UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

JAZIDA DE COBRE DE SURUBIM, VALE DO CURAÇA, BA:
MINERALOGIA, PETROGRAFIA E PETROGÊNESE

Rosa Maria da Silveira Bello

Orientador: Prof. Dr. José Vicente Valarelli

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. J.V.Valarelli
Examinadores:	Dr. H.H.G.J.Ulbrich
	Dr. J.S.Bettencourt
	Dr. M.C.H.Figueiredo
	Dr. U.Costa

ass.

[Handwritten signatures]

São Paulo
1986

À Julia
Liliane
Ana Paula
Alexandre

A handwritten signature in blue ink is located at the bottom center of the page. It appears to be a stylized name, possibly "Alexandre", written in a cursive script.

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABELAS	xiv
ÍNDICE DE FOTOS	xvi
AGRADECIMENTOS	xx
RESUMO	xxiv
ABSTRACT	xxvii
 CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	 1
1.1 - HISTÓRICO DAS PESQUISAS NO VALE DO CURAÇA	3
1.2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA REGIÃO	5
1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO	5
 CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA	 8
2.1 - AMOSTRAGEM	9
2.2 - MICROSCOPIA	10
2.3 - DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	11
2.4 - PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS COM GRAFITA	11
2.5 - QUÍMICA MINERAL (Microsonda Eletrônica)	11
2.6 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL	17
2.7 - TRATAMENTO DOS DADOS PETROQUÍMICOS	18
2.8 - NOMENCLATURA UTILIZADA PARA AS ROCHAS DE SURUBIM.	21
 CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL	 23
3.1 - ASPECTOS GERAIS	24
3.2 - GEOLOGIA DO VALE DO RIO CURAÇA	27
3.2.1 - Trabalhos Anteriores	27
3.2.1.1 - Estratigrafia e Origem dos Cor _{pos} Mineralizados	27
3.2.1.2 - Rochas Intrusivas	41
3.2.1.3 - Estruturas	45
3.2.1.4 - Geocronologia	51

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA DA ÁREA DE SURUBIM	54
4.1 - LITOLOGIA	55
4.2 - OUTRAS FEIÇÕES	66
4.3 - CORPOS MINERALIZADOS	70
CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA	77
5.1 - TIPOS LITOLÓGICOS PRINCIPAIS	78
5.1.1 - Considerações mineralógicas	89
5.2 - OUTRAS LITOLOGIAS	105
CAPÍTULO 6 - QUÍMICA MINERAL DOS SILICATOS	122
6.1 - PLAGIOCLÁSIOS	123
6.2 - GRANADAS	127
6.3 - PIROXÊNIOS	130
6.4 - ANFIBÓLIOS	140
6.5 - BIOTITAS	150
CAPÍTULO 7 - CONDIÇÕES DE METAMORFISMO	165
7.1 - DISCUSSÕES SOBRE AS PRINCIPAIS PARAGÊNESES	168
7.1.1 - Granulitos piroxeníticos a gábricos das Unidades 2 e 3 e gnaisses da Unidade 1	168
7.1.1.1 - Reações de Desidratação	169
7.1.1.2 - Associações com espinélio	180
7.1.2 - Rochas cálcio-silicáticas	188
7.2 - GRAU DE CRISTALINIDADE DA GRAFITA	193
7.3 - RETROMETAMORFISMO	197
7.4 - GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA	202
7.4.1 - Geotermometria	206
7.4.1.1 - Geotermometria de ortopiroxênio e clinopiroxênio	206
7.4.1.2 - Geotermometria de granadas e biotitas	217
7.4.2 - Geobarometria	222
CAPÍTULO 8 - MINERAIS METÁLICOS	229
8.1 - SULFETOS	230
8.2 - ÓXIDOS	235
8.3 - OUTROS MINERAIS	239

8.4 - QUÍMICA MINERAL DOS ÓXIDOS	240
8.5 - GEOTERMOMETRIA E BAROMETRIA DE OXIGÊNIO	252
8.6 - QUÍMICA MINERAL DOS SULFETOS E DE OUTROS MINERAIS.	266
8.7 - PARAGÊNESE DOS SULFETOS	274
8.8 - COMPARAÇÕES ENTRE O MINÉRIO DE SURUBIM E O DE CA RAÍBA	277
CAPÍTULO 9 - PETROQUÍMICA	291
9.1 - "NÚMEROS DE NIGGLI" - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO	305
9.2 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO A PARTIR DA PORCENTAGEM EM PESO DOS ÓXIDOS E DOS VALORES EM PPM DE CERTOS ELE MENTOS	316
9.3 - DIAGRAMAS UTILIZANDO OS PARÂMETROS DE NANCY	347
9.4 - OUTROS DIAGRAMAS	354
9.5 - COMPARAÇÃO ENTRE A OCORRÊNCIA DE SURUBIM E A JAZI DA DE CARAÍBA	364
CAPÍTULO 10 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E RESUMO DAS CON CLUSÕES	367
10.1 - REGIÃO DE SURUBIM	369
10.2 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO	374
10.3 - MINERALIZAÇÃO	383
10.4 - DISCUSSÕES SOBRE O PROVÁVEL AMBIENTE REGIONAL	384
10.5 - CONDIÇÕES DE METAMORFISMO	386
10.5.1 - Metamorfismo Progressivo	386
10.5.2 - Transformações Pós-Granulíticas	393
10.5.3 - Origem das Biotitas	394
10.5.4 - Geotermometria e Geobarometria	397
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	406

