimentos encaixantes é prospectiva para sulfetos. As ultramáficas têm concentrações mais altas de cromo que de níquel, podendo encerrar depósitos daquele metal, aos quais platinóides também podem estar associados.

A prospeção geoquímica de âmbito regional executada pela CPRM durante o mapeamento geológico da folha Santa Filomena, revelou várias anomalias de ouro associadas a sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe e principalmente no pacote de xistos quartzosos intercalados nos dois segmentos da sequência. Provavelmente, os indícios de ouro estão relacionados a zonas de cisalhamento transcorrentes que interceptam longitudinalmente os diferentes litótipos. Mas, até o presente nenhuma ocorrência do metal foi constatada na área, como também não se tem conhecimento de trabalhos prospectivos visando a verificação das anomalias.

Dentro da região representada pelo sistema de dobramentos Riacho do Pontal existem importantes mineralizações associadas a corpos básicos-ultrabásicos, os quais, embora distantes da área em estudo, podem fazer parte da mesma ambiência

geotectônica. Caso venha a ser confirmada a correlação, a sequência Monte Orebe se estenderia para oeste por mais 100km lineares e prosseguiria sob os sedimentos da bacia do Parnaíba.

O corpo de maior expressão metalogenética foi designado por Gava et al (op.cit.) de Grupo Brejo Seco, localizado no município de São João do Piauí, próximo do limite do sistema Riacho do Pontal com a bacia do Parnaíba (Fig.2). Trata-se de um conjunto gabbro-serpentinítico com dimensões aproximadas de 25km por 8,5km, intrusivo nos metamorfitos do sistema, concordante com a foliação de direção geral E-W. Está mineralizado em amianto, níquel e cobre, e apresenta indícios de cromo, cobalto, vanádio, platina e ouro. As rochas estão parcialmente encobertas por sedimentos da bacia do Parnaíba e coberturas cenozóicas. O amianto, do tipo crisotila, está relacionado aos serpentinitos e as reservas determinadas pela DOCEGEO avultam em 900.000t (Anuário Mineral Brasileiro, 1988). O cobre e o níquel ocorrem nas bordas da intrusão sob as formas de calcopirita e pentlandita, os quais estão associados a pirita, ilmenita e magnetita. O níquel também se apresenta na garnierita, constituindo um depósito de concentração residual por intemperismo do serpentinito sotoposto. As reservas das lateritas níquelíferas são da ordem de 20 milhões de toneladas com 1,56% Ni (Santos, 1986).

Gava et al (op.cit.) assinalam que o Grupo Brejo Seco representa uma sequência vulcano-sedimentar bimodal, com semelhanças de um "greenstone belt", evidenciando ciclos de vulcanismo ácido e básico, associados a sedimentação clástica e química. Definiram uma unidade inferior de metabasitos representados por actinolita-xistos e tremolita-actinolita-

xistos, os quais são cortados por peridotitos serpentinizados e corpos gabróides compreendendo metagabros, troctolitos serpentinizados e anortositos epidotizados. A unidade superior é formada por xistos com intercalações de metavulcânicas ácidas e básicas, filito, metacherts, formação ferrífera e metagrauvasas. Na base desta unidade ocorre um horizonte de quartzito puro a moscovítico. As vulcânicas ácidas têm composição riodacítica e a formação ferrífera ocorre como pequenas lentes e blocos, reunindo metachert ferruginoso, hematita compacta e quartzito ferruginoso. Pequenas intrusões de microgranito são observadas na área, sobretudo nos xistos. O conjunto máfico-ultramáfico exhibe vários tipos de alteração tais como serpentinação, cloritização, epidotização, talcificação, anfibolitização e silicificação.

Quanto a idade, Gava et al (op.cit.) se referem a 2.165 ± 300 Ma pelo método K/Ar para o metamorfismo do troctolito intrusivo em metabásica. Baseados na paragênese plagioclásio (albita?)-quartzito-epidoto-clorita frequente nos metabasitos e tremolita-serpentina-talco-clorita nas ultramáficas, indicam para o conjunto um metamorfismo da fácies xisto verde.

