

QUÍMICA MINERAL

A determinação da composição química dos minerais metamórficos das rochas pertencentes a seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho e dos granitóides associados foi efetuado através da microsonda eletrônica nos equipamentos da Open University, Inglaterra e na Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, conforme descrição no capítulo da Introdução.

As análises minerais foram obtidas em olivinas (serpentinitos, olivina-talco ultramafitos), anfibólitos (serpentinitos, olivina-talco ultramafitos, xistos magnesianos, anfibolito, metagabro e granodiorito), plagioclásio (xisto magnesiano, anfibolito, metagabro e granodiorito), filossilicatos (xistos magnesianos e metagabro) além de clinopiroxênio e granada numa amostra de anfibolito.

Olivinas

Serpentinitos e olivina-talco ultramafitos

Vinte e três análises representativas de olivinas foram obtidas em cinco amostras de ultramafitos. Deste total, nove pertencem aos serpentinitos e as quatorze restantes aos olivina-talco ultramafitos. A percentagem em peso de cada óxido, o número de íons na base de 04 átomos de oxigênio, o teor da molécula de forsterita e a classificação dessas olivinas são apresentadas nas tabelas VI e VII.

TABELA VI

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores e números de íons na base de 04 átomos de Oxigênio e classificação das Olivinas - dos Serpentinitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

SERPENTINITOS									
AMOSTRA Nº	MR-25				MR-27D				
CRISTAL Nº	1	2	3	4	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,56	39,03	39,02	39,06	41,26	40,52	40,29	39,83	40,48
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01
FeO*	12,15	12,26	12,09	12,14	8,49	8,55	8,53	8,48	8,52
MgO	47,83	46,67	48,02	47,99	51,94	50,66	50,37	50,49	50,58
MnO	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,15	0,14	0,14	0,15
NiO	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,21	0,20	0,20	0,17
CaO	<u>0,04</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,02</u>	<u>0,02</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>
TOTAL	98,98	98,36	99,53	99,61	102,09	100,11	99,55	99,22	99,92
Número de íons na base de 04 átomos de Oxigênio									
Si	0,9705	0,9869	0,9752	0,9756	0,9859	0,9883	0,9882	0,9817	0,9889
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0014	0,0001
Fe*	0,2557	0,2592	0,2527	0,2537	0,1697	0,1744	0,1749	0,1748	0,1741
Mg	0,7941	1,7587	1,7885	1,7864	1,8496	1,8415	1,8412	1,8546	1,8414
Mn	0,0041	0,0038	0,0038	0,0037	0,0035	0,0030	0,0030	0,0030	0,0032
Ni	0,0043	0,0042	0,0043	0,0043	0,0039	0,0040	0,0040	0,0040	0,0033
Ca	<u>0,0010</u>	<u>0,0002</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0006</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0004</u>	<u>0,0003</u>
TOTAL:	3,0296	3,0131	3,0249	3,0244	3,0132	3,0116	3,0117	3,0199	3,0112
Fo	87,53	87,15	87,62	87,56	91,60	91,35	91,32	91,39	91,36
Fy	12,47	12,85	12,38	12,44	8,40	8,65	8,68	8,61	8,64
Classificação:	CRISOLITA				FORSTERITA				

TABELA VII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, números de íons na base de 04 átomos de Oxigênio e classificação das Olivinas de Olivina-talco ultramafitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº	OLIVINA - TALCO							ULTRAMAFITOS						MR-101
	MR-990							MR-104H						
CRISTAL Nº	1	2	3	4	5	6	7*	1	2	3	4	5	6	1*
SiO ₂	39,90	39,86	39,65	39,78	39,62	39,97	42,02	40,37	39,89	39,73	39,76	39,50	39,44	40,58
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	0,00
FeO*	14,67	14,64	14,13	14,59	14,42	14,65	14,03	12,40	12,21	12,56	12,31	12,29	12,33	13,41
MgO	44,28	44,82	45,38	44,78	44,96	43,93	43,06	46,27	45,43	48,71	46,74	46,17	45,75	45,56
MnO	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,14	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,14
NiO	0,21	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,23	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,30
CaO	<u>0,02</u>	<u>0,02</u>	<u>0,01</u>	<u>0,02</u>	<u>0,02</u>	<u>0,01</u>	<u>0,04</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,01</u>	<u>0,03</u>
TOTAL:	99,19	99,62	99,47	99,48	99,32	98,86	99,53	99,43	97,87	101,33	99,16	98,31	97,97	100,04
Número de íons na base de 04 átomos de Oxigênio														
Si	1,0079	1,0027	0,9978	1,0022	0,9994	1,0125	1,0484	1,0047	1,0100	0,9760	0,9955	0,9977	1,0006	1,0100
Cr	0,0003	0,0000	0,0002	0,0002	0,0000	0,0000	0,0004	0,0006	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0000
Fe*	0,3099	0,3081	0,2975	0,3075	0,3042	0,3103	0,2928	0,2581	0,2585	0,2580	0,2577	0,2597	0,2616	0,2790
Mg	1,6669	1,6803	1,7021	1,6812	1,6903	1,6583	1,6011	1,7162	1,7143	1,7832	1,7440	1,7379	1,7299	1,6903
Mn	0,0021	0,0017	0,0019	0,0019	0,0020	0,0019	0,0023	0,0030	0,0024	0,0020	0,0023	0,0024	0,0024	0,0029
Ni	0,0043	0,0040	0,0041	0,0043	0,0043	0,0043	0,0046	0,0042	0,0043	0,0041	0,0044	0,0045	0,0045	0,0060
Ca	<u>0,0005</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0011</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0007</u>
TOTAL:	2,9919	2,9973	3,0039	2,9978	3,0007	2,9876	2,9511	2,9871	2,9901	3,0238	3,0044	3,0027	2,9995	2,9899
Fo	84,32	84,51	85,12	84,54	84,75	84,24	84,54	86,93	86,90	87,36	87,13	87,00	86,86	85,24
Fy	15,68	15,49	14,88	15,46	15,25	15,76	15,46	13,07	13,10	12,64	12,87	13,00	13,14	14,76

Classificação: CRISOLITA

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University- Inglaterra.

Foram realizadas em média, 04 análises em cada cristal (duas nos bordos e duas no centro quando possível) e, as variações composicionais não revelaram importância a ponto de definir algum tipo de zonação desses minerais; assim as percentagens em peso dos óxidos obtidos representam a média aritmética simples das análises pontuais em cada cristal.

Nos serpentinitos o conteúdo de Fo varia de 87,15 à 91,60 mole por cento, classificando-se estas olivinas como crisolita na amostra MR-25 e como forsterita na amostra MR-27D segundo Deer et al., (1977). Nos olivina-talco ultramafitos os conteúdos de Fo das olivinas variam de 84,24 à 87,36 mole por cento sendo classificadas como crisolita (Deer et al., op. cit.).

Os teores de NiO destas olivinas são considerados baixos (0,17 à 0,30%) para estes conteúdos de Fo e variam muito pouco de amostra para amostra indicando uma origem metamórfica, para estas olivinas, conforme assinalado por Evans & Trommsdorf (1974) e Nesbitt & Hartmann (1986). Igualmente os teores de Cr_2O_3 (0,0 à 0,11%) e de CaO (0,01 à 0,04%) são extremamente baixos quando comparados com a quantidade existente em olivinas de origem vulcânica (Evans & Trommsdorf op.cit.; Hartmann et al., 1987). Além disso, algumas feições texturais e óticas reforçam uma origem metamórfica para estes cristais de olivina tais como: (I) sinal de alongação negativo para cristais alongados com hábito de prismas tabulares (amostras MR-990, MR-101 e MR-104H), (II) inclusões de sobrecrescimento "overgrown" de antofilita, tremolita, clorita e mais raramente de talco em olivinas (amostras MR-990, MR-101, MR-104H E MR-27D).

Algumas feições da química da rocha total são também indicativas da origem metamórfica dessas olivinas: (I) teores de magnésio muito elevados (MgO maior de 33% em base anidra à exceção da amostra MR-101) para representarem líquidos resfriados em condições extrusivas os quais alcançam no máximo 32 à 33% de MgO

em base anidra (Arndt & Nisbet, 1982; Nesbitt & Hartmann, 1986 ; Hartmann et al., 1987), (II) teores de TiO_2 extremamente baixos (menor que 0,20%) para representarem porções líquidas de derrames komatiíticos.

Anfibólios

Da mesma forma que nas olivinas, realizou-se 04 determinações pontuais em cada grão de anfibólio, representando os resultados, a média aritmética simples das análises de cada mineral. Desta forma foi possível determinar, onde existente, zonas composicionais em alguns cristais de anfibólio em litologias do tipo clorita-hornblenda xistos e anfibolitos.

Os dados obtidos consistiram na determinação da percentagem em peso dos óxidos de elementos maiores e na distribuição do número de íons na base de 23 átomos de oxigênio de acordo com o proposto por Leake (1978). A relação $Mg/Mg+Fe^{+2}$ foi calculada em base aos procedimentos indicados por Papike et al., (1974) porque todo o ferro foi obtido como FeO total (FeO*). Desta forma foi possível utilizar a classificação e as fórmulas químicas simplificadas proposta por Leake op. cit.

Serpentinitos e olivina-talco-ultramafitos

A percentagem dos óxidos e o número de íons na base de 23 átomos de oxigênio (Leake, op. cit.) de treze cristais de anfibólios das cinco amostras de ultramafitos são dados na tabela VIII. Deste total cinco análises pertencem aos serpentinitos e as outras oito restantes referem-se aos olivina-talco ultramafitos. O somatório da percentagem em peso dos óxidos (fechamento das análises) desses anfibólios variou entre 92,68 à 96,71% devido a ausência de análise do teor de H_2O e de outros elementos vo

TABELA VIII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, números de íons na base de 23 átomos de Oxigênio (Leake, 1978) de Anfibólitos - dos Serpentinitos e Olivina-talco ultramafitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº CRISTAL Nº	SERPENTINITOS					OLIVINA - TALCO ULTRAMAFITOS							
	MR-25		MR-27D			MR-990			MR-101		MR-104H		
	1	2	1	2	3	1	2	3	4*	1*	2*	1	2
SiO ₂	55,43	56,93	57,36	56,49	55,75	57,13	58,19	56,58	50,80	57,64	57,82	57,96	57,54
TiO ₂	0,05	0,03	0,30	0,03	0,05	0,01	0,02	0,03	0,20	0,02	0,04	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,28	0,20	0,73	1,02	2,26	0,17	0,19	0,12	0,71	0,74	0,40	0,14	0,10
FeO*	8,58	9,23	1,74	1,82	1,74	8,69	7,75	7,70	10,34	2,83	2,73	8,58	9,17
MgO	27,34	25,96	22,08	22,13	21,92	28,44	28,03	29,20	33,47	23,21	24,18	27,41	27,39
MnO	0,39	0,32	0,04	0,04	0,05	0,12	0,10	0,13	0,12	0,08	0,08	0,18	0,18
CaO	0,59	0,53	13,57	13,61	13,56	0,08	0,08	0,07	0,19	12,02	11,04	0,09	0,09
Na ₂ O	0,02	0,01	0,38	0,49	0,83	0,06	0,04	0,04	0,02	0,16	0,10	0,02	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TOTAL:	92,68	93,21	95,94	95,64	96,19	94,70	94,41	93,87	95,67	96,71	96,39	94,39	94,55
Si	7,9461	8,1069	7,9779	7,9016	7,7669	7,9880	8,1007	7,9540	7,2069	7,9522	7,9765	8,1050	8,0655
Al	0,0473	0,0000	0,0221	0,0984	0,2331	0,0120	0,0000	0,0199	0,1187	0,0478	0,0235	0,0000	0,0000
(Tetr.)	7,9935	8,1069	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,1007	7,9739	7,3256	8,0000	8,0000	8,1050	8,0655
Al	0,0000	0,0336	0,0976	0,0698	0,1381	0,0160	0,0312	0,0000	0,0000	0,0726	0,0416	0,0231	0,0165
Fe ₂	0,9977	1,0992	0,2024	0,2129	0,2027	1,0102	0,9023	0,9027	1,1178	0,3192	0,3148	1,0034	1,0750
Fe ₃	0,0310	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0060	0,0000	0,0026	0,1090	0,0073	0,0002	0,0000	0,0000
Fe*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	5,8411	5,5093	4,5768	4,6133	4,5512	5,9263	5,8154	6,1177	7,0765	4,7722	4,9713	5,7123	5,7219
Mn	0,0474	0,0386	0,0047	0,0047	0,0059	0,0142	0,0118	0,0155	0,0144	0,0093	0,0093	0,0213	0,0214
Ti	0,0054	0,0032	0,0031	0,0032	0,0052	0,0011	0,0021	0,0032	0,0021	0,0021	0,0042	0,0011	0,0021
(Oct)	6,9225	6,6840	4,8846	4,9039	4,9032	6,9738	6,7627	7,0416	8,3199	5,1827	5,3414	6,7612	6,8369
X _{oct}	1,9094	1,6840	0,0000	0,0000	0,0000	1,9738	1,7627	1,9895	1,9711	0,1827	0,3414	1,7612	1,8369
Ca	0,0906	0,0809	2,0223	2,0398	2,0242	0,0120	0,0119	0,0105	0,0289	1,7769	1,6319	0,0135	0,0135
Na	0,0000	0,0028	0,0000	0,0000	0,0000	0,0142	0,0108	0,0000	0,0000	0,0404	0,0267	0,0054	0,0163
(M ₄)	2,0000	1,7676	2,0223	2,0398	2,0242	2,0000	1,7855	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	1,7801	1,8667
Na	0,0056	0,0000	0,1025	0,1329	0,2242	0,0020	0,0000	0,0109	0,0055	0,0024	0,0001	0,0000	0,0000
K	0,0000	0,0000	0,0018	0,0018	0,0053	0,0000	0,0018	0,0000	0,0000	0,0018	0,0000	0,0000	0,0000
(A)	0,0056	0,0000	0,1043	0,1347	0,2295	0,0020	0,0018	0,0109	0,0055	0,0042	0,0001	0,0000	0,0000

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

TABELA IX

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Classificação e fórmula química simplificada dos Anfibólios (Leake, 1978) dos Serpentinitos e Olivina-talco ultramafitos da Seqüência Máfica-ultramáfica.

SERPENTINITOS

CRISTAL Nº	MR-25		
1	Magnésio Cumingtonita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
2	Magnésio Cumingtonita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
CRISTAL Nº	MR-27D		
1	Tremolita	-	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
2	Tremolita	-	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
3	Tremolita	-	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$

OLIVINA-TALCO ULTRAMAFITOS

CRISTAL Nº	MR-990		
1	Antofilita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
2	Antofilita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
3	Antofilita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
4*	Antofilita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
CRISTAL Nº	MR-101		
1*	Tremolita	-	$Ca_2Mg_5Si_8(OH)_2$
2*	Tremolita	-	$Ca_2Mg_5Si_8(OH)_2$
CRISTAL Nº	MR-104H		
1	Antofilita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
2	Antofilita	-	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$

lâteis.

A classificação destes anfibólios é apresentada na ta bela IX, juntamente com a fórmula química simplificada repre tando a composição dos membros finais ou intermediários de cada série. Os termos detectados nos serpentinitos são anfibólios mo nocl ínicos dos grupos composicionais do Fe-Mn-Mg e anfibólios cálcicos (Leake, op. cit) correspondendo aos membros finais das séries como a magnésio cumingtonita (MR-25) e tremolita (MR-27D) respectivamente.

Nos olivina-talco ultramafitos foram detectados anfi bólios ortorrômicos do grupo composicional Fe-Mn-Mg e monoclíni cos do grupo dos anfibólios cálcicos (Leake, op. cit.), corres pondendo ao membro intermediário antofilita (MR-990 e MR-104H) e final tremolita (MR-101) da série respectivamente. Nestes ultra mafitos é possível estabelecer uma relação entre o tipo de anfi bólio (grupo composicional) presente na amostra com a composição química da rocha total das amostras analisadas, onde nas rochas com teores elevados de CaO (tabela XXVI) aparece a tremolita (do grupo dos anfibólios cálcicos) em detrimento da antofilita ou magnésio-cumingtonita (do grupo dos anfibólios ricos em Fe-Mn-Mg) conforme mostram as tabelas I e IX.

Clorita e anfibólio xistos

A análise química de dez anfibólios de amostras de clorita e anfibólio xistos, bem como o número de íons na base de 23 átomos de oxigênio (Leake, 1978) estão listados na tabela X. O somatório das percentagens em peso dos óxidos variou entre 92,63 e 97,87% devido a ausência de análises do teor de voláteis onde os valores totais mais baixos se restringem aos anfibólios, com teores de MgO mais elevados e referem-se neste caso a antofi lita (MR-62H). Assim, a classificação apresentada na tabela XI ,

TABELA X

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores e números de íons na base de 23 átomos de Oxigênio (Leake, 1978) de Anfibólios - dos Clorita e Anfibólio xistos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº CRISTAL Nº	MR-62B		MR-630		MR-62H		MR-62J		MR-63H		MR-78A	
	1*	1*	2*	3*	1*	1*	1*	2*	1*	2*	1*	2*
SiO ₂	56,82	54,32	55,59	54,44	52,56	50,26	56,60	56,60	56,72	57,45		
TiO ₂	0,09	0,15	0,09	0,15	0,18	0,30	0,04	0,04	0,09	0,09		
Al ₂ O ₃	0,99	3,64	2,03	3,64	5,20	7,48	0,44	0,51	1,09	0,59		
FeO*	6,66	6,34	6,19	6,42	7,38	9,78	17,95	17,17	4,28	4,07		
MgO	19,86	19,57	19,89	19,48	25,61	16,17	21,52	21,99	21,74	21,93		
MnO	0,31	0,14	0,20	0,14	0,06	0,20	0,39	0,34	0,09	0,08		
CaO	12,96	11,86	12,34	12,11	1,54	12,02	0,72	0,68	12,65	12,95		
Na ₂ O	0,17	0,45	0,45	0,45	0,09	1,19	0,05	0,03	0,20	0,09		
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00		
TOTAL:	97,87	96,49	96,80	96,85	92,63	97,48	97,71	97,36	96,87	97,25		
Si	7,9166	7,6426	7,8000	7,6377	7,5119	7,1565	8,0223	8,0190	7,8821	7,9495		
Al	0,0834	0,3574	0,2000	0,3623	0,4881	0,8435	0,0000	0,0000	0,1179	0,0505		
(Tetr.)	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0223	8,0190	8,0000	8,0000		
Al	0,0792	0,2464	0,1358	0,2398	0,3881	0,4121	0,0735	0,0852	0,0606	0,0457		
Fe ₂	0,7583	0,6260	0,6272	0,6265	0,8228	0,9372	-	-	0,4426	0,4648		
Fe ₃	0,0177	0,1200	0,0992	0,1268	0,0594	0,2275	-	-	0,0548	0,0061		
Fe*	-	-	-	-	-	-	2,1278	2,0345	-	-		
Mg	4,1238	4,1035	4,1593	4,0730	5,4549	3,4314	4,5458	4,6431	4,5024	4,5224		
Mn	0,0366	0,0167	0,0238	0,0166	0,0073	0,0241	0,0468	0,0408	0,0106	0,0094		
Ti	0,0094	0,0159	0,0095	0,0158	0,0193	0,0321	0,0043	0,0043	0,0094	0,0094		
(Oct)	5,0251	5,1285	5,0547	5,0985	6,7517	5,0644	6,7981	6,8078	5,0804	5,0578		
X _{oct}	0,0251	0,1285	0,0547	0,0985	1,7517	0,0644	1,7981	1,8078	0,0804	0,0578		
Ca	1,9348	1,7880	1,8553	1,8205	0,2358	1,8339	0,1093	0,1032	1,8836	1,9200		
Na	0,0401	0,0836	0,0900	0,0810	0,0124	0,1017	0,0137	0,0082	0,0360	0,0221		
(M ₄)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	1,9212	1,9193	2,0000	2,0000		
Na	0,0059	0,0392	0,0324	0,0414	0,0125	0,2268	0,0000	0,0000	0,0179	0,0020		
K	0,0018	0,0036	0,0036	0,0036	0,0018	0,0145	0,0000	0,0000	0,0018	0,0000		
(A)	0,0076	0,0428	0,0360	0,0450	0,0143	0,2414	0,0000	0,0000	0,0197	0,0020		

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University Inglaterra.

TABELA XI

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Classificação e fórmula química simplificada dos Anfibólitos (Leake, 1978) dos Clorita e Anfibólitos xistos da Sequência Máfica-ultramáfica.

CRISTAL Nº	MR-62B	
1*	Actinolita	- $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
CRISTAL Nº	MR-630	
1*	Actinolita	- $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2*	Actinolita	- $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
3*	Actinolita	- $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
CRISTAL Nº	MR-62H	
1*	Antofilita	- $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
CRISTAL Nº	MR-62J	
1*	Magnésio-hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
CRISTAL Nº	MR-63H	
1*	Antofilita	- $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2*	Antofilita	- $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
CRISTAL Nº	MR-78A	
1*	Tremolita	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2*	Tremolita	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

juntamente com a fórmula química simplificada representam a com posição dos membros finais de cada série. Os termos detectados ' nos clorita-anfibólios xistos são anfibólios monoclinicos do grupo composicional dos anfibólios cálcicos e do sistema ortorrômbico do grupo composicional dos anfibólios Fe-Mn-Mg, corresponden do ao membro intermediário actinolita (MR-62B e MR-630), ao ex tremo composicional tremolita (MR-78A) e ao membro intermediário antofilita (MR-62H e MR-63H) das respectiva séries (Leake, op. ' cit.).

Neste caso é possível estabelecer uma correlação ape nas entre os tipos de anfibólios do mesmo grupo composicional (anfibó lios cálcicos), presentes nas amostras, com a composição química da rocha total respectiva, onde nas amostras com maiores teores de Al_2O_3 , FeO e Fe_2O_3 aparece a magnésio-hornblenda (MR-62J) enquanto que nas amostras com teores elevados de CaO e SiO_2 a tend ência é do aparecimento da actinolita (MR-62B e MR-630).

Clorita-hornblenda xisto

A composição química de três cristais de anfibólios dentre os quais dois foram analisados na borda (B) e no núcleo (N) de uma amostra de clorita-hornblenda xisto, bem como o número de íons na base de 23 átomos de oxigênio para cada mineral são apresentados na tabela XII. O somatório da percentagem em peso dos óxidos desses cristais variou entre 96,67 e 97,05% devido a falta de determinação do teor de voláteis, sendo estes valores portanto considerados satisfatórios.

A classificação destes anfibólios juntamente com a fórmula química simplificada são apresentadas na tabela XIII. Os termos detectados na amostra MR-156 são todos pertencentes ao grupo dos anfibólios cálcicos do sistema monoclinico correspon dendo à magnésio-hornblenda. A zonação detectada nos cristais 2

TABELA XII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, números de íons na base de 23 átomos de Oxigênio (Leake, 1978) de Anfibólios dos Clorita-hornblenda xistos e Xistos Magnesianos à Talco da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº	CLORITA - HORNBLENDA XISTOS					XISTOS MAGNESIANOS À TALCO				
	CRISTAL Nº	1*	2*(B)	MR-156 2*(N)	3*(B)	3*(N)	MR-84F 1*	1*	MR-104E 2*(N)	2*(B)
SiO ₂	50,43	49,87	50,44	48,67	50,17	57,80	55,82	55,06	55,85	55,94
TiO ₂	0,28	0,32	0,30	0,35	0,28	0,02	0,15	0,17	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	7,17	7,93	7,18	8,92	7,59	0,15	2,87	3,29	2,39	2,51
FeO*	9,34	8,98	8,79	9,39	8,84	12,15	5,88	6,09	6,00	5,60
MgO	17,00	16,53	17,08	16,04	17,02	25,01	20,07	19,88	20,18	20,08
MnO	0,22	0,19	0,20	0,22	0,19	0,33	0,19	0,17	0,20	0,19
CaO	11,64	12,33	12,06	12,07	12,15	0,66	12,33	12,16	12,10	12,35
Na ₂ O	0,71	0,78	0,71	0,96	0,76	0,02	0,44	0,53	0,36	0,39
K ₂ O	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
TOTAL:	96,82	96,99	96,81	96,67	97,05	96,14	97,76	97,36	97,20	97,18
Si	7,1642	7,0952	7,1613	6,9601	7,1094	8,0895	7,7401	7,6706	7,7904	7,7959
Al	0,8358	0,9048	0,8387	1,0399	0,8906	0,0000	0,2599	0,3294	0,2096	0,2041
(Tetr.)	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0895	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al	0,3651	0,4253	0,3631	0,4640	0,3774	0,0247	0,2093	0,2110	0,1835	0,2083
Fe ₂	0,7044	0,7548	0,6596	0,7367	0,6459	-	0,5997	0,5740	0,6403	0,6066
Fe ₃	0,4053	0,3137	0,3841	0,3864	0,4018	0,0000	0,0821	0,1356	0,0596	0,0461
Fe*	-	-	-	-	-	1,4222	-	-	-	-
Mg	3,5992	3,5049	3,6140	3,4186	3,5944	5,2166	4,1475	4,1275	4,1951	4,1705
Mn	0,0265	0,0229	0,0241	0,0266	0,0228	0,0391	0,0223	0,0201	0,0236	0,0224
Ti	0,0299	0,0342	0,0320	0,0376	0,0298	0,0021	0,0156	0,0178	0,0115	0,0115
(Oct)	5,1304	5,0559	5,0768	5,0699	5,0721	6,7048	5,0766	5,0859	5,1137	5,0655
X _{oct}	0,1304	0,0559	0,0768	0,0699	0,0721	1,7048	0,0766	0,0859	0,1137	0,0655
Ca	1,7719	1,8797	1,8347	1,8495	1,8448	0,0990	1,8320	1,8152	1,8085	1,8442
Na	0,0977	0,0644	0,0885	0,0806	0,0830	0,0054	0,0914	0,0989	0,0779	0,0903
(M ₄)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	1,8092	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Na	0,0978	0,1508	0,1070	0,1856	0,1258	0,0000	0,0269	0,0443	0,0195	0,0151
K	0,0054	0,0109	0,0091	0,0091	0,0090	0,0000	0,0018	0,0018	0,0018	0,0018
(A)	0,1033	0,1617	0,1160	0,1948	0,1348	0,0000	0,0286	0,0461	0,0213	0,0169

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

(B) BORDA

(N) NÚCLEO

TABELA XIII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Classificação e fórmula química simplificada dos Anfibólitos (Leake, 1978) dos Clorita-hornblenda xistos e Xistos - Magnesianos à Talco da Sequência Máfica-ultramáfica.

CLORITA - HORNBLENDA XISTO

MR-156

1*		Magnésio-hornblenda	-	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
2*	(BORDA)	Magnésio-hornblenda	-	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
2*	(NÚCLEO)	Magnésio-hornblenda	-	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
3*	(BORDA)	Magnésio-hornblenda	-	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
3*	(NÚCLEO)	Magnésio-hornblenda	-	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$

XISTOS MAGNESIANOS À TALCO

MR-84F

1*		Antofilita	-	$\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
----	--	------------	---	--

MR-104E

1*		Actinolita	-	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2*	(NÚCLEO)	Actinolita	-	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2*	(BORDA)	Actinolita	-	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
3*		Actinolita	-	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

e 3 indicam os núcleos (N) mais enriquecidos em SiO_2 e MgO relativamente aos bordos (B) e estes com valores mais elevados para TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* e Na_2O relativamente aos núcleos. A discrepância nos valores, no entanto não são suficientemente elevadas para modificar a nomenclatura das porções de bordo e núcleo dos cristais.

Xistos magnesianos à talco

A composição química de 04 cristais de anfibólios dentre os quais um foi analisado na borda e no núcleo, de duas amostras de xistos magnesianos à talco, bem como o número de íons na base de 23 átomos de oxigênio para cada mineral são apresentados na tabela XII. O somatório da percentagem em peso dos óxidos destes minerais variou entre 96,14 e 97,76% devido a falta de determinação do teor de voláteis, sendo estes resultados considerados satisfatórios. A classificação de Leake (1978) juntamente com a fórmula química simplificada destes anfibólios, são apresentados na tabela XIII.

O termo detectado na amostra MR-84F, pertence ao grupo composicional dos anfibólios Fe-Mg-Mn do sistema ortorrômico, classificando-se como antofilita, membro intermediário da série. Os três cristais analisados da amostra MR-104E pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos do sistema monoclinico, sendo classificados como actinolita, representando os membros intermediários da série. As análises de borda e núcleo do cristal 2, revelaram pequenas diferenças composicionais, com teores de Al_2O_3 , TiO_2 e NaO_2 pouco mais elevado no núcleo e SiO_2 e MgO mais elevados nas bordas. No entanto, estas diferenças composicionais não foram suficientemente elevadas para modificar a nomenclatura destes minerais.

Nestes xistos magnesianos é possível estabelecer uma

correlação entre a percentagem modal estimada de minerais e o teor de elementos maiores da rocha total com o tipo de anfibólio presente nas amostras. Onde, nas amostras com maiores quantidades de talco, SiO_2 e MgO e teores menores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO e CaO aparece a antófilita (MR-84F) em detrimento do actinolita (MR-104).

Anfibolitos e metagabros

Doze análises representativas de anfibólios foram obtidas em três amostras de rochas máficas da sequência máfica-ultramáfica. Deste total dez pertencem a anfibolitos e as duas restantes a uma amostra de metagabro. As percentagens em peso de cálcio e óxido bem como o número de íons na base de 23 átomos de oxigênio destes anfibólios são dados na tabela XIV. Em dois cristais de uma amostra de anfibolito (MR-111) foram realizadas análises para a borda e núcleo.

O somatório da percentagem em óxidos dos cristais variou entre 96,64 e 100,45% devido a ausência de determinação do conteúdo de voláteis, sendo o resultado considerado satisfatório. A classificação destes anfibólios juntamente com a fórmula química simplificada são apresentadas na tabela XV. Os termos detectados nos anfibolitos e metagabros pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos do sistema monoclinico e correspondem aos membros intermediários e extremos da série, classificando-se como hornblenda tschermakítica e magnésio hornblenda respectivamente.

Na amostra de anfibolito (MR-62E) os dois cristais determinados correspondem a magnésio-hornblenda e na amostra (MR-111) os vários cristais analisados apresentam classificações distintas com termos entre magnésio-hornblenda até a hornblenda tschermakítica. Em dois cristais analisados (7 e 8) para a borda e o núcleo, constatou-se uma zonação composicional, onde, no nú

TABELA XIV

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores e número de íons na base de 23 átomos de Oxigênio (Leake, 1978) de Anfibolios - dos Anfibolitos e Metagabro da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº	MR-62E		ANFIBOLITOS										METAGABRO	
	CRISTAL Nº	1	2	1	2	3	4	5	6*	7*(N)	7*(B)	8*(B)	8*(N)	1*
SiO ₂	47,29	48,51	44,48	44,63	43,75	44,71	43,30	44,15	43,65	44,98	44,62	43,49	46,60	47,82
TiO ₂	0,47	0,55	0,45	0,40	0,32	0,51	0,48	0,40	0,44	0,47	0,37	0,38	0,48	0,37
Al ₂ O ₃	10,08	9,98	15,47	13,88	15,44	13,98	15,41	14,28	14,38	13,36	13,00	14,61	12,99	11,54
FeO*	15,25	15,00	16,29	16,22	16,72	16,23	16,71	15,11	15,00	14,72	14,59	15,07	11,40	11,16
MgO	10,53	10,74	9,84	9,78	9,24	9,32	8,94	10,29	10,25	10,78	11,20	10,20	12,63	13,42
MnO	0,18	0,20	0,21	0,21	0,22	0,21	0,20	0,23	0,23	0,25	0,20	0,23	0,22	0,20
CaO	11,98	11,90	12,11	12,08	12,18	12,12	11,75	11,42	11,39	11,20	11,24	11,35	12,01	12,12
Na ₂ O	1,08	1,10	1,41	1,36	1,39	1,16	1,32	1,52	1,50	1,46	1,22	1,50	1,37	1,24
K ₂ O	0,33	0,28	0,19	0,17	0,18	0,16	0,22	0,21	0,26	0,17	0,20	0,28	0,31	1,28
TOTAL:	97,19	98,26	100,45	98,73	99,44	98,40	98,33	97,61	97,10	97,39	96,64	97,11	98,01	98,15
Si	6,9785	7,0521	6,3513	6,5009	6,3350	6,5373	6,3391	6,4591	6,4232	6,5674	6,5504	6,3989	6,6881	6,8349
Al	1,0215	0,9479	1,6487	1,4991	1,6650	1,4627	1,6609	1,5409	1,5768	1,4326	1,4496	1,6011	1,3119	1,1651
(Tetr.)	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al	0,7322	0,7625	0,9555	0,8845	0,9707	0,9471	0,9988	0,9220	0,9179	0,8671	0,8004	0,9331	0,8860	0,7794
Fe ₂	1,8662	1,8237	1,6162	1,7423	1,7058	1,8272	1,7376	1,5423	1,5314	1,4701	1,3603	1,5195	1,2470	1,2070
Fe ₃	0,0159	0,0000	0,3291	0,2337	0,3189	0,1575	0,3083	0,3065	0,3146	0,3274	0,4310	0,3349	0,1214	0,1270
Fe*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,3158	2,3269	2,0940	2,1231	1,9940	2,0309	1,9506	2,2436	2,2479	2,3457	2,4504	2,2366	2,7015	2,8586
Mn	0,0225	0,0246	0,0254	0,0259	0,0270	0,0260	0,0248	0,0285	0,0287	0,0309	0,0249	0,0287	0,0267	0,0242
Ti	0,0522	0,0601	0,0483	0,0438	0,0348	0,0561	0,0528	0,0440	0,0487	0,0516	0,0409	0,0420	0,0518	0,0398
(Oct)	5,0047	4,9979	5,0685	5,0533	5,0513	5,0448	5,0729	5,0868	5,0891	5,0928	5,1078	5,0949	5,0345	5,0361
X _{oct}	0,0047	0,0000	0,0685	0,0533	0,0513	0,0448	0,0729	0,0868	0,0891	0,0928	0,1078	0,0949	0,0345	0,0361
Ca	1,8943	1,8537	1,8528	1,8854	1,8898	1,8988	1,8432	1,7902	1,7959	1,7522	1,7681	1,7894	1,8470	1,8562
Na	0,1010	0,1463	0,0787	0,0612	0,0589	0,0564	0,0839	0,1230	0,1150	0,1550	0,1241	0,1158	0,1186	0,1078
(M ₄)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Na	0,2080	0,1637	0,3117	0,3229	0,3313	0,2725	0,2908	0,3082	0,3130	0,2583	0,2232	0,3122	0,2626	0,2359
K	0,0621	0,0519	0,0346	0,0316	0,0333	0,0298	0,0411	0,0392	0,0488	0,0317	0,0375	0,0526	0,0568	0,0511
(A)	0,2701	0,2156	0,3463	0,3545	0,3646	0,3023	0,3319	0,3474	0,3618	0,2900	0,2606	0,3647	0,3194	0,2869

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

(B) BORDA

(N) NÚCLEO

TABELA XV

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Classificação e fórmula química simplificada dos Anfibólitos (Leake, 1978) dos Anfibolitos e Metagabro da Seqüência Máfica-ultramáfica.

ANFIBOLITOS

CRISTAL Nº	MR-62E	
1	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
2	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
CRISTAL Nº	MR-111	
1	Hornblenda Tschermakítica	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
3	Hornblenda Tschermakítica	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
4	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
5	Hornblenda Tschermakítica	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
6*	Hornblenda Tschermakítica	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
7* (NÚCLEO)	Hornblenda Tschermakítica	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
7* (BORDA)	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
8* (BORDA)	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
8* (NÚCLEO)	Hornblenda Tschermakítica	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

METAGABRO

CRISTAL Nº	MR-83C	
1*	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
2*	Magnésio Hornblenda	- $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$

cleo os valores de Al_2O_3 , FeO^* , CaO , Na_2O e K_2O são mais elevados (hornblenda tschermakítica) e os bordos são mais enriquecidos em SiO_2 e MgO (magnésio hornblenda). Os dois cristais determinados na amostra de metagabro (MR-83C) apresentam composição correspondente a magnésio hornblenda.

A presença de duas espécies na mesma lâmina (MR-111) pode estar relacionado ao fato dos cristais apresentarem zonação e as análises terem sido realizadas alternadamente mais para a borda ou centro dos cristais obtendo-se em cada caso diferenças composicionais significativas.

Granodiorito

A composição química de 04 cristais de anfibólio de uma amostra de granodiorito, bem como o número de íons na base de 23 átomos de oxigênio para cada mineral são apresentados na tabela XVI. O somatório da percentagem em óxidos dos cristais variou entre 100,58 e 101,08 sem considerar os valores referentes ao conteúdo de voláteis, totais um pouco acima do esperado porém considerados ainda satisfatórios.

A classificação de Leake (1978) juntamente com a fórmula química simplificada destes anfibólios são apresentados na tabela XVII. Os termos detectados pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos do sistema monoclinico, classificando-se como hornblenda ferro-edenítica, hornblenda pargasítica ferrosa e hornblenda ferro-pargasítica, correspondendo aos membros intermediários da série.

Embora não tenham sido realizadas análises objetivas do detectar zonações composicionais, é possível que os diferentes membros determinados correspondam em parte a variações composicionais devido a determinações em diferentes porções (mais próximos as bordas e/ou núcleos) de cristais distintos.

TABELA XVI

GRANITÓIDES SANGA DO JOBIM - Elementos maiores e números de íons na base de 23 Oxigênios (Leake, 1978) de Anfibólitos de -
01 (uma) amostra de Granodiorito.

AMOSTRA Nº	MR-88E			
CRISTAL Nº	1	2	3	4
SiO ₂	43,94	42,90	42,24	42,78
TiO ₂	0,92	0,81	0,67	0,68
Al ₂ O ₃	12,40	13,52	14,20	13,80
FeO*	22,18	22,53	22,79	21,96
MgO	5,98	5,61	5,22	5,76
MnO	0,71	0,73	0,69	0,71
CaO	12,01	12,07	12,06	12,10
Na ₂ O	1,29	1,28	1,27	1,21
K ₂ O	1,56	1,63	1,62	1,58
TOTAL:	100,99	101,08	100,76	100,58
Si	6,5445	6,3997	6,3298	6,3933
Al	1,4555	1,6003	1,6702	1,6067
(Tetr.)	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al	0,7219	0,7774	0,8385	0,8247
Fe ²⁺	2,7473	2,7461	2,7742	2,6800
Fe ³⁺	0,0156	0,0647	0,0820	0,0647
Fe*	-	-	-	-
Mg	1,3274	1,2472	1,1658	1,2829
Mn	0,0896	0,0922	0,0876	0,0899
Ti	0,1031	0,0909	0,0755	0,0764
(Oct)	5,0048	5,0187	5,0235	5,0186
X _{oct}	0,0048	0,0187	0,0235	0,0186
Ca	1,9167	1,9293	1,9365	1,9376
Na	0,0785	0,0520	0,0400	0,0438
(M ₄)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Na	0,2940	0,3182	0,3290	0,3069
K	0,2964	0,3102	0,3097	0,3012
(A)	0,5904	0,6284	0,6387	0,6081

TABELA XVII

GRANITÓIDE SANGA DO JOBIM - Classificação e fórmula química simplificada dos -
Anfibólios (Leake, 1978) de um granodiorito

CRISTAL Nº	MR-88E	
1	Hornblenda Ferro-edenítica	- $\text{NaCa}_2\text{Fe}_5^{+2}\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
2	Hornblenda Pargasítica Ferrosa	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{+2}\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
3	Hornblenda Ferro-pargasítica	- $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{+2}\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
4	Hornblenda Pargasítica Ferrosa	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{+2}\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Clinopiroxênio e granada

A composição química em percentagens de óxidos de dois cristais de clinopiroxênio e de um cristal de granada de uma amostra de anfibolito, e o número de íons na base de 6 e 24 átomos de oxigênio respectivamente, bem como a classificação para cada mineral são apresentados na tabela XVIII.

Os teores relativos das moléculas de wolastonita (Wo) enstatita (En) e ferrossilita (Fs) dos dois cristais de clinopiroxênio apresentados na tabela XVIII permitem classificá-los como Salita e Ferrosalita respectivamente (Deer e col., 1977).

As proporções relativas das moléculas de granada baseadas em Rickwood (1968) são apresentadas na mesma tabela, observando-se valores mais elevados para as moléculas de grossulária, almandina e espessartina em ordem decrescente de abundância.

Plagioclásio

Seis análises representativas de plagioclásio foram obtidas em quatro amostras de rochas da sequência máfica-ultramáfica. Deste total, uma pertence ao grupo dos xistos magnesianos (MR-63H), duas ao dos metagabros (MR-83C) e as três restantes aos anfibolitos. A percentagem em peso de cada óxido, o número de íons na base de 8 átomos de oxigênio, a percentagem relativa das moléculas de anortita, ortoclásio e albita, bem como a classificação destes plagioclásios são apresentados na tabela XIX. Num dos cristais da amostra de anfibolito (MR-111) foram realizadas análises para a borda e núcleo objetivando a determinação de zonação composicional.

O somatório da percentagem em peso dos óxidos destes minerais aproxima-se de 100% em quase todos os cristais, a exce

TABELA XVIII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, número de íons na base de 06 átomos de Oxigênio e classificação de Clinopiroxênios de Anfibólitos.

AMOSTRA Nº	Elementos maiores		MR-151*	Número de íons na base de 06 Oxigênios	
CRISTAL Nº	1	2		1	2
SiO ₂	52,18	48,85	Si	1,9734	1,9539
TiO ₂	0,17	0,16	Ti	0,0047	0,0049
Al ₂ O ₃	1,09	1,62	Al	0,0487	0,0764
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	Cr	0,0005	0,0000
FeO*	10,75	21,72	Fe	0,3401	0,7266
MnO	0,33	0,31	Mn	0,0105	0,0104
MgO	11,94	4,27	Mg	0,6729	0,2543
CaO	23,05	22,45	Ca	0,9344	0,9621
Na ₂ O	0,32	0,36	Na	0,0236	0,0281
TOTAL:	99,85	99,74	TOTAL:	4,0085	4,0167
			Wo	47,98	49,20
			En	34,56	13,70
			Fs	17,46	37,00
			Classificação:	SALITA	FERROSALITA

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, números de íons na base de 24 átomos de Oxigênio de granada de Anfibólito.

AMOSTRA Nº	Elementos maiores	MR-151*	Números de íons na base de 24 Oxigênios
CRISTAL Nº	1		1
SiO ₂	37,54	Si	5,9770
TiO ₂	0,15	Ti	0,0180
Al ₂ O ₃	19,11	Al	3,5860
Cr ₂ O ₃	0,02	Cr	0,0030
Fe ₂ O ₃	3,52	Fe ₃	0,4220
FeO	16,67	Fe ₂	2,2190
MnO	2,20	Mn	0,2970
MgO	0,18	Mg	0,0430
CaO	20,14	Ca	3,4360
TOTAL:	99,53	TOTAL:	16,0010

Moléculas de Granada (Rickwood, 1968)

Uvarovita	0,06
Andradita	10,26
Piropo	0,71
Espessartita	4,95
Grossulária	46,69
Almandina	37,02
Skiagita	0,30

(*) Dados obtidos na Open University - Inglaterra.

TABELA XIX

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, números de íons na base de 08 átomos de Oxigênio e classificação de Plagioclásios de Xisto Magnésiano, Metagabro e Anfibolitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº CRISTAL Nº	XISTO MAGNESIANO MR-63H		METAGABRO MR-83C		ANFIBOLITOS MR-111		MR-151
	1*	1*	2*	1*	2 (N)*	2 (B)*	1*
SiO ₂	58,88	58,54	57,85	57,70	56,17	59,29	57,08
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,06	0,08	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	18,37	26,46	26,90	26,01	27,92	25,97	27,24
FeO	2,15	0,06	0,07	0,21	0,10	0,07	0,14
CaO	4,24	8,42	9,00	8,38	8,57	7,79	9,36
Na ₂ O	5,90	6,77	6,57	7,08	5,54	7,05	6,28
K ₂ O	<u>0,07</u>	<u>0,04</u>	<u>0,04</u>	<u>0,05</u>	<u>1,05</u>	<u>0,12</u>	<u>0,02</u>
TOTAL:	89,63	100,31	100,45	99,49	99,43	100,31	100,14
Número de íons na base de 08 átomos de Oxigênio							
Si	2,9010	2,6084	2,5800	2,6001	2,5371	2,6374	2,5568
Ti	0,0006	0,0006	0,0006	0,0019	0,0025	0,0006	0,0006
Al	1,0668	1,3896	1,4140	1,3818	1,4862	1,3617	1,4382
Fe	0,0885	0,0021	0,0026	0,0079	0,0037	0,0026	0,0052
Ca	0,2237	0,4018	0,4302	0,4046	0,4147	0,3711	0,4492
Na	0,5636	0,5847	0,5678	0,6183	0,4850	0,6081	0,5451
K	<u>0,0044</u>	<u>0,0020</u>	<u>0,0020</u>	<u>0,0027</u>	<u>0,0605</u>	<u>0,0067</u>	<u>0,0013</u>
TOTAL:	4,8486	4,9892	4,9972	5,0173	4,9897	4,9882	4,9964
An	29,00	41,60	44,00	40,40	44,00	38,50	46,10
Ab	70,40	58,20	55,80	59,30	49,50	60,80	53,80
Or	0,60	0,20	0,20	0,30	6,50	0,70	0,10

Classificação: OLIGOCLÁSIO

ANDESINA

(B) BORDA

(N) NÚCLEO

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University- Inglaterra

ção dos minerais da amostra MR-63H que apresenta teores de Al_2O_3 bem mais baixos que o dos plagioclásios dos anfibolitos em comparação e classifica-se como oligoclásio (Deer e col., 1977).

Os plagioclásios pertencentes aos anfibolitos (MR-111 e MR-151) e ao metagabro (MR-83C) possuem teores de An variáveis entre 38,50 e 46,10 mole por cento e classificam-se como andesina (Deer e col., 1977). O cristal número 02 da amostra de anfibolito (MR-111) apresenta zonação composicional direta com núcleos (An=44,0) mais enriquecido em CaO , Al_2O_3 e K_2O e bordos (An=38,5) com quantidades maiores de SiO_2 e Na_2O .

Em adição, foram realizadas análises parciais para CaO , Na_2O e K_2O em onze cristais de plagioclásio de uma amostra de anfibolito (MR-62E) e, em cinco cristais deste mineral pertencente a uma amostra de granodiorito (MR-88E). A percentagem relativa dos óxidos determinados e os teores das moléculas de An, Ab e Or resultantes bem como a classificação destes plagioclásios, estão listados na tabela XX.

Os teores de An dos plagioclásios da amostra de anfibolito variam entre 24,16 e 27,08 classificando-se esses minerais como oligoclásios (Deer e col., op. cit). Os cristais da amostra de granodiorito apresentam teores de An entre 22,83 e 24,00 classificando-se estes plagioclásios como oligoclásios (Deer e col. op. cit).

Filossilicatos

Xistos magnesianos e metagabro

Oito análises representativas de filossilicatos foram obtidas em sete amostras de xistos magnesianos e numa amostra de metagabro da seqüência máfica-ultramáfica. Deste total, quatro análises pertencem aos clorita e anfibólios xistos, duas aos

TABELA XX

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Análise parcial para elementos maiores de Plagioclásio - dos Anfibolitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº	MR-62E											
	CRISTAL Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CaO		5,42	5,36	5,38	5,49	5,33	5,49	5,51	5,41	5,85	5,72	5,22
K ₂ O		0,08	0,11	0,04	0,08	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,09	0,12
Na ₂ O		9,35	8,95	8,95	8,82	8,73	8,81	8,88	9,12	8,66	9,20	8,30
An		24,16	24,72	24,88	25,48	25,10	25,52	25,44	24,58	27,08	25,45	25,61
Or		0,42	0,60	0,22	0,44	0,50	0,39	0,38	0,44	0,39	0,48	0,70
Ab		75,42	74,68	74,90	74,08	74,40	74,09	74,18	74,98	72,53	74,07	73,69

Classificação: OLIGOCLÁSIO

TABELA XX (cont.)

GRANITÓIDES SANGA DO JOBIM - Análise parcial para elementos maiores de Plagioclásios de granodiorito.

AMOSTRA Nº	MR-88E					
	CRISTAL Nº	1	2	3	4	5
CaO		5,06	5,15	5,06	5,17	5,14
K ₂ O		0,26	0,18	0,22	0,23	0,19
Na ₂ O		9,28	9,37	8,71	9,38	9,00
An		22,83	23,08	24,00	22,70	23,07
Or		1,40	0,96	1,25	1,23	1,22
Ab		75,77	75,96	74,75	76,07	75,71

Classificação: OLIGOCLÁSIO

xistos magnesianos à talco, uma relacionada a amostra de clorita-hornblenda xisto e a outra a uma amostra de metagabro.

A percentagem em peso de cada óxido, o número de íons na base de 22 átomos de oxigênio bem como a classificação destes filossilicatos são apresentados na tabela XXI. O somatório da percentagem dos óxidos desses minerais variou entre 84,94 e 93,15, valores relativamente baixos devido a ausência de determinação do conteúdo de voláteis, e em especial H₂O que pode alcançar até cerca de 14% nestes filossilicatos (Deer e col. op. cit.).

Os termos detectados nos clorita e anfibólitos xistos e na amostra de clorita-hornblenda xisto pertencem ao grupo das cloritas sendo classificadas como corindofilitas (Hey, 1954). Nos xistos magnesianos à talco determinou-se a presença de clinocloro (MR-102) e talco (MR-84F). A amostra de metagabro possui como filossilicato a mica biotita.

Óxidos

Xistos magnesianos

Oito análises representativas foram obtidas em sete amostras de xistos magnesianos da seqüência máfica-ultramáfica. Deste total, cinco pertencem aos clorita e anfibólitos xisto, duas aos xistos magnesianos à talco e a análise restante corresponde a uma amostra de clorita-hornblenda xisto.

A percentagem de cada óxido, o número de íons na base de 32 átomos de oxigênio bem como a classificação destes óxidos são apresentados na tabela XXII. O somatório da percentagem dos óxidos destes minerais variou entre 96,03 e 101,59, valores considerados satisfatórios dentro dos erros analíticos.

Os termos detectados nos clorita e anfibólitos xistos

TABELA XXI

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, números de íons na base de 22 átomos de Oxigênio e classificação dos Filossilicatos dos Xistos Magnesianos e Metagabro da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº	CLORITA E ANFIBÓLIOS XISTOS				XISTOS MAGNESIANOS À TALCO		CLORITA	METAGABRO
	MR-62B	MR-62H	MR-62J	MR-78A	MR-84F	MR-102	HORNBLENDA XISTOS	MR-83C
CRISTAL Nº	1	2	3	4	1	2	1	1
SiO ₂	29,06	27,23	28,18	29,64	61,28	39,54	27,17	35,67
TiO ₂	0,07	0,11	0,09	0,09	-	0,05	0,09	1,66
Al ₂ O ₃	19,72	21,02	20,58	19,43	0,45	13,15	20,91	18,63
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,21	0,07	-	0,32	0,23	-
FeO*	9,07	12,62	13,82	7,08	2,66	9,05	10,96	13,63
MnO	0,03	0,11	0,08	0,02	0,03	0,06	0,06	0,08
MgO	27,50	24,08	23,10	28,80	28,73	26,61	25,46	15,91
CaO	0,07	0,07	0,33	0,09	-	0,29	0,04	1,35
Na ₂ O	0,00	0,02	0,05	0,02	-	0,02	0,02	0,92
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	-	-	0,01	0,00	3,19
TOTAL:	85,54	85,28	86,45	85,24	93,15	89,10	84,94	91,04
Números de íons na base de 22 átomos de Oxigênio								
Si	4,5092	4,3269	4,4408	4,5649	8,0037	5,7831	4,3016	5,3622
Ti	0,0084	0,0129	0,0106	0,0105	-	0,0060	0,0107	0,1880
Al	3,6063	3,9376	3,9237	3,5280	0,0694	2,2671	3,9022	3,3013
Cr	0,0020	0,0020	0,0234	0,0082	-	0,0367	0,0289	-
Fe*	1,1768	1,6772	1,9217	0,9123	0,2908	1,1073	1,4517	1,7139
Mn	0,0040	0,0145	0,0103	0,0020	0,0034	0,0077	0,0083	0,0098
Mg	6,3588	5,7042	5,4259	6,6136	5,5936	5,8023	6,0084	3,5656
Ca	0,0118	0,0120	0,0549	0,0141	-	0,0447	0,0072	0,2176
Na	0,0000	0,0050	0,0153	0,0045	-	0,0044	0,0049	0,2694
K	0,0000	0,0000	0,0023	-	-	0,0022	0,0000	0,6113
TOTAL:	15,6773	15,6923	15,8289	15,6581	13,9609	15,0615	15,7239	15,2391
Classificação:	CORINDOFILITA				TALCO	CLINOCORO	CORINDOFILITA	BIOTITA

OBS: Todos os dados foram obtidos na Open University - Inglaterra

TABELA XXII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, número de íons na base de 32 átomos de Oxigênio e classificação de óxidos dos -
Xistos Magnesianos, Metagabro e Anfibolito da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA Nº	CLORITA E ANFIBÓLIO XISTOS			XISTOS MAGNESIANOS À TALCO			CLORITA HORNBLENDA XISTO	ANFIBOLITO	METAGABRO	
	MR-62B	MR-62H	MR-62J	MR-78A	MR-84F	MR-102	MR-156	MR-111	MR-83C	
CRISTAL Nº	1	1	2	1	1	1	1	1	1	
SiO ₂	4,41	0,05	0,09	3,06	0,07	0,47	2,67	0,70	7,79	0,22
TiO ₂	47,93	54,18	100,63	52,28	55,26	0,34	52,56	39,05	42,61	52,99
Al ₂ O ₃	2,11	0,00	0,06	0,30	0,00	11,02	0,02	0,29	2,68	0,02
Cr ₂ O ₃	-	0,00	0,02	0,05	0,00	53,05	0,03	1,50	0,00	0,03
FeO*	39,79	40,35	0,45	42,52	42,66	28,15	42,70	56,02	39,33	44,08
MnO	1,64	5,63	0,03	1,31	0,66	0,50	1,34	0,78	1,02	1,86
MgO	4,57	0,02	0,15	1,17	1,52	2,47	1,72	0,07	2,33	0,42
CaO	<u>0,33</u>	<u>0,20</u>	<u>0,18</u>	<u>0,89</u>	<u>0,02</u>	<u>0,03</u>	<u>0,55</u>	<u>0,47</u>	<u>2,95</u>	-
TOTAL:	100,78	100,43	101,61	101,58	100,19	96,03	101,59	98,88	98,71	99,62
Número de íons na base de 32 átomos de Oxigênio										
Si	1,1158	0,0129	0,0188	0,7852	0,0193	0,1335	0,6860	0,2025	1,9977	0,0591
Ti	9,1203	10,8335	15,8807	10,0886	10,9181	0,0729	10,1628	8,4973	8,2164	10,6892
Al	0,6294	0,0000	0,0154	0,0908	0,0000	3,7287	0,0071	0,0986	0,8088	0,0074
Cr	-	0,0000	0,0028	0,0101	0,0000	12,0368	0,0063	0,3442	0,0000	0,0065
Fe	8,4196	8,9717	0,0784	9,1244	9,3729	6,7557	9,1800	13,5565	8,4322	9,8889
Mn	0,3515	1,2673	0,0054	0,2847	0,1469	0,1211	0,2908	0,1911	0,2218	0,4221
Mg	1,7232	0,0088	0,0476	0,4474	0,5965	1,0551	0,6577	0,0398	0,8920	0,1692
Ca	<u>0,0895</u>	<u>0,0574</u>	<u>0,0396</u>	<u>0,2447</u>	<u>0,0066</u>	<u>0,0077</u>	<u>0,1517</u>	<u>0,1462</u>	<u>0,8106</u>	-
TOTAL:	21,4493	21,1516	16,0887	21,0759	21,0603	23,9115	21,1424	23,0762	21,3795	21,2424
Classificação:	ILMENITA	ILMENITA	RUTILO	ILMENITA	ILMENITA	CROMITA	ILMENITA	ILMENITA	ILMENITA	ILMENITA
OBS:	Todos os dados foram obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra									

foram ilmenitas com teores de TiO_2 entre 47,93 e 54,18 e FeO^* entre 39,79 e 42,66 e um cristal de rutilo. Em apenas uma das amostras (MR-62H) foram encontrados as duas espécimens de óxidos, rutilo e ilmenita juntos. Nos xistos magnesianos à talco encontrou-se na mesma lâmina a ilmenita e a cromita. Observa-se que a cromita ocorre na amostra que apresenta teores de MgO e SiO_2 mais elevados e CaO , TiO_2 , FeO e Fe_2O_3 em rocha total mais baixos. A amostra de clorita-hornblenda xisto possui como óxido a ilmenita! com teores de TiO_2 mais baixo e FeO^* mais elevado quando comparados com as ilmenitas pertencentes aos clorita e anfibólitos xistos.