ÍNDICE DE FIGURAS

FIG. 1 - Mapa de localização do Vale do Rio Curaçã, BA, e da ocorrência de cobre de Surubim	7
FIG. 2 - Localização e acesso à área de Surubim, BA.	7
FIG. 3 - Mapa geológico simplificado mostrando os terrenos granulíticos-gnâissicos do Vale do Rio <u>Cu</u> raçã, BA.	26
FIG. 4 - Mapa geológico dos arredores de Surubim, BA.	56
FIG. 5 - Seção geológica A-B da figura 4	58
FIG. 6 - Mapa geológico simplificado do depósito de <u>co</u> bre de Surubim, BA.	61
FIG. 7 - a) Perfil litológico do furo de sonda FS-6019 (seção J-J'); b) Teores de Cu (%)	64
FIG. 8 - Relações de contato entre biotititos e outros tipos litológicos	67
FIG. 9 - Mapa da galeria subterrânea da seção L-L'	67
FIG. 10 - Perfis litológicos dos furos de sonda FS-6514 e FS-6316 (seção J-J')	68
FIG. 11 - Perfis litológicos dos furos de sonda FS-6118 (seção J-J') e FS-5716 (seção G-G')	69
FIG. 12 - Bloco diagrama do corpo mineralizado	72
FIG. 13 - Seção litológica horizontal, 30m abaixo da <u>su</u> perfície	72
FIG. 14 - Seção vertical J-J' do corpo mineralizado	73
FIG. 15 - Seções verticais I-I' e P-P' do corpo mineralizado	74
FIG. 16 - Seção litológica longitudinal do domínio norte do depósito de Surubim	75
FIG. 17 - Seção vertical D-D' do corpo mineralizado	75

- FIG. 18 - Diagrama de variação de Fe^{2+} e de $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ em função de Mg (nº de cátions da fórmula estrutural) de granadas de distintos tipos litológicos de Surubim 131
- FIG. 19 - Variações composicionais de granadas de diferentes tipos litológicos de Surubim, em função de: Ca-Fe-Mg; Mn-Fe-Ca e Mg-Fe-Mn (nº de cátions da fórmula estrutural) 131
- FIG. 20 - Diagrama de variação de $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ em função de Al_2O_3 (porcentagem em peso dos óxidos) para ortopiroxênios de diferentes tipos litológicos de Surubim 136
- FIG. 21 - Diagrama de variação de $100\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (porcentagem catiônica) para ortopiroxênios coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio de diferentes tipos litológicos de Surubim 136
- FIG. 22 - Diagrama de variação de $100\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (porcentagem catiônica) para ortopiroxênios coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio de diferentes tipos litológicos de Surubim 136
- FIG. 23 - Variação composicional de orto e clinopiroxênios de diferentes tipos litológicos de Surubim, em função das porcentagens molares dos componentes CaSiO_3 , MgSiO_3 e FeSiO_3 138
- FIG. 24 - Classificação e nomenclatura dos anfibólios de amostras de Surubim, através da variação de $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ em função de Si (nº de cátions da fórmula estrutural), conforme Leake (1978) 146
- FIG. 25 - a) Diagrama de variação de $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ em função de Al^{IV} (nº de cátions na fórmula estrutural) para anfibólios de amostras de Surubim. b) Representação das substituições edeníticas (relação 1:1), pargasíticas (relação 2:1) e das substituições apresentadas pelos anfibólios de Surubim (3:1) 149
- FIG. 26 - Diagrama de variação de Al^{IV} em função de $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$ para anfibólios de amostras de Surubim (nº de cátions da fórmula estrutural) 151
- FIG. 27 - Variação composicional de flogopitas-biotitas de amostras de Surubim, em função de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ e Si (nº de cátions na fórmula estrutural) 158