Mais recentemente, estudos geológico-geoquímicos foram desenvolvidos por Marimon (1990) caracterizando a área de Brejo Seco como uma sequência plutono-vulcanossedimentar onde predominam rochas metassedimentares (grauvasas, pelitos e quartzitos) com intercalações de metavulcânicas máficas e raras félsicas. As máficas são representadas por metabasaltos toleíticos e as félsicas, também de afinidade toleítica, constituem derrames e corpos hipoabissais de metadacitos e metariodacitos. As intrusivas máficas-ultramáficas geneticamente

relacionadas aos metabasaltos ocorrendo como "sills" diferenciados, são representadas por serpentinitos (metadunitos), metaperidotitos, metatroctolito, metagabro e meta-anortosito. A sequência se estende por 54km segundo a estruturação geral E-W e a ela se associam granitóides sin e tardi-tectônicos. A área foi afetada por tectônica tangencial com desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil, incluindo dobras isoclinais, transposições e imbricamentos, que configuram a estruturação atual do conjunto. As mineralizações de Au, As, Zn e Cu são atribuídas a percolação de fluidos hidrotermais através das zonas de cisalhamento. As características geoquímicas dos metabasaltos com toleitos de baixo potássio, aliado a diversidade petrológica da sequência sugerem afinidades com "suites" ofiolíticas de bacias marginais do tipo "pre-arc". O metamorfismo principal da área tem natureza dínamothermal da fácies xisto verde, zona da biotita a zona da granada, estando relacionado a zonas de cisalhamento com proeminente foliação milonítica de direção equatorial.

A sequência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco é recoberta a NW e W por arenitos e conglomerados das Formações Serra Grande e Pimenteiras do Eo-Paleozóico; a sul o contato é marcado por falhas de empurrão com metapelitos, ardósias e metagrauvascas do Complexo Casa Nova, e a N e E as rochas da sequência estão encobertas por sedimentos detríticos do Cenozóico (Marimon, op. cit.).

Silva et al. (1987) descrevem a ocorrência de metacarbonatito em Angico dos Dias, NW da Bahia, no limite com o Piauí cuja idade radiométrica (2,011 Ga por U-Pb) é correlacionável as datações do metatroctolito de Brejo Seco e

comparável a idade estimada dos granitóides sin-colisionais (Angelim, 1988) na Folha Santa Filomena. Tal ocorrência indica a geração de magma alcalino nas partes mais profundas do manto superior e de acordo com Marimon (op.cit.) poderia posicionar a inclinação da possível zona de subdução na Província da Borborema, no limite norte do Cráton de São Francisco, durante o Proterozóico Inferior.

Entre o Grupo Brejo Seco e a área de estudo ocorre outra intrusão básico-ultrabásica que pode estar relacionada a extensão para oeste do segmento sul da sequência Monte Orebe. O corpo intrusivo encontra-se na fazenda Massapê, município de Paulistana, sudeste do Piauí e, em linha reta, dista 24km da cidade de Afrânio-PE, no rumo WSW. O corpo tem forma superficial grosseiramente elíptica com eixo maior medindo 2,2km e largura máxima aflorante de 900m. Está mineralizado em vermiculita a qual vem sendo lavrada pela Mineração Eucatex S/A que determinou reserva medida de 1,4 milhão de toneladas de mineral, contido em 9,5 milhões de toneladas de minério. De acordo com Caldasso et al (1973) a vermiculita se distribue sob a forma de bolsões e veios pegmatóides numa massa com a seguinte composição mineralógica: biotita-vermiculita (50%), clinopiroxênio (25%), álcali-feldspato (12%), anfibólio (8%) e apatita (5%). Segundo Parente e Oliveira (1986) a mineralização foi formada a partir da alteração de piroxenitos e anfibolitos, os quais são cortados por veios pegmatíticos ácidos, estando o conjunto encaixado subconcordante nos micaxistos regionais. Identificaram no minério os seguintes minerais: flogopita-vermiculita, piroxênio (diopsídio), anfibólio (hornblenda), hidrobiotita, álcali-feldspato e quantidades subordinadas de apatita, quartzo, titanita, magnetita, turmalina

e calcita. A intrusão é considerada por esses autores como pós-orogênica, de idade Proterozóico Superior ou Eocambriano, não tendo sido observadas deformações tangenciais (transamazônicas).

13 - CONCLUSÕES

A sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe constitui uma faixa linearizada com mais de 90 km de extensão segundo a direção geral E-W, sendo formada por xistos máficos intercalados em xistos pelíticos e quartzitos, incluindo corpos concordantes e subordinados de xistos ultramáficos. Todas as rochas estão deformadas por dobramentos sucessivos e são cortadas longitudinalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes, com fatias milonitizadas.

Embora ainda não se disponha de datações geocronológicas, a sequência é considerada do Proterozóico Inferior com base nas correlações com a faixa móvel do Seridó e datações de outras unidades na região.