Anfibolito e metagabro

A composição química em percentagens de peso de dois cristais do grupo dos óxidos de uma amostra de anfibolito e de outra de metagabro, bem como o número de íons na base de 32 átomos de oxigênio e a classificação destes minerais são apresentados na tabela XXII. O somatório da percentagem em peso dos óxidos destes cristais oscila entre 98,71 à 99,62 sendo estes resultados considerados satisfatórios.

Os termos detectados na amostra de anfibolito e metagabro foram ilmenitas. Os teores de TiO_2 e FeO^* da ilmenita encontrados na amostra de metagabro são similares aqueles determinados nos clorita e anfibólitos xistos e superiores aos valores determinados na ilmenita da amostra de anfibolito.

A principal característica que assinala o enfoque científico da realidade, é descrever um objeto, falar sobre ele, rodeá-lo, apreender o que quer que atraia o intelecto sensório e abstraí-lo do próprio objeto; e, quando se supõe que está tudo terminado, sintetizar estas abstrações analiticamente formuladas e tomar o resultado pelo próprio objeto.

Mas ainda assim permanece a pergunta: Terá sido todo o objeto realmente apanhado na rede? Eu diria: "Decididamente não". Porque o objeto que julgamos haver apanhado não é mais do que uma soma de abstrações e não o objeto em si. Para finalidades práticas e utilitárias, todas estas fórmulas ditas científicas parecem mais do que suficientes. Mas o objeto propriamente dito não está todo ali. Recolhida a rede verificamos que alguma coisa lhe escapou pelas malhas mais finas. D.T. SUZUKI, 1960.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Aspectos Gerais

A organização estrutural do Complexo Cambaizinho e dos granitóides associados está fundamentada pela geração de estruturas de fluxo plástico (foliações, lineações e dobras) mais antigas, superpostas por fraturas (falhas e juntas) mais jovens nas diversas escalas de observação.

A forma geométrica macroscópica do complexo, resultante de várias fases deformacionais superpostas e das intrusões graníticas sin à tardi-cinemáticas é, a de um cinturão, aproximadamente linear de orientação NNE, evidenciado pelo traço da foliação S2 a qual apresenta mergulhos acentuados e próximos da vertical ao longo de quase toda a sua extensão, conforme se observa no mapa geológico e perfis A-A' e C-C' do Anexo I. A arquitetura interna e externa desta faixa de metamorfitos bem como a fábrica de seus tectonitos, encontram-se esquematizadas no perfil lito-estrutural do Anexo II e no tectono diagrama da fig. 2la.

De outro modo, os ortognaisses (ghaisses graníticos), referíveis ao Complexo Cambai, situados a oeste apresentam mergulhos da foliação menos acentuados e estão estruturados com a geometria de uma antiformal macroscópica de baixo caimento para NNE (Anexos I e II).

As diversas litologias da área, envolvidas na deformação plástica reagiram diferentemente às tensões, de acordo com as suas respectivas competências e que, numa escala relativa foram agrupadas, desde as mais competentes até as mais incompeten-

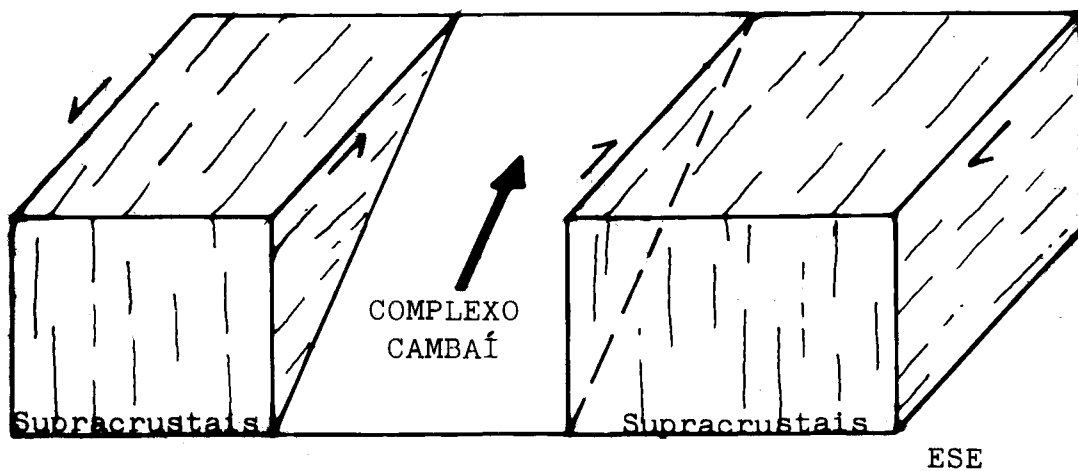
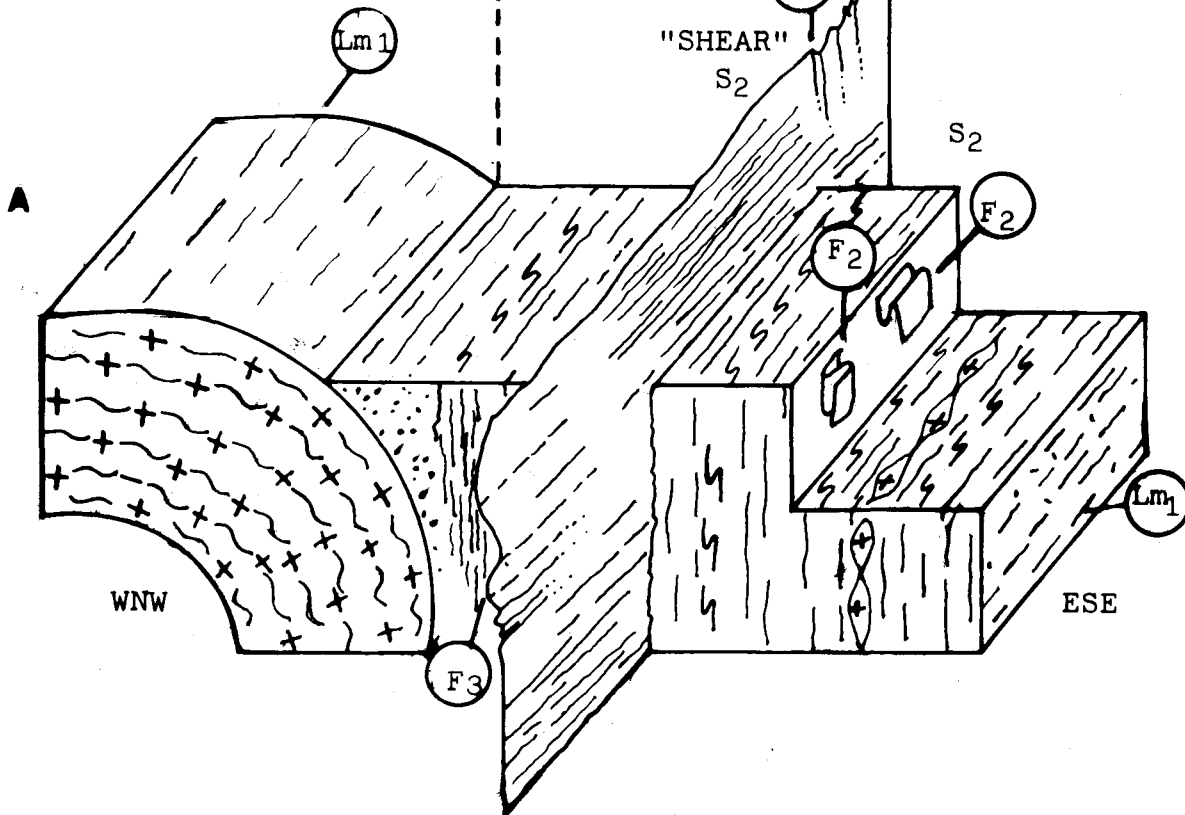


Fig.21 : (A) Tectono-diagrama esquemático para as estruturas dos Complexos Cambaí e Cambaizinho: Lm₁ (lineação mineralógica dominante), S₂ (foliação principal da região), F₂ (dobras geradas durante o cisalhamento), F₃ e F₄ (dobras tardias e mais rasas); (B) Bloco Diagrama ilustrando o modelo de evolução estrutural de rampa lateral para o Complexo Cambaizinho e deformação global predominantemente não-coaxial.

tes na seguinte ordem: (a) granitóides; (b) quartzitos; (c) anfibolitos, metagabros e serpentinitos; (d) biotita gnaisses; (e) biotita xistos e (f) xistos magnesianos.

A natureza polideformada do cinturão supracrustal ficou evidenciada a partir do reconhecimento de quatro fases deformacionais dúcteis com dois eventos de metamorfismo associados. O estabelecimento da cronologia e correlação das fases baseou-se em critérios de superposição de foliações e de modo subordinado no estilo dos dobramentos e orientação das estruturas ao longo da faixa de metamorfitos.

A nomenclatura descritiva das estruturas associadas às diferentes fases de deformação basearam-se em Turner & Weiss (1963) e em Hobbs et al., (1976) sendo referidas ao longo do texto através da seguinte simbologia:

So= estrutura planar do acamadamento original;

S1, S2, S3, S4= estruturas planares secundárias;

Si= xistosidade interna em porfiroblastos;

Se= xistosidade externa em porfiroblastos;

D1, D2, D3, D4= fases de deformação plástica;

F1, F2, F3, F4= dobras associadas às respectivas fases;

Lm1, Lm2= lineações mineralógicas associadas às respectivas fases;

LB2, LB3, LB4= lineações de eixos de minidobras associadas às respectivas fases;

MSS1 e MSS2= metamorfismo sin-cinemático;

MPS1 e MPS2= metamorfismo pós-cinemático.

As duas primeiras fases (D1 e D2) são as de maior intensidade e responsáveis pela geração das foliações metamórficas (S1 e S2) as quais estruturam o cinturão, enquanto que as fases D3 e D4 ocasionam apenas dobras localizadas com clivagem de crenulação e de fratura associadas não penetrativas. O quadro cronológico estabelecido para os eventos de deformação e metamorfismo

e as épocas de intrusões granitóides relacionados ao Complexo Cambaizinho estão sintetizados na fig. 22.

D1, F1, S1, Lm1, M1.

A primeira fase de deformação (D1) está representada pela geração de foliações metamórficas (S1) do tipo bandamento gnáissico ou xistosidade em quase todas as rochas do Complexo Cambaizinho.

Nas litologias derivadas de sedimentos, o bandamento gnáissico (S1) apresenta-se contínuo e regular estando marcado pela alternância rítmica de níveis composicionalmente distintos de dimensões milimétricas à centimétricas. Esta estrutura planar foi originada a partir da deformação e metamorfismo sobre uma superfície de acamadamento original (So). É possível observar que em alguns locais, este bandamento representa o acamadamento (So) transposto. Estruturas sedimentares primárias preservadas são escassas e, estão representadas pelo acamadamento gradacional em escala mesoscópica (fig. 12b). Critérios de topo e base são raros e de ocorrência local, sendo observados à nível de afloramentos ou em lâminas delgadas. A xistosidade ocorre em alguns domínios ou níveis mais enriquecidos em micas (biotita, muscovita).

Dobras F1 relacionadas a este evento deformacional são raras e possuem estilo isoclinal intrafolial, ou dobras em chamas (flame), (fig. 9a e 9b). Lineações de eixos B destas dobras não foram possíveis de medir, porém lineações mineralógicas (Lm1) estão marcadas pela orientação (alinhamento) de biotitas e/ou anfibólios nos meta-sedimentos.

Nos xistos magnesianos a foliação S1 apresenta uma morfologia bastante variável, com tipos bandados característicos gradando para tipos xistosos mais homogêneos. Em alguns locais, esta foliação S1 chega a ser imperceptível e indefinida, adquirindo a rocha uma estrutura quase homófona, devido à eventos de recristalização posteriores. Os termos bandados são caracteriza

Fig. 22

QUADRO CRONOLÓGICO DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DO COMPLEXO
CAMBAIZINHO E GRANITÓIDES ASSOCIADOS.

ESTRUTURAS EVENTOS	S	F	L	M	Granitos	Idades
Sedimentação e Vulcanismo	So -acamadamento gradacional -acamadamento composicional	-	-	-	Ortognaisses (COMPLEXO - CAMBAÍ)	Arqueano a Proterozóico
D1	S1 -bandamento com posicional -xistosidade -acamadamento - transposto	F1 dobras em cham ^{as} (flame) isoclinais intra foliais	Lm1 orientação prefe rencial de anfibô lios orientação prefe rencial de micas e agregados de mine rais.	M S S1 M P S1	Fácies Anfibolito (Zona da - Estaurolita)	Inferior (?)
D2	S2 -xistosidade fina -transposição de S1 -clivagem de crenu lação diferenciada -clivagem de crenu lação -falhas semi-dúcteis à frágeis transcor rentes (?)	F2 isoclinais aperta das fechadas com folia ção plano axial	LB2 lineações de inter secção S1/S2 lineações de charnei ras de minidobras Lm2 orientação dimensio nal de biotita, quart zo, feldspatos	M S S2 M P S2	Fácies xistos Verdes	Proterozóico Superior (661 Ma)
D3	S3 -clivagem de fratu ra -clivagem de crenu lação	F3 fechadas a abertas	LB3 eixos de minidobras F3	-	diques ácidos a intermediá rios. (Formação A campamento Velho).	Eo- Paleozóico
D4	S4 -clivagem de fratura	F4 suaves a abertas	LB4 eixos de minidobras F4	-		

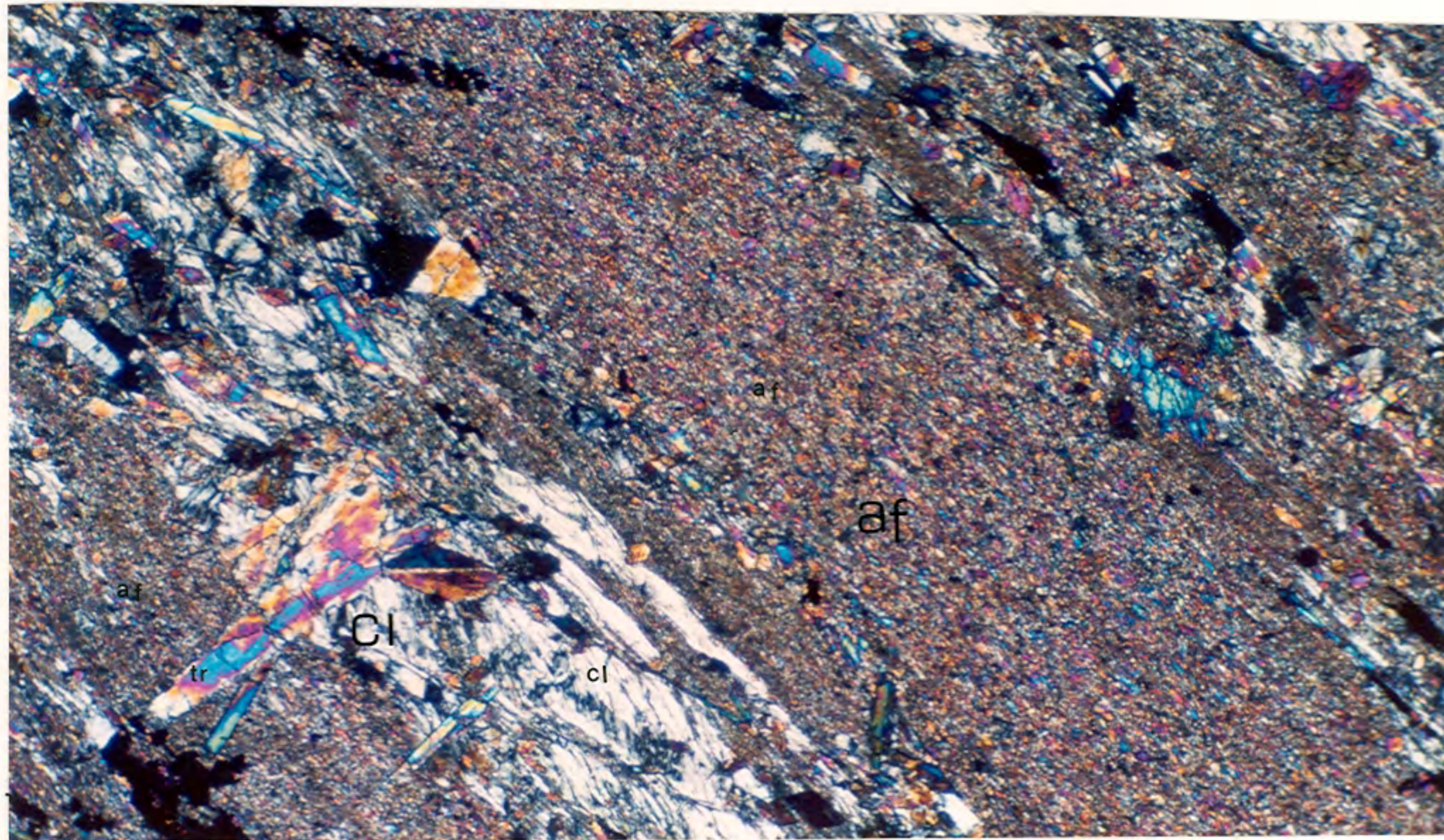
dos pela alternância milimétrica à centimétrica de níveis composicionais distintos ou de tamanho de grão diferentes, ou à sua associação (fig. 23a e 23b).

Níveis ou camadas finas com largura da ordem de alguns milímetros, de granulação fina à muito fina de cores creme à esverdeado claro, se alternam com bandas de granulação média de cores esverdeadas mais escuras.

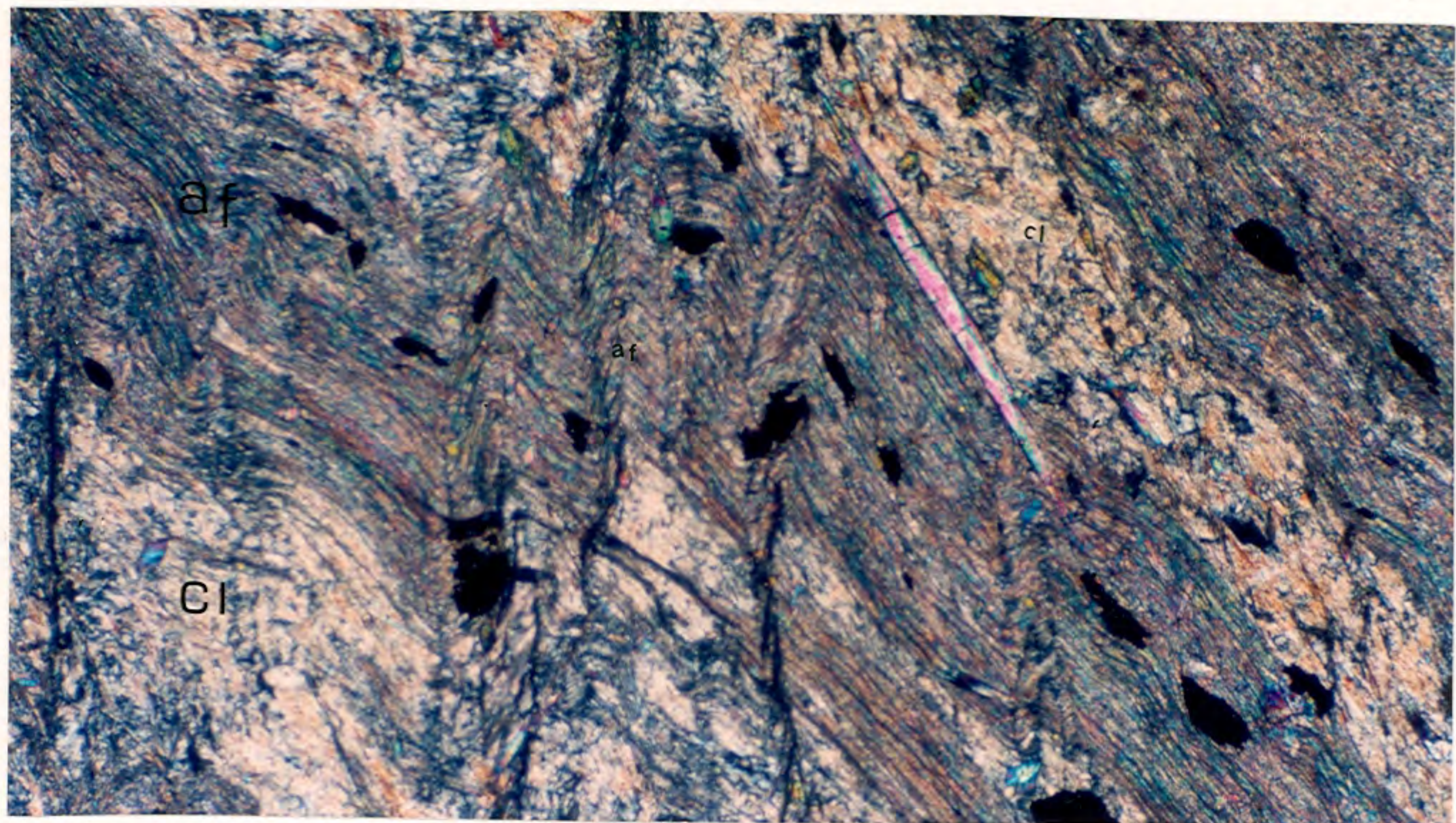
O bandamento composicional (recristalizado) observado nos xistos magnesianos da associação (b) sugere uma origem a partir da deposição de tufos (?) ultramáficos ou de estruturas de fluxo ígneo (fig. 23a e 23b) e, juntamente com o acamamento gradacional dos meta-sedimentos, marcam as superfícies de deposição reliquiárias destas litologias. Estes níveis composicionais ultramáficos, em muitas ocasiões encontram-se rompidos gerando "pods" (clastos) com formas elípticas ou arredondadas irregulares. A observação mesoscópica em alguns afloramentos indicam que os eixos maiores dos "pods" segmentados possuem extensão em x e y (elongação em ambas as direções dentro da banda) características da deformação plana (Flinn, 1962).

Existe a possibilidade de que o bandamento composicional e/ou granulométrico destes xistos magnesianos em algumas ocasiões, tenham sido derivados da trituração mecânica e recristalização diferencial (milonitização) durante a D1. No entanto, a ocorrência de camadas contínuas de larguras da ordem de centímetros a dezenas de centímetros de xistos magnesianos de composição contrastante (tremolita xistos, clorita xistos, talco xistos) intercalados (fig 17b), indicam que estas feições representam características primárias, possivelmente herdadas dos derrames que lhes deram origem.

Neste sentido algumas intercalações de no máximo alguns centímetros de largura de níveis silicosos (cherts) marcam a superfície original de deposição química (So), já recristali



(a)



(b)

Fig.23 Fotomicrografia de xistos magnesianos.

(a) Bandamento composicional em anfibólio-clorita xisto, constituído pela intercalação de bandas de grão muito fino a base de anfibólio (af) alterandas com níveis finos de clorita (cl). Observa-se ainda clivagem de fratura em domínios (S2) e crescimento de tremolita (tr) pós-tectónico (MPS2). Amostra MR-62J, LP 25x ; (b) o mesmo da figura anterior, contendo dobras assimétricas mais desenvolvidas. Amostra MR-63K, LP 25x.

zados, que se alternam com os xistos magnesianos, anfibolitos finos e gnaisses quartzo-feldspáticos. Quando os sedimentos químicos são muito impuros, há recristalização de anfibólio nestas litologias e, sua identificação mesoscópica em afloramentos alteradados, torna-se uma tarefa bastante árdua (fig. 24a).

Nos anfibolitos bandados a alternância rítmica de bandas composicionalmente distintas é marcante. As camadas (So/S1) de cor verde escura, a base de anfibólios (hornblenda) e mais raramente diopsídio e pouco epidoto, intercalam-se com camadas de cores claras a base de plagioclásio, epidoto e pouco anfibólio e quartzo gerando um aspecto listrado (rajado) para estas rochas (striped amphibolites). A largura das intercalações de anfibolitos são variáveis desde milímetros até dezenas de metros. Nas intercalações mais finas é possível observar gradações para os gnaisses quartzo-feldspáticos. Nas intercalações métricas de níveis de anfibolitos com biotita gnaisses é mais difícil caracterizar gradações entre estes litótipos, levando a interpretação preliminar de que em meio a seqüência de meta-sedimentos (calco-silicatadas), tenham ocorrido derrames e/ou "sills" de rochas de composição básica (fig. 4a e 4b).

Nos corpos de serpentinito a foliação S1 é de muito difícil caracterização, enquanto que nos corpos de gabros, domínios muito heterogêneos e espaçados de foliação são observáveis.

Lineações mineralógicas Lm1 estão caracterizadas pela orientação linear de prismas de anfibólio e agregados de clorita e, pouco anfibólio em xistos magnesianos e, pela orientação também linear de anfibólios (hornblenda) e agregados, de plagioclásio nos anfibolitos bandados. A orientação destas lineações juntamente com as atitudes de Lm2 podem, ser observadas na fig. 25b.

D2, F2, S2, Lm2, M2.

A segunda fase da deformação (D2), esta caracteriza



(a)



(b)

Fig.24 (a) Crescimento pós-tectônico de anfibólios na zona de contato entre os meta-cherts impuros e os xistos magnesianos. Fotografia (ENE para WSW) em perfil vertical do afloramento MR-62; (b) transposição do bandamento (S1) em gnaisses quartzo-feldspáticos. São visíveis apenas resquícios das dobras F2 (de eixos em pinados) nos níveis de cores róseas.

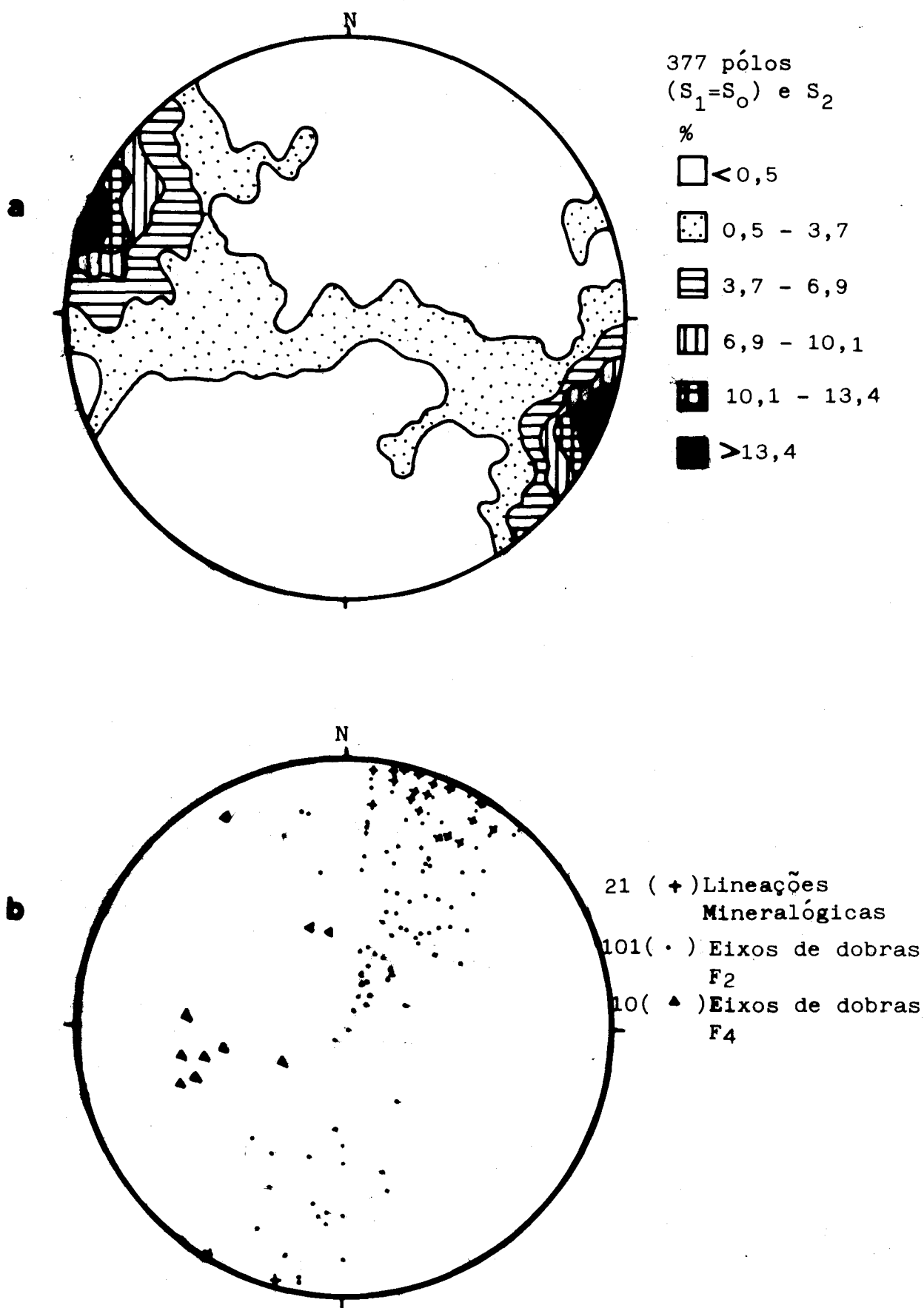


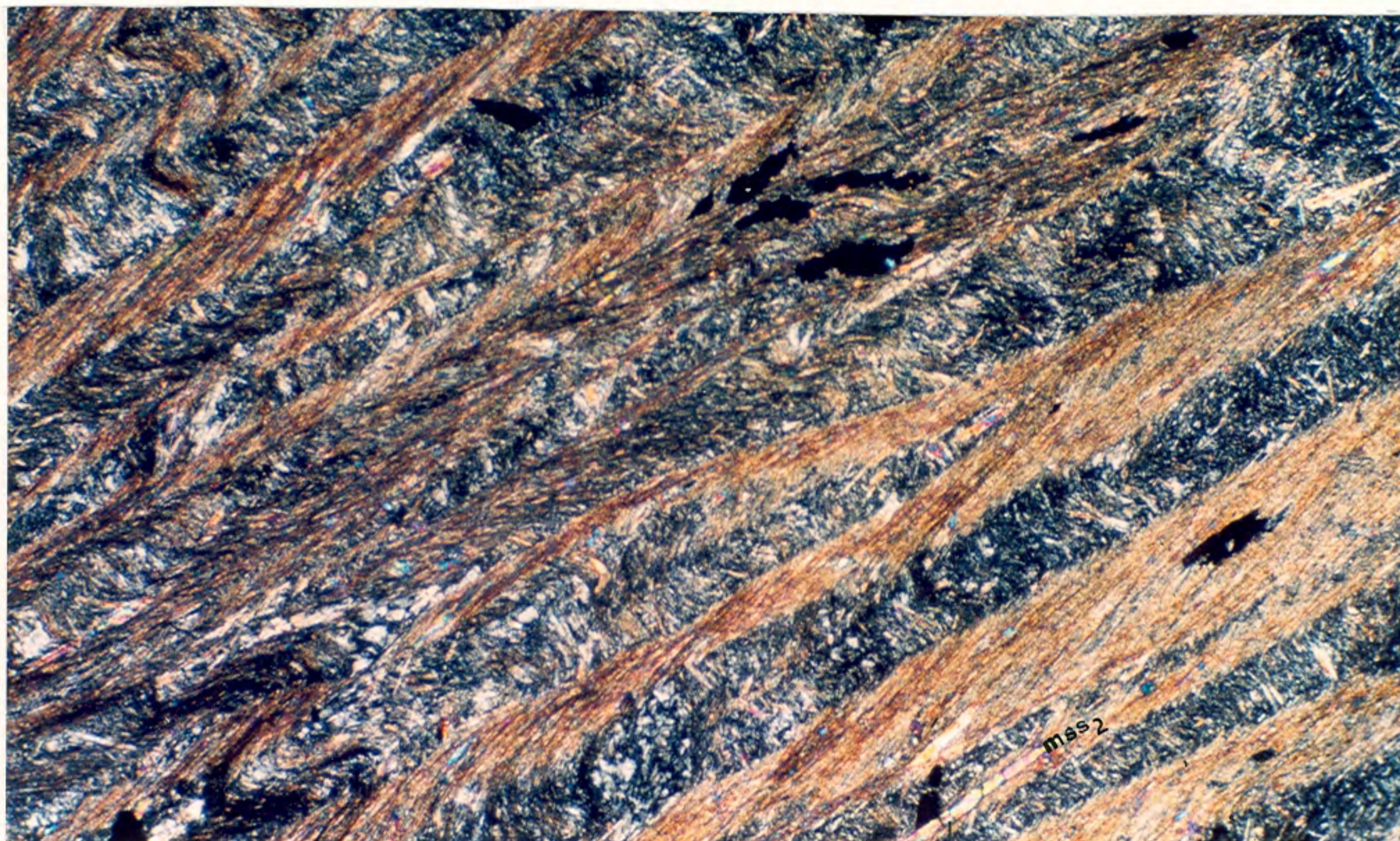
Fig. 25 : (a) Curvas de contorno (%) para os pólos da foliação ($S_0=S_1$) e S_2 do Complexo Cambaizinho plotadas no hemisfério inferior da rede de Schmidt; (b) Diagrama equiárea de Schmidt para as lineações do Complexo Cambaizinho.

da pelo dobramento da foliação S1/So e a conseqüente geração de dobras F2 de estilo variável desde isoclinal (intrafolial) até fechado em geral assimétrica, dependendo do tipo litológico afetado e da intensidade de "strain". A maioria das dobras mesoscópicas da área estão relacionadas a esta fase de dobramento.

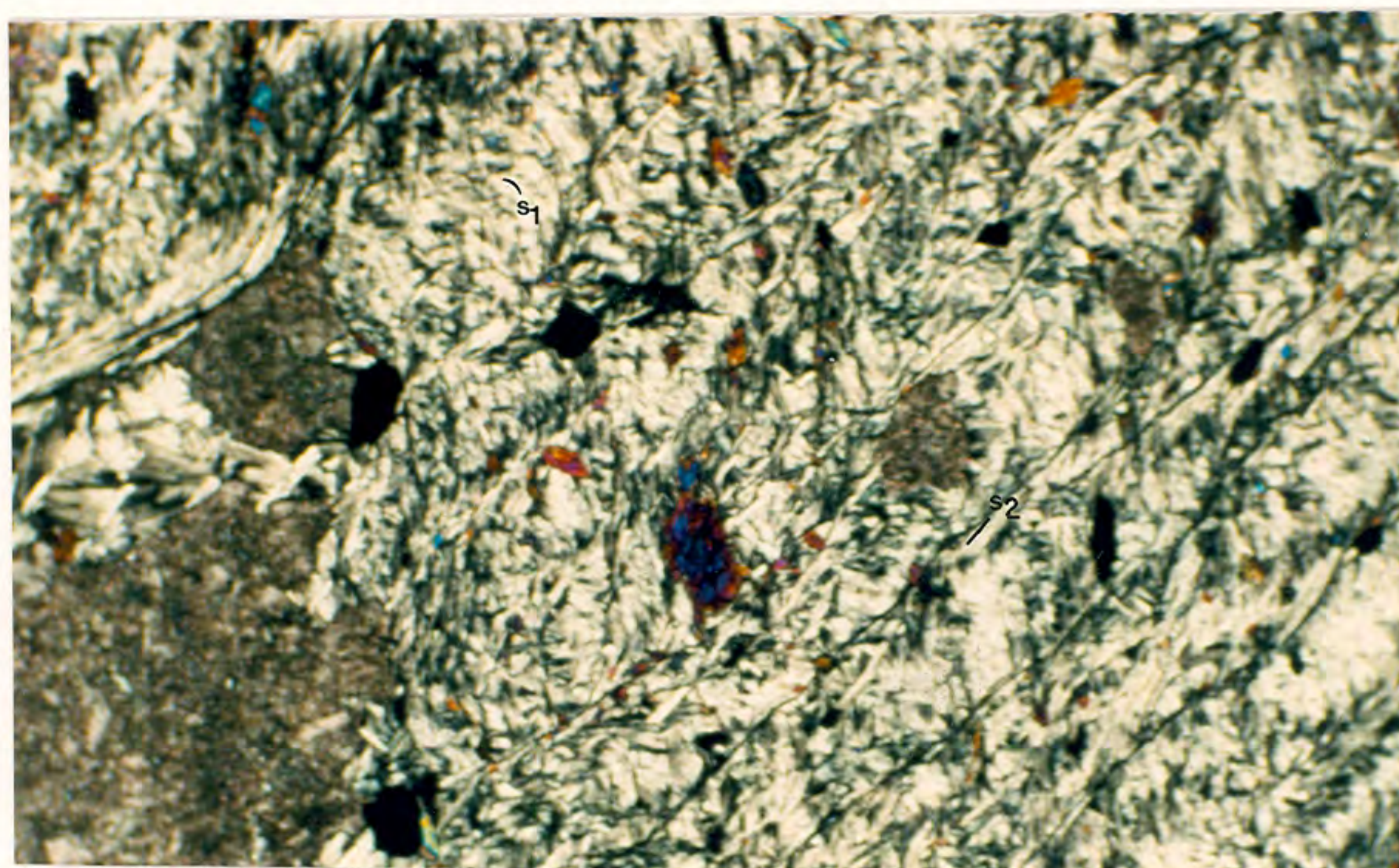
Associado a este evento, é de ampla distribuição na área, uma foliação plano axial (S2) a qual representa a orientação atual do cinturão de metamorfitos (fig. 28a e 28b). Transposição de S1/So (bandamento) é pouco comum e aparece apenas em alguns pontos ao longo do perfil litoestrutural da Br-290 e na fig. 24b. Existem variações extremas na morfologia da S2 das litologias do Complexo Cambaizinho, com o desenvolvimento de foliação do tipo clivagem plano axial até uma xistosidade (fina) de plano axial. A orientação espacial e a distribuição de S2 e S1 (=So) são apresentadas na fig. 25a. O polo de frequência máxima possui atitude N20°E, V.

Nos xistos magnesianos, especialmente, é possível observar uma graduação na morfologia da S2, desde uma clivagem de crenulação até uma clivagem de crenulação diferenciada, progredindo para uma xistosidade plano axial fina, mostradas na fig. 26a e 26b. Tipos intermediários como clivagem de crenulação conjugada aparecem associadas à dobras (F2) policlinais ou em caixa.

Nos gnaisses quartzo-feldspáticos por outro lado, é um tanto difícil, caracterizar o desenvolvimento de uma nova foliação S2. No entanto à nível mesoscópico é comum observar a transposição de So/S1, caracterizando um bandamento transposto. Processos de diferenciação metamórfica associados à fase D2 são visíveis apenas à nível microscópico (lâminas delgadas), como é possível observar nas clivagens de crenulação diferenciadas e xistosidade fina plano axial dos xistos magnesianos (fig. 26a e 26b).



(a)



(b)

Fig.26 Fotomicrografia de xistos magnesianos.

(a) Clivagem de crenulação diferenciada marcando a foliação S2, em domínios anastomosados. Crescimento MSS2 de anfibólios são es cassos (embaixo à direita). Amostra MR-182A, LN 25x; (b) xistosidade plano axial S2 em domínios, marcada pela orientação planar sub-paralela de palhetas de clorita. Esta foliação corta a xistosidade (S1) mais antiga em carbonato-anfibólio-clorita xisto. A mostra MR-236D, LP 25x.

A foliação S2 parece ter evoluído a partir de falhas semi-dúcteis à frágeis (Ramsay, 1980) que serviram de alojamento às injeções granitóides e de conduto a soluções hidrotermais (SiO_2 , CO_2), repetidamente ao longo do cinturão. Estes planos de movimento "shear" foram reativados ao longo do tempo em consequência dos esforços compressivos e distensivos que se alternaram no Proterozóico Superior e Eo-paleozóico nesta região.

Lineações LB2 associadas à fase de deformação D2, no Complexo Cambaizinho em sua grande maioria representam interseções entre S1(S0) com a S2 e/ou lineações de charneiras de minidobras F2 (figs. 7b e 27a) as quais em sua grande maioria apresentam atitudes próximas a vertical com caimentos variáveis tanto para NNE como para SSW (fig. 25b).

Lineações mineralógicas relacionadas a F2 e S2 (Lm2) são difíceis de serem observadas nas litologias do Complexo Cambaizinho. No entanto, análises efetuadas nos corpos graníticos e pizonais, intrudidos (sin a tardi) D2, demonstram orientações de quartzo feldspatos e micas (Lm2) aproximadamente paralelos à lineações mineralógicas (Lm1) referíveis ao evento D1, porém com menor intensidade de achatamento/estiramento dos minerais, quando comparados qualitativamente com a Lm1, (fig. 27b).

Estes dados sugerem que a Lm1 e Lm2 tenham aproximadamente a mesma orientação espacial, sendo difícil portanto, separar ou até mesmo relacionar as lineações do complexo aos eventos (D1 ou D2). No entanto, o grau metamórfico, mais elevado verificado nas Lm1 dos meta-sedimentos sugere que as mesmas tenham realmente se desenvolvido durante o primeiro evento (D1) mais antigo de fácies anfíbolito, enquanto que as estruturas relacionadas a D2 foram geradas em condições de pressão e temperatura do fácies xistos verdes. A ocorrência de dobras (F2), em sua maioria assimétricas, e a disposição espacial das foliações (S2) e lineações (Lm1 e Lm2) indicam que a deformação global durante a D2

Fig.27



(a) Lineações (LB2) de intersecção entre as foliações S1 e S2 vistas no plano de S2. Foto (W para E) em perfil vertical do afloramento MR-63 de xistos magnesianos.

Fig.27

(b) Lineações mineralógicas (Lm2) marcadas pela orientação dimensional de biotita e quartzo-feldspatos em granitóides epizonais da unidade de Sanga do Jobim. Foto (E para W) em perfil vertical do afloramento MR-247



Fig.27



(c) Lineações mineralógicas (Lm1) nos ortogneisses do Complexo Cambaí. Foto em planta do afloramento MR-228.

ocorreu possivelmente em regime predominantemente não-coaxial su gerindo um modelo estrutural de rampa lateral para a área (fig. 21a e 21b). Os planos de movimento "shear" S2, relacionam-se ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, semi--dúcteis, durante a evolução da D2 nesta região no Proterozóico Superior.

Fases tardias D3/D4.

As deformações D3 e D4, mais tardias se processaram obviamente em níveis crustais mais rasos e desenvolveram estrutu ras pouco penetrativas que se superimpõe as estruturas antigas (D1 e D2) tais como clivagem de fratura e crenulações de S1 e S2.

A fase D3, imprime clivagens de fratura espaçadas desde centímetros até alguns metros, com alguns deslocamentos centimétricos (Anexo II), e crenulação milimétrica à centimétrica provocando a modificação de mergulho das foliações S1/S2. Charneiras de minidobras com orientação próximas a horizontal são atribuídas a esta fase de dobramento. Estas crenulações são mais facilmente observáveis em xistos magnesianos, em que o mineral predominante seja o clorita. Diques intermediários relacionados a formação Acampamento Velho se intrudem ao longo dos planos de clivagem de fratura da S3.

A última fase de deformação (D4), observável na área está relacionada ao desenvolvimeto de dobras (F4) abertas, am plas e com comprimento de onda da ordem de alguns metros e de pequena amplitude (fig. 17a). Associado a estes dobramentos ocorre um fraturamento plano axial (clivagem de fratura plano axial) relacionado a S4 de orientação (N20-70W, SV) persistentes ao longo de quase toda a área de trabalho.

A S4, embora não desenvolva orientação preferencial de minerais (foliação plano axial), serve de "hospedeiro" para veios de quartzo e mais raramente de carbonatos de dimensões da

ordem de alguns milímetros, ou como planos de fraqueza onde se alojam diques de composição ácida relacionadas à Formação Acampamento Velho. Crenulações em geral assimétricas com eixos (L4) muito empinados estão associados a esta fase de dobramento.

A individualização das estruturas relacionadas a D3 e D4 e sua ordenação cronológica muitas vezes é bastante difícil usando-se na maior parte das vezes critérios de orientação espacial para separá-las.

No Complexo Cambaí, a primeira fase de deformação D1 esta caracterizada pela geração de uma foliação milimétrica (S1) definida pelo achatamento/estiramento de feldspatos, quartzo, biotita e anfibólio (hornblenda). Dobras F1 (sin-miloníticas) relacionadas estão marcadas por veios aplíticos e/ou quartzo-feldspáticos dobrados em estilo isoclinal à fechado, com lineações mineralógicas Lm1 paralelas ao eixo B destas dobras. A lineação mineralógica Lm1 está definida pela orientação linear (estiramento), de quartzo e feldspatos e pela orientação preferencial de biotita e hornblenda (fig. 27c).

A foliação S2 relacionada à D2 está marcada pela geração de uma foliação pouco penetrativa de natureza milonítica, com morfologia bastante irregular e de distribuição heterogênea. Tipos como protomilonitos e pseudotaquilites aparecem nos planos de movimento, os quais gradam para uma clivagem de fratura nestes ortognaisses. Injeções quartzo-feldspáticas (aplitos) e de veios de quartzo são comuns durante a geração de S2. Veios pegmatóides e aplíticos juntamente com granitos de composição sienogranítica e muscovita granitos se intrudem e são parcialmente controlados pela S2.

Estruturas relacionadas a D3 e D4 do Complexo Cambaízinho podem estar representadas por sistemas de fraturas nos ortognaisses do Complexo Cambaí.



(a)



(b)

Fig.28 (a) Dobras fechadas F2 com foliação plano axial - S2 associada (lápis vermelho) em anfibólitos da seqüência máfica-ultramáfica. Foto oblíqua (SW para NE) ao afloramento MR-62; (b) dobras F2 fechadas com simetria S, Z e M bem definidas em veios, graníticos da unidade Granitóides Sanga do Jobim. A foliação plano axial-S2 é bem desenvolvida nos gnaisses quartzo-feldspáticos encaixantes. Foto (NE para SW) do afloramento MR-58 em perfil vertical.

METAMORFISMO X DEFORMAÇÃO

Cronologia do Metamorfismo

Muito esforço tem sido dispensado na tentativa de e laborar uma ordem cronológica para os eventos de deformação e me tamorfismo em terrenos polideformados (Zwart, 1960 a e b; John son, 1963; Spry, 1969; Chadwick, 1968; Vernon, 1977 entre ou tros). Entretanto, a história tectônica de cinturões metamórfi cos polideformados mais ou menos extensos baseia-se na correla ção entre afloramentos muitas vezes distantes entre si e sem con tinuidade física observável. Estas limitações tem levado diver sos pesquisadores à elaboração de quadros tectono-evolutivos sem base muito segura como apontado por Park (1969) e Williams ' (1984). Além disso, a variação no espaço e no tempo da história da deformação, do tipo, quantidade e razão de strain, entre ou tros processos, complicam em muito estas tentativas de correla ção, (Vernon, 1978).

Na região do Arroio Cambaizinho, estas limitações a liadas a intensa recristalização estática, estão presentes difi cultando de certa maneira a formulação de uma quadro evolutivo ' definitivo. As observações ali realizadas, basearam-se na análi se de afloramentos e no estudo de microestruturas presentes em lâminas delgadas. Os critérios microscópicos utilizados seguiram aqueles citados em Vernon (1978) e nas observações e recomenda ções de Bell & Rubenach (1983) e Bell (1985).

Nesta porção do complexo, as relações entre o cresci mento de minerais metamórficos e as deformações que afetaram a

seqüência supracrustal estão bem representadas nos xistos magnesianos e de modo subordinado nos gnaisses quartzo-feldspáticos (metapelitos) e anfibolitos. É possível reconhecer nestas unidades litológicas dois eventos metamórficos maiores M1 e M2 associados a geração das foliações S1 e S2.

Relacionados ao M1 (primeiro evento metamórfico), ocorrem dois episódios de recristalização mineral: MSS1 (crescimento sin-cinemático a foliação S1) e MPS1 (crescimento pós-cinemático a foliação S1). De modo similar, no M2 (segundo evento metamórfico) reconheceu-se: MSS2 (crescimento sin-cinemático a foliação S2) e MPS2 (crescimento pós-cinemático a foliação S2). O M1 é mais intenso e mostra paragêneses compatíveis com o fácies anfibolito, o M2 com assembléias equivalentes aos fácies xistos verdes relacionados ao desenvolvimento da foliação S2, distribui-se de modo aleatório nesta porção do complexo. Nos xistos magnesianos os eventos de recristalização (M1 e M2) e de deformação (D1 e D2) estão melhor registrados devido a ductibilidade destas litologias.

Em várias lâminas delgadas é possível observar duas foliações metamórficas, a mais antiga (S1), de maior intensidade varia de uma xistosidade até um bandamento (recristalização de So e/ou diferenciação metamórfica). Enquanto que a mais jovem (S2), e mais fraca varia em sua morfologia, desde uma clivagem de crenulação até uma xistosidade fina (ver capítulo de Geologia Estrutural para os detalhes). Esta segunda foliação (S2) é a que assinala o metamorfismo mais baixo da área (fácies xistos verdes) e apresenta uma distribuição bastante espaçada. Com a S1 esta foliação faz um ângulo oblíquo, nas charneiras das dobras F2 e se paraleliza nos seus flancos (S1=S2).

A análise de S1 em locais preservados da D2, revela um crescimento sin-tectônico (MSS1) dado pela orientação linear e planar de tremolitas com hábito prismático e de lamelas de clo

rita e talco e, orientação dimensional de opacos. O carbonato em bora mais raro, aparece em finas camadas ou grãos xenoblásticos orientados. É comum nesta fase, o crescimento de porfiroblastos de tremolita (com sombras de pressão) e subordinadamente de clinocloro e opacos. De um modo geral a textura em S1 é nematoblástica (prismas de tremolita) ou lepidoblástica nos domínios mais enriquecidos em clorita ou talco. O crescimento tardio em regime estático (MPS1) de tremolitas com hábito prismático longo ou acicular é demonstrado através de suas orientações oblíquas à S1. Não raro encontram-se lamelas de clinocloro com inclusões helicíticas que cortam o cristal de uma extremidade a outra denunciando também um crescimento pós-cinemático (MPS1).

A deformação desta superfície S1 pela D2 com a geração de uma foliação plano axial está registrada pelo crescimento MSS2 de cloritas, tremolita e mais raramente opacos e talco. Os grãos de clorita constituem finas lamelas com os traços da clivagem (010) orientadas paralelamente ao plano axial das dobras F2 (fig. 26a e 26b). Os cristais de tremolita com hábito prismático curto ou longo crescem igualmente com esta orientação. Entretanto, rotação mecânica de anfibólios, clinocloro e opacos é bastante comum nesta fase, sendo que em algumas ocasiões fica difícil distinguir entre uma recristalização MSS2 de uma foliação S2 (clivagem de crenulação) produzida por rotação de S1. (Hobbs et al., 1976). Neste sentido, a foliação S2 em determinado momento passa a ser representada por falhas semi-frágeis à frágeis associadas ao cisalhamento final de D2. Os planos assim formados serviram de conduto para o alojamento das lâminas "sheets" de granitóides, e que marcam o plano axial das dobras F2, (figs. 10a e 28b).