- FIG. 28 - Variação composicional de flogopitas-biotitas de amostras de Surubim em função de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ e Al^{VI} (nº de cátions na fórmula estrutural), segundo Guidotti (1984) 159
- FIG. 29 - Histogramas mostrando a variação de TiO_2 (porcentagem em peso) das biotitas de Surubim, enfocando-se diferentes relações texturais entre esses e outros minerais. **a** = total de amostras analisadas (44 amostras); **b** = biotitas englobadas em piroxênios e granadas (16 amostras); **c** = biotitas associadas a outros minerais (33 amostras) 163
- FIG. 30 - Diagrama de variação de Ti em função de Al^{VI} (nº de cátions na fórmula estrutural) para biotitas de diferentes tipos litológicos de Surubim 163
- FIG. 31 - Relações de fase para um olivina toleito em função de P_f e T, determinadas experimentalmente por Spear (1981), com fO_2 definida pelo "buffer" HM 176
- FIG. 32 - Relações de fase para um olivina toleito em função de P_f e T, com fO_2 definida pelo "buffer" QFM (segundo Spear, 1981). 176
- FIG. 33 - Relações de fase para um olivina toleito em função de P_f e T, com fO_2 definida pelo "buffer" WM (segundo Spear, 1981) 176
- FIG. 34 - Relações de fase para um olivina toleito em função de $\log/fO_2$ e T, para $P_f = 1$ Kb (segundo Spear, 1981) 177
- FIG. 35 - Diagrama μ_{SiO_2} versus μ_{H_2O} representando reações minerais na facies granulito (Choudhuri, 1984) 177
- FIG. 36 - Relações de fase de cloritas no sistema $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Distribuição das possíveis curvas univariantes ao redor do ponto invariante (Fawcett e Yoder, 1966) 183
- FIG. 37 - Diagrama $P_{H_2O} \times T$, mostrando o limite superior de estabilidade do clinocloro e da daphnita (McOnie et al., 1975). Representação das curvas teóricas para o limite de estabilidade de cloritas de composição intermediária 183

- FIG. 38 - Diagrama T versus $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, a $P_{\text{H}_2\text{O}}=2,07 \text{ Kb}$, mostrando as cinco associações resultantes da quebra das cloritas a altas temperaturas, obtido a partir dos resultados experimentais para a solução sólida clinoclóro - daphnita, a $f\text{O}_2$ definida pelo "buffer" Ni-NiO (McOnie et al., 1975) 186
- FIG. 39 - Relações de estabilidade no sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ em função de $\log m \text{ SiO}_2$ e $1/T$, a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ Kb}$, onde m = concentração molar de sílica (Hemley et al., 1977) 186
- FIG. 40 - Diagrama isobárico T - X_{CO_2} para o sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}$ a $P_f = 5 \text{ Kb}$ (Winkler, 1977) 192
- FIG. 41 - Difrátogramas de raios X ilustrando os vários estágios de grafitização progressiva em rochas metassedimentares (Landis, 1971) 195
- FIG. 42 - Difrátograma de raios X obtido para uma amostra de grafita de Surubim, após sua concentração a partir de ataques repetidos com HCl e HF. 196
- FIG. 43 - Diagrama de variação de $X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}$ de ortopiroxênios em função de $X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}$ de clinopiroxênios, biotitas, granadas e hornblendas de amostras de Surubim 204
- FIG. 44 - Diagrama de variação de $X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}$ de biotita em função de $X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}$ de ortopiroxênios, granadas, clinopiroxênios e hornblendas de amostras de Surubim 205
- FIG. 45 - Variações de $KD = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{opx}}/(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$ com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de amostras de Surubim 208
- FIG. 46 - Correlações entre as porcentagens em peso de Al_2O_3 de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de Surubim e as temperaturas obtidas pelo método geotermométrico de Wood e Banno (1973), a partir desses minerais coexistentes 215
- FIG. 47 - Variações de $KD = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{opx}}/(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$ com as porcentagens em peso de Al_2O_3 de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de amostras de Surubim 216