As cinco ocorrências de metaultramáficas cartografadas têm dimensões superficiais variáveis, desde poucas dezenas de metros a centenas de metros de comprimento. Os corpos individuais possuem forma superficial lenticular ou de megaboudins, os quais ocupam o mesmo posicionamento estratigráfico. As lentes sucessivas ou repetidas por dobramentos estão encaixadas em contato normal nas metamáficas, metapelitos ou quartzitos.

As máficas têm textura nematoblástica, granulação fina, foliadas e são constituídas essencialmente de clinofibólio da série tremolita-actinolita, plagioclásio e epidoto. O anfibólio mostra tendência para o polo actinolítico e o plagioclásio é do tipo oligoclásio-andesina (An 32-47). Em menor quantidade ocorrem clorita, quartzo, carbonato e titanita. Também se observam eventuais porfiroblastos sindeformacionais de granada, com predominância da componente almandina.

As metaultramáficas têm textura nemato-lepidoblástica, granulação fina e se compõem essencialmente de minerais da série tremolita-actinolita, com tendência para o polo tremolítico, clorita, talco e serpentina, os quais se distribuem em proporções variáveis. Como acessórios podem ocorrer anfibólio da série antofilita-gedrita, carbonato, titanita e opacos.

O metamorfismo regional incidente nos protólitos máficos, ultramáficos e sedimentares que integram a sequência Monte Orebe ocasionou novas feições texturais e novas associações mineralógicas, transformando-os em rochas xistosas cujas paragêneses minerais indicam fácies xisto-verde alta a epidoto-anfibolito. As condições estimadas de pressão, temperatura e profundidade são da ordem de 4-5 Kb, 450-500°C e 15-20 km de profundidade, respectivamente.

Apesar das alterações impostas pelos processos intempéricos e metamórficos, as rochas máficas em estudo, de um modo geral, parece ter preservado o quimismo original, sobretudo em relação aos elementos relativamente imóveis analisados. Quanto as ultramáficas o grau de alteração foi mais acentuado, pois sofreram forte hidratação e seus elementos apresentam grandes variações de teores.

Os diagramas de diferenciação indicam que as máficas têm origem ígnea e sua composição química se assemelha a dos basaltos. Os elevados teores de magnésio, cromo e níquel, e baixos teores de alumínio das ultramáficas sugerem protólitos de natureza ultrabásica. O elevado conteúdo de piroxênio normativo dessas rochas é comparável com o de rochas de composição piroxenítica.

Os diagramas de discriminação evidenciam que os protólitos máficos são de natureza subalcalina toleítica. A disposição dos pontos das máficas e ultramáficas nos diagramas de variação sugerem fontes distintas de formação dessas litologias, uma vez que existe uma marcante descontinuidade química em relação a todos os elementos maiores e traços analisados.

As ultramáficas poderiam representar rochas cumuláticas, mas as concentrações dos elementos traços incompatíveis similares às concentrações nas máficas sugerem magmas distintos. O conteúdo relativamente elevado de elementos traços incompatíveis nas ultramáficas poderia estar relacionado a processos de contaminação crustal do magma original. As características químicas das máficas não se assemelham as dos basaltos komatiíticos. Nas ultramáficas não foram encontradas feições texturais ou estruturais diagnósticas de komatiitos, assim como o seu quimismo não mostra relação inteiramente convincente.

A maioria dos diagramas de discriminação geotectônica, sobretudo aqueles que relacionam elementos incompatíveis relativamente imóveis, evidenciam que as máficas são comparáveis aos toleitos de soalho oceânico. As concentrações de elementos compatíveis (Cr e Ni) e incompatíveis (Ti, Nb, Zr e Y) das máficas no diagrama multielementar da Fig. 29 mostram maior afinidade com os toleitos de cadeia do tipo normal do que com os toleitos de arco-de-ilhas.

Os metamorfitos máficos e ultramáficos em estudo parecem constituir um registro de crosta oceânica antiga e a assinatura geoquímica de granitóides intrusivos nos

metassedimentos que encaixam a sequência Monte Orebe sugere um regime colisional de placas litosféricas na região, através do qual a referida crosta teria sofrido obdução.

A cerca de 100 km a oeste do limite ocidental da faixa em estudo ocorre a sequência plutono-vulcano-sedimentar de Brejo Seco incluindo rochas com características geoquímicas correlacionáveis às máficas de Monte Orebe. Segundo Marimon (op. cit.) a referida sequência apresenta afinidades com "suites" ofiolíticas de bacias marginais do tipo "pre-arc".