A análise de várias lâminas delgadas no entanto, indicam que o evento D2 foi acompanhado de recristalização sin e pós-tectônica. Este último estágio de cristalização mineral

(MPS2) está assinalado pelo crescimento de agregados radiados de tremolita com hábitos aciculares ou de prismas longos que cor tam a foliação S2 (fig. 23a e 23b). Além disso, lamelas de clinocloro e talco apresentam crescimento estático pós S2, sendo co mum a substituição pseudomórfica (mimética) de talco pela tremolita MPS2.

Em xistos magnesianos e serpentinitos com olivina o evento M1 está registrado pelo crescimento de olivina em forma de prismas "blades" em paragênese com a tremolita (antofilita) e ou talco acompanhados de clinocloro (fig. 15a e 15b).

Nos biotita gnaisses ou xistos é comum a presença de porfiroblastos de granada e em menor extensão de estaurolita. Porém, a ausência de dobras F2 ou foliações que definitivamente repre sentem a S2 em afloramentos de rocha sã dos metapelitos, impedir am até o presente momento o estudo microtextural de suas relaç ões com a Si e com os porfiroblastos. No entanto, em porfiroblastos que mostram uma xistosidade interna (Si) foi possível esta belecer um quadro interpretativo para as relações entre o cresci mento destes minerais com relação a foliação Se(=S1). As tril has de inclusões (Si) contidas em porfiroblastos de granada são constituídas em sua maioria por quartzo e mais raramente feldspato s e opacos.

Duas situações distintas de relações entre Si e Se foram detectadas, admitindo-se um crescimento sin-tectônico (MSS1) de porfiroblastos para ambas. (a) as trilhas de inclusões (Si) dos porfiroblastos são retilíneas e mais raramente sigmoidais, apresentando continuidade com a xistosidade da matriz (S1). Em alguns grãos é possível ainda, observar o núcleo com alta densi dade de inclusões e as bordas praticamente desprovidas destas. Isto indica que a parte central do grão cresceu mais rapidamente (sin-tectônico) e os bordos cresceram mais lentamente em regime estático (MPS1). Esta evidência, em parte é reforçada pela disso

lução da biotita quando em contato com a granada (fig. 13a e 13b); (b) as trilhas de inclusões (Si) são retilíneas ou curvas porém oblíquas à xistosidade da matriz (S1) e, mantêm um certo paralelismo de um porfiroblasto para outro (figs. 13c e 14b).

A primeira interpretação é a de que o porfiroblasto cresceu englobando a S1 quando a mesma estava numa posição distinta da atual e que portanto, o seu crescimento é sin-tectônico à S1(=Se) ou ainda tardi à pós-tectônico à S1. A discordância atual entre S1 e Se seria devido a: (I) rotação da Se sem rotação do porfiroblasto, por achatamento oblíquo à Se (Ramsay, 1962) ; (II) deformação da Se tal que a rotação relativa do porfiroblasto e da matriz tenha sido constante sobre a área considerada (Vernon, 1977). Uma interpretação alternativa (III) é a de que a xistosidade (Si=S1) tenha sido removida por deformação de modo que o único resquício de sua existência esteja registrado apenas no porfiroblasto (Bell, 1985). Neste último caso, os porfiroblastos de granada teriam crescido num estágio de desenvolvimento precoce da D2, preservando uma orientação pretérita da foliação Si (Bell & Rubenach, 1983). Assim, as granadas teriam o seu crescimento relacionado à geração da foliação S2 (MSS2). Esta última hipótese (III) é menos favorecida pela falta de evidência de que a Se esteja relacionada a S2 e até pela ausência de dobras F2 no local em que a amostra foi coletada.

Os porfiroblastos de estaurolita apresentam relações de crescimento pós-cinemático à S1 e, a escassez de amostras com estaurolita desautoriza até o momento seu posicionamento definitivo com relação à foliação S2.

Nos anfíbolitos finos (basicas) as paragêneses formadas por anfibólio (hornblenda) e plagioclásio (oligoclásio-andesiana) são sin-tectônicas à S1 (MSS1), evidenciado pelos arranjos grano-nematoblásticos destes minerais (fig. 19a). Nos anfíbolitos bandados, mais grosseiros, (derivados de sedimentos cálc

cos) o crescimento MPS1 de hornblenda é bastante comum, denunciado pelas inclusões helicíticas da matriz fina. Nestes casos a hornblenda cresce desorientadamente sobre uma foliação S1 que atravessa os cristais de uma extremidade a outra (fig. 14c).

Paragêneses Mineralis do Metamorfismo Regional

A avaliação das condições físicas (temperatura e pressão) reinantes durante o metamorfismo que afetou as litologias que constituem o Complexo Cambaizinho baseou-se em observações petrográficas e em análises de microsonda (capítulo da Química Mineral) de algumas assembléias mineralógicas constituintes dos vários tipos composicionais desta unidade.

As microtexturas observadas em meta-sedimentos (biotita xistos, hornblenda-biotita gnaisses, talco-silicatadas), meta básicas (anfíbolitos), xistos magnesianos, serpentinitos e em granitos deformados (Granitóides Sanga do Jobim) indicam a ocorrência de dois eventos metamórficos regionais M1 e M2 acompnhados da deformação D1 e D2 respectivamente, conforme discutido anteriormente. As paragêneses mineralis observadas em M1 são compatíveis com as condições físicas do fácies anfíbolito (Turner, 1981), equivalente ao grau médio de Winkler (1977). O metamorfismo M2 está assinalado por assembléias dos fácies xistos verdes de distribuição irregular e menos freqüentes.

As principais paragêneses mineralis metamórficas nos diferentes tipos litológicos, relacionados separadamente de acordo com o(s) episódio(s) de recristalização correspondente(s) estão listados na tabela XXIII. Mineralis índices, marcadores do evento M1, referem-se ao aparecimento da estauroлита nos metapelitos, plagioclásio (andesina) e hornblenda nas meta-básicas e de forsterita acompanhada de talco e/ou tremolita nos meta-serpentinitos.

TABELA XXIII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Associações minerais diagnósticas do metamorfismo regional.

Seqüência Meta-sedimentar
Metamorfismo M1=(MSS1 e MPS1)

Biotita xistos (metapelitos)

- (a) biotita + muscovita + quartzo \pm plagioclásio;
- (b) biotita + granada + muscovita + quartzo \pm plagioclásio;
- (c) biotita + granada + estaurolita + muscovita + quartzo + plagioclásio;
- (d) biotita + muscovita + estaurolita + quartzo \pm grafita.

Anfibolitos (calco-silicatadas)

- (e) hornblenda + plagioclásio (An-46) \pm clinopiroxênio \pm granada \pm epidoto.

Metamorfismo M2=(MSS2 e MPS2)

Biotita xistos

- (f) clorita + muscovita.

Anfibolitos

- (g) clorita + mica branca \pm carbonato \pm epidoto.

Seqüência Máfica-ultramáfica
Metamorfismo M1 (MSS1 e MPS1)

Serpentinitos

- (h) olivina (Fo=91-92) + tremolita + talco \pm clinocloro \pm (carbonato) \pm opacos;
- (i) olivina (Fo=87-88) + mg - cumingtonita + clinocloro \pm talco \pm opacos \pm (carbonato);
- (j) talco + olivina + antofilita \pm clinocloro \pm carbonato \pm opacos.

Olivina-talco ultramafitos

- (k) talco + olivina (Fo=86-87) + tremolita \pm carbonato \pm clinocloro \pm opacos;
- (l) talco + olivina (Fo=85) + antofilita \pm clinocloro \pm carbonato \pm opacos.
- (m) olivina (Fo=84-85) + talco + antofilita + tremolita \pm clinocloro \pm carbonato \pm opacos.

Xistos magnesianos

- (n) talco + antofilita + clorita \pm espinélio (cromita);
- (o) talco + tremolita \pm clorita \pm esfeno \pm opacos;
- (p) actinolita + corindofilita \pm ilmenita \pm esfeno \pm opacos;
- (q) antofilita + corindofilita \pm esfeno \pm rutilo \pm ilmenita;
- (r) mg-hornblenda + corindofilita \pm esfeno \pm ilmenita;
- (s) tremolita + clorita \pm esfeno + opacos.

Continuação TABELA XXIII

Anfibolitos (básicas)

- (t) mg-hornblenda + plagioclásio (An=24-27) \pm opacos \pm esfeno;
(u) hornblenda* + plagioclásio (An=39-47) \pm ilmenita \pm quartzo \pm o
pacos \pm esfeno;
*hornblenda zonada = mg-hornblenda (borda) e hornblenda tscher-
makítica (núcleo).

Metagabro

- (v) plagioclásio (An=42-44) + mg-hornblenda \pm biotita \pm clorita \pm
esfeno \pm ilmenita.

Metamorfismo M2(MSS2 e MPS2)

Serpentinitos e olivina-talco ultramafitos

- (w) serpentina + talco \pm opacos;
(x) talco + carbonato \pm opacos.

Xistos magnesianos

- (y) clorita \pm tremolita \pm opacos

Anfibolitos e Metagabros

- (z) clorita \pm mica branca \pm epidoto.

Granitóides Sanga do Jobim

- (μ) mica branca + clorita \pm epidoto
(xx) carbonato + esfeno

Devido a área restrita de trabalho não foi possível mapear isógradas e em consequência estabelecer o zonamento metamórfico. Além do mais, o desenvolvimento da segunda fase de formação com a geração de xistosidade plano axial em domínios localizados dificulta o restabelecimento da distribuição geográfica das paragêneses de M1.

Nos meta-sedimentos (meta-pelitos) o grau metamórfico está assinalado pelo aparecimento da estauroлита (grau médio de metamorfismo) e pela ausência de clorita em paragênese com a muscovita. As ocorrências de clorita nos mica xistos da região são oriundas da transformação da biotita durante o evento metamórfico M2 de mais baixa temperatura. Nestas litologias é comum o aparecimento do quartzo e subordinadamente muscovita sendo possível desta maneira aplicar-se os diagramas AFM (Thompson, 1957 apud Winkler, 1977) para representar graficamente as associações mineralógicas aí presentes.

Dentre as paragêneses mineralógicas dos metapelitos identificadas em M1 (tabela XXIII) destaca-se a assembléia (c), biotita + granada (almandina) + estauroлита com quartzo e muscovita como fases adicionais e que se encontram representadas graficamente no diagrama AFM da figura 29a. Reações metamórficas obtidas através de informações petrográficas são raras e constam da ocorrência de resquírios de micas (muscovita e lamelas de um mineral não identificado) e quartzo no interior dos grãos de estauroлита, sugerindo que estamos diante da seguinte reação; clorita+muscovita = estauroлита+biotita+quartzo+H₂O em que toda a clorita rica em ferro (Fe⁺²) teria sido consumida (Hoschek, 1969 apud Winkler, 1977).

A ocorrência e distribuição relativamente abundante de granada almandina na seqüência meta-sedimentar, por outro lado, indica que a seguinte reação seria possível:

clorita+muscovita+almandina = estauroлита+biotita+quartzo+H₂O.

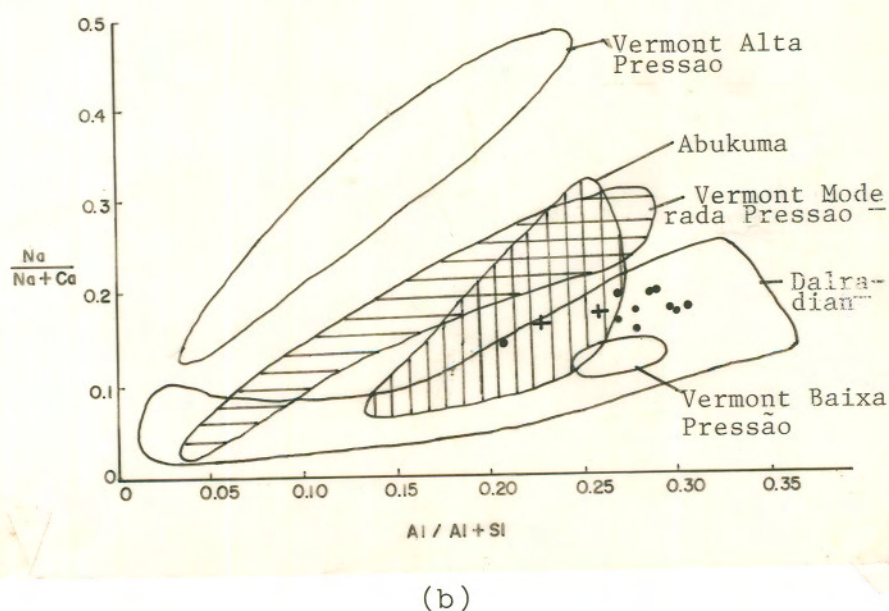
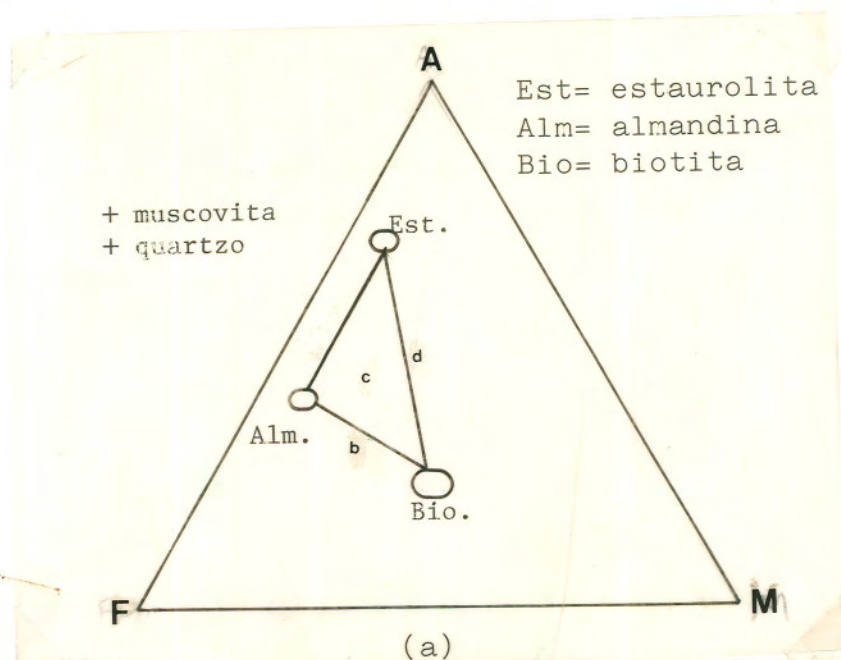


Fig.29

(a) Diagrama AFM para as paragênese dos biotita xistos da seqüência meta-sedimentar do Complexo Cambaizinho. (Extraído de Winkler, 1977);

(b) Composições das hornblendas de anfibólitos (•) e metagabros (+) da seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho, comparadas com hornblendas de outras regiões (Laird, 1977). Os anfibólitos do Cambaizinho foram gerados em pressões moderadas.

Esta reação foi obtida experimentalmente por Carmichael (1970) e Winkler (1977). Algumas observações petrográficas nos metapelitos indicam no entanto, que houve dissolução de biotita para gerar a granada com a conseqüente liberação de óxido de ferro (fig. 13a), e neste caso a granada seria uma fase produto e não reagente da equação acima.

Entretanto, estudos realizados por Hoffer (1983) demonstram que a formação de estaurolita em xistos à granada é muitas vezes mais complexa que a reação sugerida acima. Este autor assinala que ocorrem trocas composicionais nos bordos das granadas com o aparecimento da estaurolita caracterizando assim, a granada também como uma fase produto da reação. Dados experimentais indicam que a formação de estaurolita e a desintegração da clorita (Fe) em presença de muscovita ocorrem dentro de um intervalo de pressão e temperatura da ordem de $520 \pm 10^\circ\text{C}$ a 2,0Kb até cerca de $565 \pm 15^\circ\text{C}$ a 7,0Kb (Winkler, 1977).

A paragênese (e) encontrada em anfibolitos derivados de rochas cálcico-silicatadas contendo o par clinopiroxênio e granada em equilíbrio (amostra MR-151) foram utilizadas para estimar a pressão reinante durante M1. A 800° Kelvin a pressão calculada a partir de dados da microsonda da granada e clinopiroxênio (tabela XVIII) foi de 4,5 Kb aproximadamente (Perkins & Newton, 1981). Nestes níveis de pressão a temperatura calculada é de cerca de 664°C (Ellis & Green 1979). Estes valores são aproximativos pois representam dados obtidos em apenas uma amostra.

Nas rochas ultrabásicas, especialmente nos meta-serpentinóis e olivina-talco ultramafitos as paragêneses minerais diagnósticas observadas em M1 (tabela XXIII) são estáveis a partir da curva de reação 7* da fig. 30b e, no intervalo compreendido pelas curvas de reação 7 e 10 da fig. 30a. A paragênese (k) talco+olivina+tremolita de mais baixa temperatura ocorre proxima-mente ao começo do metamorfismo de grau médio (Evans & Tromms

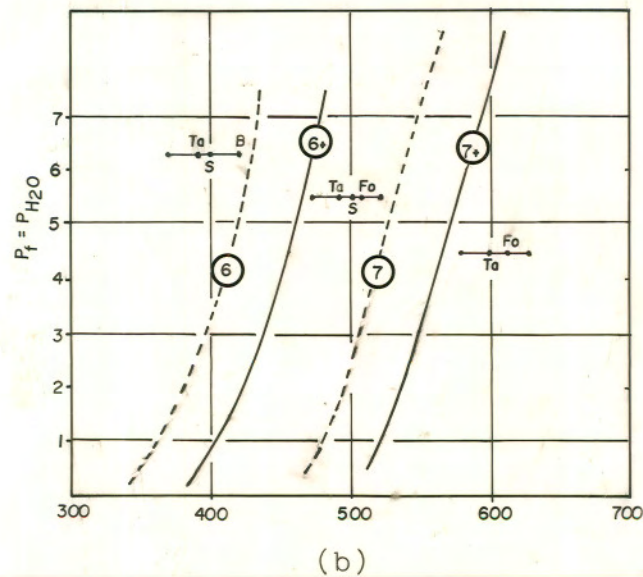
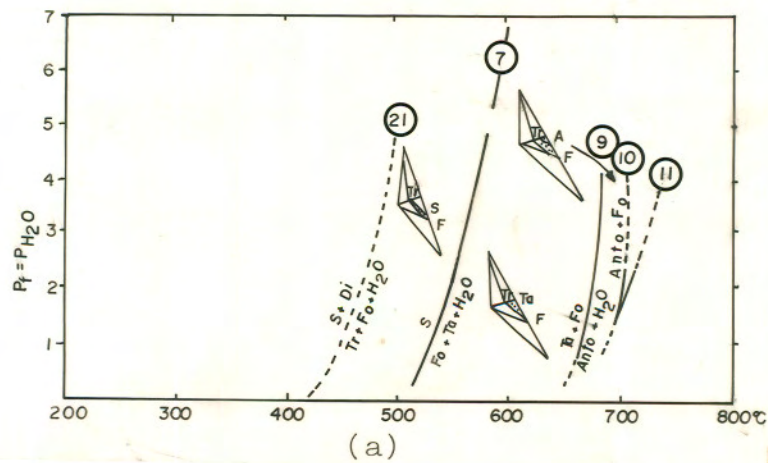


Fig.30

(a) Diagrama $P_T = P_{H_2O}$: $T^{\circ}C$ com as seqüências de reações metamórficas e as respectivas paragêneses para as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina da seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho (modificado de Evans e Trommsdorff, 1970);

(b) Curvas de equilíbrio para as reações 6*, 7 e 7*, correspondentes às temperaturas mínimas em metaserpentinóis para os ultramafitos do Complexo Cambaizinho (Ta=talco, Fo=forsterita, S=serpentina e B=brucita), conforme Winkler (1977).

dorff, 1970) situando-se entre as curvas de reação 7 e 9 da fig. 30a sendo estável entre aproximadamente 550°-650°C em pressões baixas e moderadas. Em temperaturas pouco mais elevadas ocorre a paragênese (l) talco+olivina+antofilita representada pela curva de reação 9 da figura 30a. Esta paragênese é estável no intervalo de temperatura entre 650°-700°C em pressões entre 2 e 3Kb (Turner, 1981). A assembléia (m) olivina+antofilita+tremolita situa-se entre o pequeno intervalo de temperatura das curvas 9 e 10 da fig. 30a, sendo caracterizado como produto da reação da curva 9 (associação mineralógica (l)).

As associações mineralógicas (k) e (l) dos olivina-talco ultramafitos equivalem as assembléias (h) e (j) dos meta serpentinitos à exceção da maior quantidade do carbonato (CO₂) presente nas primeiras. Neste sentido, as assembléias (m) e (l) dos olivina-talco ultramafitos poderiam se originar em temperaturas mais baixas que as da curva 9 desde que as reações se efetivaram em valores mais elevados de CO₂ (Johannes, 1969 apud Winkler, 1977).

A composição do espinélio, fase adicional da paragênese (n) dos xistos magnesianos à talco foi determinado através de microsonda eletrônica (tabela XXII). A análise revelou baixas proporções de Fe⁺³, Al e elevados para Cr. Estes valores plotados num diagrama Cr, Fe⁺³, Al indicam condições de formação dentro do fácies anfíbolito (Evans & Frost, 1975). As demais paragêneses de Ml dos xistos magnesianos não são diagnosticas de grau metamórfico, porém a sua(s) estabilidade(s) dentro do fácies anfíbolito indicam que as condições de equilíbrio foram alcançadas. As assembléias a base de anfíbolios cálcicos e cloritas de grande distribuição nestes xistos, anunciam perspectivas animadoras para estudos futuros de equilíbrios experimentais.

Os anfíbolitos derivados de rochas básicas juntamente com os metagabros apresentam paragêneses Ml compatíveis com

as do fácies anfibolito. As assembléias (t), (u) e (v) com plagioclásios do tipo oligoclásio e andesina respectivamente, associados a hornblenda são igualmente diagnósticos das condições de grau médio para esta região (Winkler, 1977).

Como característica deste grau metamórfico os conteúdos de Al e Na das hornblendas são diretamente proporcionais a temperatura (Laird & Albee, 1981; Jolly, 1982). Além disso, as razões Al/Na são altamente sensíveis a pressão (Laird, 1977) e podem ser utilizadas para estimar as profundidades de soterramento durante o metamorfismo. As composições das hornblendas, dos anfibolitos e metagabros (MR-111, MR-62E e MR-83C) da seqüência máfica-ultramáfica indicam pressões de carga moderadas (fig.29b) similares ao tipo bórico Dalradiano, com alguns cristais plotando no campo do tipo Abukuma (Laird & Albee op. cit.). Estes dados sugerem que estamos diante de uma série de fácies do metamorfismo de pressão intermediária (Turner, 1981). As ocorrências de alguns cristais de hornblenda zonados com núcleos tchermakíticos indicam que as condições iniciais do metamorfismo M1 (MSS1) foram mais severas e que as bordas dos cristais (MPS1) de composição da magnésio-hornblenda, equilibraram em condições de fácies anfibolito inferior.

As condições do metamorfismo M2 estão relacionadas as ocorrências de assembléias (w), (x) e (y) nas rochas ultramáficas. As duas primeiras ocorrem na forma de veios ou substituindo minerais das assembléias M1. A última (y) ocorre em geral como recristalizações MSS2, no plano axial das minidobras F2 (fig. 26a e 26b), ou MPS2 cortando a foliação S2 com orientações aleatórias nos xistos magnesianos. Nos anfibolitos e metagabros os minerais da associação (z) ocorrem de modo geral em substituição parciais dos cristais mais antigos.

A associação (μ) e (xx) dos granitóides Sanga do Jobim ocorrem no primeiro caso em crescimentos orientados substituindo

indo a biotita e mais raramente a alanita enquanto que o carbonato reage com a ilmenita e forma o esfeno representando a assembléia (xx).

As condições físicas de M1, determinadas pelas paragêneses discutidas e os respectivos dados de química mineral indicam gradientes geotérmicos relativamente elevados da ordem de 40 à 45°C/Km para esta região.

ESTRATIGRAFIA

Aspectos Gerais

As unidades litológicas Pré-Cambrianas aflorantes na área de trabalho, descritas nos capítulos precedentes, receberam várias denominações lito-estratigráficas e interpretações diversas com relação ao seu posicionamento cronológico no interior das seqüências de empilhamento stratigráfico proposto ao longo dos anos 60 e 70, baseados nos conceitos de formação grupo ou sub-grupo vigentes à época.

A seqüência máfica-ultramáfica foi considerada como pertencente a Formação Cerro Mantiqueiras (Gõni, et al., 1962 ; Jost & Villwock, 1966; Ribeiro et al., 1966) e os meta-sedimentos encaixantes por sua vez, foram referidos à Formação Vacacaí, como pertencentes ao Grupo Porongos (Gõni et al., op. cit., Jost & Villwock, op. cit.) de idade Pré-Cambriana.

Essas associações rochosas representam em escala menor a extensão norte de um cinturão supracrustal polideformado, de médio grau metamórfico que se estende desde a localidade de Passo do Ivo, situado mais a sul até a região objeto deste trabalho (fig. 01). Este cinturão apresenta forma geométrica linear, levemente serpenteada, orientada NNE e, com larguras variáveis de 2 à 5Km e comprimento aflorantes de 50Km aproximadamente. É interrompido em sua porção mediana pelas seqüência vulcano-sedimentares Eo-paleozóicas e pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Limita-se a leste com os terrenos granito-gnáissicos do Complexo Cambaí e coberturas Eo-paleozóicas, através de extensos lineamen

tos (falhas) de direção NNE e NE respectivamente. A oeste limita-se com os granitos pós-tectônicos (Suite Intrusiva Jaguari) em sua porção mais a sul e com o Complexo Cambaí em sua extensão norte. A continuidade do cinturão é interrompida a sul pelos granitos pós-tectônicos e a norte, desaparece sob as coberturas dos sedimentos gondwânicos (fig. 01).

Em virtude das dificuldades encontradas para estabelecer a estratigrafia interna da seqüência supracrustal, na área de trabalho, devido as perturbações tectono-metamórficas ocorridas durante a sua organização, julga-se que os termos Formação (Cerro Mantiqueiras e Vacacaí) e Grupo Porongos são designações estratigráficas inadequadas para estas associações rochosas. Assim, o autor propõe o Complexo Cambaizinho, baseado em Sohl (1977) e nas recomendações de Ribeiro & Lichtenberg (1978) e proposições de Garcia (1980), Garcia & Hartmann (1981) entre outros, para designar as seqüências meta-sedimentar e máfica-ultramáfica deformadas e metamorfizadas policiclicamente e que ocorrem nas proximidades do Arroio Cambaizinho, no município de São Gabriel-RS (Anexo I). A coluna estratigráfica proposta para a área está representada na figura 31.

A secção tipo da seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho, compreende o trecho da Br-290 entre os Km-387 e 388,5 aproximadamente, e os afloramentos que ocorrem nos arredores, (Anexo II). A seqüência meta-sedimentar, encaixante das máficas e ultramáficas apresentam suas melhores exposições ao longo do curso médio da Sanga do Jobim, no trecho entre as pontes das estradas não pavimentadas, estadual e municipal, na porção norte da área (Anexo I).

Os granitóides intrusivos nas supracrustais, com idade do Proterozóico superior (discutidas no item Geocronologia) foram denominadas de Granitóides Sanga do Jobim em alusão as exposições que ocorrem ao longo do leito da Sanga do Jobim, especial

Fig. 31

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

ID A D E	U N I D A D E L I T O - E S T R A T I G R Á F I C A	L I T O L O G I A S	
R E C E N T E	-	ALUVIOËS E ELUVIOËS - Depósitos inconsolidados de cascalhos, areias até argila	
JURÁSSICO C R E T Á C E O	G R U P O S Ã O B E N T O	DIQUES DE DIABÁSIO - Cores escuras e grão fino.	
P E R M O - C A R B O N Í F E R O	F O R M A Ç Ã O R I O B O N I T O	ARENITOS - Cor branca e amarelada com ferrificações locais.	
E O - P A L E O Z Ó I C O	F O R M A Ç Ã O A C A M P A M E N T O V E L H O	DIQUES ÁCIDOS - Riolitos e granófiros avermelhados.	
P R O T E R O Z Ó I C O S U P E R I O R (661 Ma)	G R A N I T Ó I D E S S A N G A D O - J O B I M	GRANITOS - Corpos tabulares ("sheets") de granitos a granodioritos com pegmatitos e aplitos subordinados.	
A R Q U E A N O - P R O T E R O Z Ó I C O I N F E R I O R (?)	C O M P L E X O C A M B A I Z I N H O	S E Q U Ê N C I A M Á F I C A - U L T R A M Á F I C A	<p style="text-align: center;">D I S C O R D Â N C I A</p> <p>METAGABROS - Lentes de granulação média a grosseira, maciço (isótopos) ou raramente foliados.</p> <p>XISTOS MAGNESIANOS - Camadas e/ou lentes de talco-tremolita xistos, clorita-tremolita xistos, clorita-hornblenda xistos, tremolita-clorita xistos, intercalados nos gnaisses ou bordejando os serpentinitos, onde aparecem clorititos e tremolititos.</p> <p>ANFIBOLITOS - Camadas e/ou lentes de anfibolitos - de grãos finos associados a xistos Mg ou com intercalações de metacherts (C), grafita xistos ou formações ferríferas (B).</p> <p>SERPENTINITOS - "Camadas" ou lentes boudinadas com xistos Mg em suas bordas, ou lentes finas intercaladas nos gnaisses.</p>
		S E Q U Ê N C I A M E T A - S E D I M E N T A R	<p>GNAISSES QUARTZO-FELDSPÁTICOS - biotita gnaisses, - hornblenda-biotita gnaisses com intercalações de biotita xistos com granada e/ou estauroлита.</p> <p>ANFIBOLITOS BANDADOS - Camadas e/ou lentes de anfibolitos de grão médio a grosseiro intercalados nos gnaisses.</p> <p>QUARTZITOS - de cores esbranquiçadas a róseas, - feldspáticos e/ou micáceos.</p>
	C O M P L E X O C A M B A I	<p style="text-align: center;">T R A N S C O R R Ê N C I A</p> <p>ORTOGNAISSES - Tonalitos-Granodioritos.</p>	

mente do corpo de maior extensão aflorante individualizado no mapa geológico, na porção norte da área. Suas relações de contato fornecem uma idade mínima para o complexo (Anexos I e II e figuras 10a e 28b).

A sul do Arroio do Salso (fig.01) este segmento do cinturão supracrustal foi denominado de Complexo Palma (Garcia & Hartmann, 1981) constituído por parcelas das seqüências Cerro do Ouro e Pontas do Salso (Naumann et al., 1984).

A seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho é constituída por camadas e/ou lentes de serpentinitos, xistos magnesianos, anfibolitos e metagabros entremeados aos meta-sedimentos em toda a extensão do cinturão. Níveis de cherts, formações ferríferas e rochas a turmalina e grafite de ocorrência restrita em termos de volume, são amplamente distribuídos no interior das associações máficas e ultramáficas. A seqüência meta-sedimentar encaixante das máficas e ultramáficas é constituída por gnaisses quartzo-feldspáticos dominantes, anfibolitos bandados e quartzitos de ocorrência subordinada, conforme discutido anteriormente.

A comum associação entre os granitóides intrusivos e os meta-sedimentos (gnaiesses quartzo-feldspáticos) gera em algumas ocasiões um aspecto mesoscópico de migmatito para este conjunto de rochas. Esta interpretação de certo modo correta porém simplificada, levou alguns pesquisadores, a nomear este conjunto de rochas e individualiza-las em mapas geológicos como migmatitos heterogêneos. De modo similar, corpos graníticos foliados de larguras apreciáveis, atribuídos neste trabalho à unidade Sanga do Jobim, foram denominadas de migmatitos homogêneos (Gõni et al., 1962; Szubert et al., 1977; Vieira, 1981 entre outros).

Na região de estudo, o Complexo Cambaizinho limita-se a oeste com os gnaisses e granitos do Complexo Cambaí, através de extensos falhamentos verticalizados provavelmente ligados

a um sistema de falhas semi-dúcteis transcorrentes, reativada a través dos tempos. A leste os limites não são claros e sua con tinuidade pode ir além do Arroio Cambaí, até as proximidades da Vila Nova, onde deve ser interrompido pelos gnaisses relacionada dos ao Complexo Cambaí. A sul a sua continuidade é interrompida ao longo do Arroio do Salso, conforme discutido no início do ca pítulo.

O reconhecimento da seqüência de empilhamento estra tigráfico do complexo, isto é, a sua organização interna é mui to difícil de estabelecer devido a obliteração das relações origi nais entre as unidades litológicas pelos fenômenos de deformação e metamorfismo que atuaram em condições bastante enérgicas nesta região do cinturão. Assim, informações com relação a es pessura estratigráfica e a posição do topo e a base das camadas no interior das seqüências não são possíveis de estabelecer por que as estruturas de deposição regionais não foram determinadas em função da escassez e esparsidade de afloramentos, da restrição da área de trabalho e aos fenômenos geológicos superimpostos citados acima.

Entretanto, a forma de jazimento acamadado dos anfibol itos, xistos magnesianos e serpentinitos indicam que estas rochas foram derivadas de derrames e/ou intrusões ígneas rasas a partir de magmas básicos (toleíticos) e ultrabásicos (komatiíti cos). As finas intercalações de xistos magnesianos (derrames ultramáficos) anfibolitos finos (derrames básicos) e sedimentos químicos (cherts e formações ferríferas) nos meta-sedimentos ' (sedimentos areno-pelíticos) denunciam que uma superfície deposic ional ainda pode ser reconhecida em escala de afloramentos.' Além disso, a forma ritmada e a granulação fina dos meta-sedi mentos sugerem que os mesmos foram depositados num ambiente sub- aquoso e que períodos de calma marcados pelos cherts se su cederam aos derrames máficos e ultramáficos e que estas interca

lações, representam ainda a superfície So.

Embora este acamadamento sedimentar seja ainda possível de reconhecer, é difícil demonstrar, por outro lado, que todas as unidades litológicas intercaladas representam unidades estratigráficas em suas posições originais (inter-fácies sedimentares em sucessão original) pelos seguintes motivos: (a) o acamadamento sedimentar apresenta dobras intrafoliais ocasionando repetições de camadas e espessamento aparente das seqüências; (b) o acamadamento apresenta-se adelgado e/ou rompido devido a transposição de So (fig. 12b), além do próprio bandamento So=S1 em alguns locais encontrar-se também afetado por boudinage ou transposição durante D2 (fig. 24b); (c) os critérios de topo e base não são abundantes e não mantêm uma direção constante através da seqüência; (d) houve remoção de parte das seqüências por falhamento (Anexos I e II) e pelas injeções dos Granitóides Sanga do Jobim.

No entanto, a maior concentração de horizontes de rochas ultrabásicas (xistos magnesianos variados) intercalados nos meta-sedimentos clásticos e químicos na porção central da área (Km-388 da Br-290) com repetição de alguns níveis mais raros à leste e a oeste, e, a predominância de horizonte de anfibolitos finos (embora não passíveis de mapear longitudinalmente) à leste (Km-387 da Br-290) sugere uma pseudo-estratigrafia, onde as ultrabásicas dominariam na base e os basaltos (anfibolitos finos) representariam o topo da seqüência.

Deste modo, o empilhamento estratigráfico, neste local, indica que a base do complexo se encontra a oeste e o topo em direção a leste. Esta tentativa de ordenação litológica parte da premissa de que, as lavas ultrabásicas dominam na base de seqüência e só seria válida para esta pequena extensão (Km-387 a Km-388 da Br-290).

Assim, a reconstituição da bacia vulcano-sedimentar,

que deu origem ao Complexo Cambaizinho como um todo, apresenta sérias limitações. As informações baseadas nos trabalhos de campo, petrográfico e químico permitem indicar até o presente momento que a seqüência original dos gnaisses quartzo-feldspáticos era areno-pelítica-carbonatada (sedimentos clásticos terrígenos) depositados num ambiente subaquoso relativamente calmo com derrames de lavas básicas e ultrabásicas intercaladas e níveis de cherts marcando períodos de quiescência e de recorrência de vulcanismo e sedimentação. O magma básico-ultrabásico proveniente do manto, ascendeu através de extensas e profundas fraturas ligadas possivelmente ao rifteamento da crosta sílica (Complexo Cambaí) resultante de esforços distensionais em épocas Pré-Brasilianas. A deformação do Complexo (D1) e a injeção de corpos graníticos através de fraturas ligadas a evolução de D2, indica que, regimes de compressão e distensão se alternaram nesta região, ao longo do tempo geológico.

Diques ácidos e intermediários controlados por fraturas relacionadas a D3 e D4 cortam as seqüências do Complexo Cambaizinho, estando possivelmente relacionados aos episódios de vulcanismo da Formação Acampamento Velho no Eo-paleozóico. Coberturas sedimentares gondwânicas relacionadas a Formação Rio Bonito, mascaram a continuidade do embasamento para norte. Diques de diabásio, de rara ocorrência na área estão relacionados as manifestações magmáticas do evento Serra Geral.

Geocronologia

O panorama geocronológico desta região é pouco conhecido. Os dados isotópicos existentes referem-se principalmente aos trabalhos de Cordani et al., (1974); Teixeira (1982); Naumann (1985), dados inéditos obtidos por Soliani Jr. (1986); Silva Filho & Soliani Jr. (1987); Machado et al., (1988). Mesmo as

sim as idades referentes aos eventos ígneos (vulcanismo) geradores das rochas máficas e ultramáficas entremeadas as seqüências supracrustais nesta porção do escudo são desconhecidos.

A obtenção de dados geocronológicos para as rochas do Complexo Cambaizinho visou especialmente determinar a idade mínima da seqüência supracrustal em estudo através da datação radiométrica de unidades consideradas mais antigas ou marcadoras de episódios bem definidos no contexto estratigráfico local. Ao mesmo tempo, a escolha das litologias restringiu-se a aqueles materiais suscetíveis de aplicação dos métodos radiométricos disponíveis no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo - (CPGeo-USP).

Desta forma, efetuou-se análises geocronológicas em amostras de Granitóides Sanga do Jobim e em metagabros pertencentes a seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho. Para as rochas graníticas utilizou-se os métodos Rb/Sr em rocha total e K/Ar em biotitas de minerais separados. Na amostra de metagabro empregou-se o método K/Ar em plagioclásio e em anfibólios separados da rocha.

Os dados analíticos para Rb e Sr utilizados neste trabalho estão listados na tabela XXIV. A localização dos afloramentos amostrados bem como sua situação no contexto geológico podem ser obtidos pela análise do mapa de pontos (Anexo III) e mapa geológico (Anexo I). A composição modal estimada das amostras analisadas estão relacionadas na tabela IV.

As idades Rb/Sr obtidas num diagrama isocrônico de 7 pontos para os Granitóides Sanga do Jobim mostram uma dispersão de pontos muito pequena (fig.32) e definem uma isócrona de referência cuja homogenização isotópica ocorreu a $660,9 \pm 28,7$ Ma. Os valores de idade obtidos pelo método K/Ar para as biotitas de uma amostra (MR-98) do granito e para plagioclásio e anfibólios de um metagabro (MR-83A) estão listados na tabela XXV.

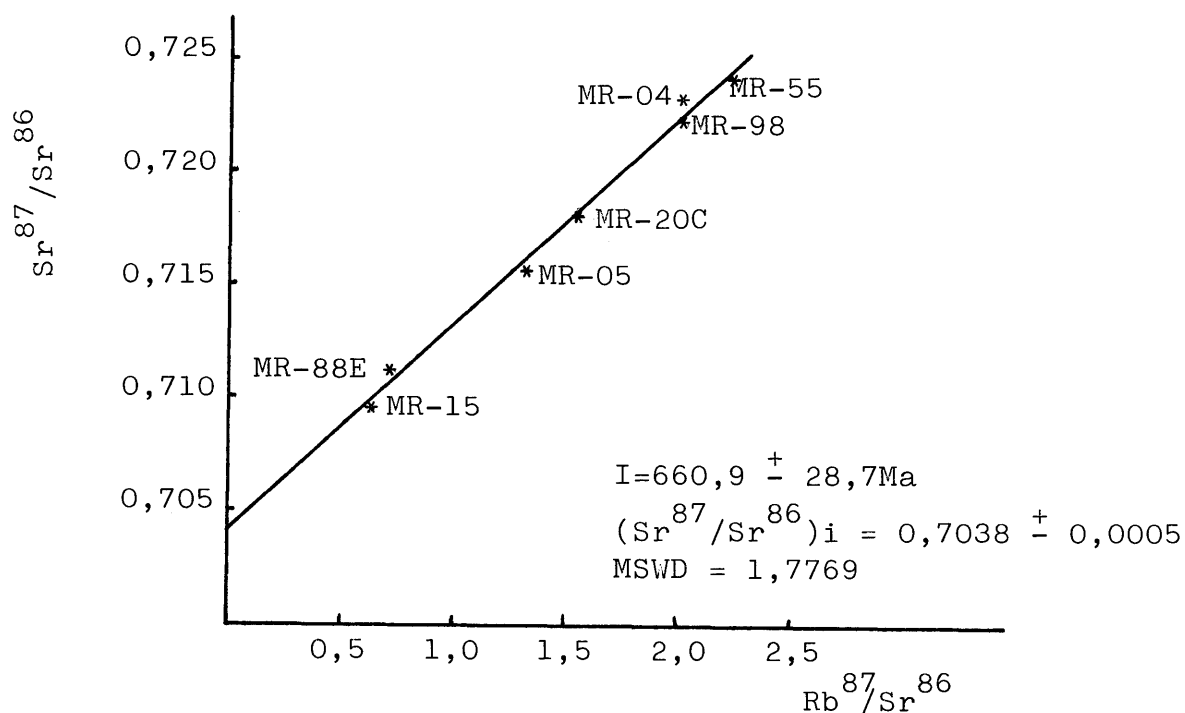


Fig.32 - Isócrona-Rb/Sr de referência para os Granitoides Sanga do Jobim.

TAB:XXIV Dados analíticos para Rb e Sr obtidos no Centro de Pesquisa - Geocronológicas da USP (CPGeo-USP).

Nº/Campo	Litologia	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade
MR-55	Monzogranito	110,5	149,8	0,72377	2,138	615,5 ± 68
MR-20C	Granodiorito	119,6	221,1	0,71783	1,567	574,2 ± 93
MR-15	Granodiorito	59,4	334,6	0,70829	0,514	449,4 ± 276
MR-88E	Granodiorito	82,2	313,5	0,71154	0,759	604,1 ± 186
MR-98	Granodiorito	125,2	181,0	0,72259	2,005	615,2 ± 73
MR-05	Granodiorito	82,0	176,9	0,71591	1,343	569,9 ± 108
MR-04	Monzogranito	121,6	181,1	0,72321	1,946	655,8 ± 76

TAB:XXV Dados analíticos das determinações K/Ar.

Nº/Campo	Mineral	Rocha	%K	Ar.Atm.	Idade
MR-98	Biotita	Granito	6.8819	4.37	665.1 ± 24
MR-83-A	Plagioclásio	Gabro	0.2182	26.39	536.4 ± 19
MR-83-A	Anfibólio	Gabro	0.2070	17.48	644.0 ± 46

O valor cronológico fornecido pela isocrona Rb/Sr com um bom alinhamento de pontos (MSWD=1,7769) indica que as amostras são co-genéticas e que, em consequência o sistema Rb/Sr não foi afetado pelo metamorfismo e deformação (M2-D2) responsável pela geração de foliação nestas rochas. Isto significa que a idade obtida corresponde a época de cristalização ígnea destes granitóides (homogeneização isotópica). O Complexo Cambaizinho é comparativamente mais antigo (pré-Brasiliano) pois veios e apófises dos Granitóides Sanga do Jobim cortam a foliação S1 das supracrustais (figs. 10a e 28b) e são dobradas conjuntamente durante a D2. Por analogia com associações supracrustais similares (tipo greenstone belt) devem pertencer provavelmente ao Proterozóico inferior ou Arqueano (?).

A evolução da razão isotópica inicial do Sr com o tempo dos Granitóides Sanga do Jobim (Sr^{87}/Sr^{86})_i=0,7038 e do Granodiorito Timbaúva (Naumann, 1985) são similares indicando que estas rochas foram extraídas do manto superior ou crosta sílica inferior de composição adequada mais ou menos na mesma época. A origem destes plutonitos estão portanto relacionados ao episódio gerador de rochas da fase sin-tectônica do Ciclo Brasileiro apresentando forte analogia com a porção central do Complexo Granítico São Sepé (Sartori & Ruegg, 1979) e com a porção mais antiga do Complexo Granítico Caçapava do Sul (Bitencourt et al., 1987).

A idade K/Ar obtida em biotitas da unidade granítica com valores (665 Ma) próximos aos da isocrona Rb/Sr em rochas total discutidos acima deve-se provavelmente as condições físicas de resfriamento relativamente rápido da amostra MR-98 proveniente de uma intrusão relativamente rasa. Este valor, pouco mais elevado para a biotita, está dentro dos erros analíticos. Os dados de K/Ar para o anfibólio (644 Ma) e plagioclásio (536 Ma) mostram valores progressivamente menores que os encontrados nos

granitóides, correspondendo a idade mínima representativa do término da difusão do Argônio nestes minerais (Cordani, 1980). As idades do anfibólio, podem estar refletindo a época do meta morfismo (M2) e a do plagioclásio, a época do lento soerguimento epirogenético que manteve o gradiente término favorável a difu são do Argônio neste mineral, até provavelmente 540 Ma, ou rela cionados as atividades vulcânicas e sub-vulcânicas que ocorrem pouco mais a sul da área em estudo.

... de modo geral admite-se que não há **verdade absoluta**, mas não obstante há leis e princípios objetivamente válidos...., uma afirmação científica ou racionalmente válida, significa que o poder de razão é aplicado a todos os dados de observação disponíveis sem que nenhum seja suprimido ou forjado em prol de um resultado desejado.

A história da ciência é uma história de afirmações inadequadas e incompletas e cada novo discernimento torna possível reconhecer as inadequações de proposições anteriores e **oferece uma base de partida** para a criação de uma formulação mais apropriada.

Erich Fromm.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

Seqüência Máfica-Ultramáfica: Elementos Maiores e Traços

O reconhecimento do tipo de rocha precursora e da afinidade magmática dos protólitos ígneos da seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho é dificultado pela ausência de mineralogia e texturas originais preservadas, indicativas de sua composição primária e das condições de solidificação.

Assim, a tentativa de identificação e demonstração da afinidade magmática destes tectonitos, baseou-se paradoxalmente na observação da mineralogia metamórfica e das estruturas mesoscópicas (contatos, formas e dimensões dos corpos) e na composição química de elementos maiores, traços e terras raras dos diferentes grupos em consideração. Os dados de campo (jazimento com disposição acamadada), petrográficos (mineralogia ultramáfica) e químicos (alto MgO para um dado valor de SiO₂) indicam que os xistos magnesianos em especial e, os serpentinitos em parte, são derivados de magmas altamente magnesianos de afinidade komatiítica e os anfibolitos associados correspondem a uma suite magmática de natureza toleítica.

Entretanto, se levarmos em consideração todas as premissas arroladas por Arndt & Nisbet (1982) para a definição e diagnose dos komatiítos, então os xistos magnesianos e os serpentinitos do Complexo Cambaizinho, não são comprovadamente komatiítos. Estas premissas consistem da identificação de texturas e/ou estruturas que comprovem uma origem vulcânica para as seqüências em consideração e de alguns parâmetros petroquímicos peculia

res (alto MgO, baixo álcalis, alto Cr, Ni entre outros).

Dentre os parâmetros geoquímicos citados, na maioria deles os xistos magnesianos do Complexo Cambaizinho se enquadram (alto MgO, Cr, Ni; baixo álcalis FeO^*/FeO^*+MgO , CaO/Al_2O_3) e outros não completamente, (por exemplo: teores de TiO_2 , Zr, Y, Nb, P e ETR total), dessa forma, neste capítulo discute-se estas peculiaridades e diferenças químicas e suas possíveis origens. Neste sentido, análises químicas para elementos maiores e traços realizadas em 44 amostras e, para elementos terras raras (ETR) em 23 amostras da seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho permitem a definição de 7 agrupamentos com afinidades composicionais distintas, baseados nos diferentes teores de MgO, SiO_2 , Al_2O_3 e CaO especialmente.

Os membros ultramáficos da seqüência estão representados pelos xistos magnesianos (MgO = 17,21 à 29,08%) e os serpentinitos e rochas associadas com teores de MgO variáveis entre 32,99 e 42,78%. Os anfibolitos e metagabros, membros máficos da seqüência, apresentam teores de MgO inferiores à 8,69% e 10,93% respectivamente. Observe que os teores de elementos maiores estão recalculados em base anidra. Desta forma caracteriza-se um "gap" composicional de 11 à 17% de MgO entre a parte máfica (anfíbólitos e metagabros) e a porção ultramáfica (serpentinitos e xistos magnesianos) da seqüência.

As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina incluindo-se aí os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos, apresentam teores elevados de MgO (maior que 33%) sendo comparáveis aos cumulados komatiíticos. O agrupamento dos serpentinitos constituído por 8 amostras (tabela XXVI e XXVII) possuem a seguinte variação química: MgO (%): 35,71 à 42,78; SiO_2 (%): 45,35 à 49,71; CaO(%): 0,47 à 2,17 e Al_2O_3 (%): 0,82 à 2,08. Os olivina-talco ultramafitos associados, representados por 3 amostras possuem a seguinte variação composicional: MgO(%): 32,99 à 36,78 ;

TABELA XXVI

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, normas CIPW e números de Niggli dos serpentinitos e Olivina-talco ultramafitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA:	SERPENTINITOS								OLIVINA-TALCO		ULTRAMAFITOS
	MR-27D	MR-73	MR-74E	MR-99E	MR-99K	MR-99N	MR-134	MR-25	MR-990	MR-101	MR-104H
SiO ₂	48,00	45,35	47,91	46,09	49,71	46,06	48,60	45,67	55,45	55,12	53,13
TiO ₂	0,13	0,06	0,08	0,05	0,06	0,08	0,09	0,20	0,05	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	2,02	0,82	1,81	1,09	1,09	1,61	1,70	2,08	2,16	1,17	1,40
Fe ₂ O ₃	5,07	8,16	6,72	9,01	7,21	6,60	5,03	10,68	2,41	4,35	2,62
FeO	2,18	0,84	1,96	0,80	0,82	2,38	3,14	3,10	5,01	3,20	4,78
MnO	0,09	0,08	0,11	0,07	0,10	0,11	0,09	0,17	0,07	0,09	0,10
MgO	39,45	42,78	40,41	41,64	39,92	41,83	39,66	35,71	33,10	32,99	36,78
CaO	2,17	1,34	0,65	0,60	0,47	0,72	1,03	1,72	1,11	2,44	0,64
Na ₂ O	0,38	0,27	0,08	0,35	0,31	0,28	0,31	0,23	0,39	0,27	0,18
K ₂ O	0,41	0,22	0,19	0,21	0,23	0,25	0,25	0,31	0,19	0,21	0,21
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,10	0,13	0,06	0,09	0,08
TOTAL:	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H ₂ O ⁻	1,09	1,00	0,93	0,98	0,94	0,75	0,58	1,88	0,27	0,34	0,39
P.F.	11,85	13,53	11,41	13,39	11,19	12,88	11,95	12,05	6,16	9,04	7,63
TOT. ORIG.	100,53	100,34	100,62	100,92	99,41	99,27	99,99	100,44	99,80	99,71	100,05
Normas CIPW											
C	-	-	0,47	-	-	-	-	-	-	-	-
or	2,42	1,29	1,12	1,24	1,36	1,48	1,47	1,84	1,12	1,24	1,24
ab	3,21	2,27	0,68	2,96	2,62	2,37	2,61	1,95	3,28	2,28	1,52
an	2,59	0,37	2,72	0,78	0,90	2,39	2,50	3,73	3,56	1,36	2,38
di	5,90	4,50	-	1,28	0,72	0,52	1,54	3,16	1,21	7,98	0,22
hy	31,68	21,02	44,31	28,99	48,96	28,61	41,71	32,41	80,25	75,62	70,09
ol	50,56	67,01	47,10	61,14	41,95	61,24	46,44	52,79	7,29	8,04	21,20
mt	2,36	2,25	2,29	2,25	2,26	2,29	2,30	2,47	2,24	2,27	2,23
il	0,25	0,11	0,15	0,09	0,11	0,15	0,17	0,38	0,09	0,13	0,15
ap	0,24	0,19	0,19	0,21	0,19	0,19	0,24	0,31	0,14	0,21	0,19
cm	0,43	0,61	0,60	0,62	0,56	0,38	0,66	0,65	0,48	0,56	0,38
Niggli											
al	1,73	0,66	1,55	0,90	0,95	1,33	1,47	1,82	2,18	1,17	1,32
fm	93,95	96,84	97,15	97,53	97,63	96,99	96,23	94,82	94,92	93,71	97,09
c	3,40	1,96	1,02	0,91	0,75	1,08	1,62	2,74	2,05	4,45	1,10
alk	0,92	0,55	0,29	0,66	0,66	0,60	0,67	0,62	0,86	0,67	0,49
k	0,42	0,35	0,61	0,28	0,33	0,37	0,35	0,47	0,24	0,34	0,43
mg	0,91	0,89	0,90	0,89	0,91	0,90	0,90	0,83	0,89	0,89	0,90
si	69,94	61,65	69,49	64,65	73,91	64,41	71,33	67,70	95,06	93,63	84,79
ti	0,14	0,06	0,09	0,05	0,07	0,08	0,10	0,22	0,06	0,09	0,10
p	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,04	0,06	0,05
qz	-33,73	-40,54	-31,66	-38,01	-28,75	-38,00	-31,37	-34,79	-8,36	-9,06	-17,18

TABELA XXVII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos traços, razões entre óxidos e elementos dos Serpentinitos e Olivina-talco ultramafitos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRA:	SERPENTINITOS								OLIVINA-TALCO		ULTRAMAFITOS
	MR-27D	MR-73	MR-74E	MR-99E	MR-99K	MR-99N	MR-134	MR-25	MR-990	MR-101	MR-104H
Cr (ppm)	1950	2900	2800	2900	2600	1800	3100	3000	2091*	1370*	1800
Ni	1800	1500	1000	2000	1800	2500	1500	1800	1481*	1415*	1200
V	40	40	80	60	50	40	40	80	50*	22*	40
Co	80	170	100	180	110	130	130	250	130	120	80
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	43*	39*	-
Cu	5	5	10	5	10	10	10	45	5*	0*	10
Zr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	2*	3*	<50
Rb	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	3*	2*	<5
Sr	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	11*	40*	<30
Ba	117	<50	62	<50	<50	<50	<50	78	7*	8*	<50
Y	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	6*	5*	<10
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	3*	2*	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	3*	2*	-
				RAZÕES							
CaO/Al ₂ O ₃	1,07	1,63	0,36	0,55	0,43	0,45	0,61	0,83	0,51	2,09	0,46
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	15,5	13,7	22,6	21,8	18,2	20,1	18,9	10,4	43,2	16,7	17,5
CaO/TiO ₂	16,7	22,3	8,13	12,0	7,83	9,00	11,4	8,6	22,2	34,9	8,00
TiO ₂ /P ₂ O ₅	1,30	0,75	1,00	0,56	0,75	1,00	0,90	1,54	0,83	0,78	1,00
FeO*/FeO*+MgO	0,15	0,16	0,17	0,18	0,16	0,17	0,16	0,26	0,18	0,18	0,16
FeO*/MgO	0,17	0,19	0,20	0,21	0,18	0,20	0,19	0,36	0,22	0,22	0,19
FeO/Fe ₂ O ₃	0,43	0,10	0,29	0,09	0,11	0,36	0,62	0,29	2,07	0,74	1,82
Ca/Al	1,45	2,21	0,49	0,74	0,58	0,60	0,82	1,12	0,69	2,82	0,62
Si/Ti	288	589	467	719	646	449	421	178	865	614	518
Al/Ti	13,7	12,1	20	19,3	16,1	17,8	16,7	9,18	38,1	14,8	15,5
Fe/Ti	67	177	130	231	158	135	111	82	186	132	116
Mg/Ti	305	717	508	838	669	526	443	180	666	474	463
Ca/Ti	19,9	26,6	9,69	14,3	9,34	10,7	13,6	10,3	26,5	41,6	9,54
Ti/Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	100	210	-
Ti/Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	150	140	-
Ti/Y	-	-	-	-	-	-	-	-	50	84	-
Ti/Ni	0,43	0,24	0,48	0,15	0,20	0,19	0,36	0,67	0,20	0,30	0,40
Ti/Co	9,7	2,12	4,8	1,67	3,27	3,69	4,15	4,8	2,3	3,50	6,0
Ti/V	19,5	9,0	6,0	5,0	7,19	12,0	13,5	15,0	6,0	19,1	12
Ti/Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	100	210	-
Al/V	267	109	120	96	115	213	225	138	229	281	185
Ga/Alx10 ⁵	-	-	-	-	-	-	-	-	26	32	-
Zr/Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	0,66	1,5	-
Zr/Y	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33	0,6	-

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

SiO₂ (%): 53,13 à 55,45; Al₂O₃ (%): 1,17 à 2,16 e CaO(%): 0,64 à 2,44. Este último agrupamento possui como característica principal teores de SiO₂ muito elevados para o equivalente de MgO.