- FIG. 48 - Diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedembergita-Ferrossilita para orto e clinopiroxênios de Surubim, com as isotermas obtidas por Lindsley (1983) para pressões de 5 Kb. 216
- FIG. 49 - Distribuição do Mg entre granadas e biotitas coexistentes de amostras de Surubim, onde $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg+Mn)$. No diagrama estão representadas algumas isotermas calculadas por Perchuk (1977). 221
- FIG. 50 - Diagrama de variação de $\ln KD_{gr-bi}$ em função de $X_{Ca}+X_{Mn}$ das granadas coexistentes com biotitas de amostras de Surubim, onde $KD_{gr-bi} = (Mg/Fe)_{gr}/(Mg/Fe)_{bi}$ 221
- FIG. 51 - Variações composicionais de ilmenitas de amostras de Surubim, em função da porcentagem molar dos componentes $FeTiO_3$, Fe_2O_3 , $MgTiO_3$ e $MnTiO_3$, com representação dos campos relativos a ilmenitas de diferentes tipos de rochas, segundo Haggerty (1976) 243
- FIG. 52 - Variações composicionais de magnetitas e de espinélios (grânulos e lamelas em magnetita) de amostras de Surubim:
a) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$;
b) $Cr/(Cr+Al)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$;
c) $Ti/(Ti+Al+Cr)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$;
d) $Al/(Al+Cr+Fe^{3+})$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 248
- FIG. 53 - Variações composicionais de magnetitas e espinélios, lamelares e granulares, de amostras de Surubim, através das seções triangulares Fe^{3+} -Cr-Al e Al-2Ti-Cr do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965) 249
- FIG. 54 - Partição do MnO (porcentagem em peso) entre magnetitas e ilmenitas coexistentes, observada em amostras de Surubim 249
- FIG. 55 - Diagrama obtido por dispersão de energia mostrando os elementos presentes em magnetita de uma amostra de formação ferrífera dos arredores de Surubim 251
- FIG. 56 - Partição do Cr (nº de cátions na fórmula estrutural) entre magnetitas e suas exsoluções lamelares de espinélio 251

- FIG. 57 - Diagrama de variação de $\log fO_2$ em função de T para magnetitas e ilmenitas coexistentes, observadas em vários tipos litológicos de Surubim, utilizando-se: a) composições atualmente encontradas nas fases coexistentes; b) composições obtidas a partir da reintegração das lamelas de ilmenita na magnetita hospedeira; c) composições obtidas a partir da reintegração de lamelas de ilmenita nas magnetitas; com estimativas das composições originais das ilmenitas 264
- FIG. 58 - Variações composicionais dos sulfetos presentes em amostras de Surubim representadas no diagrama Cu-S-Fe (porcentagens em peso dos elementos). As pentlanditas encontram-se na aresta S-Fe do diagrama, estando indicadas suas porcentagens em Ni. 273
- FIG. 59 - Diagrama obtido por dispersão de energia mostrando os elementos presentes na altaíta 275
- FIG. 60 - Variação de S e Fe (porcentagem atômica) de pirrotitas de amostras de Surubim, com representação dos intervalos de temperatura mínima, obtidos a partir dos dados do solvus pirrotita-pirita de Craig e Scott (1974) 275
- FIG. 61 - Diagrama de variação $\log (SiO_2/Al_2O_3)$ em função de $\log [(CaO+Na_2O)/K_2O]$ para amostras de diferentes litologias de Surubim 293
- FIG. 62 - Diagrama de variação de al em função de si (números de Niggli) para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim 306
- FIG. 63 - Diagrama de variação $alk \times si$ (nºs de Niggli) para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim 306
- FIG. 64 - Diagrama de variação $mg \times si$ (nºs de Niggli) para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim 307
- FIG. 65 - Diagrama de variação de $fm \times si$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim 308
- FIG. 66 - Diagrama de variação $c \times si$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim 309
- FIG. 67 - Diagrama de variação $c/fm \times si$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim 310

FIG. 68 - Diagrama de variação $alk \times mg$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim	311
FIG. 69 - Diagrama de variação $k \times mg$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim	312
FIG. 70 - Diagrama de variação $ti \times mg$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim	313
FIG. 71 - Diagrama de variação $p \times mg$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim	314
FIG. 72 - Diagrama de variação de SiO_2 em função de MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	318
FIG. 73 - Diagrama de variação $FeO^* \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. (FeO^* : ferro total como FeO)	319
FIG. 74 - Diagrama de variação de Na_2O em função de MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	320
FIG. 75 - Diagrama de variação $TiO_2 \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	321
FIG. 76 - Diagrama de variação $MnO \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	322
FIG. 77 - Diagrama de variação $CaO \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	323
FIG. 78 - Diagrama de variação $Al_2O_3 \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	324
FIG. 79 - Diagrama de variação $P_2O_5 \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	325
FIG. 80 - Diagrama de variação $K_2O \times MgO$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	326
FIG. 81 - Diagrama de variação de Ni (ppm) em função de MgO (porcentagem em peso) para amostras de Surubim	327
FIG. 82 - Diagrama de variação de Cr (ppm) em função de MgO (porcentagem em peso) para amostras de Surubim	328