Anomalias geoquímicas de ouro foram detectadas ao longo da faixa Monte Orebe e parecem relacionadas a zonas de cisalhamento transcorrente, onde o metal poderia ter sido lixiviado das máficas e precipitado em tais zonas. As concentrações de cromo nas ultramáficas são mais altas que as de níquel e depósitos daquele metal poderiam ser formados nessas rochas, às quais os platinóides também poderiam estar associados. Hutchison (op. cit.) faz referência a depósitos de sulfetos de cobre e zinco relacionados a crosta oceânica e sedimentos afiliados. Também este autor prevê a formação de depósitos de níquel, cromo ou platinóides em ultramáficas que ocorrem neste ambiente.

14 - AGRADECIMENTOS

Consignamos os melhores agradecimentos ao geólogo Carlos Oiti Berbert, Presidente da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, que autorizou a execução da tese e propiciou suporte financeiro; aos geólogos João de Castro Mascarenhas e Marinho Alves da Silva Filho, Superintendente e Gerente de Recursos Minerais da CPRM - Recife, respectivamente, pelo apoio logístico em todas as etapas do trabalho; ao Prof. Dr. Shigueni Fujimori, do Instituto de Geociências da UFBA pela orientação segura e revisão do texto; ao geólogo Carlos Alberto C. Lins pela paciente colaboração no processamento de dados; ao geólogo Helton H. F. Torres pelas proveitosas discussões sobre a tectônica regional e ao geólogo Carlos Benício Montenegro de Melo pelo auxílio nas descrições de lâminas.

15 - BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., NEVES, B.B. de B., FUCH, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. Anais... Campina Grande: Soc. Bras. Geol., 1977. 449p. p.363-391.
- AMIANTO, reservas, 1987. Anuário Mineral Brasileiro, no15, p. 126, 1988.
- ANGELIM, L.A. de A. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional - Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-4.III Santa Filomena/Estados de Pernambuco e Piauí. Brasília: DNPM/CPRM, 1988. 146p. il.
- ARNDT, N.T., NISBET, E.G. Komatiites. London: George Allen and Unwin, 1982, 526p.
- BARKER, D.S. Igneous Rocks. New Jersey: Prentice-Hall, 1983, 417p.
- BEST, M.G. Igneous and Metamorphic Petrology. New York: Freeman Co. 1982, 630p. il.
- BESWICK, A.E., SOUCIE, G. A correction procedure for metassomatism in an Archean greenstone belt. Precambrian Res., v.6, n.2, p.235-248, mar.1978.
- BRITO NEVES, B.B. de. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Doutorado (Tese em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1975, 198p.
- CALDASSO, A.L. da S., ENNES, E.R., GRAZIA, C.A. Projeto Sudeste do Piauí I: parte das folhas S. Baimundo - Nonoato - SC.23-X-D e Bon Jesus - SC.23-X-C. Relatório final integrado. Recife: DNPM/CPRM, 1973a, 75p. il.

- , COSTA, A.C. da, MARANHÃO, C.M.L., LOPES JUNIOR I., HORIKAWA, Y. Projeto Sudeste do Piauí III: parte das folhas São João Piauí SC.23-X-B e Paulistana SC.24-V-A. Relatório final integrado. Recife: DNPM/CPRM, 1973b, 103p.il.
- CANN, J.R. Spillites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *J. Petrol.*, v.10, p.1-19, 1969.
- CARMICHAEL, D.K. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 20, p. 244-267, 1969.
- COX, K. G., BELL, J. D., PANKRUST, R. J. The interpretation of igneous rocks. London: George Allen & Unwin, 1984, 450p.
- FISHER, D.E., JOENSUU, O., BOSTROM, K. Elemental abundances in ultramafic rocks and their relation in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, v. 74, p.3865-3873, 1969.
- FISHER, G. W. The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation: an example. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 29, p. 91-103, 1970.
- FUJIKORI, S. Composição química das rochas e suas aplicações. Salvador: Centro Editorial da Univ. Fed. da Bahia, 1990, 301p.
- GAVA, A. et al. Geologia. In: Brasil DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SC.24/25. Aracaju/Recife: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso da terra. Rio de Janeiro, 1983. 826p.il. (Levantamento de Recursos Naturais, 30) p. 27-379.
- HART, R. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.9, p.269-279, 1970.
- HOLM, P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, v.51, p.303-323, 1985.