Os xistos magnesianos são passíveis de subdivisão em 3 agrupamentos composicionais maiores, havendo uma gradação entre estes tipos: (I)- xistos magnesianos à talco; (II)- clorita e anfibólio xistos e (III)- clorita-hornblenda xistos.

No agrupamento (I) dos xistos magnesianos à talco, estão incluídas aquelas amostras referíveis a associação de campo do tipo (c) definida no capítulo da petrografia e que ocorrem em geral, associadas aos corpos de serpentinitos. As análises químicas efetuadas revelaram os seguintes teores (tabela XXVIII e XXIX), MgO(%): 20,96 à 29,08; SiO₂ (%): 53,97 à 61,65; Al₂O₃ (%) 1,91 à 5,45 e CaO(%): 0,72 à 11,08. Este agrupamento inclui também rochas contendo clorita e algumas amostras (tabela II) com quantidades de anfibólio maiores do que as de talco.

Observa-se que os teores de SiO₂ dos xistos magnesianos à talco, são muito elevados para estes valores de MgO e ainda que, a variação no teor de CaO e de TiO₂ é de uma ordem de grandeza neste tipo rochoso. Destaca-se no entanto, o baixo teor de Al₂O₃ destas amostras quando comparadas com os outros grupos de xistos magnesianos. Estes baixos valores de Al₂O₃ podem ser explicados pela pequena quantidade de clorita presente nestas amostras.

Os clorita e anfibólio xistos do agrupamento (II) apresentam a seguinte variação química, (tabela XXX e XXXI), MgO (%): 19,23 à 25,74; SiO₂ (%): 41,16 à 50,18; Al₂O₃ (%): 7,53 à 14,05 e CaO(%): 5,24 à 10,06. Este agrupamento composicional corresponde as rochas das associações de campo do tipo (a) representadas pelas amostras MR-145, MR-147, MR-148 e MR-149 coletadas ao longo de uma mesma camada distantes de 50 metros aproximadamente entre si e, da associação tipo (b) incluindo todas as amos

TABELA XXVIII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, normas CIPW e números de Niggli dos Xistos Magnesianos à Talco da Seqüência Máfica-ultramáfica.

XISTOS MAGNESIANOS À TALCO								
AMOSTRAS:	MR-60	MR-22	MR-84F	MR-105	MR-106	MR-102	MR-104E	MR-104J
SiO ₂	55,25	60,07	61,65	56,71	58,72	53,97	55,38	54,28
TiO ₂	0,41	0,06	0,08	0,62	0,19	0,59	0,29	0,76
Al ₂ O ₃	4,80	1,91	2,07	3,06	4,21	5,45	3,16	5,00
Fe ₂ O ₃	1,74	1,27	0,98	1,01	1,29	1,17	1,08	0,47
FeO	5,91	4,95	4,86	5,28	4,92	6,81	5,67	6,90
MnO	0,11	0,12	0,06	0,11	0,07	0,13	0,19	0,16
MgO	28,31	27,23	29,08	23,48	28,54	24,15	22,18	20,96
CaO	3,03	3,81	0,72	8,96	1,48	7,11	11,08	10,58
Na ₂ O	0,04	0,21	0,18	0,41	0,29	0,26	0,56	0,55
K ₂ O	0,26	0,27	0,21	0,21	0,21	0,22	0,21	0,18
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,11	0,15	0,08	0,14	0,20	0,16
TOTAL:	100	100	100	100	100	100	100	100
H ₂ O ⁻	0,18	0,21	0,16	0,16	0,12	0,46	0,20	0,04
P.F.	4,61	4,75	4,70	2,80	5,16	5,29	2,43	2,93
TOT.ORIGINAL:	99,57	99,17	99,54	99,95	99,84	99,30	99,04	99,25
NORMAS CIPW								
Q	1,98	8,94	11,51	4,24	7,13	0,44	1,25	0,65
C	-	-	0,49	-	0,99	-	-	-
or	1,53	1,59	1,24	1,24	1,23	1,30	1,24	1,06
ab	0,34	1,77	1,52	3,46	2,44	2,19	4,72	4,64
an	12,08	3,46	2,86	5,87	6,80	13,01	5,47	10,60
di	1,57	11,59	-	29,50	-	16,79	37,92	32,23
hy	78,22	69,67	79,94	52,13	78,18	62,67	46,25	47,70
ol	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	2,51	1,83	1,42	1,46	1,86	1,69	1,56	0,68
il	0,77	0,11	0,15	1,17	0,36	1,12	0,55	1,44
ap	0,33	0,24	0,26	0,35	0,19	0,33	0,47	0,38
cm	0,39	0,54	0,34	0,35	0,53	0,21	0,35	0,41
NIGGLI								
al	5,16	2,19	2,42	3,46	4,76	5,96	3,50	5,62
fm	88,53	89,12	95,44	77,13	91,40	79,18	72,90	71,52
c	5,94	7,96	1,54	18,40	3,05	14,14	22,33	21,63
alk	0,37	0,73	0,61	1,02	0,80	0,73	1,27	1,24
k	0,81	0,46	0,43	0,25	0,32	0,36	0,20	0,18
mg	0,87	0,89	0,90	0,87	0,89	0,84	0,85	0,83
si	100,82	116,99	122,15	108,69	112,62	100,17	104,17	103,57
ti	0,56	0,09	0,12	0,89	0,27	0,82	0,41	1,09
p	0,11	0,08	0,09	0,12	0,06	0,11	0,16	0,13
qz	-0,67	14,07	19,71	4,62	9,43	-2,74	-0,92	-1,37

TABELA XXIX

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos traços, razões entre óxidos e elementos dos Xistos Magnesianos à Talco da Sequência Máfi-ca-ultramáfica.

AMOSTRAS:	XISTOS MAGNESIANOS À TALCO								
	MR-60	MR-22	MR-84F	MR-105	MR-106	MR-102	MR-104E	MR-104J	
Cr (ppm)	1800	2500	1600	1650	2500	999*	1650	1900	
Ni	1000	800	1000	680	1800	971*	700	600	
V	100	30	40	140	40	80*	160	240	
Co	150	110	130	140	130	130	120	120	
Zn	-	-	-	-	-	66*	-	-	
Cu	10	5	5	5	5	0*	5	5	
Zr	<50	<50	<50	<50	<50	45*	<50	<50	
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	3*	<5	<5	
Sr	61	59	<30	38	<30	21*	<30	<30	
Ba	130	63	<50	<50	99	10*	<50	<50	
Y	<10	<10	<10	<10	<10	17*	<10	40	
Ga	-	-	-	-	-	6*	-	-	
Nb	-	-	-	-	-	8*	-	-	
				RAZÕES					
CaO/Al ₂ O ₃	0,63	1,99	0,35	2,93	0,35	1,30	3,51	2,12	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11,7	31,8	25,9	4,94	22,2	9,24	10,9	6,58	
CaO/TiO ₂	7,39	63,5	9,00	14,5	7,79	12,1	38,2	13,9	
TiO ₂ /P ₂ O ₅	2,93	0,60	0,73	4,13	2,38	4,21	1,45	4,75	
FeO*/FeO*+MgO	0,21	0,18	0,17	0,21	0,18	0,25	0,23	0,26	
FeO*/MgO	0,26	0,22	0,20	0,26	0,21	0,33	0,30	0,35	
FeO/Fe ₂ O ₃	3,40	3,90	4,96	5,23	3,81	5,82	5,25	14,68	
Ca/Al	0,85	2,69	0,47	3,95	0,47	1,76	4,73	2,86	
Si/Ti	105	780	601	71	241	71	149	56	
Al/Ti	10,3	28	23	4,4	19,6	8,2	9,6	5,8	
Fe/Ti	23,6	132	93	12,9	41,5	17,3	29,7	12,5	
Mg/Ti	69	457	366	38,1	151	41	77	28	
Ca/Ti	8,8	75,7	11	17,2	9,3	14,4	46	16,6	
Ti/Nb	-	-	-	-	-	442	-	-	
Ti/Zr	-	-	-	-	-	78	-	-	
Ti/Y	-	-	-	-	-	208	-	114	
Ti/Ni	2,5	0,45	0,48	5,5	0,63	3,6	2,5	7,6	
Ti/Co	16,4	3,27	3,69	26,5	8,76	27	14,5	38	
Ti/V	24,6	12	12	26,5	28,5	44	10,9	19	
Ti/Ga	-	-	-	-	-	590	-	-	
Al/V	254	337	274	116	557	360	105	110	
Ga/Alx10 ⁵	-	-	-	-	-	21	-	-	
Zr/Nb	-	-	-	-	-	5,6	-	-	
Zr/Y	-	-	-	-	-	2,6	-	-	

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

tras listadas na tabela à exceção da amostra MR-125A que pertence a associação do tipo (c) classificando-se petrograficamente como cloritito, nitidamente de origem metassomática. Neste conjunto litológico foram incluídas amostras portadoras de talco (raro) e aquelas em que as quantidades de anfibólio e clorita são variáveis. Em apenas uma das amostras (MR-63H) foi encontrado plagioclásio.

Os clorita-hornblenda xistos do agrupamento (III) apresentam a seguinte composição (tabela XXXII e XXXIII) MgO(%) : 17,21 à 18,78; SiO₂(%) : 46,00 à 50,72; Al₂O₃(%) : 7,47 à 11,15 ; CaO(%) : 9,32 à 11,29. Neste agrupamento litológico estão incluídas 6 amostras, 4 das quais pertencem a uma mesma camada, coletadas espaçadamente entre 20 e 80 metros aproximadamente, correspondendo as associações de xistos ultramáficos do tipo (a) compreendendo as amostras MR-155, MR-156, MR-157 e MR-158 que possuem como anfibólio a magnésio-hornblenda (Leake, 1978) e associação do tipo (b) compreendendo as amostras MR-62K e MR-82.

Existe uma pequena superposição na química dos clorita e anfibólio xistos e clorita-hornblenda xistos com relação aos conteúdos de elementos maiores. Os fatores decisivos para a sua individualização foram os teores de TiO₂ e MgO especialmente os quais são mais elevados e inferiores nos clorita-hornblenda xistos respectivamente.

Os anfibolitos, membros máficos da seqüência representados por 4 amostras, apresentam a seguinte variação composicional (tabela XXXII e XXXIII): MgO(%) : 6,96 à 8,69; SiO₂(%) : 47,08 à 53,70; Al₂O₃(%) : 13,03 à 15,87 e CaO(%) : 8,80 à 13,43. Os metagabros, representados por apenas uma análise para elementos maiores possuem a seguinte composição: MgO:10,93%; SiO₂ : 49,56%; Al₂O₃ :15,96% e CaO:11,00%.

Todas as amostras pertencentes a suite ultramáfica (xistos magnesianos e serpentinitos) e máfica (anfibolitos e me

TABELA XXX

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, normas CIPW e números de Niggli dos Clorita e Anfibólio xistos, Anfibólio-plagio clasio xistos (MR-63H) e Cloritito (MR-125A) da Sequência Máfica-ultramáfica.

CLORITA E ANFIBÓLIO XISTOS														
AMOSTRAS:	MR-145	MR-147	MR-148	MR-149	MR-62B	MR-63I	MR-63J	MR-63K	MR-63N	MR-63O	MR-62H	MR-62J	MR-63H	MR-125A
SiO ₂	46,48	48,76	50,18	49,95	47,83	48,61	43,03	45,31	49,77	48,73	41,16	41,51	49,69	28,89
TiO ₂	1,05	0,73	0,88	0,86	0,91	1,27	0,88	0,98	0,80	0,60	3,07	1,90	0,60	6,61
Al ₂ O ₃	10,12	8,09	9,82	9,00	7,82	7,53	11,42	10,79	8,61	8,87	14,05	11,24	9,02	18,17
Fe ₂ O ₃	1,63	1,27	1,40	0,94	2,19	3,33	2,98	2,56	1,71	2,41	2,61	3,82	1,90	6,72
FeO	8,70	8,67	8,88	8,75	6,24	8,33	8,19	7,56	6,45	6,28	9,41	9,67	6,62	10,65
MnO	0,19	0,19	0,20	0,19	0,15	0,18	0,13	0,14	0,19	0,14	0,18	0,19	0,13	0,10
MgO	22,21	22,55	19,23	21,06	25,20	20,06	25,74	24,71	22,61	21,58	22,97	22,41	20,50	27,01
CaO	8,20	8,69	8,42	8,34	8,19	9,48	6,48	7,11	8,62	9,97	5,24	7,63	10,06	0,82
Na ₂ O	1,21	0,84	0,84	0,70	0,82	0,77	0,70	0,37	0,75	1,03	0,73	1,12	1,06	0,31
K ₂ O	0,10	0,08	0,03	0,09	0,37	0,22	0,21	0,28	0,21	0,22	0,21	0,23	0,22	0,26
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,12	0,12	0,28	0,22	0,24	0,19	0,28	0,17	0,37	0,28	0,20	0,46
TOTAL:	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H ₂ O ⁻	0,48	0,39	0,27	0,28	0,05	0,15	0,11	0,15	0,26	0,15	0,17	0,60	0,10	0,83
P.F.	4,98	4,09	3,02	3,21	5,89	3,96	7,23	6,59	5,05	3,99	7,35	5,70	3,82	10,70
TOT.ORIG.:	99,95	99,20	100,03	99,72	99,59	100,01	99,18	99,43	99,55	99,29	98,85	99,92	99,18	99,79
NORMAS CIPW														
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,97	-	-	16,92
or	0,59	0,47	0,18	0,53	2,18	1,29	1,24	1,65	1,24	1,30	1,24	1,35	1,30	1,53
ab	10,20	7,08	7,07	5,89	6,93	6,48	5,90	3,12	6,33	8,70	6,17	9,43	8,96	2,62
an	21,80	18,00	22,82	21,04	16,53	16,35	27,29	26,88	19,44	18,89	23,55	24,82	19,18	1,15
di	14,32	19,18	14,34	15,41	17,48	23,06	2,52	5,59	16,87	23,21	-	8,74	23,37	-
hy	14,55	27,67	41,68	39,07	22,58	31,33	10,66	25,15	35,19	20,49	22,19	0,18	25,29	15,85
ol	33,43	23,56	9,38	14,13	28,38	13,91	46,37	31,34	15,85	22,44	32,15	45,76	17,30	38,18
mt	2,35	1,84	2,02	1,36	3,17	4,00	3,44	3,59	2,47	3,04	3,78	4,90	2,75	9,72
il	1,99	1,38	1,66	1,63	1,73	2,40	1,67	1,86	1,52	1,14	5,82	3,59	1,14	12,53
ap	0,28	0,31	0,28	0,28	0,66	0,52	0,57	0,45	0,66	0,40	0,88	0,66	0,47	1,09
cm	0,28	0,29	0,38	0,45	0,13	0,45	0,11	0,14	0,21	0,19	0,03	0,36	0,01	0,15
NIGGLI														
al	10,33	8,38	10,93	9,72	7,82	8,07	10,85	10,65	9,11	9,27	14,05	10,94	9,68	16,14
fm	72,29	73,74	70,45	72,54	75,55	71,85	76,65	75,68	72,76	69,77	75,00	73,52	68,50	81,81
c	15,24	16,36	17,04	16,39	14,89	18,47	11,19	12,76	16,58	18,94	9,53	13,51	19,69	1,35
alk	2,14	1,52	1,57	1,35	1,75	1,61	1,31	0,90	1,55	2,02	1,43	2,04	2,13	0,70
k	0,05	0,06	0,02	0,08	0,23	0,16	0,16	0,33	0,16	0,12	0,16	0,12	0,12	0,36
mg	0,79	0,80	0,77	0,79	0,84	0,76	0,81	0,81	0,83	0,82	0,77	0,75	0,81	0,74
si	80,49	85,70	94,80	91,61	81,15	88,41	69,38	75,92	89,38	86,45	69,84	68,58	90,50	43,55
ti	1,37	0,96	1,25	1,19	1,16	1,74	1,07	1,23	1,08	0,80	3,92	2,36	0,82	7,49
p	0,09	0,10	0,10	0,09	0,20	0,17	0,16	0,13	0,21	0,13	0,27	0,20	0,15	0,29
qz	-28,07	-20,38	-11,49	-13,79	-25,84	-18,04	-35,86	-27,68	-16,80	-21,63	-35,87	-39,56	-18,00	-59,27

TABELA XXXI

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos traços, razões entre óxidos e elementos dos Clorita e Anfibólio xistos, Anfibólio-plagioclásio xisto (MR-63H) e Cloritito (MR-125A) da Sequência Máfica-ultramáfica.

GLORITA E ANFIBÓLIO XISTOS														
AMOSTRAS:	MR-145	MR-147	MR-148	MR-149	MR-62B	MR-63I	MR-63J	MR-63K	MR-63N	MR-63O	MR-62H	MR-62J	MR-63H	MR-125A
Cr (ppm)	1300	1350	1750	2100	237*	2100	520	630	976*	902*	142*	1700	36*	700
Ni	1000	920	1500	1200	482*	1800	2500	1000	934*	606*	513*	2500	82*	500
V	130	160	170	170	116*	230	230	200	108*	115*	255*	360	108*	640
Co	70	50	100	80	70	140	70	80	70	50	60	90	70	90
Zn	-	-	-	-	63*	-	-	-	90*	67*	101*	-	72*	-
Cu	15	25	25	35	0*	55	5	15	1*	19*	0*	80	14*	115
Zr	55	<50	<50	<50	91*	<50	60	75	93*	50*	188*	65	102*	170
Rb	<5	<5	<5	<5	3*	<5	<5	<5	2*	2*	3*	<5	3*	<5
Sr	<30	34	<30	<30	24*	32	<30	<30	12*	13*	15*	<30	511*	97
Ba	<50	<50	<50	<50	19*	<50	<50	<50	16*	7*	21*	<50	61*	270
Y	20	20	20	20	22*	30	40	30	22*	22*	31*	40	25*	70
Ga	-	-	-	-	10*	-	-	-	12*	11*	18*	-	13*	-
Nb	-	-	-	-	10*	-	-	-	8*	6*	21*	-	3*	-
RAZÕES														
CaO/Al ₂ O ₃	0,81	1,07	0,86	0,93	1,05	1,26	0,57	0,66	1,00	1,12	0,37	0,68	1,12	0,05
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9,64	11,1	11,2	10,5	8,59	5,93	13,0	11,0	10,8	14,8	4,58	5,92	15,0	2,75
CaO/TiO ₂	7,81	11,9	9,57	9,70	9,00	7,46	7,36	7,26	10,8	16,6	1,71	4,02	16,8	0,12
TiO ₂ /P ₂ O ₅	8,75	5,62	7,33	7,17	3,25	5,77	3,67	5,16	2,86	3,53	8,30	6,79	3,00	14,4
FeO*/FeO*+MgO	0,31	0,30	0,35	0,31	0,27	0,36	0,30	0,29	0,26	0,28	0,34	0,37	0,29	0,38
FeO*/MgO	0,46	0,44	0,53	0,46	0,33	0,57	0,42	0,40	0,35	0,39	0,51	0,59	0,41	0,62
FeO/Fe ₂ O ₃	5,34	6,83	6,34	9,31	2,85	2,50	2,75	2,95	3,77	2,61	3,61	2,53	3,48	1,58
Ca/Al	1,09	1,45	1,16	1,25	1,41	1,70	0,77	0,89	1,35	1,52	0,51	0,92	1,51	0,06
Si/Ti	34,5	52,1	44,5	45,3	41,0	30,0	38,1	36,1	48,5	63,3	10,5	17,1	64,6	3,41
Al/Ti	8,51	9,78	9,85	9,24	7,59	5,23	11,5	9,72	9,50	13,1	4,04	5,22	13,3	2,43
Fe/Ti	13,0	17,0	15,0	14,4	11,7	11,6	16,0	13,0	12,9	18,3	4,97	8,94	18,0	3,28
Mg/Ti	21,3	31,1	22,0	24,6	27,9	15,9	29,4	25,4	28,4	36,2	7,53	11,9	34,4	4,11
Ca/Ti	9,31	14,2	11,4	11,6	10,7	8,9	8,78	8,65	12,9	19,8	2,03	4,79	20,0	0,15
Ti/Nb	-	-	-	-	545	-	-	-	600	600	876	-	-	-
Ti/Zr	114	-	-	-	60	-	88	78	52	72	98	175	35,3	233
Ti/Y	314	219	263	258	248	253	132	196	218	164	594	285	144	566
Ti/Ni	6,30	4,76	3,52	4,30	11,32	4,23	2,11	5,88	5,13	5,94	35,8	4,56	44	79
Ti/Co	90	88	52,8	64,5	78	54,4	75,4	73,4	68,5	71,9	307	127	51	440
Ti/V	48	27,4	31,0	30,3	47,0	33,1	22,9	29,4	44,4	31,3	72,2	31,6	33	62
Ti/Ga	-	-	-	-	546	-	-	-	400	327	1022	-	277	-
Al/V	412	268	306	280	357	173	263	286	422	408	292	165	442	150
Ga/Alx10 ⁵	-	-	-	-	24	-	-	-	26	23	24	-	27	-
Zr/Nb	-	-	-	-	9,1	-	-	-	11,6	8,3	9,0	-	34	-
Zr/Y	2,75	-	-	-	4,14	-	1,5	2,5	4,2	2,3	6,1	1,63	4,08	2,43

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

TABELA XXXII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos maiores, normas CIPW e números de Niggli dos Clorita-hornblenda xistos, Anfibolitos e Metagabro da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRAS:	CLORITA-HORNBLENDA XISTOS						ANFIBOLITOS				METAGABRO
	MR-155	MR-156	MR-157	MR-158	MR-62K	MR-82	MR-62E	MR-111	MR-79A	MR-151	MR-83C
SiO ₂	47,73	47,89	46,00	49,35	50,72	50,45	51,50	53,70	49,70	47,08	49,56
TiO ₂	1,50	1,52	1,55	1,52	0,75	1,20	2,03	1,50	1,86	0,98	0,75
Al ₂ O ₃	10,21	9,80	11,15	9,39	7,47	8,57	13,03	15,87	14,21	14,95	15,96
Fe ₂ O ₃	2,90	3,00	2,92	0,24	2,58	1,15	2,56	2,06	1,09	2,53	1,58
FeO	9,36	8,94	9,49	9,18	6,99	9,01	8,14	6,74	9,50	8,64	6,50
MnO	0,22	0,18	0,19	0,20	0,18	0,19	0,15	0,14	0,18	0,23	0,14
MgO	17,21	17,39	18,01	18,47	18,29	18,78	8,67	6,96	8,69	7,68	10,93
CaO	9,72	10,21	9,32	10,43	11,29	9,46	9,65	8,80	10,99	13,43	11,00
Na ₂ O	0,97	0,89	1,18	1,05	1,32	0,70	3,61	3,37	2,84	2,92	2,63
K ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,03	0,24	0,30	0,39	0,59	0,72	1,35	0,79
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,16	0,14	0,18	0,19	0,27	0,27	0,22	0,21	0,16
TOTAL:	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H ₂ O ⁻	0,30	0,28	0,31	0,25	0,42	0,19	0,24	0,10	0,08	0,22	0,14
P. F.	3,06	3,00	3,79	3,20	2,57	2,89	1,48	0,99	0,71	2,22	2,30
TOT. ORIG.:	100,41	100,99	100,71	99,30	99,43	98,53	99,41	98,85	99,26	99,37	99,68
NORMAS CIPW											
Q	-	-	-	-	-	-	-	2,84	-	-	-
or	0,18	0,12	0,18	0,18	1,41	1,77	2,30	3,48	4,24	7,97	4,66
ab	8,19	7,51	9,94	8,86	11,12	5,90	30,50	28,48	23,97	8,55	22,22
an	23,35	22,60	24,92	20,76	13,68	19,27	18,17	26,40	23,83	23,65	29,36
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,73	-
di	18,97	21,37	16,01	23,91	32,50	20,93	22,54	12,60	23,74	33,90	19,36
hy	29,64	29,71	18,78	25,91	23,46	39,25	12,14	19,59	3,83	-	1,30
ol	11,90	10,63	22,04	16,42	12,32	7,91	6,60	-	14,41	11,02	18,78
mt	4,20	4,34	4,22	0,35	3,25	1,66	3,71	2,98	1,58	3,59	2,29
il	2,84	2,88	2,93	2,88	1,42	2,27	3,85	2,85	3,52	1,86	1,42
ap	0,35	0,38	0,38	0,33	0,42	0,45	0,64	0,64	0,52	0,50	0,38
cm	0,21	0,28	0,42	0,22	0,24	0,41	0,01	0,03	0,26	0,12	0,09
NIGGLI											
al	11,30	10,82	11,98	10,38	8,29	9,60	17,63	23,30	18,51	18,48	19,89
fm	67,33	67,05	67,69	66,70	66,24	69,47	49,99	44,04	48,33	43,55	48,69
c	19,57	20,49	18,21	20,97	22,78	19,28	23,78	23,58	26,06	30,23	24,97
alk	1,80	1,64	2,12	1,95	2,70	1,65	8,60	9,08	7,10	7,74	6,45
k	0,02	0,01	0,02	0,02	0,11	0,22	0,07	0,10	0,14	0,23	0,17
mg	0,72	0,72	0,72	0,77	0,77	0,77	0,59	0,59	0,59	0,55	0,71
si	89,69	89,73	83,88	92,63	95,50	95,93	118,25	133,83	109,89	98,77	104,82
ti	2,12	2,14	2,12	2,14	1,06	1,72	3,50	2,81	3,09	1,55	1,19
p	0,12	0,13	0,12	0,11	0,14	0,15	0,26	0,28	0,21	0,19	0,14
qz	-17,52	-16,83	-24,60	-15,15	-15,29	-10,68	-16,16	-2,47	-18,50	-32,20	-21,00

TABELA XXXIII

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos traços, razões entre óxidos e elementos dos Clorita-hornblenda xistos, Anfibolitos e Meta-
gabro da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRAS:	CLORITA-HORNBLENDA XISTOS						ANFIBOLITOS				METAGABRO
	MR-155*	MR-156*	MR-157*	MR-158*	MR-62K	MR-82*	MR-62E	MR-111*	MR-79A	MR-151	MR-83C*
Cr (ppm)	991	1324	1947	1016	1100	1900	500	116	1200	560	437
Ni	577	805	820	750	2500	1000	840	83	280	100	183
V	211	206	212	202	230	270	600	201	560	270	153
Co	80	90	100	110	110	140	70	50	100	70	70
Zn	88	89	96	82	-	-	-	85	-	-	55
Cu	84	33	54	56	10	10	45	51	65	50	44
Zr	80	79	96	79	<50	<50	110	171	75	75	65
Rb	1	2	2	2	<5	<5	<5	10	10	20	17
Sr	28	26	30	29	40	54	265	484	175	185	273
Ba	42	22	100	9	<50	<50	80	109	<50	270	119
Y	21	20	25	20	30	40	50	29	50	40	18
Ga	15	14	15	12	-	-	-	20	-	-	14
Nb	10	10	12	11	-	-	-	6	-	-	3
RAZÕES											
CaO/Al ₂ O ₃	0,95	1,04	0,84	1,11	1,51	1,10	0,74	0,55	0,77	0,90	0,68
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6,81	6,45	7,19	6,18	9,96	7,14	6,42	10,6	7,64	15,3	21,3
CaO/TiO ₂	6,48	6,72	6,01	6,86	15,1	7,88	4,75	5,87	5,91	13,7	14,7
TiO ₂ /P ₂ O ₅	10	9,50	9,69	10,9	4,17	6,32	7,52	5,56	8,46	4,67	4,69
FeO*/FeO*+MgO	0,41	0,40	0,40	0,34	0,34	0,35	0,55	0,55	0,55	0,58	0,42
FeO*/MgO	0,70	0,67	0,67	0,51	0,51	0,53	1,20	1,23	1,21	1,42	0,72
FeO/Fe ₂ O ₃	3,23	2,98	3,25	38,25	2,71	7,83	3,18	3,27	8,72	3,42	4,11
Ca/Al	1,29	1,41	1,13	1,50	2,04	1,49	1,00	0,75	1,04	1,21	0,93
Si/Ti	24,8	24,6	23,1	25,3	52,7	32,8	19,8	27,9	20,8	37,5	51,5
Al/Ti	6,01	5,69	6,35	5,45	8,79	6,31	5,67	9,34	6,75	13,5	18,8
Fe/Ti	10,3	9,93	10,1	8,01	16,1	10,9	6,67	7,43	7,31	14,4	13,7
Mg/Ti	11,5	11,5	11,7	12,2	24,5	15,7	4,30	4,67	4,70	7,88	14,7
Ca/Ti	7,73	8,01	7,17	8,18	17,9	9,40	5,67	6,99	7,04	16,3	17,5
Ti/Nb	899	911	774	828	-	-	-	1499	-	-	1499
Ti/Zr	112	115	97	115	-	-	111	53	149	78	69
Ti/Y	428	456	372	456	150	180	243	310	223	147	250
Ti/Ni	16	11	11	12	1,8	7,2	14,5	108	40	59	25
Ti/Co	112	101	93	83	41	51	174	180	112	84	64
Ti/V	43	44	44	45	19,5	26,6	21	45	20	22	29,4
Ti/Ga	600	651	619	759	-	-	-	450	-	-	321
Al/V	256	252	278	246	172	168	115	418	134	293	552
Ga/Alx10 ⁵	28	27	25	24	-	-	-	24	-	-	17
Zr/Nb	8	7,9	8	7,2	-	-	-	28,5	-	-	21,7
Zr/Y	3,8	3,95	3,84	3,95	-	-	2,2	5,9	1,5	1,9	3,6

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra com exceção do Co.

gabro) são hy-normativas (CIPW), à exceção de uma amostra de an fibolito MR-151 (possivelmente de origem sedimentar). A ausência de rochas basálticas com ne-normativa leva a supôr que basaltos alcalinos a olivina são ausentes no Complexo Cambaizinho, um fa to observado na maioria dos "grenstone-bels" Arqueanos (Halberg & Williams, 1972; Arth & Hanson, 1975; Hawkesworth & O'Nions , 1977; Nisbet et al., 1977) à exceção do greenstone belt Dalmas India (Gupta & Basu, 1980).

Alteração:

A composição química original destas litologias pode ter sido modificada com relação ao teor de elementos maiores e traços devido a processos de alteração secundários, bastante a centuados nestas rochas. E, um dos principais problemas enfrenta dos nesta investigação petroquímica é o de que quase a totalida de das amostras analisadas apresentam-se deformadas em graus va riáveis (tectonitos) e metamorfisadas no fácies anfibolito infe rior do metamorfismo regional dínamo-termal conforme descrito no capítulo Metamorfismo e Deformação.

Em conseqüência a mineralogia e as texturas primá rias estão completamente destruídas, sobrando apenas algumas es truturas indicativas de uma origem ígnea estrusiva, tais como : nódulos e bandamento composicional em xistos magnesianos, inter calações centimétricas de cherts nos xistos magnesianos e textu ras ígneas reliquias do tipo ofítica, sub-ofítica e porfirí tica em metagabros e alguns anfibolitos. Todas as amostras cole tadas são de superfície e a sua posição com relação a estrutura interna dos possíveis derrames (?) não pode ser determinada. Des te modo em algumas situações podem ter sido coletadas amostras de tampo, centro ou base dos derrames (cumulados) e as compara ções geoquímicas ficam de certo modo comprometidas na sua exati

dão.

Em graus diferenciados as rochas da seqüência máfica-ultramáfica foram afetadas por processos de alteração hidrotermal e/ou metassomáticos do tipo serpentização, hidratação, silicificação, carbonatação e turmalinização. Adicione-se a isto os processos de intemperismo, bastante enérgicos nesta região devido ao clima sub-tropical e ao fato da foliação encontrar-se com mergulhos próximos da vertical, facilitando a percolação da água da chuva nos planos de descontinuidade física das rochas.

A avaliação do grau, da extensão e do processo predominante de alteração foi então efetuado com o objetivo de eliminar as amostras mais afetadas por esses processos. As amostras com veios de quartzo e/ou carbonato ou que possuíam turmalina foram eliminadas da análise, com exceção das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina as quais continham pequenas quantidades de carbonato (tabela I) na forma de cristais xenoblásticos ou como finos veios. Além das observações petrográficas, uma outra maneira de avaliar o grau de alteração das amostras consistiu na confecção de diagramas de variação onde foram plotados o teor de elementos maiores contra a % de Perda ao Fogo. Este método foi empregado por Viljoen & Viljoen (1969a) para avaliar a mobilidade dos elementos maiores de komatiitos metamorfisados da África do Sul.

Nestes diagramas de variação verificou-se uma correlação positiva entre MgO , Fe_2O_3 e a Perda ao Fogo (fig. 34a e 34b), e uma correlação negativa entre a SiO_2 , FeO , CaO e Al_2O_3 e álcalis contra a Perda ao Fogo (fig. 33a, 33b, 33c e 34c) da seqüência máfica-ultramáfica. O TiO_2 , FeO^* e o Al_2O_3 embora apresentem uma tendência de correlação negativa mostram uma distribuição com grande dispersão de pontos, especialmente o FeO^* , para algumas amostras de clorita e anfibólio xistos e serpentinitos (fig. 35b e 35c).

As amostras com maior teor de Perda ao Fogo (serpentin_{it}os e olivina-talco ultramafitos) apresentam uma mobilidade relativa maior dos óxidos que possuem correlação negativa com a Perda ao Fogo, possivelmente devido as trocas destes óxidos (CaO, Al₂O₃, SiO₂, FeO* e álcalis) com a H₂O. Nestes tipos litológicos mais suscetíveis à mobilidade dos elementos químicos, observa-se que o comportamento do CaO, Al₂O₃ e FeO* é errático a partir de um percentual de 11% de Perda ao Fogo, abaixo destes valores o comportamento destes óxidos nestas rochas pode ser considerado aceitável.

No diagrama SiO₂ : Perda ao Fogo da figura 33a, observa-se dois trends sub-paralelos, um mais enriquecido em SiO₂ e MgO formado pelos xistos magnesianos à talco, olivina-talco ultramafitos e serpentinitos e o outro, constituído pelo restante das amostras (clorita e anfibólio xistos, clorita-hornblenda xistos e anfibolitos) considerado normal. Estes trends aparecem igualmente, de maneira menos expressiva, no gráfico MgO:SiO₂ da figura 41a.

Os olivina-talco ultramafitos e os xistos magnesianos à talco são mais enriquecidos em SiO₂ e MgO relativamente aos xistos magnesianos que não possuem talco como mineral essencial ou significativo. Os teores de SiO₂, são considerados anômalos e muito acima do esperado para rochas com estes valores de MgO. Estes altos teores de SiO₂ e MgO simultaneamente indicam que o talco é o mineral que comanda estas características químicas. A origem do talco nestas rochas, pode estar ligada ao seu enriquecimento em SiO₂ (metassomatismo de SiO₂-esteatização) oriunda dos gnaisses quartzo-feldspáticos encaixantes ou de uma fonte desconhecida (hidrotermal ligada a falhamentos ou a intrusão dos granitos). Parte dos xistos magnesianos à talco, adicionalmente, tem sua origem relacionada à transformação metamórfica de ortopiroxenitos durante o evento metamórfico M1.

O corpo de serpentinito localizado próximo a Estância Manuel Pereira a sul da BR-290 (Anexo I) possui os seus bordos enriquecidos em talco e pouco carbonato dando origem aos olivina-talco ultramafitos (MR-990, MR-101 e MR-104H) indicando que a rocha original (peridotito) sofreu serpentinização e esteatização. A porção central do corpo (serpentinito) é composta por serpentina, talco, opacos e resquícios de olivina metamórfica conforme observa-se nas amostras (MR-990, MR-99K e MR-99N) na tabela I da Petrografia.

O aumento do teor de SiO_2 e CaO em detrimento do MgO a medida que nos dirigimos para a borda do corpo (olivina-talco ultramafitos) pode também ser observado pela análise do gráfico $\text{MgO}:\text{SiO}_2$ e $\text{MgO}:\text{CaO}$ das figuras 41a e 41b quando comparado com a tabela XXVI. Processos de esteatização semelhantes são aventados por (Viljoen & Viljoen, 1969a) para explicar o enriquecimento em SiO_2 de rochas ultramáficas contendo talco e carbonato na região de Barberton.

No agrupamento dos xistos magnesianos à talco, aquelas amostras que possuem maior enriquecimento em SiO_2 (MR-22, MR-60, MR-84F e MR-106) entre outras, são as que contém os menores teores de CaO e ajustam-se ao trend de correlação negativa, de $\text{CaO} : \text{Perda ao Fogo}$ (fig. 33c) das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina. As quatro amostras restantes (tabela XXVIII) deste agrupamento rochoso se ajustam ao trend de correlação negativa dos demais xistos magnesianos e rochas máficas. No gráfico $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Perda ao Fogo}$ (fig. 34c) os xistos magnesianos à talco juntamente com as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina definem um trend de correlação negativa isoladamente dos outros metamorfitos. Nos demais gráficos, estes metamorfitos (xistos magnesianos à talco, rochas portadoras de olivina e/ou serpentina) ajustam-se aos trends principais dos outros ultramafitos.

Assim, os bordos do corpo de serpentinito transforma

dos em olivina-talco ultramafitos e parte dos xistos magnesianos à talco com teores elevados de SiO_2 possivelmente originaram-se pelo metassomatismo de SiO_2 -CaO e SiO_2 respectivamente durante o evento metamórfico M1. Neste sentido, estes tipos litológicos representam bandas de mineralogia incomum oriundas da concentração de elementos químicos que se moveram por difusão, na tentativa de restabelecer o potencial químico gerado durante o metamorfismo de fácies anfibolito, entre polos composicionalmente distintos (Phillips & Hess, 1936; Koons, 1981) um silicoso (gnaisses quartzo-feldspáticos encaixantes) e o outro magnesiano (serpentinitos e xistos magnesianos). Estas seqüências de alteração metasomáticas coincidem com as seqüências zonadas de alta temperatura (Phillips & Hess op.cit.) ou as zonas de reação de talco-magnesita e talco definido por Koons op. cit..

As amostras de clorita e anfibólio xistos MR-62H (co rindon normativa), MR-62J e MR-125A especialmente, e as amostras MR-63K e MR-63J de modo subordinado, caem fora dos trends nos gráficos do Al_2O_3 e TiO_2 contra a Perda ao Fogo (figs. 34c e 35c). Estas amostras apresentam teores de TiO_2 e Al_2O_3 mais elevados que as do trend médio. Devido a imobilidade relativa destes elementos durante os processos de alteração metassomáticos a credita-se que o seu enriquecimento na rocha seja relativo e deva-se a lixiviação dos outros óxidos. De modo similar, é o comportamento do FeO e FeO* para estas rochas (figs. 33b e 35b) com exceção da amostra MR-63K, a qual, ajusta-se ao trend.

Deste agrupamento de amostras de xistos magnesianos, apenas a MR-62H, MR-62J e MR-125A foram descartadas do cálculo da média porque o seu comportamento químico é também diferenciado do restante com relação ao MgO e a SiO_2 . As observações petrográficas reforçaram a eliminação destas amostras (MR-62H e MR-62J) na interpretação e no cálculo das médias composicionais, por apresentarem granulação muito fina da matriz e uma foliação

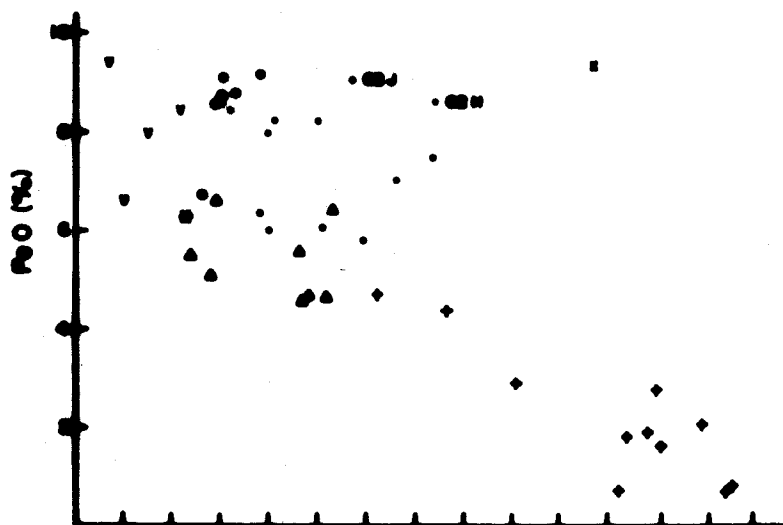
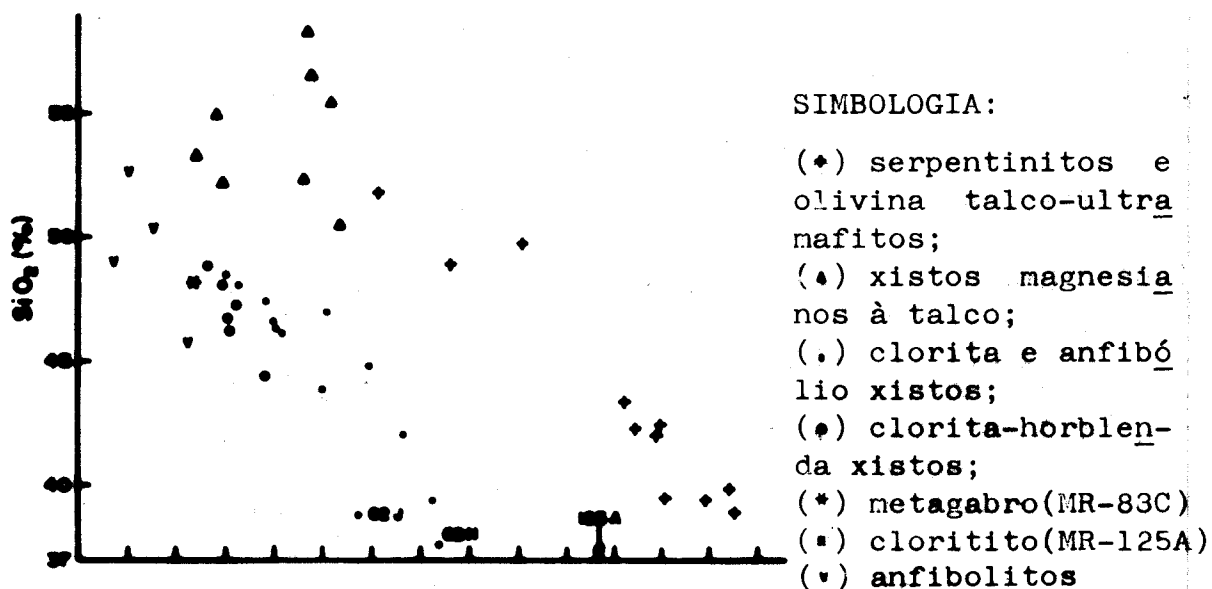
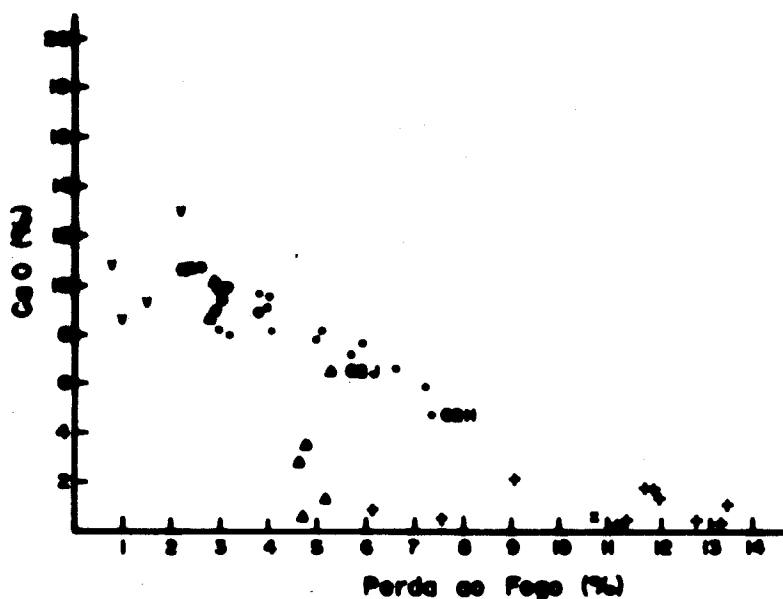


Fig. 33

(a) Diagrama SiO_2 (%): Perda ao Fogo (%) onde são definidos dois trends de correlação negativa, sub-paralelos;

(b) Diagrama FeO (%): Perda ao Fogo (%) com trend de correlação negativa aproximadamente linear, onde algumas amostras plotam acima da faixa principal;



(c) Diagrama CaO (%): Perda ao Fogo (%) com trend de correlação negativa e sub-trend paralelo ao eixo x.

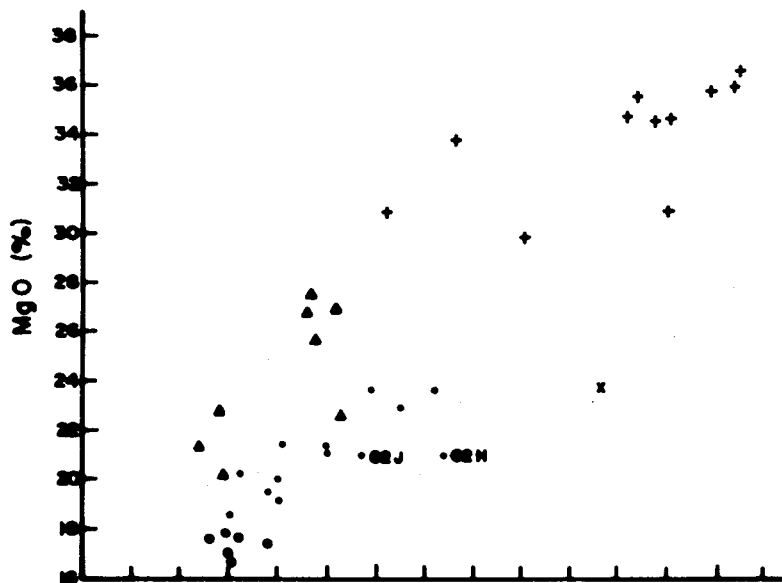
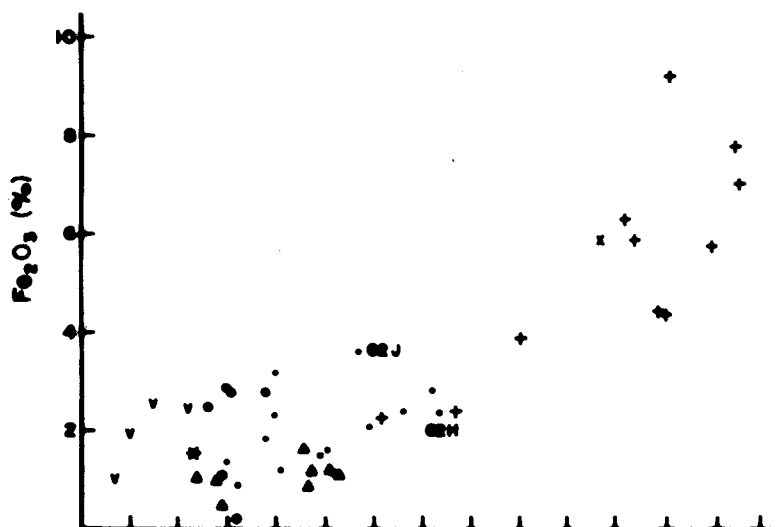
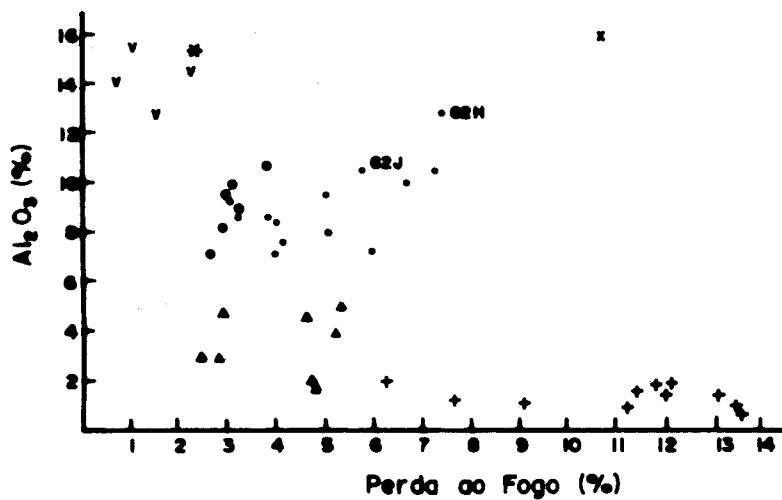


Fig.34

(a) Diagrama $MgO(\%)$:
Perda ao Fogo(%) com
trend de correlação
positiva;



(b) Diagrama Fe_2O_3
(%): Perda ao Fogo
(%) exibindo correla
ção positiva;



(c) Diagrama Al_2O_3
(%): Perda ao Fogo
(%) com trend princí
pal de correlação
negativa e sub-trend
de enriquecimento em
 Al_2O_3 devido a alte
ração secundária.

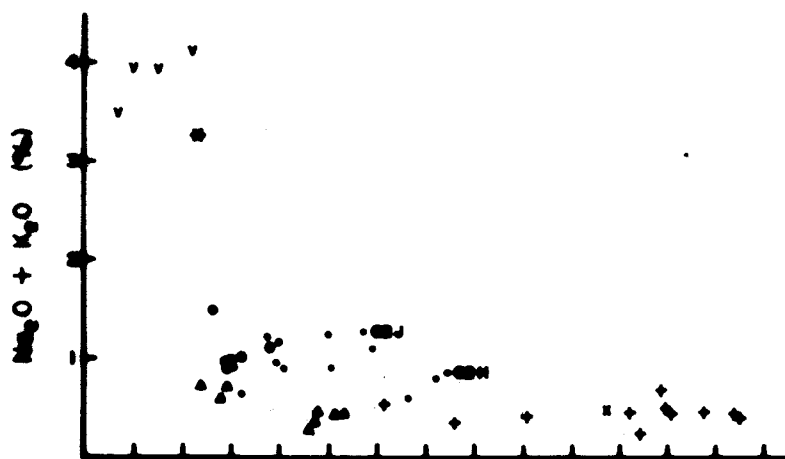


Fig.35

(a) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}(\%)$: Perda ao Fogo (%) definindo trend de correlação negativa.