FIG. 83 - Diagrama de variação $\text{SiO}_2 \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	330
FIG. 84 - Diagrama de variação $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	331
FIG. 85 - Diagrama de variação $\text{Na}_2\text{O} \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	332
FIG. 86 - Diagrama de variação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	333
FIG. 87 - Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t}) \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. ($\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$: ferro total calculado como Fe_2O_3)	334
FIG. 88 - Diagrama de variação $\text{K}_2\text{O} \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	335
FIG. 89 - Diagrama de variação de P_2O_5 em função de TiO_2 (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	336
FIG. 90 - Diagrama de variação de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em função de TiO_2 (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	337
FIG. 91 - Diagrama de variação de CaO/TiO_2 em função de TiO_2 (porcentagens em peso) para amostras de Surubim	338
FIG. 92 - Diagrama de variação de SiO_2 em função de FeO^*/MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim, com delimitação dos campos das rochas calco-alcalinas e toleíticas, segundo Miyashiro (1974)	340
FIG. 93 - Diagrama de variação de FeO^* em função de FeO^*/MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim, com delimitação dos campos das rochas calco-alcalinas e toleíticas, segundo Miyashiro (1974)	341
FIG. 94 - Diagrama de variação de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim, com delimitação dos campos dos alcali olivina basaltos, dos basaltos com alta alumina e dos basaltos toleíticos, segundo Kuno (1968) e dos basaltos alcalinos e toleíticos de MacDonald e Katsura (1964)	344

- FIG. 95 - Diagrama de variação SiO_2 x SI (porcentagens em peso) para amostras de Surubim, com representação das séries hiperstênica, hiperstênica + pigeonítica e pigeonítica (Kuno, 1968) . 344
- FIG. 96 - Diagrama de variação de $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ x SI (porcentagens em peso) para amostras de Surubim, com representação das séries hiperstênica, hiperstênica + pigeonítica e pigeonítica (Kuno, 1968) 345
- FIG. 97 - Diagrama AFM para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim 346
- FIG. 98 - Tetraedros SAMC e S*A*M*C*, representando os minerais e os principais planos de referência para o estudo químico das rochas básicas e ultrabásicas (La Roche e Ohnenstetter, 1979) . 349
- FIG. 99 - Diagrama FGI* x FPY* para amostras dos diferentes tipos litológicos de Surubim, incluindo a representação de alguns minerais 352
- FIG. 100 - Diagrama FGI* x FPY* mostrando os campos de diferentes suites de rochas e seus "trends" de diferenciação (La Roche e Ohnenstetter, 1979). 353
- FIG. 101 - Diagramas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO+Fe}_2\text{O}_3)$ para amostras de Surubim e Caraíba 355
- FIG. 102 - Diagramas "AFM" de Mel'nik (1982) para amostras de Surubim e Caraíba 357
- FIG. 103 - Diagramas $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ para amostras de Surubim e Caraíba 359
- FIG. 104 - Diagramas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$ para amostras de Surubim e Caraíba 361
- FIG. 105 - Diagramas $\text{FeO}^*\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$ para amostras de Surubim e Caraíba 363
- FIG. 106 - Diagrama de variação de $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ x Cu (porcentagens em peso) para amostras de Caraíba . 382
- FIG. 107 - Diagrama de variação de $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ x Cu (porcentagens em peso) para amostras de Surubim . 382

- FIG. 108 - Diagrama de variação de T em função de X_{H_2O} , mostrando a estabilidade da hornblenda na reação (Gr): hornblenda + quartzo $\rightleftharpoons$ clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio (Choudhuri, 1984), com representação das condições de P e T estimadas para os granulitos de Surubim . . 390
- FIG. 109 - Diagrama esquemático de pressão em função de temperatura, mostrando o gradiente geotérmico normal e o gradiente de 6°C/km (Winkler, 1977), com representação das condições de P e T obtidas para os granulitos de Surubim 403

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA	I - Coluna litoestratigráfica do distrito cuprífero do Vale do Rio Curaçá.	31
TABELA	IIa - Análises químicas de plagioclásios por microsonda eletrônica	125
TABELA	IIb - Análises químicas de plagioclásios (Dispersão de Energia)	126
TABELA	IIIa - Análises químicas de granadas por microsonda eletrônica	129
TABELA	IIIb - Análises químicas de granadas (Dispersão de Energia)	129
TABELA	IV - Análises químicas de ortopiroxênios (microsonda eletrônica e dispersão de energia).	133
TABELA	V - Análises químicas de clinopiroxênios (microsonda eletrônica e dispersão de energia).	139
TABELA	VIa - Análises químicas de anfibólios castanhos (microsonda eletrônica e dispersão de energia)	142
TABELA	VIb - Análises químicas de anfibólios secundários por microsonda eletrônica	143
TABELA	VIIa - Análises químicas de biotitas por microsonda eletrônica	153
TABELA	VIIb - Análises químicas de biotitas (Dispersão de energia)	156
TABELA	VIII - Geotermometria opx-cpx, com temperaturas obtidas pelos métodos de Wood e Banno (1973) e Wells (1977)	213
TABELA	IX - Geotermometria granada+biotita. Temperaturas obtidas pelo método de Ferry & Spear (1978)	220
TABELA	X - Geobarometria granada+ortopiroxênio. Pressões obtidas pelo método de Harley e Green, 1982	228
TABELA	XI - Análises químicas de ilmenitas (Dispersão de energia)	242
TABELA	XII - Análises químicas de magnetitas (Dispersão de energia)	245