- WILLIAMS, H., TURNER, F.J., GILBERT, C.M. *Petrografia*. Tradução por Rui Ribeiro Franco. São Paulo: Ed. Polígono, 1970. 455p. il.
Tradução de: *Petrography and introduction to the study of rocks in thin sections.*
- WILSON, M. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. London: Unwin Hyman Ltd., 1989, 466p.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth-Planet. Sci. Lett.*, v.28, p.459-469, 1976.
- ,-----, *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol.*, v.20, p.325-343, 1977.
- WINKLER, H.G. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Tradução por Carlos Burger Júnior. Porto Alegre: Edgard Blucher, 1977. 254p. il.
il. Tradução de: *Petrogenesis of metamorphic rocks.*
- WRIGHT, T. L., FISKE, R. *Origin of the differentiated and hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii. J. Petrol.*, v. 12, p. 1-65, 1971.
- YARDLEY, B.W.D. *An introduction to metamorphic petrology*-England: Longman Scientific & Technical, 1989. 248p. il.

- PARENTE, R.C., OLIVEIRA, V.L. de. Perfil analítico da vermiculita. Brasília: DNPM, 1986. 37p. (Boletim 60).
- PEARCE, J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, v.25, p.41-67, 1975.
- A "users guides" to basalt discrimination diagrams. In: TARNEY, J. (ed.), *Oceanic basalts*. Glasgow: Blackie, 1986.
- Statistical analyses of major elements patterns in basalts. *J. Petrol.*, v.17, p.15-43, 1976.
- The role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J., NORBY, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, 1983. p.230-249.
- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (Ed.), *Andesites*, Chichester: John Wiley & Sons, 1982. p.525-548.
- , CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.19, p.290-300, 1973.
- , GALE, G.H. Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous hostrocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, p.14-24, 1977.
- PHAROAH, T.C., PEARCE, J.A. Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. Amsterdam. *Precambrian Res.* v.25, p.283-308, 1984.
- RINGWOOD, A.E. *Composition and petrology of the earth's mantle*. New York: McGraw-Hill, 1975.
- SÁ, F.T., SOBRINHO, J.T. Estratigrafia da região sudeste de São Raimundo Nonato-PI e norte de Remanso-BA. SBG, Atas do IX Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal, p.1-12, 1979.

- SANTOS, E.J. dos, CALDASSO, A.L. da S. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: REUNIÃO PREPARATÓRIA PARA O SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1977, Salvador. Anais de... Salvador: SME/CPM, 1978. 466p. (Publicação Especial), p.399-426.
- SANTOS, J.F. dos. Depósitos de níquel de São João do Piauí, PI. In: Brasil, DNPM. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, 1986. 4v. il. v.2, cap. 27, p. 341-345.
- SCILLING, J. G., ZAJAC, M., EVANS, R., JOHNSTON, T., WHITE, W., DEVINE, J.D., KINGSLEY, R. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27 N to 73 N. Am. Jour. Sci., v. 283, p. 510-586, 1983.
- SILVA, A.B. et al. Depósito de fosfato em carbonatito do Pré-Cambriano, Angico dos Dias, BA. SBG, Palestra, Salvador, 15p., 1987.
- SIQUEIRA FILHO, J. de. Geologia da folha Juiaí-Eucumbuco. Recife: SUDENE, 1967. 52p. il. (Brasil SUDENE. Série Geologia Regional, 7).
- SOUZA, J.D. de, FERNANDES FILHO, J., GUIMARÃES, J.T., LOPES, J.N. Relatório Colonial - relatório final. Geologia da região do médio São Francisco. Salvador: DNPM/CPRM, 1979. 3v. il.
- THORNTON, C.P., TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation Index. Am. Jour. Sci., v. 258, p.664-684, Nov. 1960.
- VAN DE KAMP, P. C. The green beds of the Scottish Dalradian series: geochemistry, origin and metamorphism of mafic sediments. J. Geol., v.78, p. 281-303, 1970.
- WILKINSON, J.F.G. Classification and average chemical compositions of common basalts and andesites. J. Petrol., v.27, n.1, p.31-62, feb. 1986.

- WILLIAMS, H., TURNER, F.J., GILBERT, C.M. *Petrografia*. Tradução por Rui Ribeiro Franco. São Paulo: Ed. Polígono, 1970. 455p. il.
Tradução de: *Petrography and introduction to the study of rocks in thin sections.*
- WILSON, M. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. London: Unwin Hyman Ltd., 1989, 466p.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.28, p.459-469, 1976.
- ,-----, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, v.20, p.325-343, 1977.
- WINKLER, H.G. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Tradução por Carlos Burger Júnior. Porto Alegre: Edgard Blucher, 1977. 254p. il.
il. Tradução de: *Petrogenesis of metamorphic rocks.*
- WRIGHT, T. L., FISKE, R. Origin of the differentiated and hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Petrol.*, v. 12, p. 1-65, 1971.
- YARDLEY, B.W.D. *An introduction to metamorphic petrology*-England: Longman Scientific & Technical, 1989. 248p. il.