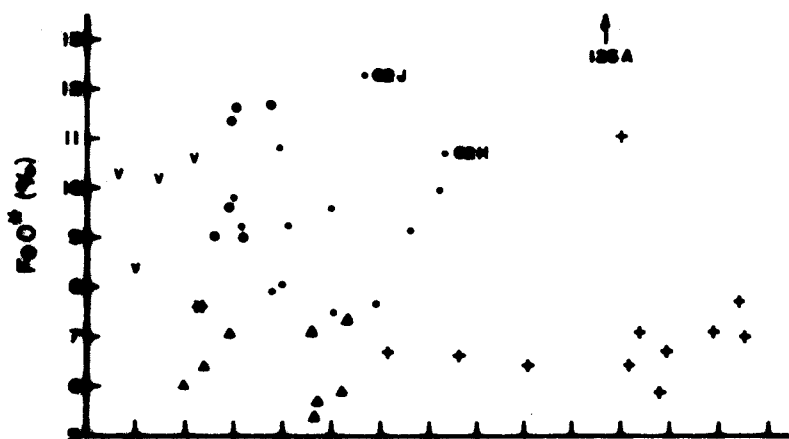


Fig.35

(b) Diagrama $\text{FeO}^*(\%)$: Perda ao Fogo (%) com fraco trend de correlação negativa e dispersão de pontos devido a alteração.

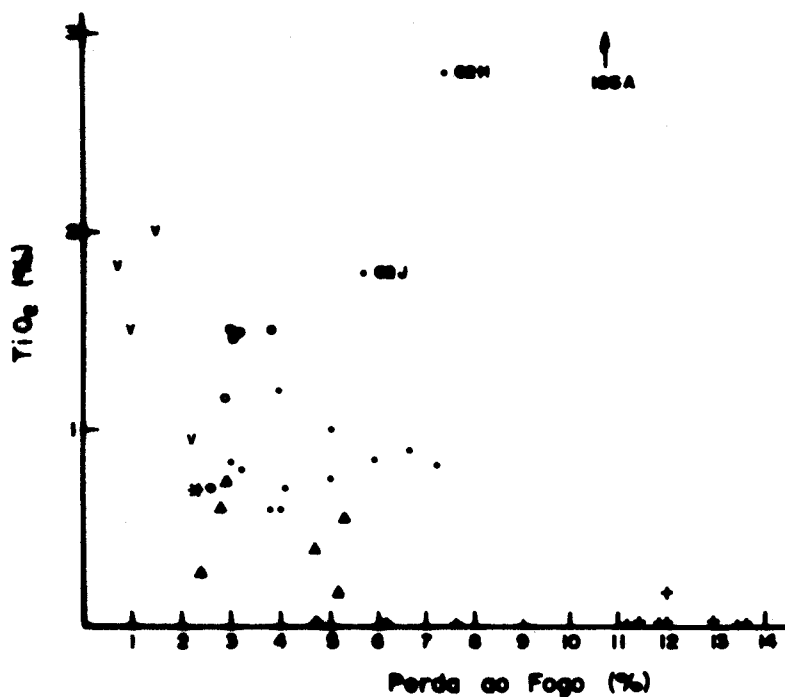


Fig.35

(c) Diagrama $\text{TiO}_2(\%)$: Perda ao Fogo (%) Trend principal de correlação negativa com distribuição irregular de pontos e sub-trend paralelo ao eixo x.

S2 superimposta a xistosidade regional S1. As outras duas amostras (MR-63J e MR-63K) foram computadas nos cálculos das médias porque não apresentam teores anômalos para os outros óxidos e não se desviam em muito dos trends citados anteriormente. A amostra MR-63H por ser a única que contém plagioclásio, foi igualmente excluída do cálculo das médias composicionais dos clorita e anfibólios xistos do agrupamento (II).

Uma outra maneira de avaliar a alteração das rochas metamorfasadas com relação aos elementos maiores, foi desenvolvida e aperfeiçoada por Beswick e Soucie (1978) com o objetivo de identificar amostras alteradas de greenstone-belts. O método consiste no exame dos diagramas de razões de proporções moleculares (MPR) através da verificação dos trends encontrados, se os mesmos são compatíveis com aqueles gerados por processos magmáticos primários ou não.

No diagrama $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2 : \text{FM} = (\text{FeO}^* + \text{MgO})/\text{TiO}_2$ da fig. 36a os pontos relacionados aos xistos magnesianos caem ao longo de uma reta de inclinação 2:1 em termos de $\text{SiO}_2 : \text{FM}$, a qual representa a proporção deste óxido no clinopiroxênio. As amostras das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina dispõem-se irregularmente formando um leque a partir da origem. Um fraco alinhamento de pontos dos serpentinitos dá origem à uma reta de inclinação 4:5 em termos de $\text{SiO}_2 : \text{FM}$, valor que se aproxima mais da razão 1:2 a qual corresponde a proporção destes óxidos na olivina.

O trend dos xistos magnesianos é consistente com o fracionamento dominado pelo clinopiroxênio cálcico e indica que não houve remobilização significativa de SiO_2 , TiO_2 ou $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ (=FM) nestas rochas. Entretanto, verifica-se que as amostras MR-62H, MR-62J e MR-125A, plotam próximo ao vértice do diagrama, a baixo da posição dos anfibólitos e da reta 2:1 ($\text{SiO}_2 : \text{FM}$) indicando que seu enriquecimento relativo em TiO_2 não está relacionado com processos ígneos primários.

Apenas 4 amostras de xistos magnesianos à talco plotam acima da intersecção das duas retas, indicando que as mesmas foram possivelmente derivadas da acumulação de piroxênios a partir de um magma de composição do basalto komatiítico (Beswick, 1982). O restante dos xistos magnesianos foram derivados de processos de fracionamento de clinopiroxênio de um mesmo magma. As amostras que plotam próximo a intersecção podem ter sido derivadas de magmas komatiíticos através do fracionamento da olivina (Beswick op. cit.).

No diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$: $\text{FM}/\text{Al}_2\text{O}_3$ da figura 36b, as amostras de xistos magnesianos plotam ao longo de um trend bem definido e que coincide com a reta de inclinação 2:1 em relação a SiO_2 : FM. Verifica-se que as amostras MR-62J, MR-63H e MR-125A, já previamente descartadas do cálculo das médias composicionais, por apresentarem padrões de alteração secundários evidentes, plotam abaixo da intersecção das retas e caem fora do trend definido pela reta 2:1. Os anfibolitos e o metagabro por outro lado plotam entre as retas 2:1 e 1:1 em termos de SiO_2 : FM. Observa-se ainda, que os xistos magnesianos à talco plotam nesta mesma reta de inclinação 2:1 (SiO_2 : FM) e os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos dispõem-se segundo um leque com um fraco alinhamento de pontos de serpentinitos segundo uma reta de inclinação 1:1.

A distribuição irregular aproximadamente em leque dos serpentinitos (e olivina-talco ultramafitos) indica que houve um certo grau de remobilização de SiO_2 e/ou Al_2O_3 nestas amostras, devido aos processos de alteração secundários. Os teores elevados de SiO_2 para valores correspondentes de MgO dos serpentinitos e especialmente dos olivina-talco ultramafitos indicam que a SiO_2 foi o óxido remobilizado durante os processos de serpentinitização e esteatização em detrimento do Al_2O_3 .

No diagrama SiO_2/CaO : FM/CaO da figura 36c a maior

ria das amostras de xistos magnesianos juntamente com os anfíbolitos e o metagabro plotam proximamente ao vértice. Apenas quatro amostras de xistos magnesianos à talco (MR-84F, MR-22, MR-60 e MR-106) plotam ao longo de um trend, aproximadamente linear e definem uma reta de inclinação 2:1 (SiO_2 :FM) compatível com padrões de diferenciação magmática a partir do fracionamento de piroxênios. A amostra MR-84F plota um pouco acima desta reta, indicando que recebeu SiO_2 de fontes externas.

Os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos plotam irregularmente, distantes dos trends de fracionamento magmáticos controlados pela olivina ou clinopiroxênio. Estes padrões de distribuição indicam que houve remobilização de SiO_2 e CaO nestas rochas. Os olivina-talco ultramafitos plotam mais proximamente a reta 2:1 (SiO_2 :FM) indicando que além do enriquecimento, em SiO_2 estas rochas podem ter recebido CaO de uma fonte externa. Os serpentinitos por outro lado, receberam SiO_2 e, perderam CaO pois plotam mais perto da reta 1:2 (SiO_2 :FM) relativamente aos olivina-talco ultramafitos.

No diagrama $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O} : \text{FM}/\text{K}_2\text{O}$ da figura 37a, verifica-se que as amostras da associação máfica-ultramáfica apresentam uma distribuição em leque a partir da origem do diagrama. Este padrão de distribuição das amostras indica que o K_2O foi significativamente remobilizados nessas rochas.

No diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} : \text{FM}/\text{Na}_2\text{O}$ da figura 37b, observa-se igualmente um padrão de distribuição em leque das amostras indicando uma remobilização significativa do Na_2O nestas rochas. Os serpentinitos possuem teores mais baixos de Na_2O e apresentam um espalhamento maior de pontos quando comparados com os xistos magnesianos. As amostras da seqüência máfica e, a maioria das amostras de xistos magnesianos tendem a um alinhamento segundo a reta 2:1 em termos de SiO_2 :FM, indicando que o plagioclásio teve participação na diferenciação destas e, que os padrões geoquími

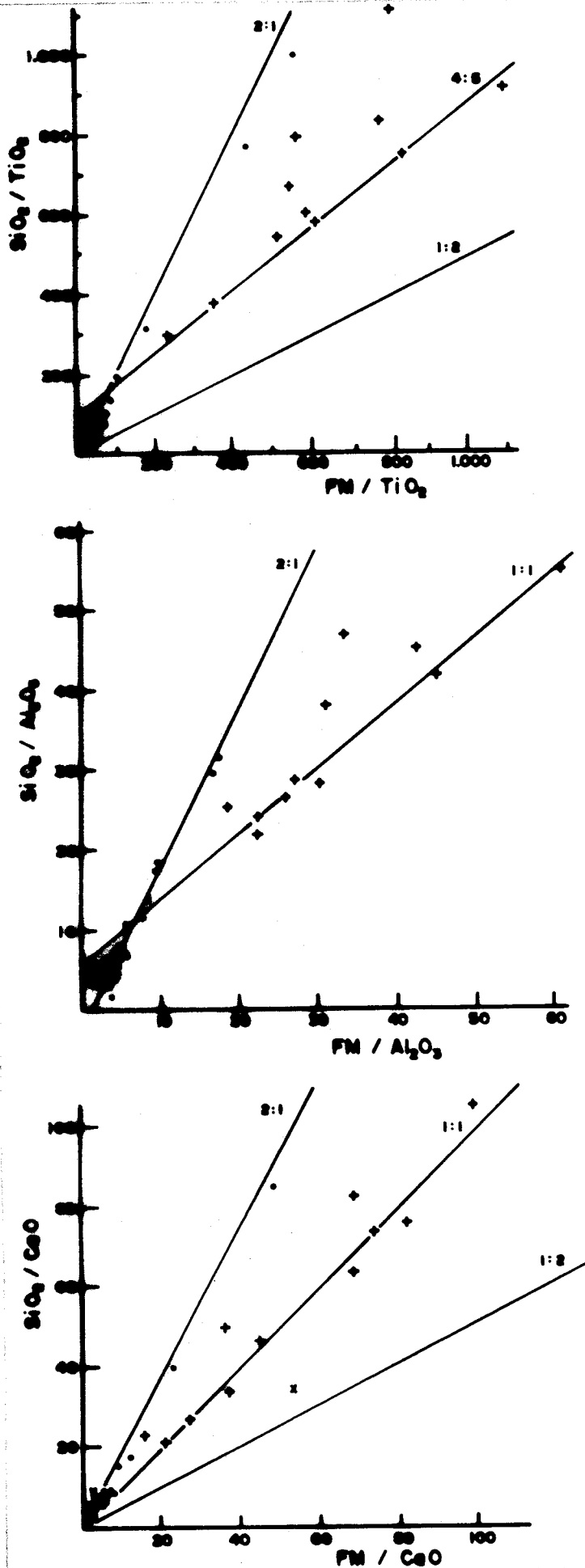


Fig. 36

Diagramas de razões de proporções moleculares para as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina (+), todos os xistos magnesianos (.), anfíbolitos e metagabro (v). As linhas de referência com inclinações 2:1 e 1:2 em termos de SiO₂:FM representam as proporções destes óxidos no clinopiroxênio e na olivina respectivamente. FM=FeO*+MgO;

(a) SiO₂/TiO₂ : FM / TiO₂ onde as amostras de rochas portadoras de olivina e/ou serpentina distribuem-se em leque a partir da origem devido a alteração ;
 (b) SiO₂/Al₂O₃ : FM / Al₂O₃ com amostras de xistos magnesianos plotando segundo a reta 2:1 definindo padrões de fracionamento controlados pelo clinopiroxênio ;
 (c) SiO₂/CaO:FM/CaO, mostrando o enriquecimento em SiO₂ das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina.

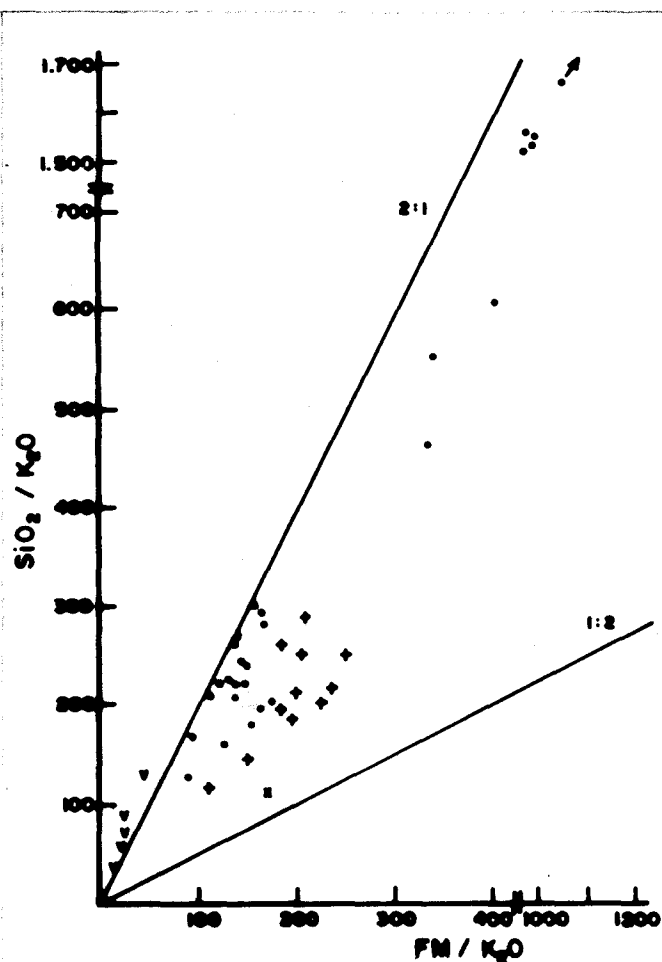


Fig.37

(a) Diagrama $\text{SiO}_2 / \text{K}_2\text{O} : \text{FM}/\text{K}_2\text{O}$ com padrão de distribuição das amostras em leque a partir da origem denunciando a grande mobilidade do K_2O nas rochas da sequência máfica-ultramáfica.

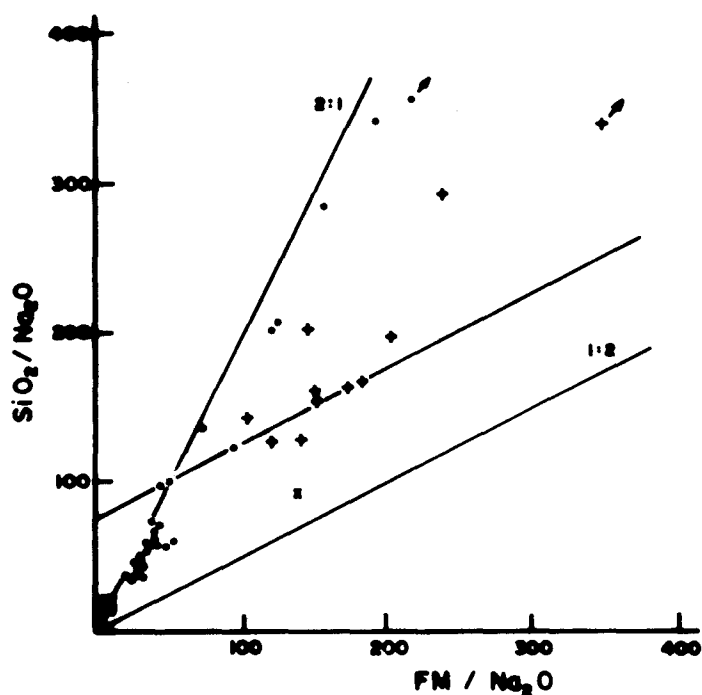


Fig.37

(b) Diagrama $\text{SiO}_2 / \text{Na}_2\text{O} : \text{FM}/\text{Na}_2\text{O}$ com as amostras de xistos magnesianos e metabásicas plotando ao longo da reta 2:1 e, as amostras de serpentinitos e olivina-talco ultramafitos definindo padrões de distribuição em leque devido a alteração.

cos apresentados não estão significativamente modificadas.

Os dados discutidos até aqui, permitem concluir que:

(a)- o K_2O foi remobilizado em todas as amostras da sequência máfica-ultramáfica e o Na_2O nos serpentinitos e olivina-talco ultramafitos;

(b)- rochas que possuem Perda ao Fogo maior que 11% não são muito confiáveis em termos de abundância de elementos químicos, refletindo muitas vezes padrões de alteração;

(c)- os serpentinitos apresentam padrões erráticos (de alteração) para o CaO , Al_2O_3 , FeO^* , álcalis e de enriquecimento para a SiO_2 ;

(d)- os processos de metassomatismo causaram um enriquecimento de SiO_2 e CaO nos olivina-talco ultramafitos e SiO_2 em algumas amostras de xistos magnesianos à talco;

(e)- as amostras MR-62H, MR-62J e MR-125A (pertencentes aos clorita e anfibólio xisto) são as que apresentam as maiores modificações químicas, no grupo dos xistos magnesianos, devido a alteração secundária, em especial ao enriquecimento relativo de TiO_2 e Al_2O_3 .

Rochas Portadoras de Olivina e/ou Serpentina

Neste grupo rochoso observa-se de modo geral, uma estreita relação entre os teores de óxidos (tabela XXVI) e a quantidade dos diferentes minerais (tabela I) presentes nas amostras. Assim, a quantidade de serpentina e/ou olivina das amostras de serpentinitos e olivina-talco ultramafitos aumenta com o incremento dos teores de MgO , Fe_2O_3 , Perda ao Fogo e, com a diminuição dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO e CaO . As proporções de talco dessas amostras aumentam com o incremento dos teores de SiO_2 e com a diminuição dos teores de CaO principalmente e Fe_2O_3 subordinadamente. A quantidade dos anfibólios cálcicos (tremolita e

magnésio-cumingtonita) aumentam com o incremento do teor de CaO e com a diminuição do teor de MgO das amostras. As proporções de clorita aumentam com o incremento de Al_2O_3 e com a diminuição dos teores de SiO_2 das amostras. Os opacos e o carbonato não possuem correlação aparente entre suas quantidades e os teores de elementos maiores devido as suas presenças em pequenas proporções nas amostras, somadas aos possíveis erros na estimativa modal.

A composição desse grupo de rochas (tabelas XXVI e XXVII) a despeito da ação do metamorfismo aloquímico (serpentinização, esteatização) quando comparadas com médias composicionais obtidas em cumulos komatiíticos, peridotitos ofiolíticos (alpinos) e komatiitos com textura "spinifex" (tabela XXXIV) se assemelham mais as rochas derivadas de processos cumuláticos.

Os teores de MgO (maior do que 32%), a razão FeO^*/MgO em torno de 0,2 e os altos valores para Ni, Cr e Co (Wyllie, 1967; Coleman, 1977; Nesbitt & Sun, 1976; Arndt et al., 1977; Beswick, 1982) são as características químicas principais que indicam uma origem cumulática para estas rochas. Os valores de SiO_2 dos olivina-talco ultramafitos e dos serpentinitos são mais elevados do que aqueles esperados para suites ultramáficas (tabela XXXIV), sendo entretanto devidos a presença de talco em quantidades significativas, especialmente no primeiro agrupamento rochoso.

Os serpentinitos analisados da região do Arroio Cambaizinho apresentam composição normativa CIPW de harzburgito com uma das amostras (MR-27D) classificando-se como lherzolito. Os dados químicos da tabela XXXIV indicam que estas rochas possuem similaridades com peridotitos alpinos e com cumulos komatiíticos. Os teores médios de MgO são praticamente os mesmos dos peridotitos ofiolíticos e dos cumulos komatiíticos, enquanto que os conteúdos médios de Al_2O_3 e CaO são sensivelmente menores que

TABELA XXXIV

MÉDIAS COMPOSICIONAIS DA SEQUÊNCIA ULTRAMÁFICA DO COMPLEXO CAMBAIZINHO E DE SUITES ULTRAMÁFICAS CONHECIDAS - 1). Condie (1981); 2). Arndt et alii (1977); 3). Gelinas et alii (1977); 4). Williams (1972).

nº=	COMPLEXO CAMBAIZINHO						Perido titos (Ofiolito Fane rozóicos) ¹	Cumula dos Ko matii ₂ ticos	KOMATIITOS ¹				Vulcano clásti- cas Ultra máficas (Tipo A) ³	Basalto Komatii tico (ou alto Mg Mt. Mon- ger) ⁴
	Serpen tini - tos	Xistos Mg Talco	Clorita e Anfi bólio - Xistos	Clorita Horn - blenda Xistos	Camada A Clorita- Tremoli- ta Xisto	Camada B Clorita- Hornblen da Xisto			Canadá	Austrá lia.	África do Sul	Tipo BK3 (Geluk)		
	08	08	10	06	04	04	-	01	-	-	-	-	09	01
SiO ₂	47,17	57,00	47,87	48,69	48,84	47,74	45,80	44,00	46,80	46,00	45,20	48,37	46,90	49,10
TiO ₂	0,09	0,38	0,90	1,34	0,88	1,52	0,11	0,15	0,39	0,25	0,20	0,51	0,35	0,46
Al ₂ O ₃	1,53	3,71	9,21	9,43	9,26	10,14	2,76	4,10	8,14	5,73	3,66	9,29	6,80	10,00
Fe ₂ O ₃	7,31	1,13	2,04	2,13	1,31	2,27	2,73	9,00	3,20	3,97	5,23	3,05	4,41	10,00
FeO	1,90	5,66	7,81	8,83	8,75	9,24	5,75		7,08	5,72	6,24	7,98	5,86	
MgO	40,18	25,49	22,50	18,03	21,26	17,77	41,10	38,60	26,20	32,80	32,20	21,48	30,22	17,00
CaO	1,09	5,85	8,35	10,07	8,41	9,92	2,52	3,61	7,86	5,14	5,28	7,99	5,42	11,80
Na ₂ O	0,28	0,31	0,80	1,02	0,90	1,02	0,05	0,08	0,14	0,24	0,44	0,89	0,10	0,72
K ₂ O	0,26	0,22	0,18	0,11	0,08	0,03	0,01	0,11	0,07	0,02	0,17	0,16	0,02	0,11
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,19	0,16	0,12	0,15	0,03	-	0,02	0,02	0,02	0,09	0,04	0,05
Voláteis	13,30	4,27	5,03	3,38	4,19	3,55	4,00	9,30	6,00	8,39	7,10	2,50	6,93	3,10
Cr (ppm)	2631	1825	1187	1380	1625	1320	3000	1762	2700	3000	2000	1750	-	3010
Ni	1738	944	1194	1075	1155	738	2000	2290	1300	1600	2000	640	-	707
V	54	104	163	222	158	208	100	-	170	120	90	235	-	-
Co	144	129	78	105	75	95	100	118	110	105	60	80	-	-
CaO/Al ₂ O ₃	0,74	1,65	0,93	1,09	0,92	0,99	0,91	0,88	0,97	0,90	1,40	0,86	0,80	1,18
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	17,65	15,41	10,64	7,29	10,59	6,66	27,00	27,33	21,00	23,00	19,00(10)	18,22	19,26	21,74
FeO*/MgO	0,21	0,27	0,44	0,60	0,47	0,64	0,21	0,23	0,38	0,28	0,34	0,50	0,32	0,59
FeO/Fe ₂ O ₃	0,29	5,88	4,53	3,33+	6,96	3,15+	2,10	-	2,20	1,40	1,20	2,60	0,88	-

OBS: Todos os valores foram recalculados para base anidra;
nº= número de amostras;
(+) Foi excluída a amostra MR-158 no cálculo da média.

o das rochas ultramáficas em comparação, aproximando-se mais dos cumulos peridotíticos que dos komatiíticos. Os teores variáveis desses últimos óxidos refletem-se nas razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,36 à 1,63) indicando remobilização relativa do CaO e do Al_2O_3 . A correlação negativa desses óxidos com a Perda ao Fogo, é bastante sugestiva desse fenômeno.

Os teores médios de álcalis aproximam-se mais daqueles encontrados em cumulos komatiíticos. No entanto, a mobilidade relativa desses elementos durante o metamorfismo e os processos metassomáticos (serpentinização e silicificação) podem, alternativamente indicar que os valores encontrados reflitam mais os padrões de alteração secundários, conforme demonstrado anteriormente (fig. 37a e 37b). Os teores médios de TiO_2 assemelham-se aqueles encontrados em peridotitos ofiolíticos e cumulos komatiíticos, sendo no entanto inferiores ao das outras suites de ultramafitos em comparação. O Ni e Cr desses serpentinitos se assemelham ao dos komatiitos e peridotitos ofiolíticos, apresentando no entanto, abundâncias inversas quando comparadas com cumulos komatiíticos. A abundância média do Co assemelha-se aos valores presentes nos cumulos peridotíticos e komatiíticos, enquanto que os de V são inferiores aos teores esperados para as suites ultramáficas em comparação.

Os olivina-talco ultramafitos apresentam teores mais elevados de SiO_2 e mais baixos de MgO que os serpentinitos, sendo classificados normativamente como ortopiroxenito (MR-990), olivina ortopiroxenito (MR-101) e olivina websterito (MR-104H). As demais características químicas são bastante similares aos dos serpentinitos. Assim, é possível que estas litologias tenham sido derivadas dos serpentinitos, através do seu enriquecimento em SiO_2 e perda relativa de MgO durante a esteatização.

Os trends geoquímicos obtidos nos diagramas de variação discutidos a seguir, indicam a atuação de fracionamento ígne

o através da acumulação da olivina na geração destas rochas.

No diagrama $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$ da figura 38a definido por Jensen (1976) observa-se que os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos ajustam-se ao trend da série komatiítica e plotam próximo ao vértice do MgO ao longo da linha $\text{MgO} : \text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ devido aos seus baixos teores de Al_2O_3 . Estas rochas plotam junto ao vértice do MgO no diagrama $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. 38b) e, abaixo do campo dos cumulados komatiíticos no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{FeO}^* / \text{FeO}^* + \text{MgO})$ da figura 39a, definido por Arndt et al., (1977) e juntamente com os xistos magnesianos à talco definem um trend de aumento de Al_2O_3 e $\text{FeO}^* / \text{FeO}^* + \text{MgO}$ aproximadamente linear no interior do campo dos komatiíticos propostos por este último autor, indicando o controle da olivina na geração destas litologias (Nesbitt et al., 1979). Apenas uma amostra de serpentinito (MR-25) plota à direita da linha divisória komatiíto-toleíto (fig. 39a) refletindo seu alto valor na razão $\text{FeO}^* / (\text{FeO}^* + \text{MgO})$, anomalia atribuída a alteração secundária.

No diagrama $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}^*$ (fig. 39b) os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos plotam proximamente ao vértice do MgO na linha $\text{MgO}-\text{FeO}^*$, abaixo da média dos komatiítos de Munro Township (Arndt et al., 1977) representando os membros cumuláticos da suite ultramáfica komatiítica e, juntamente com os xistos magnesianos definem um trend aproximadamente linear no interior do campo komatiítico no gráfico $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ da figura 40a, conforme definido por Viljoen et al., (1982).

Da mesma forma, no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$ da figura 40b, os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos se ajustam a um trend aproximadamente curvo, dentro do campo dos komatiítos. A projeção do alinhamento e a disposição dos pontos referentes a estas rochas (intercepta o eixo do MgO a cerca de 45-50%) refletindo um fracionamento ígneo dominado pela olivina ($\text{Fo} \sim 90$) onde, o Al_2O_3 permanece quase constante com o aumento de MgO por

que o primeiro óxido não é abundante na olivina. No diagrama de variação $\text{SiO}_2:\text{MgO}$ (fig. 41a), as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina juntamente com os xistos magnesianos à talco, definem um trend aproximadamente linear mais enriquecido em SiO_2 , sub-paralelo a outro trend definido pelo restante dos xistos magnesianos.

Os baixos teores de FeO , K_2O , CaO , TiO_2 e Na_2O (figs 42a, 41b, 41c, 43a e 43b), e a projeção dos trends lineares de correlação negativa dos três primeiros óxidos no eixo do MgO (entre 45-50%) reforça a idéia de que a olivina com elevado teor de forsterita (~90), seja o mineral cumulático predominante nestas litologias. Os conteúdos de CaO e dos álcalis encontrados nessas rochas são inferiores porque a olivina quase não os contém em sua estrutura. Os teores de FeO por outro lado, são mais baixos quando comparados com os existentes nos xistos magnesianos porque este elemento oxida-se e passa a Fe_2O_3 (magnetita) durante os processos de serpentinização.

O Cr mostra correlação positiva com o MgO (fig. 44a) ocorrendo uma leve variação na inclinação do trend acima de cerca de 25-30% de MgO indicando que no fracionamento houve a participação de outra fase cumulática rica em Cr (cromita, piroxênio) além da olivina, mas que não foi muito significativa. A média dos teores (relativamente elevados) de aproximadamente 2631 ppm refletem a presença destes outros minerais nos cumulados. O Ni possui correlação positiva com o MgO (fig. 44b) e os seus mais altos teores correspondem aos conteúdos mais elevados de MgO refletindo o controle predominante da olivina no fracionamento destas rochas.

O Co das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina apresenta uma grande dispersão (fig.45a) indicando que este elemento químico foi remobilizado durante a serpentinização. No diagrama $\text{V}:\text{MgO}$ estas rochas definem um trend aproximadamente linear

de correlação negativa que intersepta o eixo x a cerca de 45-50% o que está de acordo com as observações anteriores de que o fracionamento da olivina é o controlador de suas composições. A natureza cumulática destas rochas é também indicada pela tendência das amostras deste tipo litológico plotarem em grupos composicionais restritos e isolados do restante das amostras da seqüência máfica-ultramáfica como pode ser observado nos diagramas TiO_2/P_2O_5 , TiO_2/CaO , Al_2O_3/TiO_2 das figuras 47a, 47b e 48a.

A abundância e as razões dos elementos incompatíveis (e refratários) destas rochas (tabela XXVII) foram substancialmente modificadas pelos processos de fracionamento (acumulação) e de alteração secundária (metassomatismo) e desta forma não registram mais aqueles níveis existentes no líquido primário que lhes deu origem. As características geoquímicas ainda preservadas indicam que os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos se assemelham a cumulos komatiíticos e a cumulos de ofiolitos. As ocorrências de campo, na forma de lentes alongadas e a associação com xistos magnesianos de afinidade komatiítica indicam que esse grupo litológico corresponde a cumulos de base de derrames ou de sills komatiíticos, ou estão relacionados ainda, a intrusões ígneas rasas de composição komatiítica transformados por processos metamórficos/metassomáticos relatados anteriormente.

Xistos Magnesianos

Baseados em critérios petrográficos (quantidade e tipo de anfibólios, clorita e talco) e geoquímicos (proporções relativas de MgO , SiO_2 , CaO e Al_2O_3) este grupo de metamorfitos foi sub-dividido em três sub-grupos composicionalmente distintos conforme definido anteriormente.

Xistos Magnesianos à Talco

Nestes metamorfitos, de maneira genérica, é possível estabelecer uma correlação entre a quantidade dos diferentes minerais (tabela II) como teor dos elementos maiores (tabela XXVIII) presente nas amostras. As proporções de talco aumentam com o incremento dos teores de MgO e SiO₂ e com a diminuição do conteúdo de FeO e CaO das amostras. A quantidade de anfibólios (tremolita antofilita e actinolita) das amostras aumenta com o incremento dos teores de CaO e FeO e com a diminuição do conteúdo de MgO. As proporções de clorita aumentam com o aumento dos teores de Al₂O₃ e com a diminuição dos teores de SiO₂. Com os minerais opacos e o esfeno não foi possível estabelecer uma correlação devido as suas ocorrências em pequenas proporções nas amostras.

Estes xistos possuem teores de SiO₂ mais elevados (tabela XXXIV) quando comparados com o restante dos membros da seqüência, devido a ocorrência de talco em percentagens significativas. Os teores elevados de MgO (20,96 à 29,08%) permitem classificá-los como komatiítos (Arndt & Nisbet, 1982), komatiítos peridotíticos (Arndt et al., 1977) ou ainda como piroxênio peridotitos (Naldrett & Turner, 1977).

Todas as amostras são quartzo-Q e hiperstênio-hy normativas (CIPW), reflexo de seus elevados teores de SiO₂ e MgO simultaneamente e que se traduzem pela presença de talco na mineralogia. As elevadas quantidades de piroxênios (hy, di) normativos classificam-nos como piroxenitos e, a presença de quartzo na norma relaciona-se ao excesso (ganho) de SiO₂ proveniente de fontes externas.

Este agrupamento de rochas, quando comparado com outras suites de ultramafitos, se assemelham com os komatiítos do Canadá, com relação as médias dos teores de MgO, TiO₂ e FeO, enquanto que os teores de SiO₂ são mais elevados que em qualquer u

ma das suites de komatiítos conhecidas. A média dos teores de Al_2O_3 são mais baixas que a dos komatiítos do Canadá, assemelhando-se mais as médias encontradas nos komatiítos da África do Sul, enquanto que as do Fe_2O_3 são mais baixas que as das suites komatiíticas em comparação, equivalendo-se as médias encontradas em peridotitos ofiolíticos. Igualmente os teores de CaO e álcalis são comparáveis ao dos komatiítos da África do Sul e da Austrália.

Os teores médios de Cr e Ni equivalem as médias obtidas nos komatiítos da África do Sul em especial aqueles existentes nos komatiítos do tipo Geluk (BK3). Os conteúdos de V e Co destes xistos, assemelham-se as médias dos komatiítos conhecidos porém exibem abundâncias inversas quando comparadas com cumulos komatiíticos, onde os teores de Co são mais elevados do que os de V.

Na maioria dos diagramas geoquímicos de variação, os xistos magnesianos à talco ajustam-se aos trends komatiíticos e, a distribuição das amostras indica a atuação de um fracionamento ígneo dominado pela olivina e/ou ortopiroxênio (MR-22, MR-84F, MR-60, MR-106) e/ou clinopiroxênio no restante das amostras.

No diagrama triangular $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ de Jensen (1976) da figura 38a, os xistos magnesianos à talco plotam no interior do campo dos komatiítos e juntamente com os clorita e anfibólio xistos definem um "trend" aproximadamente linear similar ao dos komatiítos do Cinturão Abitibi do Canadá (Jensen & Pyke, 1982). No diagrama $\text{MgO}:\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ da figura 38b, estas rochas definem um trend secundário a partir do vértice do MgO em direção ao CaO, assemelhando-se ao trend empobrecido em Al_2O_3 do tipo Barberton observados nas unidades Komati e Sandspruit (Viljoen & Viljoen, 1969b). Estas feições não são comuns aos outros xistos magnesianos, os quais exibem menores razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e definem trends geoquímicos pouco mais enriquecidos em Al_2O_3 .

Nos gráficos $Al_2O_3 : FeO^* / (FeO^* + MgO)$ e $(CaO : MgO : FeO^*)$ das figuras 39a e 39b, os xistos magnesianos à talco plotam no interior do campo komatiítico e ajustam-se ao trend aproximadamente linear formado pelos demais xistos magnesianos e as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina, assemelhando-se aos komatiítos do Munro Township (Arndt et al., 1977). Duas amostras de xistos magnesianos à talco (MR-22 e MR-84F) plotam junto às rochas portadoras de olivina e/ou serpentina (campo dos líquidos ultramagnesianos e cumulados de olivina) sugerindo uma co-geneticidade de protólitos.

Estas rochas plotam no campo komatiítico numa posição intermediária entre os ultramafitos portadores de olivina e/ou serpentina e os demais xistos magnesianos nos diagramas $Al_2O_3 : FeO / (FeO + MgO)$ e $Al_2O_3 : MgO$ (Viljoen et al., 1982) das figuras 40a e 40b. A projeção do trend de distribuição no gráfico $Al_2O_3 : MgO$ intersepta o eixo x entre 30-35% de MgO indicando que o ortopiroxênio (agora talco ou antofilita) e o clinopiroxênio (agora actinolita ou tremolita) participaram efetivamente no fracionamento dos protólitos geradores dos xistos magnesianos à talco. As duas amostras (MR-84F e MR-22) que plotam junto as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina nesses gráficos e nas figuras 38a, 38b, 39a e 39b, definem juntamente com estas litologias um pequeno trend linear no diagrama $Al_2O_3 : MgO$, cuja projeção intersepta o eixo x acima de cerca de 45% de MgO, denunciando a participação da olivina no fracionamento destas rochas.

O fracionamento destes minerais durante a geração dos protólitos dos xistos magnesianos à talco são também evidenciados nos diagramas $CaO : MgO$ e $TiO_2 : MgO$ das figuras 41b e 41c, onde o trend de distribuição destas amostras, apesar do espalhamento de pontos no último diagrama, intersepta o eixo do MgO a cerca de 30-35%, indicando a participação do ortopiroxênio e clinopiroxênio na diferenciação magmática. As rochas com menores teo

res de CaO e TiO_2 ajustam-se aos trends de diferenciação dos ser-pentinitos e olivina-talco ultramafitos que intersepta o eixo x em valores compatíveis com aqueles esperados para o fracionamento da olivina. Estes xistos ajustam-se ainda aos trends de correlação negativa atribuídos ao fracionamento ígneo dos demais ultramafitos nos diagramas $\text{FeO}:\text{MgO}$ e $\text{Na}_2\text{O}:\text{MgO}$ das figuras 42a, 43a.

Padrões de alteração secundários são evidenciados nos diagramas $\text{SiO}_2:\text{MgO}$ (fig. 41a) onde o primeiro óxido apresenta correlação positiva com o segundo, refletindo a entrada de SiO_2 nos xistos magnesianos (provenientes das encaixantes quartzo-felspáticos) durante o evento metamórfico-metassomático. Os padrões de distribuição irregulares de K_2O e Fe_2O_3 destas rochas nos diagramas $\text{K}_2\text{O}:\text{MgO}$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ (figs. 42b e 43b) estão provavelmente relacionados a estas alterações.

O Ni e o Cr destes xistos apresentam correlação positivas com o MgO nos diagramas $\text{Ni}:\text{MgO}$ e $\text{Cr}:\text{MgO}$ das figuras 44a e 44b e se ajustam ao trend de diferenciação dos demais ultramafitos da seqüência. Os valores elevados de Ni para algumas amostras viabiliza a ocorrência de olivina em seus protolitos. O Co apresenta um fraco trend de correlação positiva com o MgO na figura 45a, enquanto que o V possui correlação negativa com o MgO (fig. 45b). Estas relações acompanham os trends de fracionamento ígneos das demais litologias e estão de acordo com os valores dos coeficientes de participação destes elementos para a olivina ortopiroxênio e clinopiroxênio e seus respectivos líquidos observados por Nesbitt & Sun (1976).

As características geoquímicas primárias dos xistos magnesianos à talco, apresentam sensíveis modificações nos conteúdos dos elementos maiores e traços devido a sua origem estar relacionada a processos metamórficos-metassomáticos que ocasionaram a redistribuição das abundâncias dos vários elementos químicos. Dentre os elementos maiores, a SiO_2 e os álcalis principal

mente e o TiO_2 de modo subordinado foram os mais afetados pela alteração secundária (figs. 33a, 35c, 37a, 37b e 46). Em consequência, as razões dos elementos maiores CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 , CaO/TiO_2 , TiO_2/P_2O_5 e dos vários elementos traços listados na tabela XXIX são bastante variáveis e inconsistentes tornando-se pouco confiáveis para serem utilizados como indicadores dos processos petrogenéticos geradores deste grupo de rochas.

Mesmo assim algumas relações originais preservadas (FeO^*/FeO^*+MgO , FeO^*/MgO) entre outras e, as boas correlações nos diferentes diagramas de variação, permitem identificar o ortopiroxênio e o clinopiroxênio e subordinadamente a olivina como as supostas fases minerais responsáveis pelas suas variações composicionais. Além disso, a posição das amostras plotadas nos vários diagramas discriminantes, demonstra a sua natureza pré-metamórfica (komatiítica) especialmente para aquelas que possuem algumas relações CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 e CaO/TiO_2 preservadas e com valores próximos aos encontrados em rochas komatiíticas (Nesbitt & Sun, 1976; Smith & Erlank, 1982) como é o caso da amostra MR-102 e a MR-60.

Clorita e anfibólio xistos

De maneira geral, é possível estabelecer uma correlação entre a quantidade dos diferentes tipos de minerais e o teor de elementos maiores das amostras de clorita e anfibólio xistos, (tabelas III e XXX) onde a proporção de anfibólios (tremolita, hornblenda e actinolita) aumenta com o incremento dos teores de CaO e com a diminuição dos teores de MgO . As proporções de clorita aumentam com o incremento do teor de MgO e Al_2O_3 e com a diminuição dos teores de SiO_2 e CaO das amostras. Com o esfeno e os opacos, não é possível estabelecer uma correlação devido as suas ocorrências em baixas proporções nestas rochas.

Todas as amostras deste agrupamento de xistos são o livina-ol e hiperstenio-hy normativas (CIPW) com os teores de MgO entre 19,23 e 25,74% sendo acompanhados pelos valores correspon dentes de ol (tabela XXX). Duas das amostras (MR-62H e MR-125A) possuem corindon - C na norma, reflexo de seu enriquecimento re lativo em Al_2O_3 durante a alteração metassomática. Em base aos teores de MgO, os tipos menos afetados pela alteração são enqua drados nos diversos esquemas de classificação como: komatiítos (Arndt & Nisbet, 1982), komatiíto peridotíticos (Arndt et al., 1977) ou ainda como piroxênio peridotitos (Naldrett & Turner, 1977).

Estas rochas apresentam teores médios de todos os e lementos maiores (tabela XXXIV) muito similares aos komatiítos das suites em comparação, assemelhando-se de modo especial aos komatiítos do tipo Geluk (Viljoen & Viljoen, 1969b) ou aos deno minados BK3 (Condie, 1981) e dos komatiítos do Canadá. Os teores de MgO destes xistos são pouco menores que aqueles encontrados nos komatiítos do Canadá, e os valores médios de TiO_2 são pouco superiores ao de todas as suites em comparação. Os teores médios de Cr são menores que aqueles encontrados nos komatiítos, aproxi mando-se mais dos komatiítos tipo Geluk. Os valores de Ni se as semelham aqueles encontrados em komatiítos do Canadá, sendo meno res que o restante das suites komatiíticas, à exceção dos komati ítos do tipo Geluk, que possuem quantidades menores deste elemen to. Os conteúdos de V e Co são compatíveis aos encontrados em to das as suites komatiíticas em comparação, assemelhando-se mais ao dos komatiítos do Canadá. A média das razões CaO/Al_2O_3 são si milares aquelas encontradas em komatiítos, sendo um pouco inferi ores aos komatiítos da África do Sul. A média das razões Al_2O_3/TiO_2 são inferiores ao das suites komatiíticas em comparação, a proximando-se mais aos komatiítos da África do Sul, em especial, aos komatiítos peridotíticos empobrecidos em Alumínio (ADPK) des

tacados por Nesbit et al., (1979). A média das razões FeO^*/MgO e $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ destas rochas equivalem ou são pouco superiores aquelas encontradas em komatiítos assemelhando-se mais aos komatiítos do tipo Geluk, respectivamente.

Nos diagramas discriminantes, os clorita e anfibólio xistos juntamente com os outros xistos magnesianos, apresentam trends de fracionamento magmático, dominados pelo clinopiroxênio com pequena participação de olivina. Estes ultramafitos ajustam-se ao trend komatiítico definido pelo conjunto de xistos magnesianos no gráfico $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ da figura 38a. Todas as amostras plotam no interior do campo komatiítico, a exceção da MR-62J e MR-62H as quais, por apresentarem teores elevados em Al_2O_3 e TiO_2 devido a alteração secundária, plotam no campo dos basaltos komatiíticos.

A maioria destes xistos plotam no interior do campo dos komatiítos do tipo Geluk no diagrama $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ da figura 38b e algumas amostras, incluindo-se a MR-62J e MR-62H plotam no campo das rochas ultramáficas vulcanoclásticas delimitado por Gellinas et al., (1977). Estes xistos, juntamente com os outros ultramafitos, definem um trend principal a partir do vértice do MgO em direção ao vértice do Al_2O_3 , assemelhando-se de maneira singular ao trend de diferenciação dos komatiítos do oeste da Austrália (Binns et al., 1982).

Estes metamorfitos, juntamente com o restante dos xistos magnesianos plotam no campo dos komatiítos nos diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ e $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{FeO}^*$ das figuras 39a e 39b e definem trends aproximadamente lineares porém, levemente enriquecido em Al_2O_3 quando comparados com komatiítos de outros greenstone-belts como se observa no primeiro gráfico.

A afinidade komatiítica destes ultramafitos é também observada nos diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3:(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ (Viljoen et al., 1982) das figuras 40a e 40b. A projeção do trend de distribuição

buição das amostras no gráfico $Al_2O_3:MgO$ intersepta o eixo x entre 25-30% (apesar do espalhamento pouco regular dos pontos) indicando que os clinopiroxênios (agora transformados em tremolita, actinolita ou hornblenda com teores de MgO entre 16 e 22%) foram as fases dominantes no fracionamento dos protolitos destas rochas, tendo a olivina participado como fase menor (matriz) necessárias a geração das cloritas que possuem conteúdos de até 28% de MgO (tabela XXI).

A participação de fases ricas em CaO e Al_2O_3 (clinopiroxênio) na diferenciação magmática dos protolitos que deram origem aos clorita-anfibólio xistos, através do fracionamento (acumulação ou extração dos cristais) ou como resíduos de fusão parcial, são igualmente evidenciadas nos gráficos $CaO:MgO$, $TiO_2:MgO$, $Na_2O:MgO$ e $FeO:MgO$ das figuras 41b, 41c, 42a e 43a onde os trends de correlação negativa com distribuição aproximadamente lineares (a exceção do diagrama $TiO_2:MgO$) interseptam o eixo x a cerca de 25-30% de MgO.

A SiO_2 destas rochas apresenta correlação negativa com o MgO e ajusta-se ao trend de distribuição atribuído ao fracionamento ígneo, juntamente com os clorita-hornblenda xistos, no diagrama $SiO_2:MgO$ da figura 41a. O K_2O e o Fe_2O_3 no entanto, não possuem trend de correlação definidos e apresentam distribuição com espalhamento de pontos irregular nos gráficos $K_2O:MgO$ e $Fe_2O_3:MgO$ das figuras 42b e 43b, padrões possivelmente relacionados a alteração secundária.

A maioria das amostras dos clorita e anfibólio xistos possuem razões CaO/Al_2O_3 acima de 0,8, valores compatíveis com aqueles encontrados em suites komatiíticas (Arndt & Nisbet, 1982). Os valores inferiores à 0,8 foram encontrados em apenas duas amostras (MR-63J e MR-63K) da seqüência considerada e, juntamente com as amostras MR-62H e MR-62J são as que apresentam os maiores teores de Al_2O_3 , enriquecimento relativo, devido a pro

cessos de alteração secundários já discutidos previamente.

O Ni e o Cr apresentam fracos trends de correlação positiva com o MgO nos diagramas das figs. 44a e 44b. O pequeno espalhamento irregular de pontos nestes gráficos, onde algumas amostras com teores de MgO entre 20-30% apresentam valores de Ni anômalmamente elevados e teores de Cr muito baixos, sugerem que esta distribuição esteja também relacionada a alteração secundária.

No diagrama Co:MgO da figura 45a as amostras dos clorita e anfibólio xistos definem um agrupamento na porção inferior do gráfico, abaixo de 100 ppm aproximadamente e se encaixam no trend geral, pobremente definido pelos outros tipos litológicos. Este agrupamento de rochas ajustam-se aos trends de correlação negativa atribuídos ao fracionamento ígneo dos demais xistos magnesianos nos diagramas V:MgO e Cr:Ti(x1000) das figuras 45b e 46.

Neste agrupamento rochoso encontram-se algumas amostras com razões entre elementos maiores e traços (tabela XXXI) consistentes e que se aproximam em alguns casos dos valores existentes em suites Arqueanas (Nesbitt & Sun, 1976; Smith & Erlank, 1982) e mais raramente em condritos (Wänke et al., 1974). Eliminando-se as amostras com valores muito variados, selecionaram-se os dados referentes as amostras de uma camada (derrame?) de clorita-tremolita xisto denominada de CAMADA A (MR-145, MR-147, MR-148 e MR-149) para serem utilizadas como indicadores dos processos petrogenéticos maiores que participaram na geração destas rochas.

Estes xistos apresentam razões entre elementos (CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂, CaO/TiO₂, TiO₂/P₂O₅, Si/Ti, Al/V, Mg/Ti, Ti/Y, Ti/Ni, Ti/Co, Ti/V) listados na tabela XXXI, dentro de um campo relativamente restrito de valores e que se aproximam aos encontrados em komatiítos, basaltos komatiíticos Arqueanos e

a MORB relativamente enriquecidos em elementos incompatíveis (Sun & Nesbitt, 1978; Nesbitt et al., 1979; Sun et al., 1979; Sun, 1984).

Nos gráficos $Al_2O_3:TiO_2$, $TiO_2:CaO$ das figuras 47b e 48a estas rochas apresentam correlações positivas aproximadamente lineares, sendo possível definir razões em torno de 10,6 e cerca de 10, respectivamente para estes óxidos. Valores similares para razões Al_2O_3/TiO_2 (~10) são encontrados nos komatiítos e basaltos komatiíticos do Barberton (Smith & Erlank, 1982) e em basaltos alto MgO do Arqueano de Minnesota (Schulz, 1982).

Os condritos possuem relações $Al_2O_3:TiO_2=20,4$ e $CaO:TiO_2=17$ (Wänke et al., 1974), assim, os valores inferiores encontrados nas amostras da CAMADA A, indicam que provavelmente o Al e o Ca foram menos incompatíveis que o Ti nestes níveis de fusão (Nesbitt & Sun, 1976). Os valores elevados de TiO_2 se originaram pelo enriquecimento relativo nos primeiros líquidos gerados durante a fusão sequencial (Nesbitt et al., op.cit) ou refletem as abundâncias encontradas num manto enriquecido (Ludden & Gelinas 1982; Sun, op. cit.).

As razões $CaO:TiO_2$ e $Al_2O_3:TiO_2$ definem um ótimo trend de correlação positiva no gráfico $CaO/TiO_2 : Al_2O_3/TiO_2$ (não apresentado), com as amostras plotando na região de baixos valores (similarmente aos MORB estudados por Sun et al. op.cit.) definindo uma reta de inclinação que se aproxima de uma série de líquidos com razões CaO/Al_2O_3 (0,82) condriticas (Wänke et al., op cit.), indicando que os padrões encontrados nos clorita-tremolita xistos são ainda de natureza ígnea (primária) e que refletem provavelmente pequenas frações de fusão do manto (Sun et al. op.cit). De modo similar, o número de Mg ($Mg \times 100 : Mg+Fe^{+2}$) elevados, com valores entre 63 e 67 indicam que a maioria das amostras não experimentou fracionamento extensivo de cristais durante a diferenciação, representando composições próximas ao do líqui

do primário que lhes deu origem (Green et al., 1971).

Adicionalmente, os valores das relações Ti/Y (264), para 4 amostras, Ti/Zr (114) e Zr/Y (2,75) obtidas em apenas u ma das amostras da CAMADA A, são próximas ao dos condritos com razões Ti/Y = 256, Ti/Zr = 102 e Zr/Y = 2,5 (Wänke et al., op cit.) e muito semelhantes aos encontrados em greenstones Arqueau nos com Ti/Y = 290, Ti/Zr = 110 (Nesbitt et al., 1979).

No entanto observa-se que a abundância dos elementos incompatíveis TiO_2 , P_2O_5 principalmente e do Al_2O_3 de modo suboru dinado, são sistematicamente mais enriquecidos neste grupo de rou chas que nas suites komatiíticas Arqueanas (Nesbitt & Sun, 1976; Smith & Erlank, 1982) diminuindo em consequêuência os valores das razões CaO/TiO_2 , TiO_2/P_2O_5 , Si/Ti, Fe/Ti, Mg/Ti e elevando os vau lores para Ti/Ni, Ti/Co, Ti/V e Al/V destas amostras.

Por outro lado, verifica-se que as variações nos vau lores das razões entre os elementos para as amostras da CAMADA A são sistemáticas e possuem estreitas correlações com o MgO, de maneira que, o aumento gradativo nas razões CaO/Al_2O_3 , CaO/TiO_2 , Si/Ti e Mg/Ti são acompanhados pelo incremento de MgO e a diminuu ição das relações Al_2O_3/TiO_2 , TiO_2/P_2O_5 , Fe/Ti, Ti/Y, Ti/V e Al/V ocorrem de modo aproximadamente regular com o aumento de MgO. Isto demonstra que o campo de variações dos valores das rau zões de elementos das amostras da CAMADA A estão relacionados ' diretamente aos processos de fracionamento magmático.