TABELA	XIII	- Análises químicas por dispersão de energia de lamelas de espinélio em magnetitas e espinélios granulares	247
TABELA	XIV	- Geotermometria/barometria de oxigênio-óxidos de ferro e titânio. Temperaturas e log f_{O_2} obtidos a partir das composições atuais de magnetitas _{ss} e ilmenitas _{ss}	257
TABELA	XV	- Composição química de magnetitas com ilmenitas reintegradas	259
TABELA	XVI	- Geotermometria/barometria de oxigênio-óxidos de ferro e titânio. Temperaturas e log f_{O_2} obtidos a partir de magnetitas _{ss} e ilmenitas _{ss} coexistentes com reintegração de lamelas na magnetita hospedeira	260
TABELA	XVII	- Estimativa das composições originais das ilmenitas	262
TABELA	XVIII	- Geotermometria/barometria de oxigênio-óxidos de ferro e titânio. Temperaturas e log f_{O_2} obtidos a partir de magnetitas _{ss} e ilmenitas _{ss} coexistentes com reintegração de ilmenita na magnetita e estimativa das composições originais das ilmenitas	263
TABELA	XIX	- Análises químicas de calcopiritas (Dispersão de energia)	267
TABELA	XX	- Análises químicas de bornitas (Dispersão de energia)	270
TABELA	XXI	- Análises químicas de pentlanditas, piritas e calcocitas-digenitas-djurleitas (Dispersão de energia)	271
TABELA	XXII	- Análises químicas de pirrotitas (Dispersão de energia)	272
TABELA	XXIII	- Classificação petrográfica de amostras de Surubim	294
TABELA	XXIV	- Análises químicas (rocha total) de amostras de Surubim	295
TABELA	XXV	- Números de Niggli para amostras de Surubim.	298
TABELA	XXVI	- Norma C.I.P.W. para amostras de Surubim . .	300
TABELA	XXVII	- Valores de FPY* - FGI* para amostras de Surubim	351

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 1 - FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2). Aspectos paragenéticos e texturais	111
FOTOMICROGRAFIA 2 - FS-5716 - 94,03m. Granulito granada quartzo norítico (U.2). Aspectos paragenéticos, texturais e de transformações de ortopiroxênios	111
FOTOMICROGRAFIA 3 - FS-6514 - 183,24m. Granulito gabronorítico com hornblenda (U.2). Aspectos paragenéticos, texturais e de transformações de ortopiroxênios e plagioclásios	112
FOTOMICROGRAFIA 4 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). Aspectos de "alteração" de ortopiroxênios	112
FOTOMICROGRAFIA 5 - FS-6118 - 40,43m. Granulito piroxenítico com faixas de quartzo e magnetita (U.3). Aspectos paragenéticos e texturais	113
FOTOMICROGRAFIA 6 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas. Aspectos texturais de transformação de ortopiroxênios e de remobilização de sulfetos	113
FOTOMICROGRAFIA 7 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). Aspectos texturais, de transformações de ortopiroxênios e de remobilização de sulfetos	114
FOTOMICROGRAFIA 8 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). Aspectos texturais, de "alterações" de ortopiroxênios e de remobilizações de sulfetos	114
FOTOMICROGRAFIA 9 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). Aspectos texturais, de transformações de ortopiroxênios e plagioclásios e de remobilização de sulfetos	115

FOTOMICROGRAFIA 10	- FS-5716 - 107,11m. Gnaisse de composição enderbítica. Aspectos paragenéticos e texturais	115
FOTOMICROGRAFIA 11	- FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). Aspectos paragenéticos e texturais . .	116
FOTOMICROGRAFIA 12	- FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). Aspectos de transformações de ortopiroxênios e plagioclásios	116
FOTOMICROGRAFIA 13	- FS-6514 - 183,24m. Granulito gabro-norítico com hornblenda (U.2). Aspectos paragenéticos	117
FOTOMICROGRAFIA 14	- FS-5716 - 126,80m. Granulito biotita piroxenítico. Aspectos texturais.	117
FOTOMICROGRAFIA 15	- FS-5716 - 126,80m. Granulito biotita piroxenítico. Aspectos texturais.	118
FOTOMICROGRAFIA 16	- FS-6514 - 186,51m. Granulito hornblenda piroxenítico (U.3). Aspectos paragenéticos e texturais	118
FOTOMICROGRAFIA 17	- FS-6514 - 183,24m. Granulito gabro-norítico com hornblenda (U.2). Aspectos paragenéticos e texturais . . .	119
FOTOMICROGRAFIA 18	- FS-6316 - 146,27m. Granulito norítico com faixas de hornblenda (U.2). Aspectos texturais, paragenéticos e de "alterações" de ortopiroxênios e plagioclásios	119
FOTOMICROGRAFIA 19	- FS-6019 - 80,60m. Granada biotitito (U.3). Aspectos texturais	120
FOTOMICROGRAFIA 20	- Gal. Sub. L-L' - 0,0m. Biotitito. Aspectos texturais e paragenéticos . .	120
FOTOMICROGRAFIA 21	- FS-6118 - 33,19m. Granulito piroxenítico (U.3). Aspectos texturais de parte da seção delgada.	121
FOTOMICROGRAFIA 22	- FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2). Aspectos texturais e paragenéticos	121