As relações Zr/Nb e Ti/Zr das amostras analisadas do restante do agrupamento dos clorita e anfibólio xistos (tabela ' XXXI) não possuem correlação aparente com o MgO. As suas distriu buições são aproximadamente regulares dentro do grupo analisado, indicando que as pequenas variações encontradas, para estas e ouu tras razões estão possivelmente relacionadas a processos de frau cionamento distintos nas diferentes amostras. Os valores de rau zões discrepantes, refletem possivelmente os efeitos dos diferenu

tes graus de fusão parcial, fracionamento de cristais, (MR-63H) e alteração metassomática (MR-125A, MR-62J e MR-62H) superimpostas nas diversas amostras.

Assim, as relações Ti/Zr, Ti/Y, Zr/Y e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ condriticas e o número de Mg juntamente com os conteúdos de Cr e Ni elevados para a CAMADA A demonstram que a sua composição atual se aproxima ao do líquido primário ígneo do protólito (Nesbitt & Sun, 1976; Sun et al., 1979).

Clorita-hornblenda xistos

Nestes metamorfitos não é possível estabelecer adequadamente correlações entre a quantidade de minerais e os teores de elementos maiores devido ao pequeno número de amostras analisadas e, as pequenas diferenças mineralógicas e composicionais presentes. Todas as amostras são hiperstênio - hy e olivina - ol normativas (CIPW) sendo classificados com base a norma como picritos.

Os teores médios de elementos maiores dos clorita-hornblenda xistos são muito similares aqueles encontrados em basaltos komatiíticos (tabela XXXIV) sendo surpreendentemente semelhantes aos teores dos basaltos alto Mg de Mt. Monger-Austrália, (Williams, 1972), à exceção do TiO_2 que é um pouco mais elevado nas amostras destes xistos. Em base ao teor de MgO , estas rochas são classificadas como komatiitos piroxenitos (Arndt et al., 1977) ou simplesmente piroxenitos (Naldrett & Turner, 1977) ou ainda como basaltos komatiíticos (Arndt & Nisbet, 1982).

Quando comparados com os komatiitos do tipo Geluk (BK3), os teores médios de elementos maiores são praticamente os mesmos, à exceção do TiO_2 e CaO que são pouco mais elevados nos clorita-hornblenda xistos e do MgO que ocorre em teores mais baixos neste grupo litológico. A média das razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e

FeO*/MgO dos clorita-hornblenda xistos são praticamente as mesmas encontradas nos basaltos komatiíticos e ligeiramente superiores as existentes nos komatiítos do tipo BK3.

A média das razões Al_2O_3/TiO_2 são inferiores as encontradas nos basaltos komatiíticos de Mt. Monger e dos komatiítos do tipo Geluk devido ao teor de TiO_2 mais elevado nos clorita-hornblenda xistos. As médias da relação FeO/Fe_2O_3 são pouco superiores as encontradas nos komatiítos BK3, não sendo possível comparar com o basalto komatiítico de Mt. Monger devido a falta de dados neste último tipo litológico. Os valores médios de Cr destas rochas são mais elevados na amostra do basalto komatiítico de Mt. Monger em comparação e bastante similar ao conteúdo deste elemento nos komatiítos do tipo Geluk. O teor médio de Ni dos clorita-hornblenda xistos é pouco superior ao encontrado nos komatiítos do tipo Geluk e nos basaltos komatiíticos de Mt. Monger. Os valores médios de V e Co são compatíveis com aqueles encontrados nos komatiítos do tipo Geluk.

Na maioria dos diagramas binários e ternários discriminantes, os clorita-hornblenda xistos apresentam um trend de fracionamento magmático controlado pelo clinopiroxênio e plotam no campo dos basaltos komatiíticos. No gráfico $FeO^*+TiO_2:Al_2O_3:MgO$ da figura 38a definido por Jensen (1976), observa-se que estes metamorfitos se ajustam ao trend komatiítico definido pelos outros xistos magnesianos e rochas portadoras de olivina e/ou serpentina, e plotam no campo dos basaltos komatiíticos representando os membros mais fracionados da suite ultramáfica. No diagrama ternário $MgO:CaO:Al_2O_3$ da figura 38b, observa-se que os clorita-hornblenda xistos caem no campo dos piroxenitos komatiíticos definidos por Ardnt et al., (1977), numa posição intermediária entre os komatiítos do tipo Geluk e os basaltos do tipo Barberton. Duas das amostras plotam no interior do campo das rochas vulcanoclásticas ultramáficas definido por Gelinas et al.,(1977).

Estes xistos juntamente com os outros ultramafitos definem um trend de fracionamento em direção ao vértice do Al_2O_3 , similar ao dos komatiítos do oeste da Austrália (Binns et al., 1982).

No gráfico $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ da figura 39a, os clorita-hornblenda xistos se ajustam ao trend de fracionamento dominante e plotam no interior do campo komatiítico definido por Arndt et al., (1977), apresentando relações $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ pouco mais elevadas que o restante dos xistos magnesianos, reflexo de sua natureza mais fracionada. De modo similar na figura 39b do diagrama $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{FeO}^*$, as amostras de clorita-hornblenda xisto plotam ao longo do trend komatiítico, definido por Arndt et al., op.cit., mais afastadas do vértice do MgO em função do maior grau de fracionamento.

A afinidade geoquímica komatiítica destes metamorfitos pode também ser verificada nos diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3:(\text{FeO} + \text{MgO})$ e $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ (Viljoen, 1982) das figuras 40a e 40b. As projeções dos trends de distribuição aproximadamente lineares destas amostras nos diagramas de variação $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$, $\text{CaO}:\text{MgO}$, $\text{TiO}_2:\text{MgO}$, $\text{FeO}:\text{MgO}$ e $\text{Na}_2\text{O}:\text{MgO}$ das figuras 40b, 41b, 41c, 42a e 43a interceptam o eixo x a cerca de 20-25% de MgO . Isto indica que as fases dominantes no fracionamento magmático dos protolitos destas rochas eram ricas em CaO e Al_2O_3 (clinopiroxênio) agora substituídas por hornblendas com teores de MgO entre 16 e 17% (tabela XII).

Estas rochas, juntamente com os clorita e anfibólio xistos, exibem um trend de correlação negativa com o MgO que acompanha o fracionamento magmático no diagrama $\text{SiO}_2:\text{MgO}$ da figura 41a. O K_2O e o Fe_2O_3 apresentam distribuição com espalhamento irregular de pontos nos diagramas $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ e $\text{K}_2\text{O}:\text{MgO}$ das figuras 42b e 43b não sendo possível definir qualquer correlação. Estes padrões são atribuídos a alteração secundária.

Os metais de transição (Cr, Ni, Co) apresentam corre

lação positiva com o MgO nos diagramas Cr:MgO, Ni:MgO e Co:MgO, das figuras 44a, 44b e 45a onde os trends de distribuição acompanham os padrões de fracionamento magmático definidos pelos outros agrupamentos de ultramafitos. A amostra MR-62K possui teores de Ni muito superiores aos da média, anomalia atribuída a erros analíticos. O V destas amostras possui correlação negativa com o MgO (fig. 45b) e o trend definido acompanha os padrões de fracionamento dos outros metamorfitos da mesma forma que no diagrama Cr:Ti x 1000 da figura 46, onde estes elementos distribuem-se numa faixa de pontos aproximadamente linear.

Neste agrupamento rochoso foram igualmente selecionados os dados referentes as amostras de uma banda (derrame?) de clorita-hornblenda xisto, denominado de CAMADA B (MR-155, MR-156 MR-157 e MR-158) para serem utilizados como traçadores petrogenéticos na identificação dos processos maiores que originaram estas litologias.

As amostras da CAMADA B apresentam razões entre os óxidos e elementos ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, CaO/TiO_2 , $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, Si/Ti, Fe/Ti, Mg/Ti, Ti/Nb, Ti/Zr, Ti/Y, Ti/Ni, Ti/Co, Ti/V, Ti/Ga, Al/V, $\text{Ga}/\text{Al} \times 10^5$, Zr/Nb e Zr/Y) dentro de um campo restrito de valores (tabela XXXIII) com variações consistentes e compatíveis com aquelas encontradas em basaltos komatiíticos de suites komatiíticas Arqueanas e MORB, enriquecidos (Nesbitt & Sun, 1976 Nesbitt et al., 1979; Smith & Erlank, 1982).

Estas rochas apresentam correlações positivas com trends de distribuição aproximadamente lineares nos gráficos $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ e $\text{TiO}_2:\text{CaO}$ das figuras 47b e 48a sendo possível definir razões em torno de 7 para estes óxidos. Os valores das razões encontrados, representam menos da metade das relações exibidas por condritos (Wänke, et al., 1974), indicando que o Ti foi mais incompatível que o Ca e o Al nestes níveis de fusão, tornando-se enriquecido no líquido em função das baixas percenta

gens, de fusão ocorridas (Nesbitt et al., 1979; Sun et al., 1979) Estas razões possivelmente refletem padrões de natureza ígnea primária de modo similar aos basaltos alto MgO do Arqueano de Minnesota (Schulz, 1982), basaltos komatiíticos do Barberton (Smith & Erlank, 1982) e os MORB enriquecidos (Sun et al., 1979).

Estas conclusões são reforçadas pela observação de valores elevados para os números de Mg ($Mg \times 100 : Mg + Fe^{+2}$) entre 59 e 61 e para os teores de Cr e Ni destas amostras (tabela XXXIII).

O comportamento dos elementos Ti, P, Zr, Y, Nb nos gráficos $TiO_2 : P_2O_5$ (fig. 47a), Zr/Y (fig. 48b) e Ti/Y, Ti/Zr e Zr/Nb (não apresentados) são aproximadamente lineares com o espalhamento de pontos das amostras estando relacionados a alteração metassomática (MR-62J, MR-62H, MR-125A) e a imprecisão analítica no caso do P e do Nb (Nesbitt & Sun, 1976; Sun et al., 1979 Smith & Erlank, op. cit.).

Observa-se que as razões Ti/Zr (~ 110) e TiO_2 / P_2O_5 (~ 10) destas rochas são similares às encontradas em condritos (Wänke et al., op cit.) e em greenstones Arqueanos (Nesbitt et al., op.cit.). No entanto, as abundâncias dos elementos incompatíveis TiO_2 , Zr, Y, Nb principalmente e P_2O_5 (tabela XXXIII) de modo subordinado, são mais enriquecidos nos clorita-hornblenda xistos que nas rochas das suites komatiíticas Arqueanas em comparação. Em consequência os valores das razões Ti/Y, Ti/Ni, Ti/Co, Ti/V, Al/V, $Ga/Al \times 10^5$ são mais elevados e os valores das relações Al_2O_3 / TiO_2 , CaO / TiO_2 , Si/Ti, Fe/Ti, Mg/Ti, Ti/Nb, Zr/Nb, V/Zr são mais baixos que as dos greenstones antigos.

As variações nos valores das razões destes elementos estão também relacionados aos processos de fracionamento magmático onde as razões CaO / Al_2O_3 , CaO / TiO_2 , TiO_2 / P_2O_5 , Mg/Ti, Ti/V, Ti/Ga, Ti/Zr aumentam com o incremento dos valores de MgO e as razões Al_2O_3 / TiO_2 , Si/Ti, Fe/Ti, Ti/Ni, Ti/Co, $Ga/Al \times 10^5$ e Zr/Nb

apresentam correlações negativas com o MgO. As relações dos elementos incompatíveis Ti/Nb, Ti/Y embora apresentem consistência em termos de valores, não possuem correlação com o MgO, indicando que possivelmente não fracionaram durante a diferenciação magmática.

Finalmente, as relações $\text{Ca}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Ti/Zr e $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ condriticas e os valores elevados para o número de Mg e para os teores de Cr e Ni sugerem que a composição das amostras da CAMADA B correspondem aproximadamente ao do líquido primário que lhes deu origem (Nesbitt & Sun, 1976; Sun et al., 1979).

Anfibolitos e metagabros.

O pequeno número de amostras analisadas não permite avaliar adequadamente os efeitos da alteração secundária deste agrupamento de rochas e nem tampouco estabelecer as relações entre a quantidade dos diferentes minerais presentes nas amostras com os teores de elementos maiores obtidos. Observa-se entretanto que os dados plotados nos diagramas de variação como exemplo, dos elementos maiores versus Perda ao Fogo não indicam remobilizações significativas para estes elementos à exceção do K_2O e Fe_2O_3 (figs. 34b, 35a e 37a).

Assim, os dados analíticos deste grupo de rochas (tabelas XXXII e XXXIII) quando plotados em diagramas discriminantes e de variação indicam a sua derivação a partir de rochas ígneas. Os anfibolitos analisados juntamente com o metagabro caem no campo das rochas ígneas (com exceção da amostra MR-151) no diagrama $(\text{al}-\text{alk}):c$ e no campo dos ortometamorfitos de Holleindalen no gráfico $(c+\text{alk}):si$, definidos por Holdhus, (1971); (não apresentados). Estas litologias apresentam trends de distribuição similares ao das rochas ígneas básicas nos diagrama $c:mg$ e $c-100mg-(\text{al}-\text{alk})$, não apresentados, (Leake, 1964). Os trends de

distribuição ajustam-se ao dos basaltos toleíticos alto MgO indicando a sua afinidade com a série magmática toleítica. A amostra MR-151 foi derivada de sedimentos de composição adequada porque possui elevado valor de $k(\text{niggli})$ e relativamente baixos de Ni e Ti (Leake, 1964).

Todas as amostras de rochas máficas são hiperstênio-hy normativas (CIPW) à exceção da MR-151 que possui nefelina-né (tabela XXXII) sendo classificadas com base a norma como olivina toleitos (MR-62E, MR-79A), toleito supersaturado (MR-111) e basaltos alcalino a olivina (MR-151).

Os anfibolitos (basaltos toleíticos) são distinguidos dos clorita-hornblenda xistos (basaltos komatiíticos) associados através de critérios petrográficos e químicos. Onde, nas rochas da primeira série a mineralogia é a base de plagioclásio e hornblenda e na última predominam a hornblenda e a clorita. Quimicamente os clorita-hornblenda xistos apresentam teores de MgO mais elevados e valores de TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e relação $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ mais baixos do que os anfibolitos associados.

No gráfico $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$ da figura 38a, os anfibolitos e a amostra de metagabro plotam no interior do campo dos Mg-toleitos. No diagrama $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ da figura 38b verifica-se que estas amostras plotam no campo dos toleitos de seqüências Arqueanas. O intervalo de dados nos campos 4 e 5, caracterizam um "gap composicional" entre os anfibolitos e os xistos magnesianos. Este intervalo de dados revela a ausência de amostras (analisadas) com teores de MgO entre 11 e 17% indicando que provavelmente os anfibolitos não foram derivados dos xistos magnesianos por processos de fracionamento comuns. Este gap composicional aparece em alguns greenstone-belts Arqueanos como por exemplo o de Belingwe na Rodésia (Nisbet et al., 1977). Sua origem podendo estar relacionada a vários processos como por exemplo: (I) diferentes graus de fusão parcial da mesma fonte; (II)

fusões parciais de fontes distintas e finalmente, (III) pode ser devido ao pequeno número de amostras analisadas.

No gráfico $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}):\text{Al}_2\text{O}_3$ da figura 39a, estas amostras plotam acima da posição dos komatiítos da sequência onde observa-se uma diminuição relativa do teor de Al_2O_3 com o aumento da relação $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$. As amostras que plotam no interior da área triangular a-b-c do diagrama, classificam-se como basaltos intermediários no esquema de Naldrett & Goodwin (1977). Apenas uma das amostras (MR-62E) contendo 8,67 de MgO plota abaixo do segmento a-c, no interior do campo komatiítico, e de acordo com os últimos autores seria classificada como basalto komatiítico, porém, o seu elevado teor de TiO_2 (2,03%) indica que é mais sensato agrupá-la com os outros anfibolitos (basaltos intermediários).

A afinidade geoquímica toleítica destes anfibolitos pode também ser observada nos gráficos $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$ das figuras 40a e 40b onde as amostras plotam no interior do campo dos toleítos alto MgO (Viljoen et al., 1982) e, no diagrama triangular $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{FeO}^*$ da figura 39b onde estas rochas plotam próximo ao campo dos toleítos Arqueanos (Halberg, 1972).

A distribuição aproximadamente linear dos trends das amostras nos gráficos $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{MgO}$, $\text{SiO}_2:\text{MgO}$, $\text{CaO}:\text{MgO}$, $\text{TiO}_2:\text{MgO}$, $\text{FeO}:\text{MgO}$ e $\text{Na}_2\text{O}:\text{MgO}$ das figuras 40b, 41a, 41b, 41c, 42a e 43a com suas projeções interseptando o eixo x a cerca de 10% de MgO e o eixo y a cerca de 25% de Al_2O_3 , indicam que o plagioclásio e o clinopiroxênio foram as fases minerais controladoras das variações composicionais dos protolitos destas rochas durante a diferenciação magmática. A disposição oblíqua dos trends de fracionamento dos anfibolitos com relação aos padrões de distribuição das amostras dos ultramafitos nestes gráficos, indicam por outro lado uma não co-geneticidade para os magmas geradores das rochas pertencentes a suite komatiítica (xistos magnesianos e serpntini

tos) e relacionados as rochas de afinidade toleítica (anfibolito e metagabros).

O K_2O e o Fe_2O_3 não apresentam correlação definida com o MgO . No gráfico $K_2O:MgO$ da figura 43b as amostras distribuem-se numa ampla faixa de variação e no diagrama $Fe_2O_3:MgO$ da figura 42b estas rochas plotam agrupadamente isolados dos outros ultramafitos.

Os metais de transição (Cr, Ni, Co e V) ocorrem em abundâncias compatíveis com aquelas encontradas em suites toleíticas antigas (Nesbitt & Sun, 1976) e plotam proximamente aos vértices nos gráficos $Cr:MgO$, $Ni:MgO$ e $Co:MgO$ das figuras 44a, 44b e 45a e definem um fraco trend de correlação positiva com o MgO acompanhando o trend de fracionamento do restante da sequência. O V no gráfico $V:MgO$ da figura 45b é o elemento que apresenta a maior dispersão com três amostras plotando próximo ao vértice (abaixo do trend principal) e as outras duas com teores anômalos plotam acima do trend de diferenciação dos demais ultramafitos. De outro modo, no gráfico $Cr \times Ti$ da figura 46 os anfibolitos e o metagabro plotam numa ampla faixa de distribuição aproximadamente linear juntamente com os demais metamorfitos acompanhando o trend de fracionamento magmático da sequência.

Os anfibolitos, com exceção da amostra MR-151, possuem razões entre os óxidos e elementos (CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 , CaO/TiO_2 , TiO_2/P_2O_5 , FeO/Fe_2O_3 , MgO/FeO , Ti/V , Zr/Y e Ti/Y) consistentes (tabela XXXIII) e compatíveis com os valores encontrados em toleítos Arqueanos do tipo TH2 (Condie, 1981). Alguns valores discrepantes destas amostras são assinaladas pelas anomalias positivas de Cr e Ni nas amostras MR-79A e MR-62E respectivamente e valores elevados para as razões FeO/Fe_2O_3 para a primeira amostra.

A média das razões Ti/Zr (104) são mais elevadas que aquelas dos TH2 porém, aproximam-se dos valores encontrados em

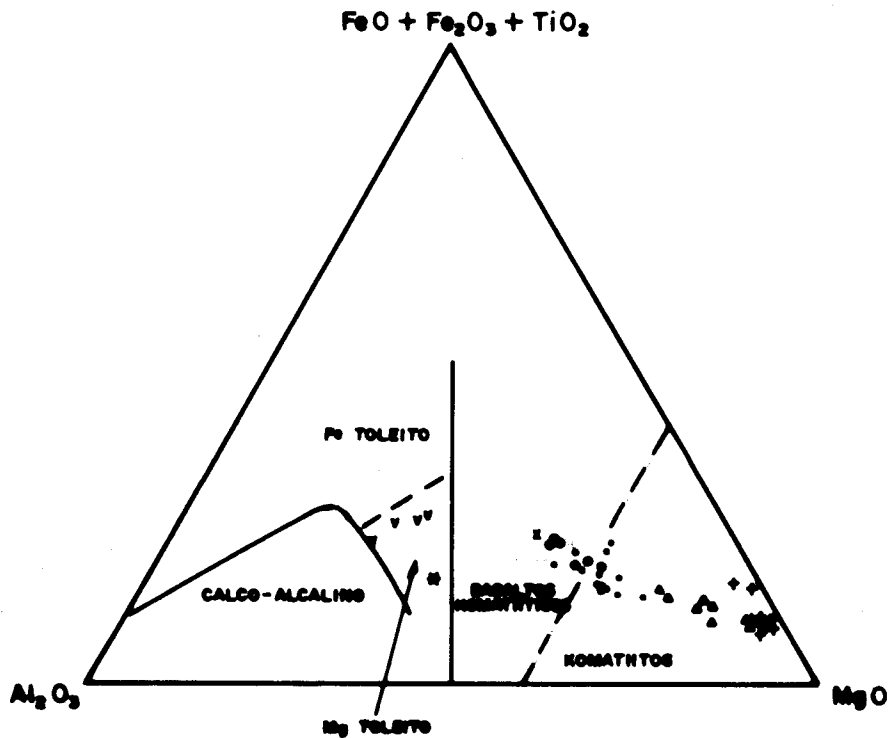


Fig.38 (a) Diagrama $Al_2O_3 : FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 : MgO$ (Jensen, 1976) onde as amostras de ultramafitos definem um trend aproximadamente linear ao longo do campo dos komatiitos e basaltos komatiíticos. Os anfibolitos e o metagabro plotam no campo dos Mg-toleítos.

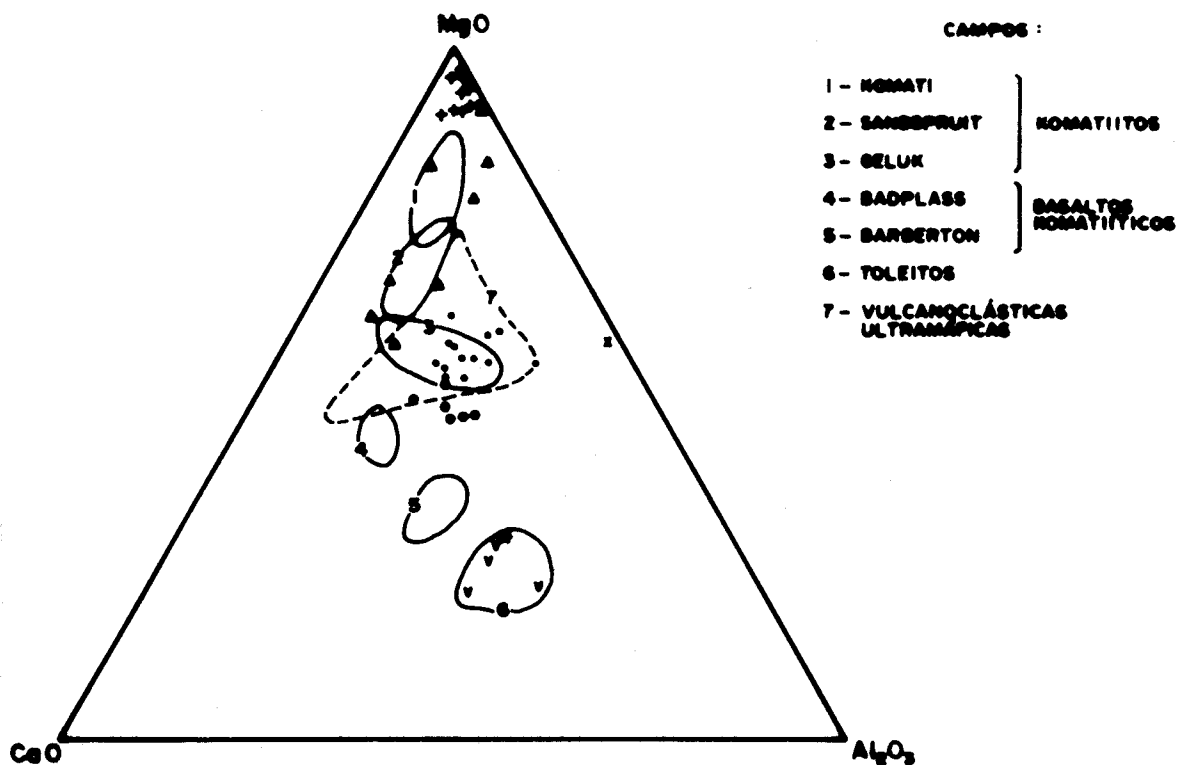


Fig.38 (b) Diagrama $CaO : MgO : Al_2O_3$ onde a maioria dos xistos magnesianos plotam no campo dos komatiitos do tipo Geluk e as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina proximamente ao vértice do MgO (cumulados). Os anfibolitos plotam no interior do campo dos toleítos Arqueanos. Note a falta de dados nos campos 4-5.

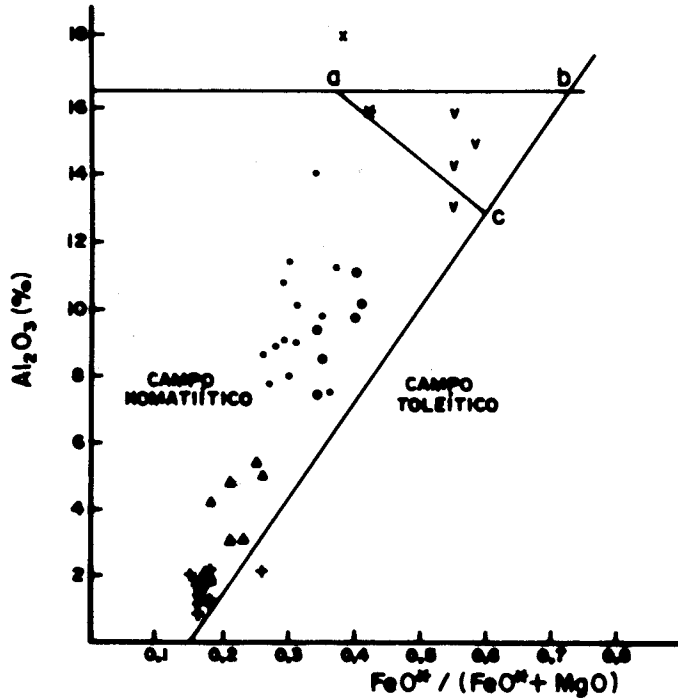


Fig.39 (a) Diagrama $Al_2O_3 : FeO^* / (FeO^* + MgO)$ definido por Arndt et. al., (1977) onde, o $FeO^* = Fe$ total. A maioria das rochas ultramáficas definem um trend de correlação positiva aproximadamente linear, no interior do campo komatiítico. Os anfibolitos e o metagabro plotam no campo dos basaltos intermediários a-b-c de Naldrett & Goodwin (1977).

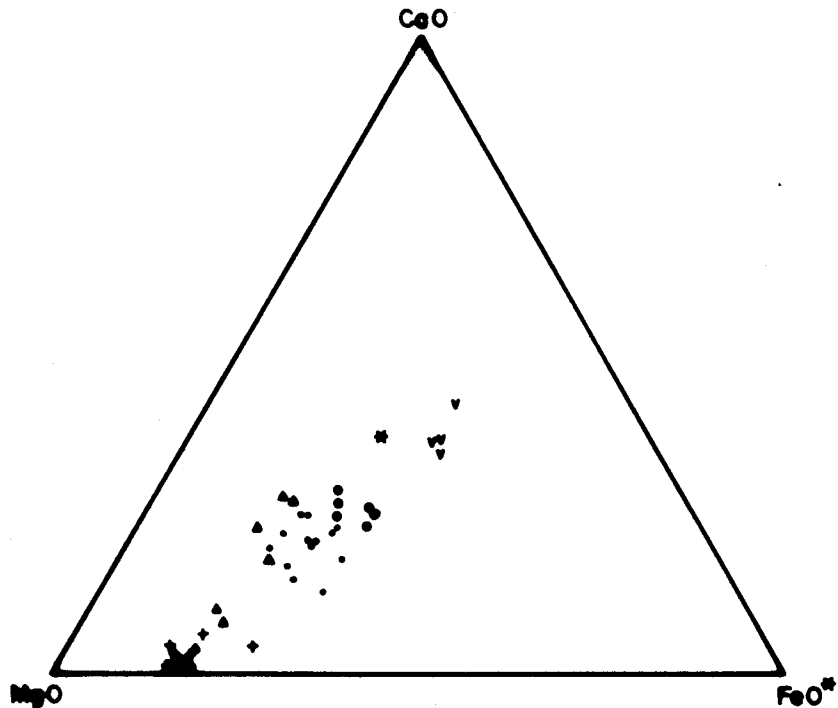


Fig.39 (b) Diagrama $CaO:MgO:FeO^*$ com trend de distribuição das amostras aproximadamente linear, similar ao dos komatiítos, segundo Gupta et. al., (1980).

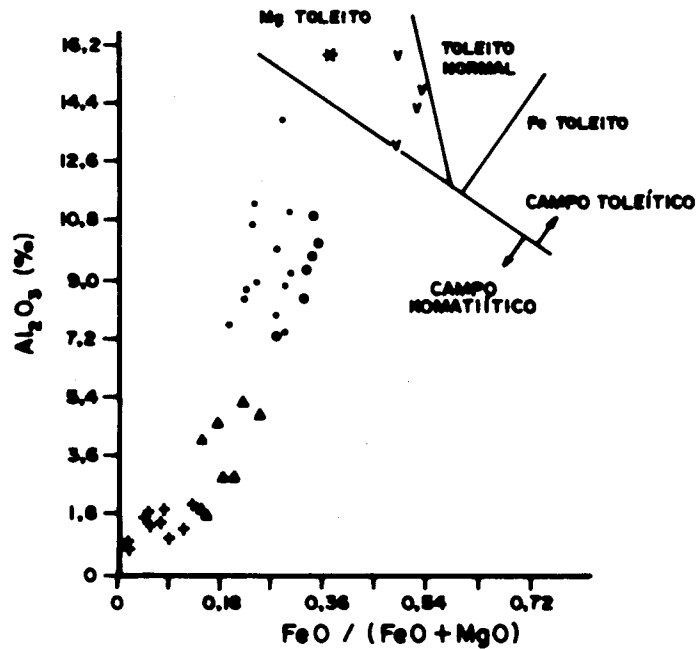


Fig.40 (a) Diagrama Al_2O_3 (%) : $FeO / (FeO + MgO)$ proposto por Viljoen et. al., (1982). As amostras ultramáficas da seqüência definem um trend de correlação positiva aproximadamente curvo no interior do campo komatiítico. Os anfibolitos e o metagabro plotam no campo dos toleitos ricos em MgO.

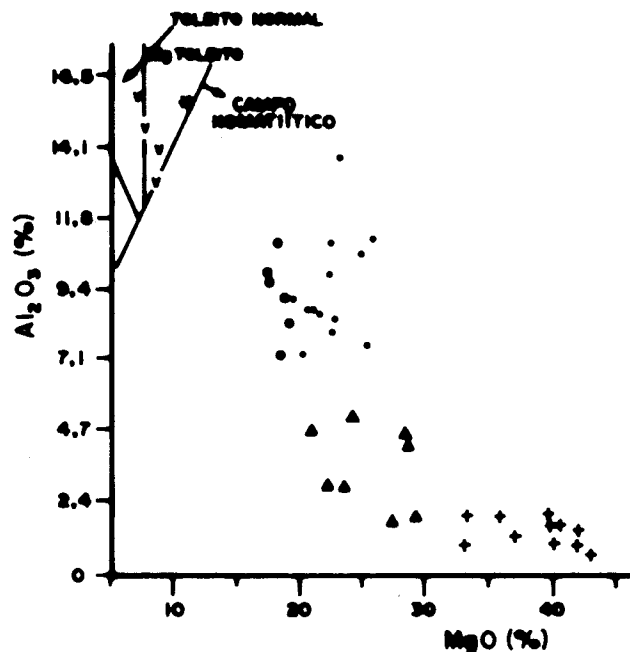


Fig.40 (b) Diagrama Al_2O_3 (%) : MgO (%), onde as amostras de ultramafitos da seqüência, plotam no interior do campo komatiítico e os anfibolitos e o metagabro no campo toleítico definidos por Viljoen et.al., (1982). A disposição das amostras dos xistos magnesianos e das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina indicam fracionamento controlado pelo clinopiroxênio e olivina respectivamente.

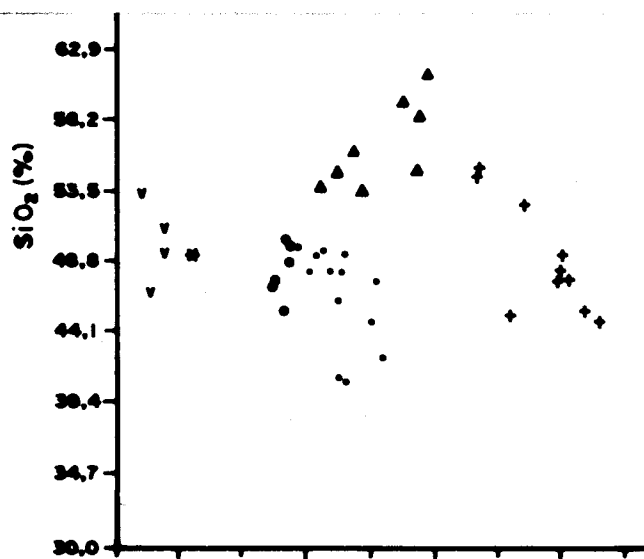


Fig.41

(a) Diagrama SiO_2 (%): MgO (%) Neste gráfico são definidos dois trends de correlação negativa sub-paralelos. Os xistos magnesianos à talco mostram um sub-trend de enriquecimento em SiO_2 , refletindo padrões de silicificação.

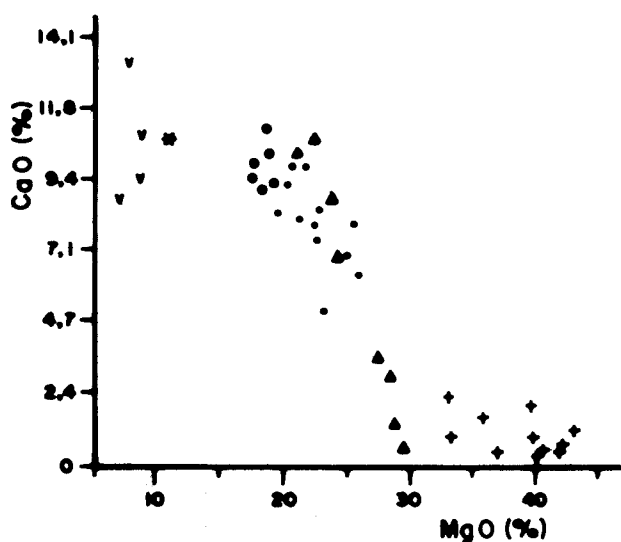


Fig.41

(b) Diagrama CaO (%) : MgO . Os trends de distribuição dos xistos magnesianos, e das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina indicam fracionamento controlado pelo clinopiroxênio e olivina, respectivamente.

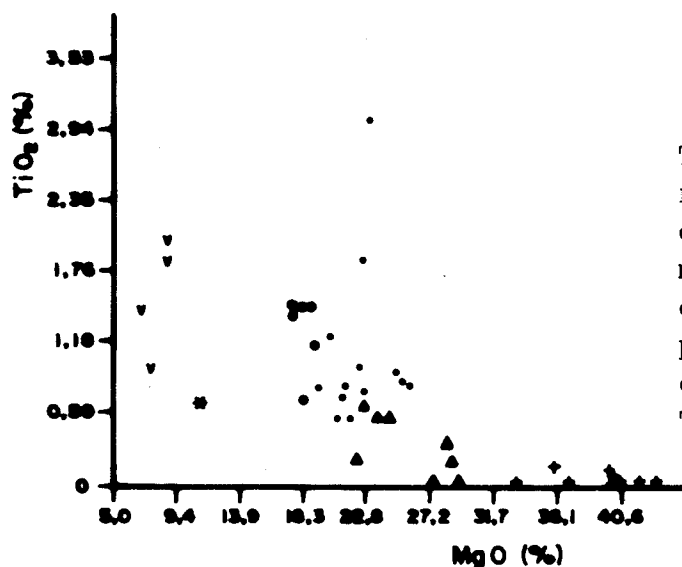


Fig.41

(c) Diagrama TiO_2 (%): MgO (%) Trends de fracionamento das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina e dos xistos magnesianos controlados pela olivina e clinopiroxênio respectivamente. Os anfibolitos com teores mais elevados de TiO_2 mostram trend oblíquo.

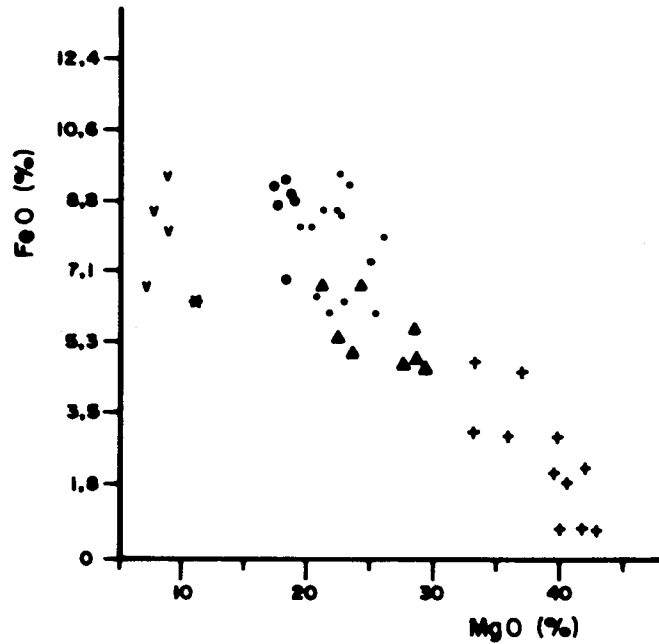


Fig.42 (a) Diagrama $\text{FeO}(\%)$: $\text{MgO}(\%)$ onde os ultramafitos definem um trend de correlação negativa devido ao fracionamento do clinopiroxênio e da olivina. Os anfibolitos e o metagabro configuram um sub-trend oblíquo ao principal.

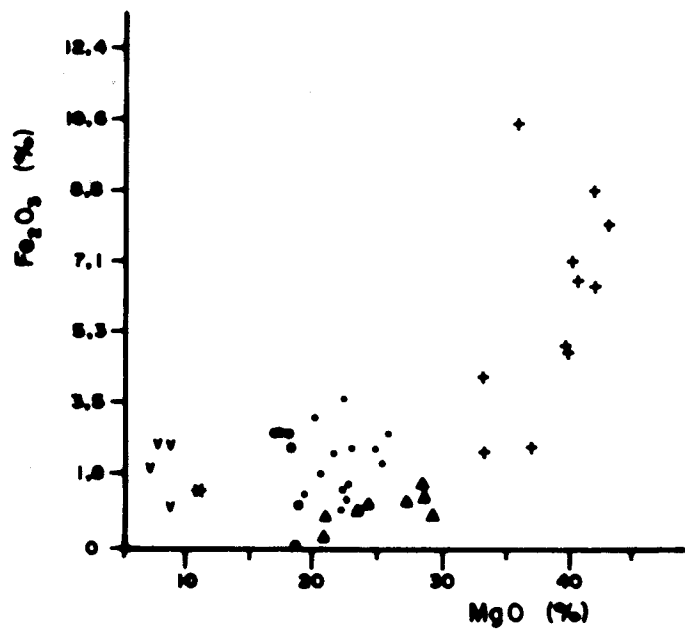


Fig.42 (b) Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3(\%)$: $\text{MgO}(\%)$, demonstrando fraca correlação entre os óxidos. As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina definem um trend de correlação positiva devido a oxidação do FeO durante a serpentinização.

245

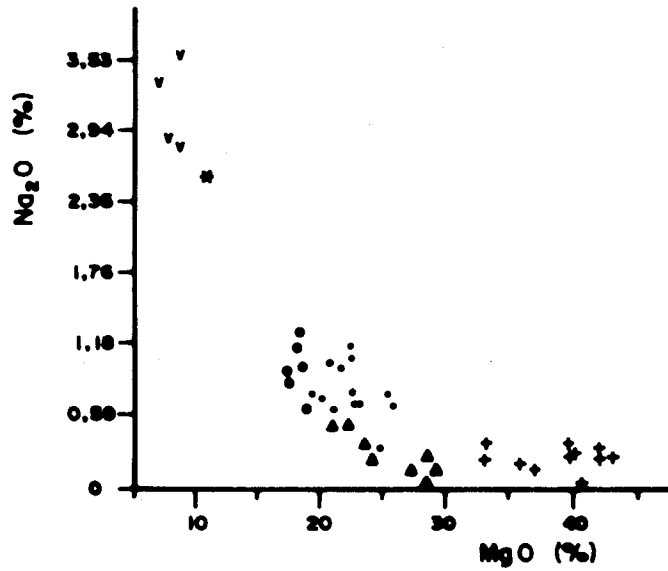


Fig.43 (a) Diagrama MgO(%) : Na₂O(%). Trends de fracionamento dos ultramafitos, controlados pelo clinopiroxênio (xistos magnesianos) e pela olivina (rochas portadoras de olivina e/ou serpentina).

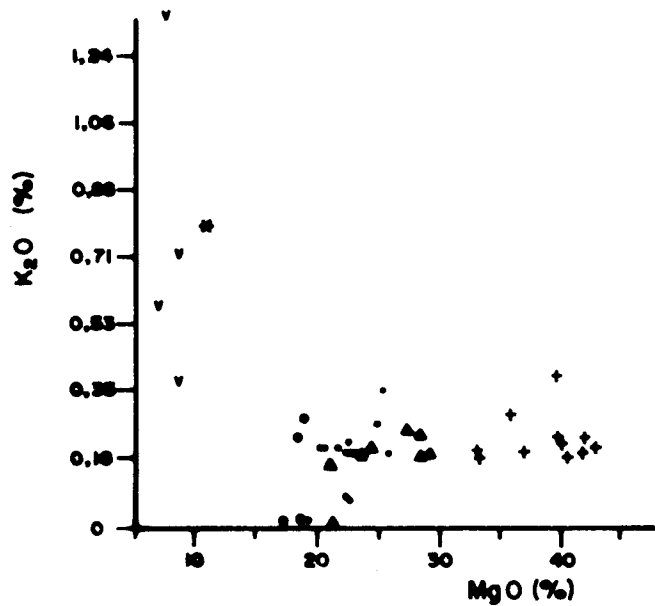


Fig.43 (b) Diagrama MgO(%) : K₂O(%). Distribuição de pontos irregular devido a elevada mobilidade do K₂O durante os processos de alteração secundária.

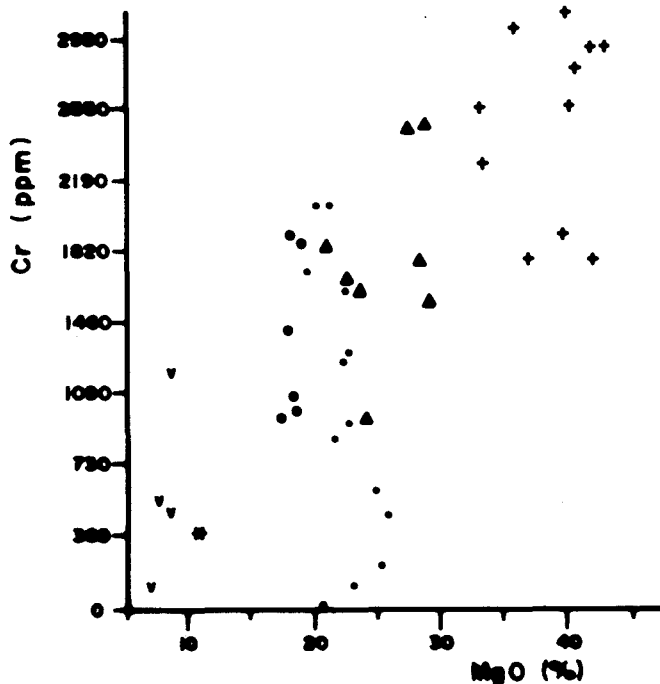


Fig.44 (a) Diagrama Cr(ppm) : MgO(%). Faixa de distribuição aproximadamente linear, definindo um trend de correlação positiva para as amostras da seqüência máfica-ultramáfica. Algumas amostras de clorita e anfibólio xistos possuem teores de Cr anormalmente baixos.

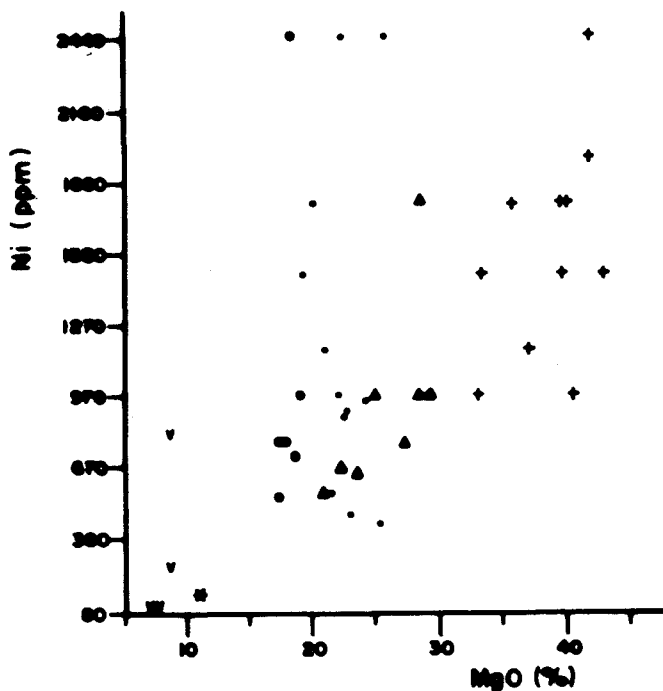


Fig.44 (b) Diagrama Ni(ppm) : MgO(%). Distribuição das amostras da seqüência máfica-ultramáfica ao longo de uma faixa aproximadamente linear, definindo um trend de correlação positiva. Algumas amostras de xistos magnesianos apresentam teores elevados (anômalas) de Ni.

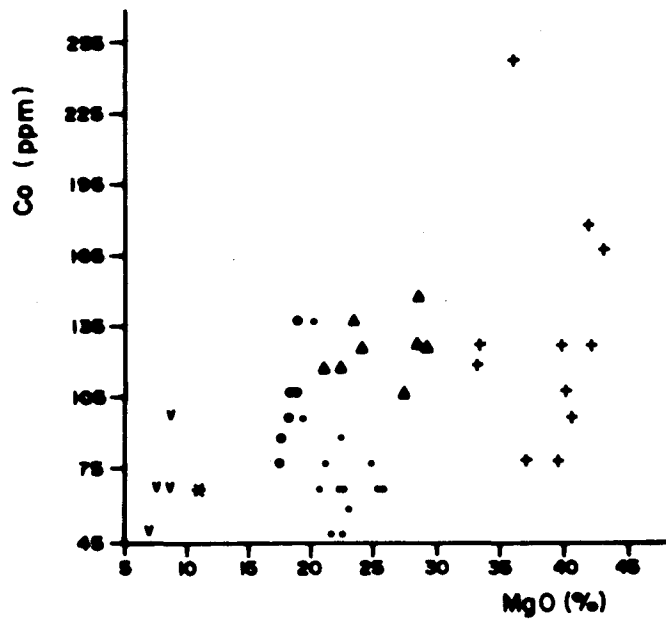


Fig.45 (a) Diagrama Co(ppm) : MgO(%). Distribuição irregular das amostras da seqüência máfica-ultramáfica. Nota-se um trend de correlação positiva muito fraco devido ao espalhamento dos pontos.

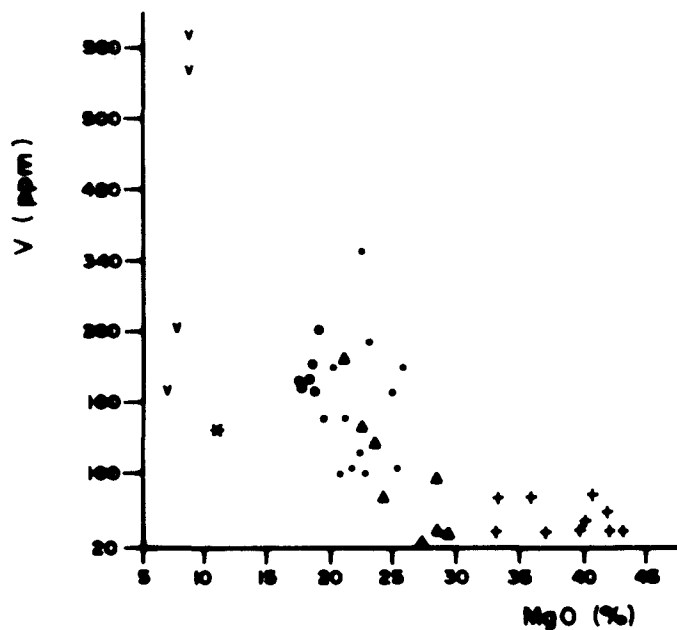


Fig.45 (b) Diagrama V(ppm) : MgO(%). Trend de correlação negativa das amostras de ultramafitos da seqüência, controladas pelo fracionamento de clinopiroxênio (xistos magnesianos) e olivina (rochas portadoras de olivina e/ou serpentina).

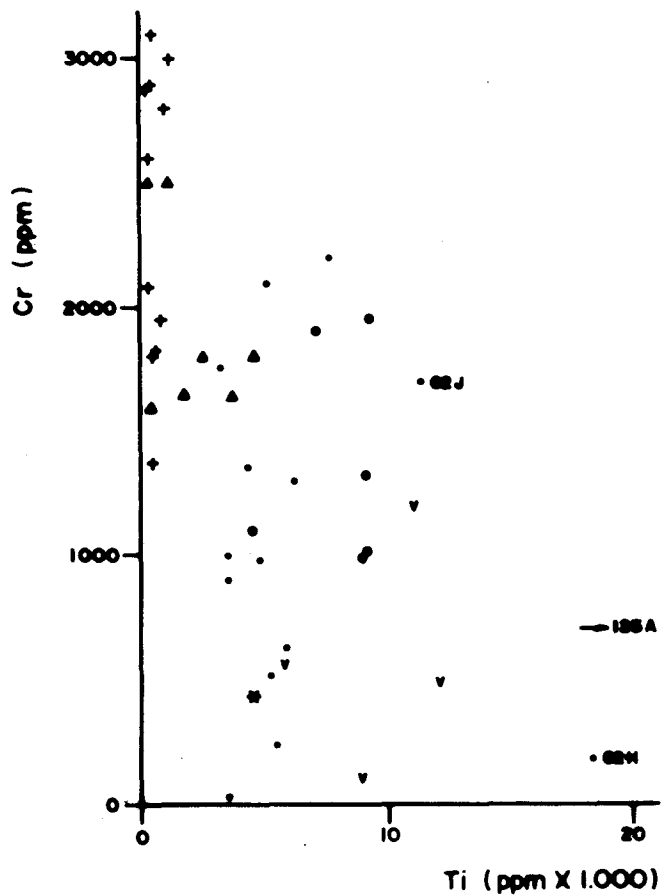


Fig.46 Diagrama Cr(ppm) : Ti(ppm x 1000). As amostras da seqüên-
cia máfica-ultramáfica distribuem-se seguindo uma larga faixa
de pontos e definem um fraco trend de correlação negativa. Os
serpentinitos e olivina-talco ultramafitos plotam junto ao eixo
y com valores elevados de Cr, devido a sua natureza cumulática.

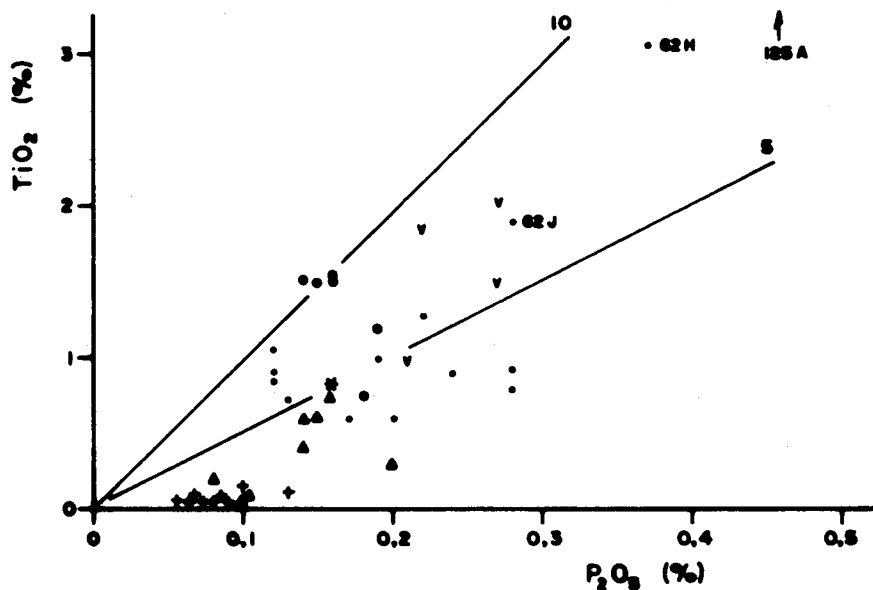


Fig.47 (a) Diagrama TiO_2 (%) : P_2O_5 (%). Distribuição das amostras da seqüência máfica-ultramáfica segundo uma faixa pouco regular definindo um fraco trend de correlação positiva. As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina plotam isoladamente próximo ao eixo x, junto a origem do gráfico.

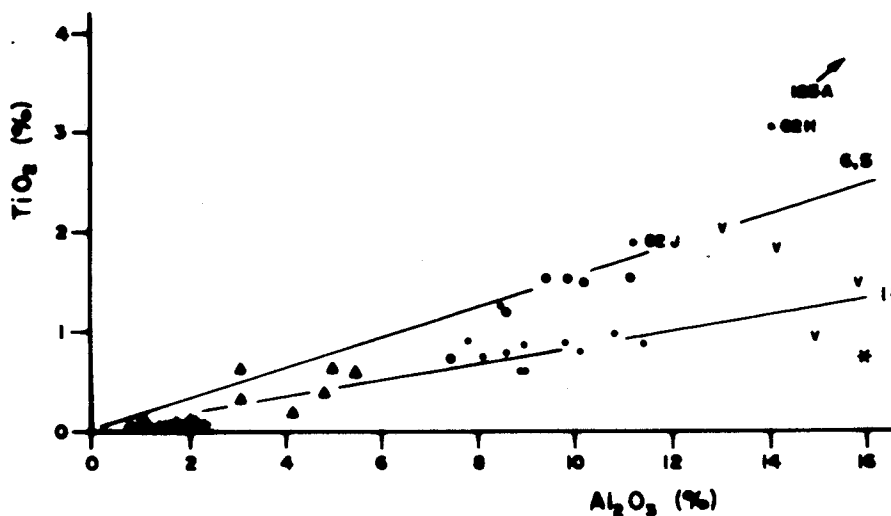


Fig.47 (b) Diagrama TiO_2 (%) : Al_2O_3 (%). As amostras da seqüência máfica-ultramáfica distribuem-se segundo uma faixa de pontos aproximadamente linear, definindo um trend de correlação positiva regular. As amostras das CAMADAS A e B definem retas Al_2O_3/TiO_2 , em torno de 11 e 6,5 respectivamente. As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina plotam junto ao eixo x, próximo a origem, indicando a sua derivação de cumulados.

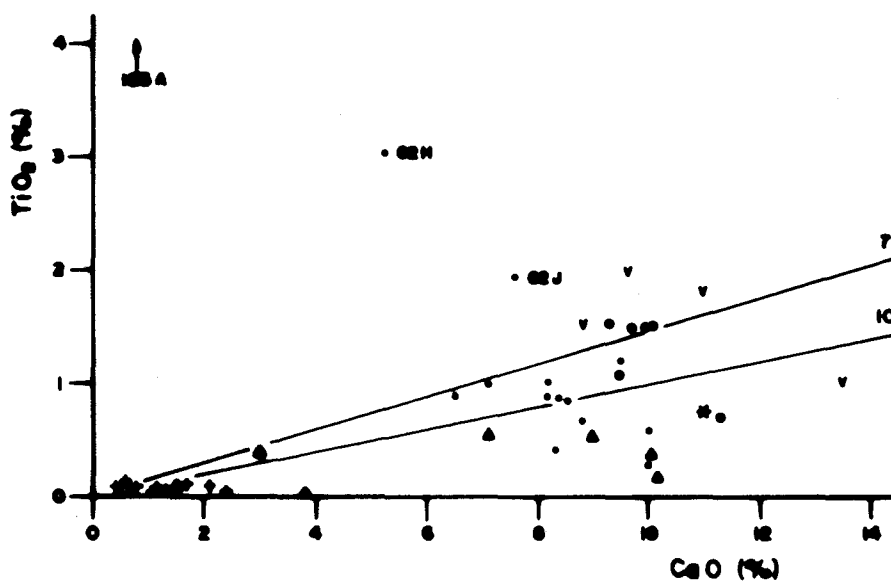


Fig.48 (a) Diagrama TiO_2 (%) : CaO (%). Distribuição irregular das amostras da seqüência máfica-ultramáfica, definindo trend de correlação positiva fracos para os xistos magnesianos. As amostras das CAMADAS A e B definem retas CaO/TiO_2 ao redor de 10 e 7 respectivamente.

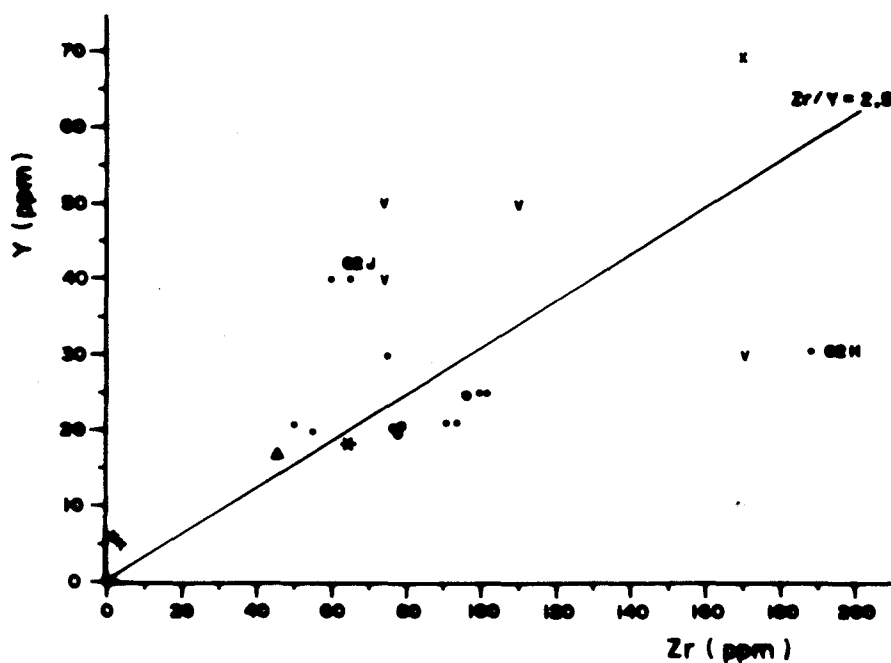


Fig.48 (b) Diagrama Y (ppm) : Zr (ppm). Distribuição irregular de algumas amostras da seqüência máfica-ultramáfica. Nota-se um alinhamento de amostras de xistos magnesianos definindo um trend de correlação negativa aproximadamente linear, proximamente a linha de referência $\text{Zr}/\text{Y} = 2,5$

em condritos com relações $Ti/Zr = 102$ (Wänke et al., 1974) indicando que a composição destes anfibolitos correspondem ainda ao dos líquidos primitivos gerados por fusão parcial do manto (Nesbitt & Sun, 1978; Sun et al., 1979), muito embora os valores relativamente baixos dos números de Mg (42-45) demonstram o elevado grau de fracionamento destas amostras.

As variações nos valores das razões CaO/Al_2O_3 , TiO_2/P_2O_5 , Ti/Zr e das relações Ti/Y , Zr/Y , Ti/Co , Ti/V e Al/V destas amostras relacionam-se ao fracionamento magmático, onde os primeiros valores possuem correlação positiva com o MgO e os últimos co-variações negativas com este óxido.

Elementos Terras Raras

As concentrações dos elementos terras raras (ETR) obtidas em 23 amostras da seqüência máfica-ultramáfica do Complexo Cambaizinho (xistos magnesianos, serpentinitos, olivina-talco ultramafitos, anfibolitos e metagabros) bem como os valores das relações $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$ e $(Yb/Gd)_N$ são apresentados nas tabelas XXXV e XXXVI. As amostras assinaladas com asterisco (*) foram analisadas no laboratório da Open University, Inglaterra e o restante no laboratório da Geolab, Belo Horizonte-MG, conforme descrição no capítulo da Introdução. As curvas de abundância dos ETR da rocha total foram elaboradas a partir da normalização ao Condrito C1 (Evensen et al., 1978) e juntamente com os teores de MgO (em base anidra) das amostras, podem ser vistas nas figuras 49b, 50a, 50b, 51a e 51b.

O envelope de distribuição da concentração dos ETR nos xistos magnesianos da seqüência máfica-ultramáfica está representado na figura 49a. Estes xistos possuem conteúdos de ETR relativamente baixos, com ETR total entre 30,41 e 70,13 ppm e razões $(La/Yb)_N$ entre 1,36 e 8,37 (excluindo as amostras MR-62H,

TABELA XXXV

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos Terras Raras (ETR) dos Xistos Magnesianos, Anfibolitos e Metagabros da Sequência Máfica-ultramáfica.

	CLORITA-TREMOLITA XISTOS				CLORITA-HORNBLENDA XISTOS				ANFIBOLITOS			METAGABROS	
AMOSTRAS:	MR-145	MR-147	MR-148	MR-149	MR-155	MR-156	MR-157*	MR-158	MR-62E	MR-111*	MR-79A	MR-83C*	MR-89*
La (ppm)	9,10	14,80	9,90	7,80	8,60	9,80	10,41	3,60	6,90	17,39	11,10	3,59	2,17
Ce	13,80	17,40	15,20	13,70	15,50	18,40	19,36	11,60	15,80	39,66	24,00	8,74	5,57
Pr	-	-	-	-	-	-	3,51	-	-	4,66	-	1,24	0,85
Nd	13,10	15,90	13,50	10,90	12,30	13,90	17,01	12,70	14,50	21,55	16,30	6,99	5,18
Sm	3,40	3,50	3,00	2,70	3,10	3,40	4,44	3,00	3,60	5,05	4,10	2,23	1,79
Eu	0,97	1,10	1,00	0,87	1,10	1,10	1,32	1,10	1,30	1,71	1,40	0,95	0,83
Gd	3,30	3,30	3,10	2,70	3,10	3,30	4,75	3,00	3,90	5,17	4,10	2,71	2,21
Dy	3,10	2,90	2,80	2,50	2,80	2,80	4,15	2,70	3,60	4,87	3,40	2,82	2,28
Ho	0,54	0,49	0,60	0,42	0,52	0,44	0,82	0,45	0,58	1,02	0,55	0,62	0,50
Er	1,70	1,40	1,60	1,20	1,40	1,30	2,25	1,40	1,60	2,72	1,60	1,72	1,43
Yb	1,20	1,00	1,20	1,00	1,10	1,00	1,81	1,10	1,20	2,49	1,30	1,53	1,26
Lu	<u>0,17</u>	<u>0,15</u>	<u>0,16</u>	<u>1,40</u>	<u>0,14</u>	<u>0,12</u>	<u>0,30</u>	<u>0,14</u>	<u>0,15</u>	<u>0,38</u>	<u>0,15</u>	<u>0,24</u>	<u>0,20</u>
TOTAL:	50,38	61,94	52,06	45,19	49,66	55,56	70,13	40,79	53,13	106,67	68,00	33,38	24,27
(La/Yb) _N	5,12	9,99	5,57	5,26	5,28	6,61	3,88	2,21	3,88	4,71	5,77	1,58	1,16
(La/Sm) _N	1,68	2,66	2,08	1,82	1,75	1,81	1,48	0,76	1,21	2,17	1,70	1,01	0,76
(Yb/Gd) _N	0,45	0,38	0,48	0,46	0,44	0,38	0,47	0,45	0,38	0,60	0,39	0,70	0,71

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

TABELA XXXVI

COMPLEXO CAMBAIZINHO - Elementos Terras Raras (ETR) dos Xistos Magnesianos, Olivina-talco ultramafitos e Serpentinicos da Sequência Máfica-ultramáfica.

AMOSTRAS:	CLORITA-ANFIBÓLIO XISTOS					CLORITA-TALCO-TREMOLITA XISTOS		CLORITA- ANTOFILITA- TALCO XISTO	OLIVINA- TALCO- ULTRAMA FITO	SERPEN- TINITO
	MR-63N	MR-62J	MR-630*	MR-62H*	MR-63H*	MR-60	MR-102*	MR-84F	MR-101	MR-134
La (ppm)	6,60	14,00	5,39	11,20	5,21	6,00	14,12	1,60	1,10	0,80
Ce	8,00	24,00	8,95	19,55	6,96	9,30	20,62	1,70	1,80	1,60
Pr	-	-	1,63	3,21	1,16	-	2,74	-	-	-
Nd	10,60	19,10	8,09	15,49	6,62	7,80	11,35	1,40	1,00	0,80
Sm	3,00	4,20	2,40	4,12	2,10	1,40	2,64	0,24	0,22	0,15
Eu	0,73	1,40	0,87	0,91	0,79	0,62	0,64	0,13	0,20	0,10
Gd	3,40	4,90	2,95	4,79	2,86	1,50	2,81	<0,20	0,22	0,20
Dy	2,90	4,30	2,90	4,92	3,64	1,60	2,26	0,19	0,22	0,13
Ho	0,55	0,74	0,61	0,99	0,88	0,33	0,60	0,03	0,03	0,02
Er	1,40	1,90	1,79	2,87	2,41	0,90	1,79	0,11	0,08	0,10
Yb	1,10	1,70	1,52	2,56	2,58	0,83	1,14	0,18	0,11	0,17
Lu	<u>0,15</u>	<u>0,24</u>	<u>0,25</u>	<u>0,39</u>	<u>0,40</u>	<u>0,13</u>	<u>0,23</u>	<u>0,04</u>	<u>0,02</u>	<u>0,03</u>
Total:	38,43	76,48	35,35	71,00	35,61	30,41	60,94	5,82	5,00	4,10
(La/Yb) _N	4,05	5,56	2,39	2,95	1,36	4,88	8,37	6,00	6,72	3,17
(La/Sm) _N	1,39	2,10	1,41	1,71	1,56	2,70	3,37	4,19	3,15	3,37
(Yb/Gd) _N	0,40	0,43	0,64	0,66	1,12	0,69	0,50	1,11	0,62	1,05

(*) Dados obtidos no laboratório da Open University - Inglaterra.

MR-62J e MR-84F), valores semelhantes e ligeiramente superiores aqueles encontrados em rochas komatiíticas, aproximando-se mais dos basaltos komatiíticos, porém bastante inferiores as das suites toleíticas de outros ambientes geotectônicos (Cullers & Graf, 1984). Os anfibolitos e metagabros associados possuem conteúdo de ETR total variável entre 24,27 e 106,67 ppm, concentrações compatíveis com aquelas obtidas nos toleítos associados a suites komatiíticas e, razões (La/Yb)_N entre 1,16 e 5,77 valores semelhantes e pouco superiores a destes toleítos (Cullers e Graf op. cit.).

As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina juntamente com a amostra de talco xisto (MR-84F) apresentam abundâncias globais de ETR entre 4,10 e 5,82 ppm, com padrões de distribuição semelhantes aqueles encontrados nos peridotitos (dunitos) de Shikoku - Japão; Twin Sister Washington (Frey et al., 1971 a pud Cullers & Graf op. cit.) e da Noruega (Garmann, 1975).

Considerando a seqüência máfica-ultramáfica como um todo, verifica-se que os conteúdos de ETR total destas rochas aumentam em ordem gradativa desde as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina, xistos magnesianos à talco, clorita-anfibólio xistos até anfibolitos, acompanhando aproximadamente a diminuição do MgO. A única exceção a estas variações são as duas amostras de metagabros que apresentam concentrações relativamente baixas de ETR total (tabela XXXV).

Entretanto, no interior dos grupos de xistos magnesianos, observam-se relações inversas onde, o conteúdo de ETR total das amostras aumentam com o incremento do MgO, definindo de maneira aproximada uma correlação positiva com este óxido, exceto para o grupo de xistos magnesianos à talco em que a correlação entre a concentração de ETR total e o MgO é negativa. As relações (La/Yb)_N ao contrário, apresentam de modo genérico, correlações positivas com o MgO para o grupo dos xistos magnesianos à

talco e correlações negativas com este óxido para o restante dos grupos de xistos magnesianos.

As fases minerais metamórficas das rochas ultramáficas que concentram os ETR são os anfibólios, cloritas, plagioclásio (raro), esfeno, ilmenita, rutilo, apatita e o talco (tabelas I à IV). Nos xistos magnesianos à talco (MR-84F, MR-102 e MR-60) e nos clorita-anfibólio xistos (tabelas II e III) existe uma correlação positiva entre a percentagem de clorita e o teor de ETR total, de maneira que nas rochas com maior quantidade de clorita existe um teor maior de ETR total. Isto significa que a clorita é o mineral de alteração secundária (metamórfico) que estabiliza os ETR de maneira mais adequada nestas rochas. Observações semelhantes foram realizadas por Ludden & Thompson (1979) em basalitos submarinos e comprovadas por experimentos de Menzies et al., (1979). O talco é o mineral que concentra os menores teores de ETR total nas rochas da seqüência. As fases minerais primárias principais que foram destruídas durante a deformação e o metamorfismo (alteração secundária) e a conseqüente geração dos xistos magnesianos, consistiram supostamente de assembléias a base de clinopiroxênio especialmente, olivina e vidro (?) em proporções menores.

A avaliação da mobilidade relativa dos ETR das rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas e alteradas, é um assunto ainda em aberto e bastante controvertido (Frey 1974 ; Sun & Nesbitt, 1978; Beswick, 1982; Ludden & Gelinas, 1982 Humphris, 1984 entre outros). Os estudos indicam que não existe uma relação simples entre a imobilidade relativa dos ETR e o grau metamórfico ou o tipo de alteração intempérica ocorrida (Humphris, op. cit.). De maneira genérica, considera-se que a alteração secundária modifica os padrões de ETR e as abundâncias de Ce e Eu especialmente.

Os conteúdos elevados e os padrões irregulares nas

curvas de concentração de ETR das amostras de clorita-anfibólio xistos (MR-62J e MR-62H) são atribuídos aos processos de alteração secundários observados na petrografia e na química dos elementos maiores e traços. A amostra MR-84F (clorita-antofilita - talco xisto) por outro lado, apresenta conteúdos de ETR muito baixos e compatíveis com os encontrados em cumulos de olivina e/ou ortopiroxênios. Deste modo, estas três amostras não foram levadas em consideração no estabelecimento dos valores referentes aos limites superior e inferior do conteúdo de ETR (envelope de distribuição) dos xistos magnesianos desta região.

As curvas de abundância dos ETR normalizados ao condrito das amostras de xistos magnesianos à talco (MR-60 e MR-102) e clorita anfibólio xisto (MR-63N) mostradas na figura 49b apresentam padrões com distribuições irregulares e anomalias negativas de Ce e pouco consistentes para o Eu. As razões entre os elementos para a MR-102 ($Ti/Zr=78$ e $Ti/Y=208$) e MR-63N ($Ti/Zr=52$ e $Ti/Y=218$), indicam que estes padrões são oriundos da alteração secundária (Nesbitt & Sun, 1976; Sun & Nesbitt, 1978). Entretanto, as razões entre os óxidos (CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 e CaO/TiO_2) listadas nas tabelas XXIX e XXXI com valores próximos aos obtidos em suites komatiíticas Arqueanas (Nesbitt & Sun, 1976) demonstram que os padrões (primários) dominantes de enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP apesar das modificações, foram ainda parcialmente preservadas nestas rochas.

As amostras MR-630 e MR-63H com padrões de distribuição em ETR pouco mais regulares, sem anomalias de Eu, (fig. 49b), possuem razões entre os óxidos similares entre si ($CaO/Al_2O_3 = 1,12$, $Al_2O_3/TiO_2 = 15$, $CaO/TiO_2 = 17$) e próximas aos valores encontrados em suites komatiíticas Arqueanas. No entanto, as razões entre os elementos (Ti/Zr e Ti/Y) não são condriticas, e os valores de Cr e Ni da amostra MR-63H são muito baixos (tabela XXXI), indicando que as amostras tiveram algum grau de remobili

zação de elementos traços, inclusive ETR. Esta última amostra (MR-63H), a única no grupo dos xistos magnesianos que contém plagioclásio (tabela III) apresenta curvas de abundância de ETR normalizada ao condrito com forma plana a suavemente côncava para cima e em consequência menor fracionamento de ETR global ((La/Yb)_N=1,36) quando comparada com as outras amostras de xistos magnesianos. Distintamente dos outros ultramafitos são também os padrões de ETRL ((La/Sm)_N=1,56) pouco fracionados, e o padrão de enriquecimento de ETRP com relações ((Yb/Gd)_N=1,12).

Evidências deste tipo indicam, possivelmente que o plagioclásio não foi fracionado durante a diferenciação magmática e nem tampouco permaneceu como fase residual na fonte (manto) ao tempo de fusão parcial que originou o líquido precursor destas amostras. Os padrões de fracionamento de ETR ((La/Yb)_N e (Yb/Gd)_N), o conteúdo de ETR total e as razões entre os óxidos citados anteriormente, características destas amostras indicam que as mesmas podem ter sido geradas por processos distintos dos outros xistos magnesianos, possivelmente envolvendo um maior grau de fusão (?) da fonte (manto) contendo pouca granada e/ou clinopiroxênio como fases residuais (Sun & Nesbitt, 1978).

As CAMADAS A e B foram novamente selecionadas para estudar os principais processos petrogenéticos geradores destas rochas, porque as suas amostras apresentam consistência e regularidade nos perfis de abundância de ETR (figuras 50a e 50b).

Os perfis de concentração de ETR normalizados ao condrito das amostras de clorita-tremolita xistos da CAMADA A (MR-145, MR-147, MR-148 e MR-149) são fortemente fracionados com razões (La/Yb)_N entre 5,12 e 9,99 e curvas inclinadas, com formas levemente convexas para cima para os ETRL e, suavemente côncavas para cima para os ETRP. Desta forma o padrão de fracionamento dos ETRP com razões (Yb/Gd)_N=0,38 à 0,48 são maiores do que os padrões de fracionamento dos ETRL com razões (La/Sm)_N=1,68-2,66.

As curvas de abundância dos ETR normalizados ao condrito dos clorita-hornblenda xistos (MR-155, MR-156, MR-157 e MR-158) da CAMADA B são igualmente fracionados, com razões $(La/Yb)_N$ entre 2,21 e 6,61 e padrões de fracionamento com curvas menos inclinadas de forma levemente convexas para cima para os ETRL ($(La/Sm)_N=0,76$ à 1,81) e, suavemente côncavas para cima (quase planas) para os ETRP com razões $(Yb/Gd)_N=0,38$ à 0,47.

Trabalhos realizados em pares de amostras vizinhas de rochas máficas e ultramáficas de várias regiões, objetivando avaliar a mobilidade dos ETR demonstram que as amostras inalteradas (consideradas normais) são as que apresentam padrões mais enriquecidos em ETRL (Sun & Nesbitt, 1978), significando que, de modo geral, durante a alteração secundária as rochas máficas e ultramáficas perdem ETRL. Neste sentido, o grau de enriquecimento de ETRL das CAMADAS A e B não devem representar padrões de alteração secundária atribuídos ao metamorfismo e/ou intemperismo. E desde que, estas amostras, em cada camada apresentam regularidade nas curvas de concentração de ETR normalizadas ao condrito e, possuem ainda razões Ti/Zr , Ti/Y , TiO_2/P_2O_5 e CaO/Al_2O_3 próxima ao dos valores condríticos (Wänke et al., op. cit.) acredita-se que estes padrões de ETR não sofreram modificações globais substanciais e correspondem ainda aos valores existentes no líquido primário que lhes deu origem.

As modificações ocorridas, resumem-se a anomalias negativas de Ce especialmente e Ho, consistentes nas amostras das duas camadas, as quais indicam que estas rochas foram alteradas em ambientes submarinos e contaminadas pela água do mar. Fryer (1977) demonstra que anomalias negativas de Ce caracterizam a água do mar do Arqueano. O Ce é empobrecido na água do mar devido a sua oxidação para Ce^{+4} e ao fracionamento durante a formação de nódulos de Mn e sedimentos metalíferos (Piper, 1974; Ludden & Thompson, 1979). As ocorrências de anomalias positivas e

negativas de Eu para as amostras de uma mesma camada (B) indicam que estes padrões estão mais relacionados a alteração do que a processos petrogenéticos primários (Hawkesworth & O'Nions, 1977; Sun & Nisbett, 1978) envolvendo a separação ou a presença de plagioclásio como resíduo de fusões de líquidos com alto MgO (Green & Ringwood, 1967). A amostra mais alterada destas camadas é aparentemente a MR-158 (CAMADA B) que possui anomalia positiva de Eu e anomalias negativas de La, Ce e Ho simultaneamente.

O clinopiroxênio foi provavelmente uma das fases precursoras dominantes nas camadas A e B, porque os perfis de abundância de ETR nestas amostras são similares as concentrações de ETR neste mineral que gira em torno de 20 à 50 vezes o padrão condrítico e em determinadas situações possui preferência pelas ETRL (Haskin, 1984). Durante o metamorfismo e deformação os clinopiroxênios transformam-se em anfibólios cálcicos (hornblenda, tremolita, actinolita) e, a olivina em serpentina e/ou juntamente com o suposto vidro da matriz (?) em clorita dando origem a estes xistos. Assim, o controle do conteúdo dos ETRL (tabelas III e IV) é função da quantidade de anfibólio e clorita principalmente e, de modo subordinado da quantidade de acessórios (esfeno, apatita e opacos) tornando-se difícil com este número de amostras determinar com exatidão qual o mineral que comanda a distribuição de ETR neste grupo de rochas.

Os padrões de abundância, com curvas aproximadamente paralelas para as amostras das camadas A e B com poucas modificações na inclinação dos ETRL (La/Sm)_N favorecem o modelo de cristalização fracionada no interior de cada camada (Whitford & Arndt, 1979; Arndt & Jenner, 1986). Adicionalmente as relações TiO_2/P_2O_5 das amostras das camadas A e B diminuem com o aumento do grau de enriquecimento em ETRL (La/Sm)_N de modo aproximadamente regular. Além disso, as razões Zr/Nb das amostras da CAMADA A possuem correlações negativas com os valores de (La/Sm)_N. Estas

variações nas razões são comuns em processos petrogenéticos geradores de MORB (Sun et al., 1979) e são portanto, bons indicadores de fracionamento primário nestes xistos magnesianos.

As relações Ti/Zr (CAMADA A e B), Ti/Y e TiO_2/P_2O_5 (camadas A e B respectivamente) condriticas, além dos números de Mg elevados e os altos valores para Cr e Ni destes materiais indicam que a sua composição atual corresponde aproximadamente ao do líquido primário que lhes deu origem (Nesbitt et al., 1979 ; Sun op. cit.). Assim, o enriquecimento em elementos incompatíveis (ETRL, Zr, Y, Nb, TiO_2 e P_2O_5) juntamente com os valores das relações (Al_2O_3/TiO_2 , Ti/Y, Zr/Nb) demonstram que estes xistos magnesianos (camadas A e B) podem ter sido derivadas de: (I) contaminação crustal; (II) fracionamento de granada e clinopiroxênio; (III) alteração secundária ou (IV) características herdadas da fonte (manto).

Padrões de enriquecimento em ETRL (La/Sm)_N semelhantes à destes xistos magnesianos são encontrados em basaltos komatiíticos de Kambalda ("Hanging-Wall Basalts") do Oeste da Austrália sendo atribuídos à contaminação crustal (Arndt & Jenner, 1986). Entretanto, este processo não explicaria adequadamente os elevados teores de TiO_2 (camada B) e nem os padrões empobrecidos de ETRP destes xistos. De qualquer modo, a hipótese de contaminação crustal (I) é difícil de avaliar, devido a falta de dados de isótopos de Nd nestas rochas.

(II) a presença de granada e clinopiroxênio como resíduos da fusão parcial na fonte poderiam reduzir as razões (Yb/Gd)_N (granada e clinopiroxênio) e elevar as razões (La/Sm)_N (clinopiroxênio) dos líquidos gerados (Sun & Nesbitt, 1978). No entanto, é difícil imaginar que grandes quantidades de clinopiroxênio e granada permaneçam no resíduo de líquidos com estes teores de MgO (17,5 à 22,5%). O fracionamento de cristais de granada em grandes profundidades, alternativamente, poderia explicar

os padrões (Yb/Gd)_N destes xistos (Sun & Nesbitt, 1978) porém, permanece não solucionado neste caso os valores elevados para (La/Sm)_N.

A alteração secundária (III) poderia mudar drasticamente os padrões de ETR dos protolitos destas rochas. No entanto a regularidade e consistência das curvas de abundância dos ETR normalizados ao condrito e os valores das razões Ti/Zr e Ti/Y das camadas A e B, conforme discutidos anteriormente, praticamente eliminam esta hipótese.

A hipótese (IV) de que as características químicas das CAMADAS A e B correspondem a composição do manto (fonte) é mais atrativa porque o padrão de ETRL de líquidos altamente magnesianos não podem ser significativamente diferentes dos de sua fonte (Sun & Nesbitt, op. cit.). Além disso, o enriquecimento de ETRL em basaltos komatiíticos e komatiitos ocorrem em várias localidades de muitos continentes. Na América do Sul são conhecidas exemplos em Piumhi-MG (Jahn & Schrank, 1983; Schrank, 1986) Seringa-PA (Huhn et al., 1986; Schrank & Choudhuri, 1989), Crixás-GO (Figueiredo & Kronberg, 1988; Arndt et al., 1989) e Alpinópolis-MG (Szabó, apud Schrank & Choudhuri op. cit.). Em outros continentes, ocorrem na Austrália nas localidades de Negri, Menzies e Mt. Monger (Sun & Nesbitt, 1978). Rodésia na região de Shabani-Belingwe (Nisbet et al., 1976; Sun & Nesbitt, op. cit.), nas supracrustais Isua-Groelândia (Sun & Nesbitt, op. cit.) e nos Estados Unidos na região de Minnessota (Schulz, 1982).

Na maioria destas localidades, o enriquecimento em ETRL destas amostras são atribuídas ao enriquecimento da fonte (Nesbitt & Sun, 1976; Nesbitt et al., 1979; Sun & Nesbitt, op. cit.; Jahn e Schrank op. cit.; Figueiredo & Kronberg, op. cit.; Schrank & Choudhuri op. cit., entre outros) ou a pequenas frações de fusão precoces do manto normal onde são extraídas gran

des quantidades de elementos incompatíveis gerando líquidos precoces com baixas razões Al_2O_3/TiO_2 e CaO/TiO_2 (Sun e Nesbitt, 1978; Nesbitt et al., 1979; Nesbitt & Sun, 1976).

A partir destes modelos pode-se concluir que as CAMADAS A e B foram derivadas de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis através de pequenas percentagens de fusão parcial porém, suficientemente elevadas para produzirem líquidos com os conteúdos de MgO (17 a 22,5%) encontrados nestas rochas. Os diferentes valores médios para as razões ($(La/Sm)_N=2,06$ e $1,45$); ($TiO_2/P_2O_5=7,22$ e $10,02$); ($Al_2O_3/TiO_2=10,5$ e $6,7$) e ($CaO/TiO_2=9,7$ e $6,5$) para as camadas A e B respectivamente, por outro lado indicam que os graus de fusão foram diferentes para cada camada.

Todas as rochas máficas (anfíbolitos e metagabros) analisadas possuem anomalias positivas de Eu, sendo que nas amostras de metagabros estas anomalias ($Eu/Eu^*=1,19$ à $1,28$) se acentuam indicando que o fracionamento do plagioclásio foi um processo importante na geração destas litologias e que nos metagabros o plagioclásio é uma fase mineral cumulática (Cullers & Graf, 1984).

Os anfíbolitos exibem padrões de ETR enriquecidos com $(La/Sm)_N=1,21$ e $2,17$ e fracionamento de ETRP com $(Yb/Gd)_N=0,38$ à $0,60$. Estes padrões são similares ao dos TH_2 (Condie, 1981) encontrados em greenstones Arqueanos. As curvas de abundância normalizadas ao condrito (fig. 51b) são aproximadamente paralelas nas três amostras, demonstrando que os anfíbolitos foram gerados por cristalização fracionada de um mesmo magma (Whitford & Arndt, 1979).

Os metagabros exibem curvas de abundância normalizada com valores de 10 vezes os condritos de forma convexa para cima e pouco fracionamento de ETR com razões $(La/Yb)_N=1,16$ à $1,58$ e padrões de ETRL quase planos, pouco empobrecidos ($La/Sm)=0,76$ à $1,01$) e pouco fracionamento de ETRP com $(Yb/Gd)_N=0,70$ à $0,71$.

Os perfis de concentração normalizados aos condritos aproximadamente paralelos com pequena variação para (La/Sm)_N para as duas amostras denunciam a atuação de cristalização fracionada nestas rochas.

O incremento das relações (La/Yb)_N, do conteúdo de ETR total e a diminuição das anomalias de Eu dos metagabros para os anfibolitos, indicam que estas litologias foram geradas pelo fracionamento de cristais com a remoção de clinopiroxênio e plagioclásio (anfibolitos) e acumulação de plagioclásio e clinopiroxênio dando origem aos metagabros (Cullers & Graf, 1984). A origem do magma precursor destas rochas estaria ligada provavelmente a baixas percentagens de fusão parcial do manto (Green & Ringwood, 1967).

Por outro lado, o gap composicional (11 à 17% de MgO) entre os anfibolitos e metagabros (toleítos) e os xistos magnesianos (komatiítos e basaltos komatiíticos) da sequência máfica-ultramáfica leva a crer, que este espectro de composição está mais relacionado a diferentes quantidades de fusão parcial do que a processos de cristalização fracionada (Naldrett & Turner, 1977; Sun & Nesbitt, 1978).

Os padrões de ETR normalizados ao condrito das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina (MR-101 e MR-134) e do talco xisto (MR-84F) possuem formas em "U" côncavas para cima (fig. 51a) similares ao dos dunitos e harzburgitos encontrados em peridotitos alpinos (Frey, 1984) porém com concentrações mais elevadas de ETR e anomalias positivas de Eu que os diferenciam daqueles.

O mínimo para estas amostras são definidos pelo Ho (MR-134) e (MR-101). As anomalias negativas de Ce e Ho (MR-84F) Ce e Er (MR-101) e Ho (MR-134) estão ligadas a alteração secundária oriundos da serpentinização e esteatização (Sun & Nesbitt, op. cit.; Humphris, 1984). Os padrões dos perfis de abundância

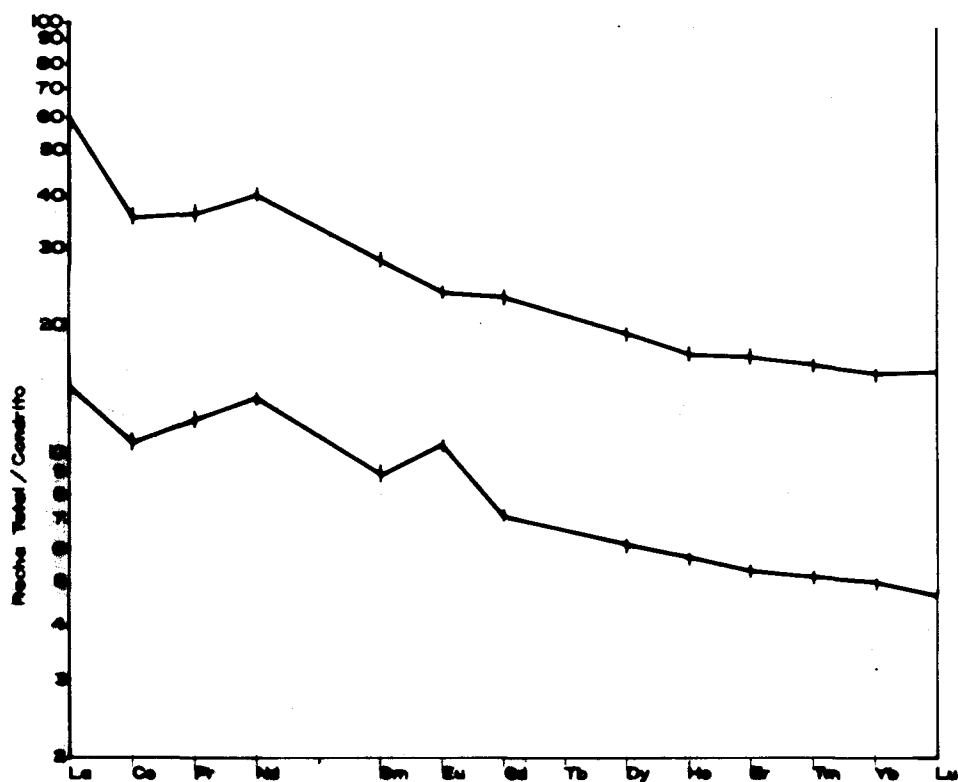


Fig.49 (a) Envelope de distribuição da concentração dos ETR dos xistos magnesianos da seqüência máfica ultramáfica, normalizados aos condritos.

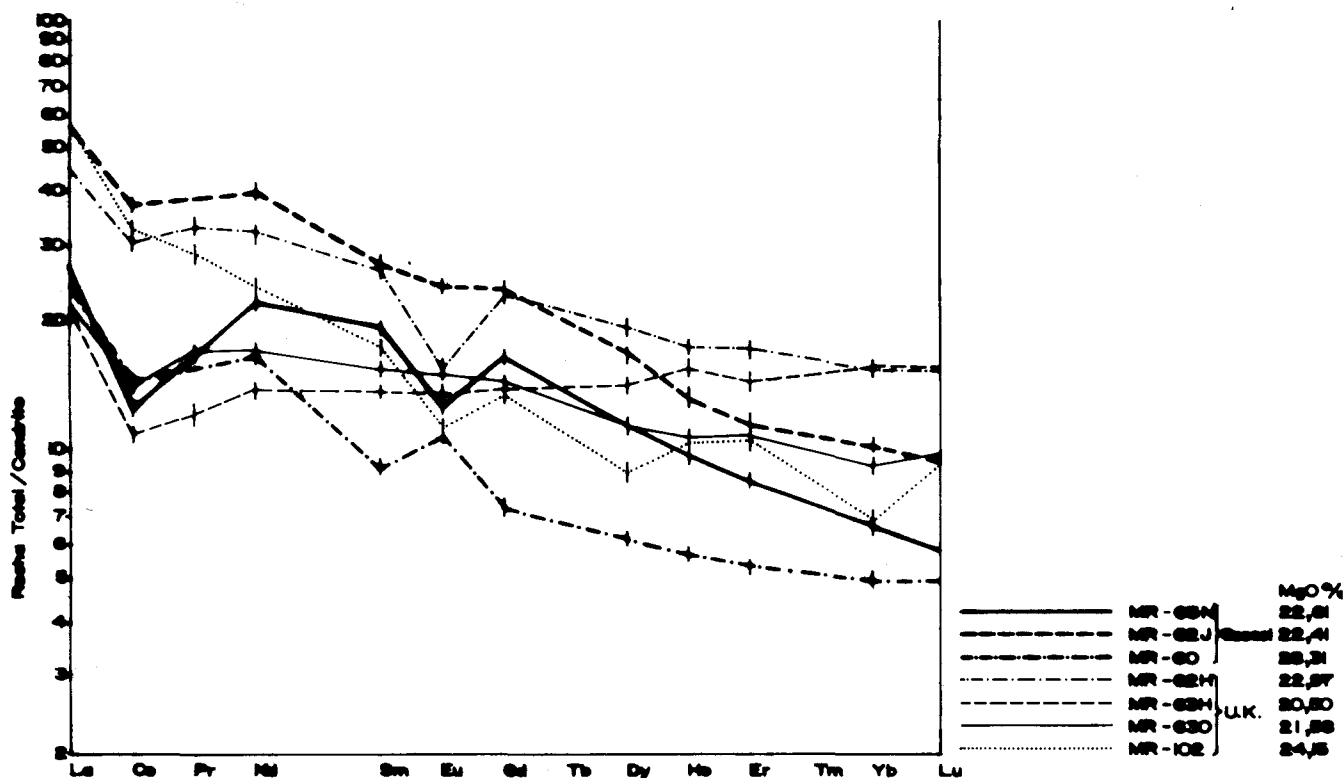


Fig.49 (b) Curvas de abundância dos ETR dos clorita-anfibólio xistos (MR-63N, MR-62H, MR-63H, MR-630) e dos xistos magnesianos à talco (MR-60 e MR-102) da seqüência máfica-ultramáfica, normalizados aos condritos.

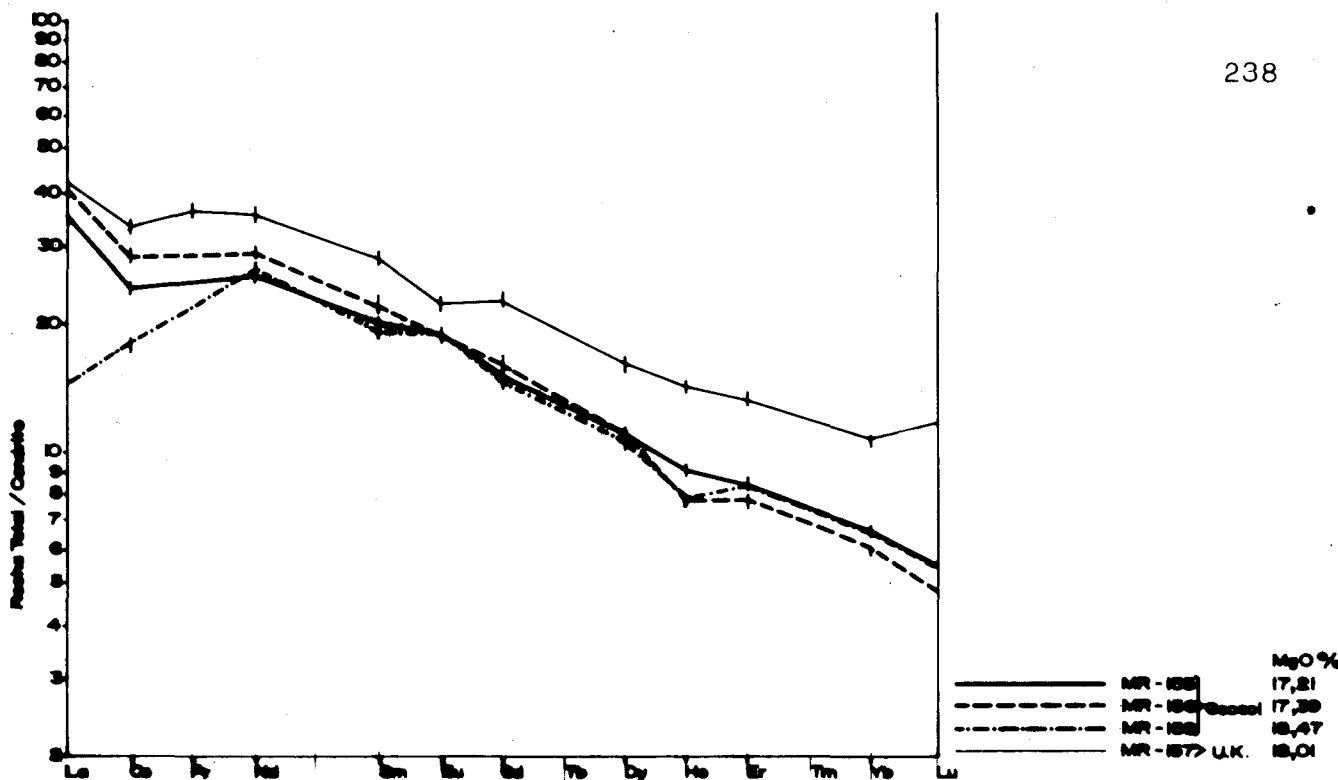


Fig.50 (a) Perfis de concentração dos ETR em amostras de Clorita-hornblenda xistos da CAMADA "B", pertencentes a seqüência máfica-ultramáfica, normalizados aos condritos.

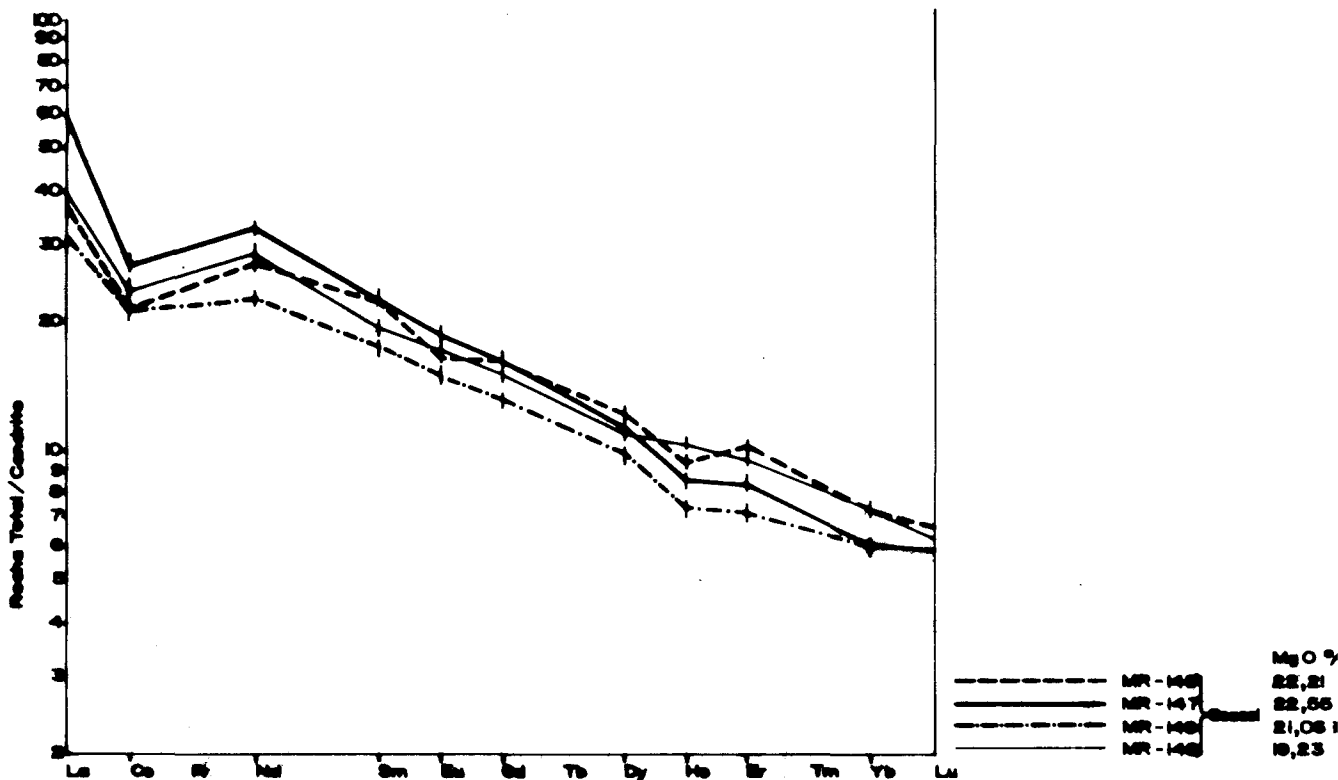


Fig.50 (b) Perfis de concentração dos ETR das amostras de clorita-tremolita xistos da CAMADA A, da seqüência máfica-ultramáfica normalizadas aos condritos. (Lu não foi plotado)

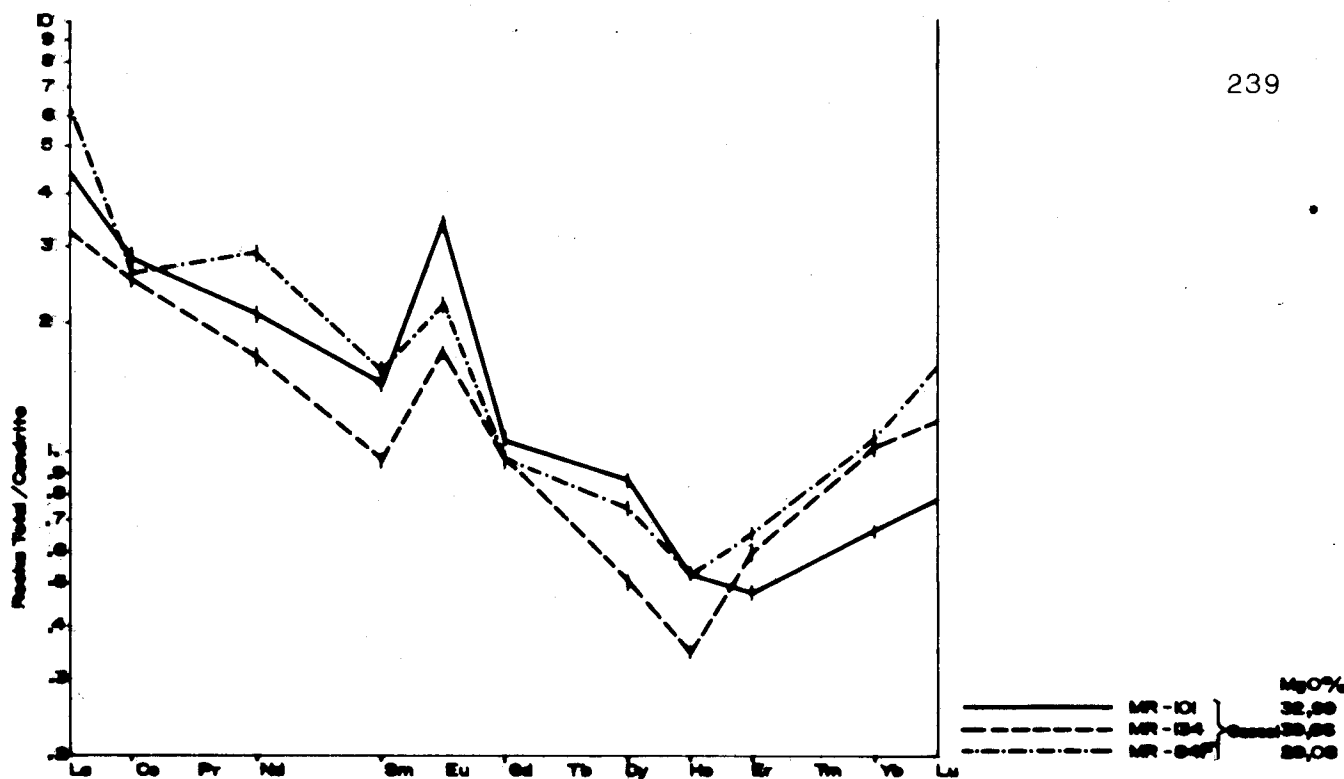


Fig.51 (a) Curvas de abundâncias dos ETR em amostras de olivina talco ultramafitos (MR-101), serpentinito (MR-134) e clorita-antofilita-talco xisto (MR-84F) normalizados aos condritos.

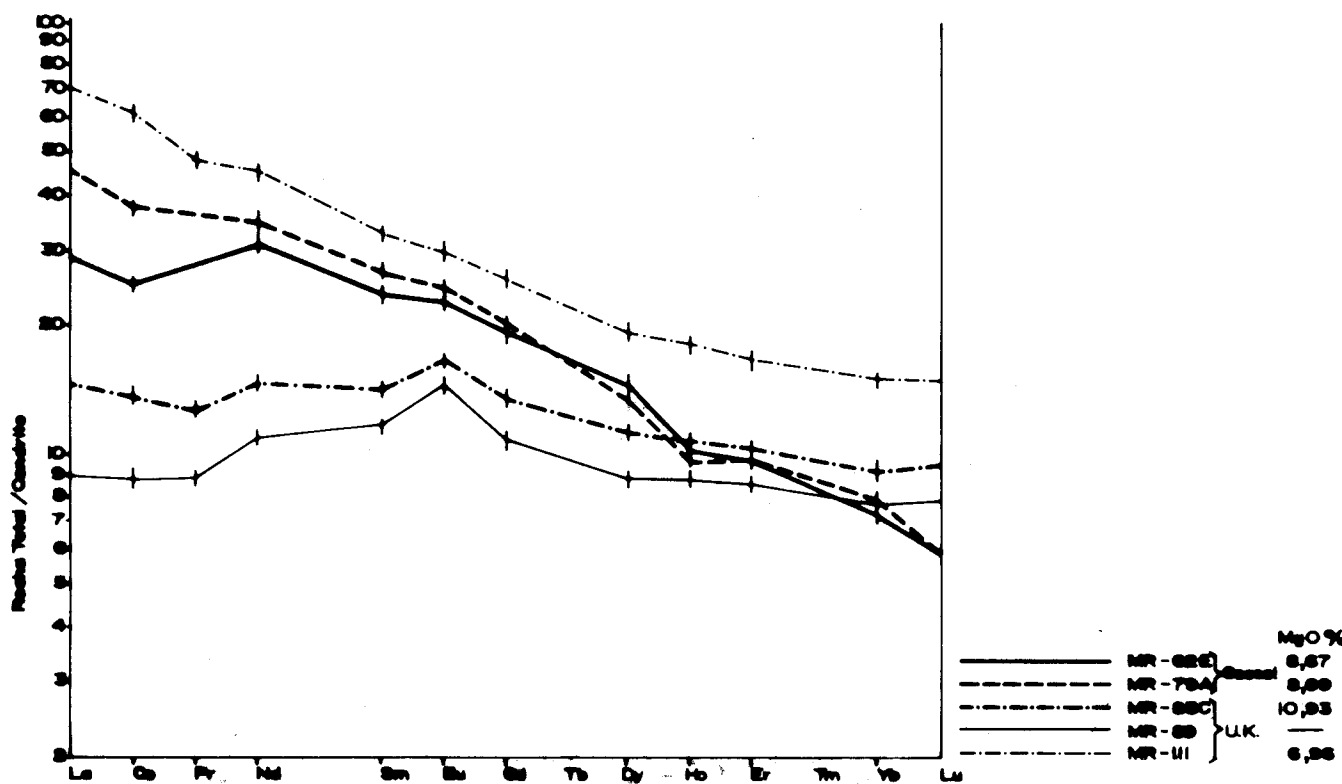


Fig.51 (b) Curvas de abundâncias dos ETR em amostras de anfibolitos (MR-62E, MR-79A, MR-111) e de metagabros (MR-83C e MR-89) - normalizados aos condritos.

dos ETR com formas de "U", e as anomalias positivas sistemáticas de Eu para todas as amostras com valores Eu/Eu^* entre 1,76 e 2,76 pode indicar que houve fracionamento de ortopiroxênio nestas litologias. Alternativamente, os padrões de ETRL enriquecidos e as anomalias de Eu podem ter sido produzidas pelos processos de serpentinização e esteatização (Humphris, 1984; Schranck & Choudhuri, 1989).

De qualquer modo, as abundâncias de ETR destas rochas são próximas aos valores encontrados em olivinas, a qual contém pequenas abundâncias de ETR total, da ordem de 5 vezes o padrão condrítico (Haskin, 1984) indicando que estas amostras se originaram pelo fracionamento de olivina e ortopiroxênio através de processos cumuláticos.