FOTOMICROGRAFIA 23	- FS-6118 - 55,00m. Granulito hornblenda norítico (U.3) - seção polida. Aspectos mineralógicos, texturais e de remobilização de sulfetos	280
FOTOMICROGRAFIA 24	- FS-6019 - 35,00m. Granulito norítico (U.2) - seção polida. Aspectos mineralógicos e texturais	280
FOTOMICROGRAFIA 25	- Gal. Sub. L-L' - 0,00m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos paragenéticos, texturais e de remobilizações de sulfetos	281
FOTOMICROGRAFIA 26	- FS-6514 - 183,48m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos texturais e mineralógicos	281
FOTOMICROGRAFIA 27	- FS-6118 - 33,19m. Granulito piroxênico (U.3) - seção polida. Aspectos texturais, paragenéticos e de transformações de sulfetos	282
FOTOMICROGRAFIA 28	- FS-6019 - 80,60 m. Granada biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos texturais e paragenéticos	282
FOTOMICROGRAFIA 29	- FS-6514 - 183,48m. Biotitito com magnetita (U.3) - seção polida. Aspectos texturais, paragenéticos e de remobilização de sulfetos	283
FOTOMICROGRAFIA 30	- FS-6514 - 185,39m. Biotitito com espinelio (U.3) - seção polida. Aspectos mineralógicos e texturais de óxidos, sulfetos e telureto	283
FOTOMICROGRAFIA 31	- FS-6514 - 185,39m. Biotitito com espinelio (U.3) - seção polida. Aspectos mineralógicos e texturais de sulfetos e telureto	284
FOTOMICROGRAFIA 32	- FS-5716 - 94,03m. Granulito granada quartzo norítico (U.2) - seção polida. Aspectos texturais e paragenéticos de sulfetos	284
FOTOMICROGRAFIA 33	- FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2) - seção polida. Aspectos texturais e paragenéticos de sulfetos	285

FOTOMICROGRAFIA 34	- FS-6019 - 35,00m. Granulito norítico (U.2) - seção polida. Aspectos texturais e paragenéticos de sulfetos . . .	285
FOTOMICROGRAFIA 35	- FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2) - seção polida. Aspectos de remobilização de sulfetos . . .	286
FOTOMICROGRAFIA 36	- FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos paragenéticos e texturais	286
FOTOMICROGRAFIA 37	- FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos de remobilização de sulfetos	287
FOTOMICROGRAFIA 38	- FS-6316 - 146,27m. Granulito norítico com faixas de hornblenda (U.2) - seção polida. Aspectos mineralógicos e texturais	287
FOTOMICROGRAFIA 39	- FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos mineralógicos e texturais	288
FOTOMICROGRAFIA 40	- FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3) - seção polida. Igual à foto 39, com nêcois cruzados	288
FOTOMICROGRAFIA 41	- FS-6118 - 40,43m. Granulito piroxenítico com faixas de quartzo e magnetita (U.3) - seção polida. Aspectos texturais de óxidos (magnetita) e silicatos	289
FOTOMICROGRAFIA 42	- FS-6514 - 177,26m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos texturais de magnetitas e ilmenitas	289
FOTOMICROGRAFIA 43	- FS-6118 - 33,19m. Granulito piroxenítico (U.3) - seção polida. Aspectos texturais e de martitização de magnetitas	290
FOTOMICROGRAFIA 44	- Gal. Sub. L-L' - 0,00m. Biotitito (U.3) - seção polida. Aspectos texturais e paragenéticos de magnetitas, ilmenitas e espinélios	290

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho tornou-se possível graças a colaboração de várias pessoas e instituições, às quais desejamos expressar os sinceros agradecimentos.

Agradecimentos especiais:

Ao Prof. Dr. José Vicente Valarelli, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, orientador desta tese, pelo constante estímulo e colaboração exaustiva com sugestões, discussões e críticas em todas as etapas do trabalho.

As instituições de pesquisa FAPESP (Processo nº 78/0789) e CNPq (Processo nº 10.1104/81), que colaboraram com auxílio financeiro através de bolsas de Doutorado, fator indispensável para a realização desta tese.