Granitóides Sanga do Jobim

A composição química dos elementos maiores e traços bem como a norma CIPW de dezoito amostras de rochas graníticas da unidade Granitóide Sanga do Jobim são apresentados na tabela XXXVII. As pequenas variações químicas refletem-se nos diferentes tipos e conteúdos de minerais presentes, observando-se que de modo geral, as amostras que contém anfibólios e quantidades elevadas de plagioclásio (e.g. MR-15) são as que possuem menores teores de SiO_2 . Por outro lado, os termos mais enriquecidos em SiO_2 e empobrecidos em FeO , Fe_2O_3 , MgO e CaO correspondem aos leucogranitos que contém granada (e.g. MR-13A) e representam os diferenciados mais tardios na evolução ígnea. As pequenas quantidades de TiO_2 e P_2O_5 são refletidas pela presença de esfeno, ilmenita e apatita como acessórios.

A maioria das amostras são corindon-C normativas (CIPW), à exceção daquelas que contém anfibólio modal (tabela V)

TABELA XXXVII

GRANITÓIDES SANGA DO JOBIM - Elementos maiores, normas CIPW e elementos traços dos granitos e granodioritos da unidade granitóide.

	MR- 04A	MR- 04B	MR- 05	MR- 13A	MR- 15	MR- 20A	MR- 20C	MR- 55	MR- 88A	MR- 88C	MR- 88D	MR- 88E	MR- 93	MR- 97	MR- 98	MR- 119	MR- 131	MR- 143	
SiO ₂	71,38	72,60	71,24	74,07	66,76	70,17	70,97	73,97	70,82	69,95	70,12	71,08	70,56	70,90	72,71	72,03	72,27	71,47	
TiO ₂	0,34	0,29	0,31	0,21	0,58	0,47	0,46	0,32	0,47	0,43	0,46	0,53	0,47	0,38	0,33	0,34	0,33	0,40	
Al ₂ O ₃	14,33	14,62	14,44	14,26	15,35	14,74	14,46	13,82	14,81	15,22	15,31	14,72	14,88	14,58	14,51	14,60	14,46	14,39	
Fe ₂ O ₃	0,52	0,53	0,36	0,31	1,02	0,75	0,59	0,41	0,73	0,84	0,63	0,50	0,63	0,57	0,50	0,49	0,41	0,46	
FeO	1,82	1,53	1,55	1,27	3,24	2,09	2,21	1,68	2,12	1,92	2,40	2,54	2,44	2,02	1,42	1,52	1,46	2,03	
MnO	0,06	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	
MgO	0,54	0,45	0,50	0,37	0,83	0,75	0,74	0,54	0,87	0,87	0,83	0,95	0,78	0,62	0,50	0,57	0,54	0,62	
CaO	1,74	1,68	1,79	1,34	2,94	2,15	2,09	1,60	2,46	2,43	2,46	2,76	2,37	2,07	1,82	1,68	1,70	1,92	
Na ₂ O	3,76	4,04	3,70	3,84	4,91	4,11	3,50	4,03	3,76	4,04	3,84	4,09	4,29	4,03	3,97	3,94	3,84	3,90	
K ₂ O	3,99	3,90	4,05	4,04	2,99	3,62	3,73	3,60	3,30	3,36	3,20	3,12	3,03	3,40	3,31	3,81	3,81	3,84	
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,11	0,13	0,17	0,14	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14	0,14	0,11	0,13	0,14	0,14	0,12	
H ₂ O	0,15	0,19	0,12	0,11	0,26	0,32	0,29	0,14	0,17	0,13	0,19	0,07	0,17	0,21	0,15	0,23	0,12	0,20	
P.F.	0,55	0,50	0,68	0,25	0,61	0,94	0,81	0,61	0,73	0,67	0,54	0,53	0,70	0,43	0,59	0,60	0,75	0,84	
TOTAL:	99,31	100,50	98,88	100,24	99,72	100,30	100,03	100,90	100,44	100,04	100,18	101,09	100,53	99,37	100,49	100,00	99,87	100,24	
Normas CIPW																			
Q	29,45	29,42	29,45	32,51	18,54	26,18	30,11	31,85	29,09	26,67	28,15	26,74	26,80	28,57	30,08	29,94	30,77	28,36	
C	0,98	0,99	0,94	1,45	-	0,46	1,14	0,69	0,89	0,81	1,35	-	0,56	0,76	0,85	1,29	1,25	0,60	
or	23,89	23,13	24,48	23,89	17,87	21,65	22,30	21,24	19,64	20,05	19,04	18,33	17,98	20,35	22,60	22,72	22,78	22,89	
ab	32,20	34,25	31,95	32,46	42,00	35,08	29,92	33,97	31,95	34,40	32,62	34,44	36,34	34,48	33,64	33,55	32,96	33,20	
an	7,90	7,50	8,38	5,81	11,12	9,87	9,70	7,09	11,36	11,32	11,42	12,46	10,91	9,71	8,20	7,48	7,63	8,85	
wo	-	-	-	-	1,06	-	-	-	-	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-	
hy	3,89	3,09	3,40	2,73	6,41	4,45	4,83	3,66	4,82	4,42	5,35	5,84	5,27	4,33	2,99	3,36	3,27	4,39	
mt	0,77	0,77	0,54	0,45	1,49	1,10	0,87	0,59	1,06	1,23	0,91	0,73	0,91	0,84	0,73	0,71	0,59	0,67	
il	0,65	0,55	0,61	0,40	1,12	0,89	0,87	0,61	0,89	0,82	0,87	1,01	0,89	0,72	0,63	0,65	0,63	0,76	
ap	0,30	0,30	0,25	0,30	0,39	0,32	0,28	0,30	0,32	0,30	0,30	0,32	0,32	0,25	0,30	0,32	0,32	0,28	
Elementos Traços (ppm)																			
Cr	50	20	10	10	30	20	10	20	30	20	40	30	30	20	10	10	10	20	
V	30	30	30	10	40	50	40	20	50	50	50	60	50	30	30	30	30	40	
Cu	50	40	5	5	15	45	15	25	25	15	250	25	80	10	10	15	5	20	
Zr	135	120	135	125	295	190	180	115	170	165	175	185	185	180	140	145	150	165	
Rb	115	115	85	135	60	115	115	110	95	90	95	85	100	110	140	125	110	120	
Sr	270	210	235	300	290	295	295	210	325	350	320	285	270	290	290	265	305	270	
Ba	570	420	505	880	1540	570	750	355	630	690	650	655	540	640	560	515	580	575	
Y	10	10	10	10	40	30	30	10	30	10	30	30	20	20	10	20	20	30	

denunciando a sua natureza per-aluminosa. Em base aos teores de CaO , Na_2O e K_2O estas rochas classificam-se como granodioritos e quartzo-monzonitos (fig.52b) e apresentam trend de diferenciação cálcico-alcalino no qual observa-se que o incremento da razão K/Na é acompanhada pelo decréscimo de Ca .

O caráter cálcico-alcalino destas rochas é indicado em todos os diagramas discriminantes analisados. O alinhamento dos pontos no gráfico QAP de Streckeisen (1976) da figura 52a indica uma similaridade com o trend de diferenciação cálcico-alcalino ou granodiorito de Lameyre & Bowden (1982). No diagrama da figura 53b que relaciona os álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) com $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ "versus" SiO_2 (Wright, 1969) a maioria das amostras caem no campo cálcico-alcalino, com alguns pontos plotando numa zona de transição entre este campo e o de baixa alcalinidade como indicado pela curva tracejada da figura 53b. A co-sanguinidade das rochas desta suite granítica é indicada pela correlação positiva entre a SiO_2 e os álcalis conforme definido pelo trend de diferenciação das amostras nesta figura.

Um trend nitidamente cálcico-alcalino é observado quando os dados são plotados no diagrama de Brown (1981) da figura 53a. A disposição das amostras define um trend aproximadamente linear e paralelo a linha limite dos dois campos (cálcico-alcalino e alcali-cálcico) evidenciando um empobrecimento de CaO com o aumento de SiO_2 e demonstrando o caráter co-genético da suite.

O diagrama $\text{SiO}_2 : (\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$ definido por Rogers & Greenberg (1981) da figura 54a, mostra que a grande maioria das amostras plotadas situam-se no campo cálcico-alcalino e o restante num campo transicional a alcalino. Apontam estes autores que suites graníticas de zonas de subducção, tipo margem continental mostram um campo de variação de SiO_2 mais reduzido do que aqueles de arcos de ilhas (com membros mais máficos). Os Granitóides

Sanga do Jobim apresentam disposição dos pontos no referido gráfico, típico do primeiro caso, com trend similar ao do Batólito de Sierra Nevada em que as amostras se situam nos dois campos.

Embora seja pequeno o número de amostras analisadas, o comportamento destas rochas no gráfico ternário AFM (fig.54b), mostra afinidades cálcico-alcálinos. Nota-se por exemplo que não existe enriquecimento relativo de Fe, o que seria esperado em suites alcalinas geradas em ambientes distensivos. O trend de diferenciação magmática com disposição aproximadamente linear das amostras neste diagrama configura uma tendência perpendicular ao lado FM, típico de rochas graníticas geradas em ambientes compressivos (Petro et al., 1979).

A afinidade geoquímica cálcico-alcálica destes granitos é ainda comprovada pela composição química dos anfibólios que aí ocorrem (tabela XVI). Estes minerais apresentam relações $Fe^*:(Fe^*+Mg)$ entre 0,68 à 0,71, valores inferiores ao máximo (0,80) sugerido para rochas com estas afinidades (Marmo, 1971; Nardi, 1984; Naumann, 1985).

Adicionalmente aplicou-se vários índices petroquímicos ($ID=Q+or+ab$ normativos; $CaO(\%)$, $Na_2O+K_2O(\%)$, relações $CaO:Na_2O+K_2O$ e $FeO^*:(FeO^*+MgO)$) elaborados por Petro et al., op. cit. e relacionados na tabela XXXVIII, com a finalidade de determinar a ambiência geotectônica (regime de tensões) onde estes granitos foram gerados. A análise comparativa dos valores indica que estas rochas tem uma origem relacionada a ambientes compressivos. As características estruturais dos corpos graníticos injetados nas supracrustais indicam que os mesmos são sin-tectônicos a fase deformacional D_2 . Feições como, a forma geométrica dos corpos, alongados segundo a foliação dominante (NNE) e, a configuração espacial da foliação interna dos plutons com orientações subparalelas a das encaixantes, demonstram que estas rochas foram emplaçadas durante um regime tensional compressivo.

Os teores de elementos traços (ppm) em especial Rb, Sr e Ba (tabela XXXVII) são compatíveis com aqueles encontrados em suites graníticas pós-Arqueanas cálcico-alcalinas e/ou derivadas da anatexia de ortometamorfitos (Condie, 1981; Pearce et al. 1984) e relativamente mais baixos que os conteúdos encontrados em granitóides de suites alcalinas e shonshoníticas (Nardi & Lima, 1985). A baixa razão inicial ($Sr^{87}/Sr^{86}=0,7038$) por outro lado, indica que estes granitóides foram extraídos do manto superior ou da crosta síálica inferior (Faure & Powell, 1972) durante o desenvolvimento do Ciclo Brasileiro nesta região do escudo.

	Granitóides Sanga do Jobim (n=16)	Média dos ambientes compressivos	Média dos ambientes distensivos
ID(*)	84,21	83,24	90,24
CaO	1,98	2,31	1,05
Na ₂ O+K ₂ O	7,52	6,80	8,48
CaO/Na ₂ O+K ₂ O	0,265	0,362	0,128
$\frac{FeO^*}{FeO^*+MgO}$	0,792	0,810	0,917
ID(*)=Q+or+ab (normativos)			

Tabela XXXVIII. Índices petroquímicos para rochas graníticas com SiO₂ entre 70 e 75% dos granitóides estudados e comparados com valores estimados por Petro et al., (1979).

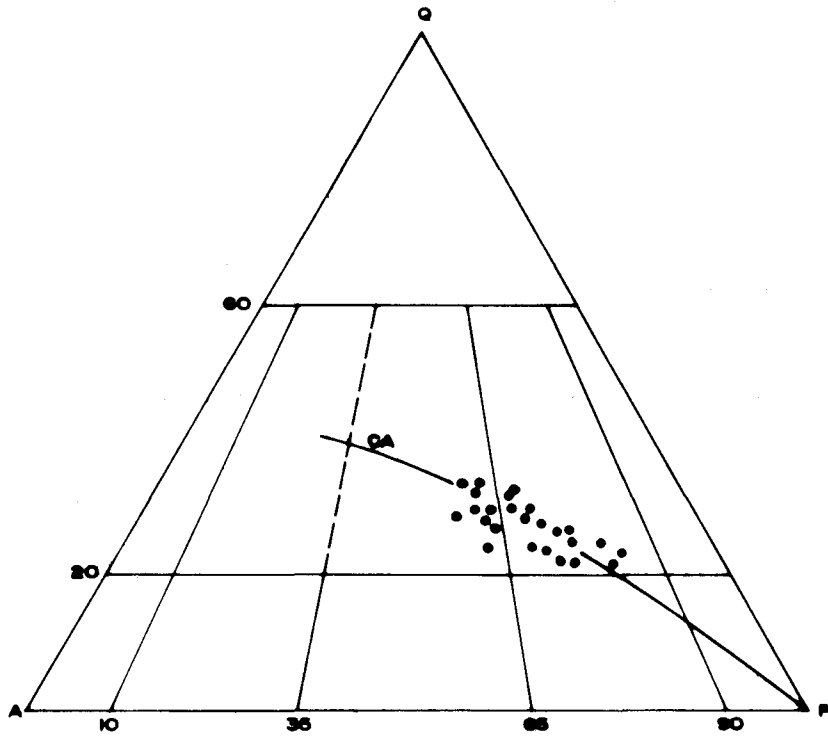


Fig. 52a - Distribuição dos Granitóides Sanga do Jobim no diagrama triangular QAP de Streckeisen (1976). As amostras plotam no campo dos granodioritos e monzogranitos e, o alinhamento dos pontos definem o trend de diferenciação calcico-alcalino-granodiorítico (CA) de Lameyre & Bowden (1982).

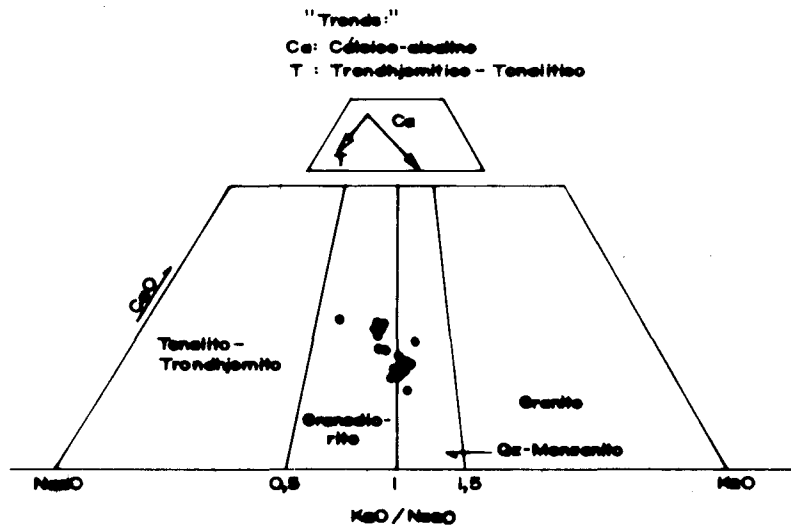


Fig. 52b - Classificação química dos Granitóides Sanga do - Jobim no diagrama CaO-Na₂O-K₂O (Condie, 1981). As amostras plotam no campo granodiorítico e quartzo-monzonítico e, a disposição dos pontos define o seu caráter calcico-alcalino.

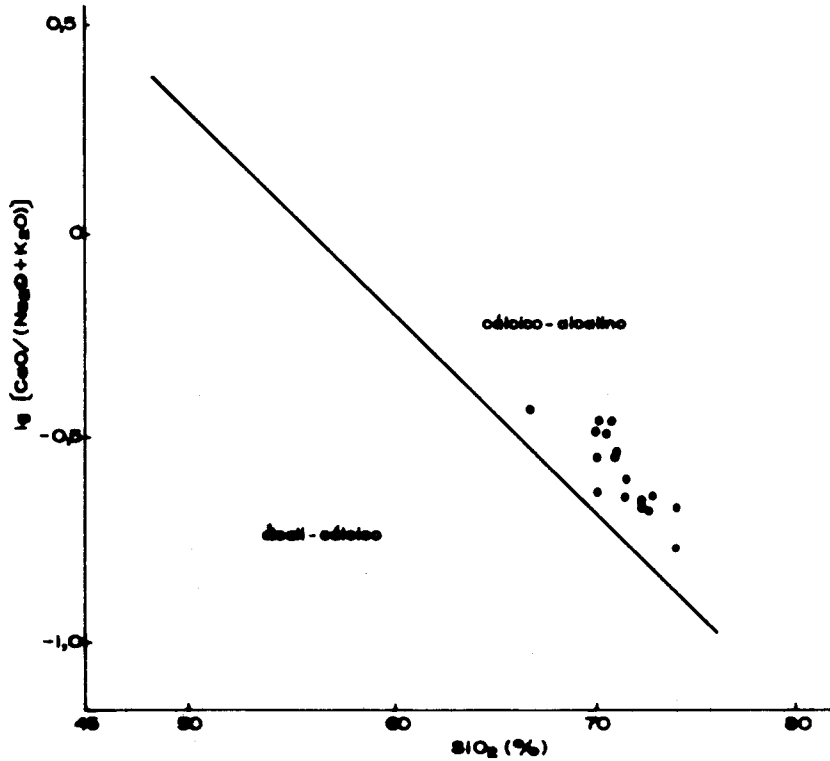


Fig. 53a - Disposição das amostras dos Granitóides Sanga-Sanga do Jobim no diagrama de Brown (1981). As rochas plo_{ta}m no campo cálcico-alcalino e apresentam um padrão de distribuição paralelo a linha que divide os dois campos - indicando que a suíte é co-genética.

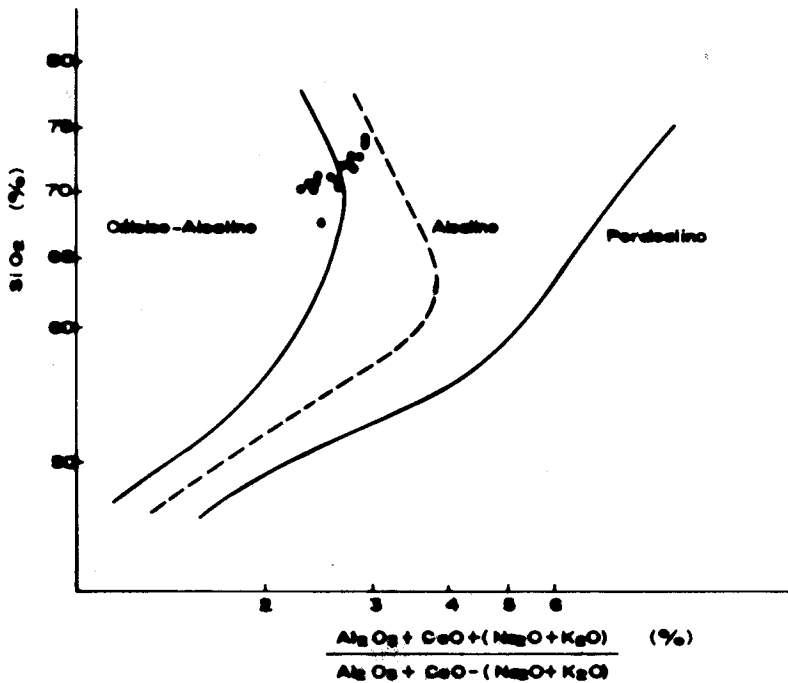


Fig. 53b- Distribuição das amostras dos Granitóides Sanga do Jobim no diagrama de Wright (1969). A disposição dos pontos demonstram sua afinidade cálcico-alcalina, com algumas amostras plotando no campo de baixa alcalinidade como indicado pela curva tracejada.

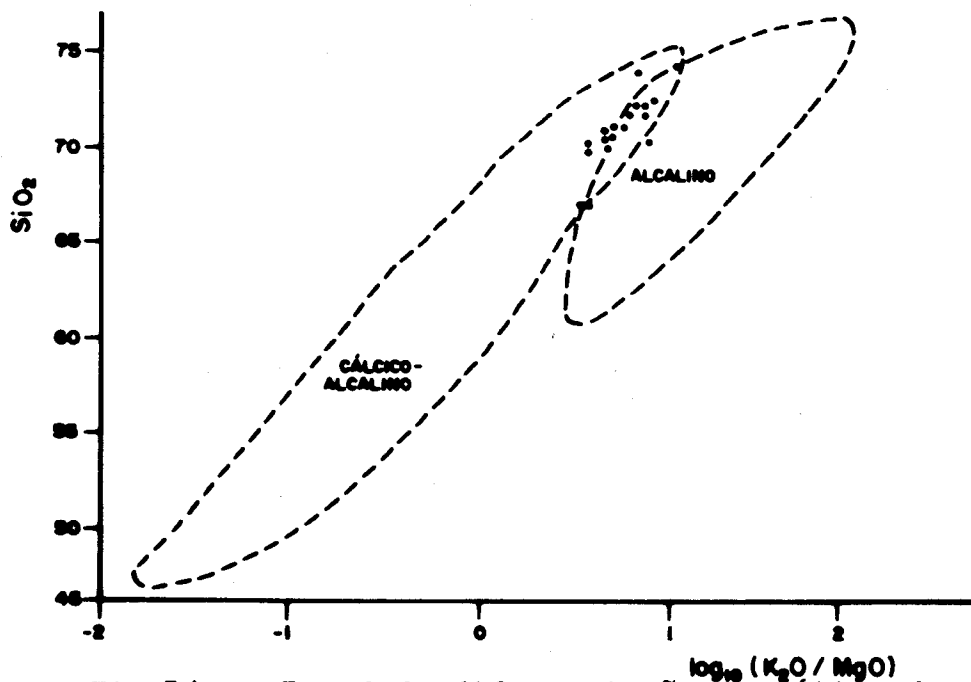


Fig.54a - Trend de diferenciação magmática dos Granitóides Sanga do Jobim no gráfico de Rogers & Greenberg (1981) onde o aumento de SiO_2 é acompanhado pelo incremento de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

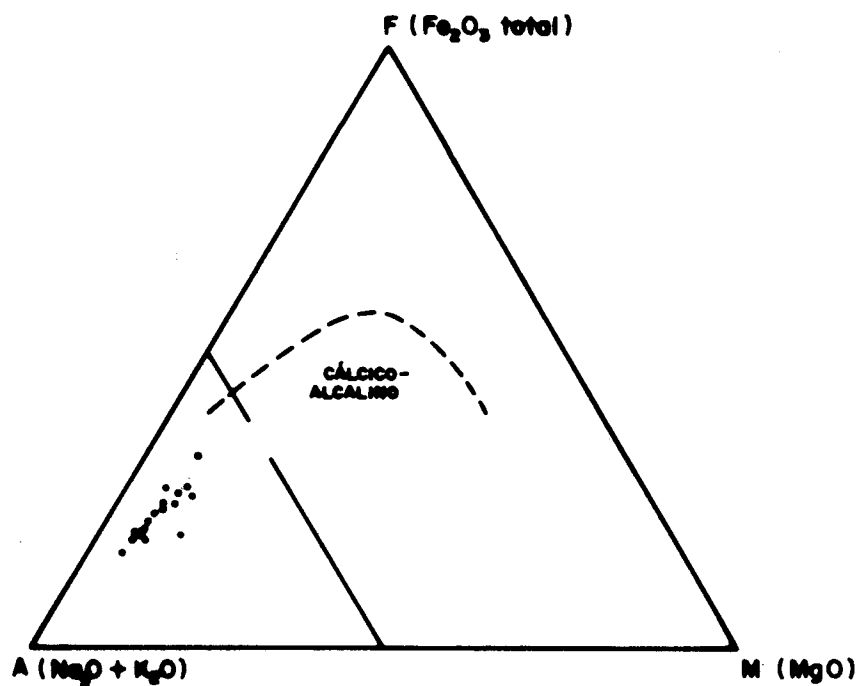


Fig.54b - Disposição das amostras dos Granitóides Sanga do Jobim no gráfico AFM. O trend de fracionamento linear é aproximadamente perpendicular ao lado FM do diagrama.

... Porquanto há perigo bem maior na aquisição
de conhecimento do que na compra de carne e bebidas..

Platão, Protágoras

CONCLUSÕES

(1) O Complexo Cambaizinho corresponde a uma associação supracrustal constituída pelas seqüências meta-sedimentar e máfica-ultramáfica que ocorrem intercaladas ao longo de toda a sua extensão. Os meta-sedimentos equivalem a Formação Vacacaí e as máficas e ultramáficas à Formação Cerro Mantiqueiras, preteritamente definidas para o Escudo Sul-riograndense.

(2) O Complexo representa a extensão norte de um cinturão supracrustal, aproximadamente linear, mais amplo que se estende desde a localidade de Passo do Ivo (mais a sul) onde foi denominado de Complexo Palma.

(3) As evidências de campo e petrográficos indicam que os gnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos e anfibolitos bandados são derivados do metamorfismo e deformação sobre uma seqüência sedimentar areno-pelítica-carbonatada supostamente depositadas em ambientes sub-aquoso. Anfibolitos de origem ígnea associados a esta seqüência (anfibolitos bandados), ocorrem intercalados em alguns locais.

(4) A forma de jazimento acamadada das rochas da seqüência máfica-ultramáfica (serpentinitos, xistos magnesianos e anfibolitos de grão fino) no interior dos meta-sedimentos indicam que estas litologias são derivadas de derrames e/ou intrusões ígneas rasas de magmas máfico-ultramáficos.

(5) Idades absolutas para a seqüência supracrustal são ainda inexistentes. O valor mínimo de idade para o Complexo

é cerca de 661 Ma, derivados de isócronas Rb/Sr em rocha total dos Granitóides Sanga do Jobim, intrusivos nesta unidade. Por analogia com as idades de "greenstone belts" da América do Sul e de outros continentes, julga-se que o Complexo evoluiu em tempos Arqueanos e/ou Proterozóico inferior (?).

(6) O Complexo Cambaizinho foi afetado por quatro fases de deformação dúcteis acompanhadas de dois eventos metamórficos maiores, M1 e M2. O metamorfismo mais antigo da área (M1) atingiu o fácies anfíbolito (zona da estauroлита) estando indicado por paragêneses diagnósticas em metapelitos, meta-básicas, meta-serpentinitos e calco-silicatadas. O metamorfismo mais jovem (M2) atingiu o fácies xistos verdes com foliações S2 associadas de distribuição ampla, porém heterogêneas.

(7) A pressão total estimada durante o M1 foi de cerca de 4,5 Kb como indicado pelo geobarômetro clinopiroxênio-granada obtidos numa amostra. A natureza composicional das hornblendas de rochas meta-básicas sugerem que o tipo bórico de metamorfismo é de pressão intermediária, similar ao tipo Dalradiano. O gradiente geotérmico da região foi relativamente elevado, da ordem de 40 à 45° C/Km.

(8) As dobras F2, mais abundantes da área, são em geral asssimétricas e possuem estilos e orientações variáveis ao longo do cinturão. A sua geração esta relacionada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento semi-dúcteis durante a evolução da D2 em regimes de deformação predominantemente não-coaxial.

(9) O emplaçamento dos Granitóides Sanga do Jobim foram controlados por fraturas (falhas) precoces relacionadas a evolução de zonas de cisalhamento transcorrentes do Proterozóico superior. Seu posicionamento ocorreu durante a fase de deformação D2, observando-se relações sin à tardi-S2.

(10) As zonas de alteração hidrotermal, com processos de silicificação, carbonatação e turmalinização são de dis

tribuição heterogênea no interior da seqüência máfica-ultramáfica e estão relacionadas as reativações dos falhamentos desenvolvidas durante a evolução da D2.

(11) Os serpentinitos e/ou olivina-talco ultramafitos em sua maioria, correspondem a cumulos ultramáficos (komatiítos) transformados por processos de alteração secundários. As variações composicionais neste grupo de rochas foram controladas pelo fracionamento (acumulação) de olivina e subordinadamente ortopiroxênio.

(12) Os xistos magnesianos à talco correspondem à komatiítos intensamente transformados por processos de metamorfismo aloquímico. As variações composicionais neste grupo de rochas são controladas pelo fracionamento de piroxênio e subordinadamente, olivina.

(13) Os clorita e anfibólio xistos e clorita-hornblenda xistos correspondem a komatiítos e basaltos komatiíticos deformados e metamorfizados sem qualquer vestígio de mineralogia e/ou texturas originais. As variações composicionais deste grupo de rochas foram controladas pelo fracionamento de clinopiroxênio.

(14) Os padrões das curvas de elementos terras raras dos anfibolitos de grão fino e metagabros da seqüência, demonstram que estas rochas foram geradas por cristalização fracionada de um mesmo magma (toleítico) envolvendo a extração e acumulação de plagioclásio e clinopiroxênio respectivamente.

(15) O "gap-composicional" de 11 à 17% de MgO entre os anfibolitos/metagabros (toleítos) e os xistos magensianos/serpentinitos (komatiítos) sugere que este espectro de composição esteja relacionada à diferentes graus de fusão parcial do manto, ao invés da cristalização fracionada de um mesmo magma.

(16) Os padrões e abundâncias dos elementos terras raras e razões de elementos traços, indicam que os xistos magnesianos das CAMADAS A e B foram originadas à partir de pequenas

percentagens de fusão parcial, suavemente diferentes de uma fonte (manto) enriquecida em elementos incompatíveis. As variações composicionais no interior das camadas estão relacionadas à cristalização fracionada.

(17) Não existe uma correlação direta entre as anomalias de Eu e a participação do plagioclásio no fracionamento dos líquidos precursores dos xistos magnesianos. Estas possíveis relações foram mascaradas pelos efeitos da alteração secundária que produziram anomalias negativas (predominantes) e positivas de Eu na maioria das amostras de xistos magnesianos da seqüência máfica-ultramáfica.

(18) As anomalias negativas de Ce e Eu, na maioria das rochas da seqüência máfica-ultramáfica indicam que os derrames estiveram em contato com a água do mar e sofreram alteração submarina antes do metamorfismo e deformação regionais.

(19) A associação litológica e a afinidade geoquímica das rochas máficas-ultramáficas do Complexo Cambaizinho, apresentam similaridades com aquelas encontradas em terrenos do tipo greenstone-belt.

"Pois apesar de o homem ser tanto quanto possível, diferente da pedra, o seu centro mais íntimo é, de uma maneira estranha e muito especial bastante semelhante a ela (talvez porque a pedra simboliza a existência pura, estando o mais possível distanciada das emoções, sentimentos, fantasias e do pensamento discursivo do ego consciente). Neste sentido, a pedra simboliza a experiência talvez mais simples e mais profunda, a experiência de algo eterno que o homem conhece naqueles fugazes instantes em que se sente inalterável e imortal."

O homem e seus símbolos.

C.G. JUNG

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the south american cratonic margin, south of the Amazon River. In: NAIRN, A.E. & STEHLI, F.G. eds. The ocean basins and margins. New York, Plenum Publ. Co., v.1, p. 1411-1446.
- ARNDT, N.T. & JENNER, G.A. 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Austrália. Chemical Geology, Amsterdam, v.56, p.229-255.
- _____; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. 1977. Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. Journal Petrology, Oxford, v.18, p.319-369.
- _____ & NISBET, E.G. 1982. Komatiites. London, George Allen & Unwin 526p.
- _____ & _____. 1982. What is a komatiite? In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G., ed. Komatiites. London, George Allen & Unwin. p.19-26.
- _____; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from Crixás Greenstone belt, Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology, Berlin, v.101, n.2, p.187-197.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. Geochimica et Cosmochimica Acta, London, v.39, p.325-362.
- BELL, T.H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. Journal of Metamorphic Geology, London, v.3, p.109-118.
- _____ & RUBENACH, M.J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. Tectonophysics, Amsterdam, v.92, p.171-194.
- BESWICK, A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiites suites. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. ed. Komatiites. London, George Allen & Unwin, p.283

307.

- _____ & SOUCIE, G. 1978. A correction procedure for metassomatism in an Archean greenstone-belt. Precambrian Research, Amsterdam, v.6, n.2, p.235-248.
- BINNS, R.A.; HALBERG, J.A.; TAPLIN, J.H. 1982. Komatiites in the Yilgarn Block, Western Austrália. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E G., ed., Komatiites. London, George Allen & Unwin, p.117-129.
- BITENCOURT, M.F.; REMUS, M.V.D.; NARDI, L.V.S. 1987. Complexos graníticos da região oeste do Escudo Sul-riograndense. In: ' CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1, Porto alegre. Roteiro das excursões, Porto Alegre, SBG, RS-SC, p.55-90.
- BROWN, G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. Philosophical Transactions and Proceedings of the Royal Society of London, London, v.A301, p.321-336.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUCCI, C.A.; JOST H.; PINTO, J.F. 1974. Mapa geológico do estado do Rio Grande Sul. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CARVALHO, P.F. 1932. Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Boletim do Serviço Geológico e Mineiro do Brasil, Rio de Janeiro, v.66, p.1-72.
- CHADWICK, B. 1968. Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. Geological Society American Bulletin, New York, v.79, p.1123-1150.
- CHEMALLE Jr., F. 1982. Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Dissertação (Mestrado Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- COLEMAN. 1977. Ophiolites - ancient oceanic lithosphere?, Heidelberg, Springer-Verlag. 229p.
- CONDIE, K.C. 1981. Archean Greenstone Belts. Amsterdam, Elsevier, 434p.
- CORDANI, U.G. 1980. Fundamentos da interpretação geocronológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, Boletim, Camboriú, SBG, n.6, p.5-22.
- _____; HALPERN, M.; BERENHOLC. M. 1974. Comentários sobre as de

- terminações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: DNPM, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Porto Alegre-SH.22 e folha Lagoa Mirim - SI.22. Brasília, p.70-84.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultra basic rocks. In: HENDERSON P., ed. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science Publishing B.V. p.237-274
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1977. An introduction to the rock forming minerals. London. Logmans, Green and Co., 8ª ed., 528p.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet clinopyroxene exchange equilibria. Contribution to Mineralogy and Petrology, Berlin, v.71, p.13-22.
- EVANS, B.W. 1977. Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. Annual Review Earth Planetary Science., New York, v.5; p.397-447.
- _____ & FROST, B.R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, Amsterdam, v.89, p.959-972.
- _____ & TROMMSDORF, V. 1970. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: paragenesis in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Bern, v.50, p.481-492.
- _____ & _____. 1974. On elongate olivine of metamorphic origin. Geology, London, v.2, p.131-132.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, Amsterdam, v.42, p.1199-1212.
- FAURE, W.L. & POWELL, J.L. 1972. Strontium isotope geology. Berlin, Springer, 188p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & KRONBERG, B.I. 1988. LREE-enriched komatiites from Crixás, Central Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST. Abstracts. Poços de Caldas, Brasil, p.209-216.
- FORMOSO, M.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. 1989. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro, CPRM/

/DNPM. Sociedade Brasileira de Geoquímica, 152p.

- FRAGOZO CÉZAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú. Anais. Florianópolis, SBG, v.5, p.2879-2890.
- FREY, F.A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: HENDERSON, P. ed. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science Publishing B. V.; p.153-203.
- FRYER, B.J. 1977. Rare earth evidence in iron formations for changing Precambrian oxidation states. Geochimica et Cosmochimica Acta. London, v.41, p.361-367.
- GARCIA, M.A.M. 1980. Petrologia do Complexo Palma, Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GARCIA, M.A.M. & HARTMANN, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma. Rio Grande do Sul, Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, v.5, n.9, p.51-119.
- GARMANN, L.B.; BRUNFELT, A.O.; FINSTAD, K.G.; HEIER, K.S. 1975. Rare earth elements geochemistry distribution in basic and ultrabasic rocks from west Norway. Chemical Geology. Amsterdam, v.15, p.103-116.
- GÉLINAS, L.; LAJOIE, J.; BROOKS, C. 1977. The origin and significance of archean ultramafic volcanoclastics from Spinifex Ridge, Lamotte Township, Québec. Special Paper Geological Association of Canada, Toronto, v.16, p.297-309.
- GÕNI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. Avulso. Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre n.3, p.1-105.
- GREEN, D.H. 1971. Composition of basaltic magma as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. Philosophical Transactions Royal Society of London. Série A, v. 268, p.707-725.
- _____ & RINGWOOD, A.E. 1967. The genesis of basaltic magmas. Contribution to Mineralogy and Petrology, Berlin, v.15, p.103-190

- GUPTA, A. & BASU, A. 1980. The Proterozoic ultramafic and mafic lavas and tuffs of the Dalma greenstone belts, Singhbhum, Eastern India. Canadian Journal of Earth Science, Ontário, v.17, p.210-231.
- _____; _____; GHOSU, P.K. 1982. Ultramafic volcanoclastic of the Precambrian Dalma Volcanic Belt, Singhbhum, Eastern India, Geological Magazine, London, v.119, n.5, p.505-510.
- HALLBERG, J.A. & WILLIAMS, D.A.C. 1972. Archaean mafic and ultramafic rocks associations in the eastern Gold Fields region, Western Austrália. Earth Planetary Science Letters, New York, v.15, p.191-200.
- HARTMANN, L.A. 1982. Textura metamórfica de olivina em talco-serpentinitos da região de Mata Grande (RS). Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, v.6, n.16, p.179-188.
- _____ & NARDI, L.V.S. 1983. Contribuição à geologia da região oeste do Escudo Sul-riograndense. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., Porto Alegre. Atas. Porto Alegre, SBG, p.9-18.
- _____; REMUS, M.V.D.; KOPPE; J.C. 1987. Distinção entre textura "spinifex" e arranjos de olivina metamórfica. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.17, n.3, p.302-305.
- HASKIN, L. 1984. Petrogenetic modelling - use of rare earth elements. In: HENDERSON, P., Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B. V.. p.115-152.
- HAWKESWORTH, C.J. & O'NIONS, R.K. 1977. The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from southern África. Journal of Petrology, Oxford, v.18, n.3, p.487-520.
- HENDERSON, P. 1984. General geochemical properties and abundances of rare earth elements. In: HENDERSON, P., ed. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science Publishing, B.V., p.1-32.
- _____. 1984. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science Publishing B.V., 501p.
- HEY, M.H. 1954. A new review of the chlorites. Mineral Magazine. London, v.30, p.277-286.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. An outline of

- structural geology. New York, John Willey, 571p.
- HOFFER, E. 1983. Compositional variations of minerals in metapelites involved in low-to medium grade isograde reactions in the Southern Damara Orogen, Namíbia, South West África. In: MARTIN, H. & EDER, F.W. ed. Intracontinental Fold Belts. Berlin, Heidelberg, p.745-765.
- HOLDUS, S. 1971. Para-amphibolite from Gurskoy and Sandsoy, Sunnmore, West Norway. Norsk Geologiske Tidsskrift., Oslo, v.51, p.231-246.
- HORBACH, R. et. al., 1986. Geologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAM Brasil. Folhas SH.22/21 e SI.22. Porto Alegre - Uruguaiana - Lagoa Mirim. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v.33.
- HUHN, S.R.B.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G. 1986. Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais de fluxos máficos-ultramáficos do greenstone-belt de Seringa sul do estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Rio de Janeiro. Anais, Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.648-662.
- HUMPHRIS, S.E. 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HERDERSON, P. ed. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science Publishing B.V. p.317-342.
- ISSLER, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre. Atas. Porto Alegre, SBG, p.19-36.
- ISSLER et. al., 1972. Mapa Geológico do Grau de São Gabriel/RS, Instituto de Geociências, Porto Alegre, mapa nº2, escala 1:250.000, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- JAHN, B.M. & SCHRANK, A. 1983. REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piunhi, southeastern Brazil. Pre cambrian Research. Amsterdam, v.21, p.1-20.
- JENSEN, L.S. 1976. A new method of classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous Paper Ontario Divisions Mines. Ontario. v.66, 22p.
- JOHNSON, M.R.W. 1963. Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. Geologie en Mijnbouw, Gravenhague, v.42, p.121-142.

- JOLLY, W.T. 1982. Progressive metamorphism of komatiites and related Archean lavas of the Abitibi Área, Canadá. In: ARNDT N. T. & NISBET, E.G., ed. Komatiites. London, George Allen & Unwin. p.245-265.
- JOST, H. 1966. Complexos básicos e ultrabásicos do Alto do Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Notas e Estudos. Escola de Geologia - UFRGS, Porto Alegre, v.1-2, p.55-61
- _____. 1970. Esboço geológico da Folha "Cabeceiras do Rio Vacacaí", São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Boletim da Escola de Geologia - UFRGS, Porto Alegre, v.16, p.1-47.
- _____ & BITENCOURT, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, v.7, n.4, p.27-59.
- _____ & HARTMANN, L.A. 1984. Província Mantiqueira - Setor Meridional. In: ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y. Coord. O Pré-Cambriano do do Brasil, São Paulo, Edgard Blücher, p.345-367.
- _____ & VILWOCK, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. Notas e Estudos. Escola de Geologia - UFRGS, Porto Alegre, v.1, n.1, p.13-26.
- KOONS, P.O. 1981. A study of natural and experimental metassomatic assemblages in an ultramafic-quartzo-feldspathic metassomatic system from the Heart Schist, South Island, New Island. Contributions to Mineralogy and Petrology. Berlin, v.18, p.189-195.
- KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C.; MONTEIRO, R.N. 1985. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. Atas.. Florianópolis, SBG, p.32-36
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature and time indicator in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. American Journal Science, New York, n.281, p.127-175.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. Magmatology Journal of Volcanology and Geothermal Research. v.14, p.169-186.
- LEAKE, B.E. 1964. Chemical distinction between ortho and para-am

- phibolites. Journal of Petrology, Oxford, v.5, p.238-254.
- _____. 1978. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, Washington, D.C., v.63, p.1023-1052.
- LUDDEN, J.N. & GÉLINAS, L. 1982. Trace element characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic belt of Quebec. In: ARNDT & NISBET, eds. Komatiites. London. George Allen & Unwin, p.331-346.
- _____ & THOMPSON, G. 1979. An evaluation of the behavior of the rare earth element during the weathering of sea-floor basalt. Earth and Planetary Sciences Letters. Amsterdam, v.43, p.85-92
- MACHADO, N.; KOPPE J.C.; HARTMANN, L.A. 1988. Upper Proterozoic zircon age from the Bossoroca Complex, RS. In: INTERNATIONAL CONFERENCE GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST Abstracts. Poços de Caldas, Brasil, p.209-218.
- MALTMANN, A.J. 1978. Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. Bulletin Geological Society of América, New York, v.89, p.472-980.
- MARMO, V. 1971. Granite Petrology and the granite problem. Developments in Petrology, Amsterdam, Elsevier Science Publ. Co. 244p.
- MENZIES, M.; SEYFRIED, W.; BLANCHARD, D. 1979. Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. Nature, London, v.282, p.398-399.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P.C. 1984. Textura "spinifex" em rochas komatiíticas pertencentes ao Complexo Vacacaí, Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.973-985.
- NALDRETT, A.J. & TURNER, A.R. 1977. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization. Précambrian Research, Amsterdam, v.5, p.43-103.
- NARDI L.V.S. 1984. Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil, London. PhD Thesis. University of London. 268p.
- _____ & HARTMANN, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Riograndense. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, v.3, n.6, p.45-75.

- ____ & LIMA, E.F. 1985. A associação shonshonítica de Lavras do Sul, RS. São Paulo, Revista Brasileira de Geociências, v.15, p.139-146.
- NAUMANN, M.P. 1985. O Complexo vulcano-sedimentar-ultramáfico e granitóides da Região de Ibaré, RS. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ____ & HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; CHEMALE Jr.; F. 1984. Seqüências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da Região de Ibaré-Palma, (RS) - geologia aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2417-2435.
- NESBITT, R.W. & HARTMANN, L.A. 1986. Comments on "A peridotitic komatiite from Dalradian of Shetland" by D.Flinn and D.T. Moffat. Geological Journal, London, v.21, p.201-205.
- ____ & SUN, S. 1976. Geochemistry of archean "spinifex" textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. Earth Planetary Science Letters, New York, v.32, p.433-453.
- ____ & JAHN, B.; PURVIS, A.C. 1982. Komatiites: An early Precambrian Phenomenon. Journal Volcanology and Geotherm. Res. v.14 p.31-45.
- ____ & SUN, S.; PURVIS, A.C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. Canadian Mineralogist, Ottawa, v.17, p.165-186.
- NISBET, E.; BICKLE, M.J. and MARTIN, A. 1977. The mafic and ultramafic lavas of Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. Journal of Petrology, Oxford, v.18, p.521-563.
- NUMMER, A.V.. Pires, C.L.; LUZARDO. R. 1987. Projeto Ibaré Norte Relatório Geológico. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- OLIVER, R.L.; NESBITT, R.W.; HAUSEN, D.M.; FRANZEN, N. 1972. Metamorphic olivine in ultramafic rocks from western Austrália. Contribution to Mineralogy and Petrology, Berlin. v.36, p.343-345.
- OLIVEIRA, M.T.G. 1982. Petrologia do Maciço Máfico-ultramáfico 'Passo do Ivo, (RS). Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, v.6, n.11, p.131-214.

- OTERDOOM, W.H. 1978. Tremolite and diopside-bearing serpentinite assemblages in the CaO-MgO-SiO₂-H₂O multisystem. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Bern, v.58, p.127-138.
- PAPIKE, J.J.; CAMERON, K.L. & BALDWIN, K. 1974. Amphiboles and pyroxenes. Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geological Society American Program Abstracts, v.6, p.1053-1054.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal Petrology, London, v.25, p.956-983.
- ____ & BIRKETT, T.C. 1974. Archean metavolcanic rocks from Thackerrays Township, Canada. Canadian Mineralogist, Ottawa, v.12, p.509-518.
- PERKINS, D. & NEWTON, R.C. 1981. Charnockite barometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. Nature, London, v.292, p.144-146.
- PETRO, W.L.; VOGEL, T.A. and WILBAND, J.T. 1979. Major element chemistry of plutonic rocks suites from compressional and extrusional plate boundaries. Chemical Geology. Amsterdam, v.26, p.217-235.
- PHILLIPS, A.H. & HESS, H.H. 1936. Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. The American Mineralogist. Washington. v.21, p.333-362.
- PINHEIRO MACHADO, R. (em prep.). Ultramafitos e gnaisses do Cerro Mantiqueiras. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Dissertação (Mestrado Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PIPER, D.Z. 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. Chemical Geology, Amsterdam, v.14, n.4, p.285-304.
- RAMSAY, J.G. 1962. The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. Journal Geology, Chicago. v.70 p.309-327.
- ____, 1980. Shear zone geometry a review. Journal of Structural Geology, London. v.2, n.1-2, p.83-99.
- REMUS, M.V.D. & HARTMANN, L.A. 1986. Geoquímica de terras raras

é evolução metamórfica de xistos magnesianos e associados do Complexo Cambaizinho, São Gabriel (RS). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Gôiana. Resumos e Breves Comunicações, Gôiania, SBG., Boletim nº 1, p.252-253.

RIBEIRO, M.; 1981. Ocorrência de komatiitos no Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geológica, Porto Alegre, n.6, p.79-82.

_____; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO F.º.; P.M.; TESSARI, R.I. 1966. Geologia da Quadricula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, v.127, p.1-232.

_____ & FANTINELL, L. 1978. Associações Piroclásticas do Escudo Sul-Riograndense: I - tabulação e distribuição das associações piroclásticas do Escudo Sul-Riograndense. Iheringia, Série Geológica, Porto Alegre, n.5, p.19-54.

_____ & LICHTENBERG, E. 1978. Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Anais... Recife, SBG., v.6, p.2451-2463.

ROGERS, J.J. & GREENBERG, J.K. 1981. Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali Granites and their relationship to cratonization: Summary. Geological Society of America Bulletin, New York. Part I, v.92, p.6-9.

SARTORI, P.L.P. & RUEGG, N.R. 1979. O Complexo Granítico de São Sepé, Rio Grande do Sul e a evolução das rochas graníticas da região orogênica do Sudeste. Boletim do Instituto de Geociências da USP. São Paulo, v.10, p.69-78.

SCHRANK, A. 1986. Gênese e evolução de derrames komatiíticos a clinopiroxênio-spinifex de Pihumhi-MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Rio de Janeiro. Anais..., Rio de Janeiro, SBG., v.2, p.695-709.

_____ & CHOUDHURI, A. 1989. Elementos terras raras em rocha ultramáficas do Brasil. In: FORMOSO, M.L; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. ed. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 63-68.

SCHULZ, K.J. 1982. Magnesian basalts from Archaean terrains of Minnesota. In: ARNDT & NISBET eds. Komatiites. London, George Allen & Unwin, p.171-186.

- SILVA FILHO, B.C. 1984. Geology of the polyphase deformed precambrian terrane of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, v.27, p.35-152.
- _____ & MATSDORF, M. 1987. Análise estrutural dos metamorfitos da borda oeste do Granito Caçapava, Caçapava do Sul: Implicações geológicas locais e regionais. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas, Curitiba, SBG., v.1, p.197-222.
- _____ & SOLIANI Jr.. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí : exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, Atas, Curitiba, SBG., v.1, p.127-147.
- SOHL, N.F. 1977. Application for amendment concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks. Stratigraphic commission. American Association Petroleum Bulletin. v.61 p.248-252.
- SMITH, H.S. & ERLANK, A.J. 1982. Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton Greenstone Belts, South Africa. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G.; ed. Komatiites, London, George Allen & Unwin. p.347-393.
- SNOKE, A.W. & CALK, L.C. 1978. Jack-straw-texture talc-olivine rocks, Preston Peak Área, Klamath Mountain, Califórnia, Bulletin. Geological. of América, New York, v.89, p.223-230.
- SPRY, A. 1969. Metamorphic Textures. Oxford, Pergamonn Press, 305p.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, Amsterdam, v.12, p.1-33.
- SUN, S.S.; 1984. Geochemical characteristics of Archaen ultramafic and mafic volcanic rocks: implications for mantle composition and evolution. In: KRÖNER, A.; HANSON; G.N.; & GOODWIN, A.M. eds. Archaen Geochemistry. Springer, Berlin, p.99-114.
- _____ & NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archaen ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. Contribution to Mineralogy and Petrology, Berlin, v.65, p.301-325.
- _____ ; _____ & SHARASKIN, A. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth and Planetary Science Letters, v.31, p.433-453.

- SZUBERT, C.C.; KIRCHNER, C.A.; GARCIA, C.A.; ANDRIOTTI, J.L.S. e SHINTAKU, I. 1977. Projeto cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivos do Rio Grande do Sul. CPRM/DNPM, Porto Alegre, v.2 113p. (Relatório Inédito).
- TEIXEIRA, W. 1982a. Folhas SH.22 - Porto Alegre, SI.22. Lagoa Mirim SH.21 - Uruguaiasna, Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAM Brasil, Florianópolis. (Relatório Inédito).
- TURNER, F.J. 1981. Metamorphic Petrology, 2.ed. New York; McGraw-Hill. 524p.
- _____ & WEISS, L.E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites, New York, McGraw-Hill Book Co, 545p.
- UFRGS. 1962. Mapeamento geológico da folha Vila Nova. Porto Alegre. Instituto de Geociências. 12v. (Trabalho de Graduação).
- VERNON, R.H. 1977. Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. Tectonophysics. Amsterdam, v.39, p. 439-452.
- VIEIRA, H.M. 1981. Mineralogia, Petrografia e Geoquímica do Complexo ultramáfico de Serrinha. São Gabriel, RS - Porto Alegre Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N. 1982. The nature and distribution of archean komatiite volcanics in South África. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G.; eds. Komatiites. London, George Allen & Unwin, p.53-79.
- _____ & _____. 1969a. The effects of metamorphism and serpentinization on the volcanic and associated rocks of the Barberton Region. Special Publication Geological Society South Africa, Johannesburg, v.3, p.29-55.
- _____ & _____. 1969b. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Special Publication Geological Society South África. Johannesburg, v.2, p.55-85
- WANKE, H.; BADDENHAUSEN, H.; PALME, H. & SPETTEL, B. 1974. On the chemistry of the Allende inclusions and their origin as high-temperature condensates, Earth Planetary Science Letters New York, v.23, p.1-7.

- WILLIAMS, D.A.C. 1972. Archaean ultramafic máfic and associated rocks Mt. Monger, Western Austrália. Journal Geological Society Austrália, Adelaide, v.19, p.163-188.
- WIILIG, C.D.; VALENTINI, N.; CONTE, C.N.; ZIR FILHO, J.A.; MONACO, O.A. 1974. Carta Geológica do Brasil ao Milionésio, Texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim, Brasília , DNPM, 99p.
- WINGE, M. & CARRETA, Z.L. 1962. Mapeamento geológico da área III Porto Alegre, Escola de Geologia. Trabalho de Graduação, 64p. Universidade do Rio Grande do Sul (Trabalho Inédito).
- WINKLER, H.G.F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. 4.ed. São Paulo, Edgard Blücher. 254p.
- WHITFORD, D.J. & ARNDI, N.T. 1979. Rare earth element abundances in a thick, layred komatiite lava flow from Ontário, Canada , Amsterdam. Earth Planetary Science Letters, v.41, p.188-196.
- WRIGHT, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. Geological Magazine, Oxford, v.106,n.4, p.370-384.
- WYLLIE, P.J. 1967. Ultramafic and Related Rocks. New York, Wiley. 464p.
- ZARPELON, P.R. 1986. Geologia estrutural, estratigrafia e petrologia de uma parte do "greenstone-belt" Cerrito do Ouro, município de São Sepé/RS. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências. 215p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ZWART. H.J. 1960a. Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees, and their chronological succession. Geologie em Mijnbouw, v.22, p.162-180.
- _____. 1960b. The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. Geologische Rundschau, Stuttgart v.50, p.203-218.