A Caraíba Metais S/A, que desde o início muito contribuiu para a realização deste trabalho, fornecendo total apoio de campo, possibilitando acesso a informações, mapas e perfis, de fundamental importância e auxiliando com recursos financeiros para a confecção de análises químicas e para o acabamento e impressão da tese. Agradecimentos especiais ao geólogo José Luiz Homem D'el Rey Silva e aos geólogos Persio Mandetta, Newton Djalma Franke, Paulo Roberto de Carvalho e José Acurcio C. de Moraes, pelos auxílios prestados e pelas inúmeras discussões sobre a geologia da área.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas S/A (IPT) em nome do Geol. Jairo de Sant'anna Taddeo e Myrian Cruxen Barros de Oliveira, da Divisão de Minas e Geologia Aplicada, que nos facultou o uso do fotomicroscópio Zeiss III Pol e de outros laboratórios, contribuindo também com inúmeras discussões e sugestões proveitosas; ao Prof. Dr. Yociteru Hasui desse instituto, que junto aos geólogos da Caraíba Metais S/A nos acompanhou em uma etapa de

campo, durante a qual foram realizadas intensas pesquisas e discussões sobre as complexas fases de deformação da área. Agradecemos também aos Srs. Nilson de Paula e Fabio Conrado Queiroz, pela confecção e acabamento de algumas seções polidas e delgada-polidas.

À PURIQUIMA Ltda. - Laboratório de Análises, nas pessoas do Dr. Salvador W. Baroni e Dr. Marcos Berenholc, pela execução das análises químicas de rochas e análises espectrográficas.

À Divisão de Metalurgia do IPT (DIMET) em nome do Dr. Tiberio Cescon e Sr. Antonio Joaquim, por ter facultado os laboratórios da mesma, permitindo a obtenção de diagramas de dissipação de energia de certos minerais, através do aparelho de microsonda eletrônica (EDS).

Ao Prof. Dr. Rainer Shultz, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que contribuiu com importantes discussões e sugestões sobre geotermometria/geobarometria e tratamento dos dados químicos, que enriqueceram vários capítulos deste trabalho.

Ao Prof. Dr. José Moacir Vianna Coutinho, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que prestou valioso auxílio no estudo óptico de seções delgadas.

Ao Prof. Dr. Hanz Schorscher, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e à equipe da Divisão de Minas e Geologia Aplicada do IPT, pelo auxílio no tratamento dos dados petroquímicos e pelas valiosas discussões sobre os mesmos.

Aos geólogos Fábio Gomide Rahal e André Zular, que muito colaboraram através do processamento de inúmeros dados químicos.

Ao Dr. Johildo Barbosa (da Secretaria de Minas e

Energia do Estado da Bahia), que realizou análises químicas por dispersão de energia de alguns silicatos e de minerais metálicos, na Faculdade "Pierre et Marie Curie" (Jussieu), Paris.

Ao Prof. Dr. Excelso Ruberti, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que nos acompanhou pacientemente nos trabalhos de microsonda eletrônica e que contribuiu com muitas sugestões.

Ao Prof. Dr. Mario H. Figueiredo, do Departamento de Geologia Geral e à Prof.^a Dra. Maria Angela F. Candia, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, por facultarem o acesso aos programas de computação para tratamento dos dados químicos de anfibólios e piroxênios.

À Prof.^a Sandra Maria de A. Furtado, da Universidade Federal de Santa Catarina e ao Prof. Gergely A. Júlíio Szabó, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que contribuíram em várias fases deste trabalho com discussões, críticas e revisão de certos capítulos.

Ao Prof. Dr. Raphael Hypólito, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, por facultar a utilização do Laboratório de Química e pelas sugestões dadas no decorrer do trabalho.

À Srta. Itacy Kroehne, ao Geol. Henrique Kioshi Izumi e ao Sr. Rodrigo Juan Machaca Vascón, responsáveis pela elaboração de diversos diagramas e mapas.

Agradecemos também ao Sr. João Batista de Souza, pela preparação de amostras e obtenção de difratogramas de raios X; às Sras. Melany T. Isauk e Analia Felipe e aos Srs. Claudio Hopp e Paulo Diakov, pela confecção de seções delgadas; à Sra. Almerinda Palmeira Chaves, pela confecção de seções polidas; às Srtas. Angélica de Mello Morente e Anileida de Mello Morente, pela elabora

ção de seções para microsonda; à Sra. Araide Sanches, pelos ser
viços datilográficos; ao Sr. Jaime A. da Silva e à equipe da se
ção gráfica do IG/USP.; aos Srs. Dalton Machado da Silva e Paulo
Roberto Molinaro pelas cópias xerográficas deste trabalho.

Aos professores e aos colegas de Pós-Graduação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, agradece-
mos as críticas, sugestões e o incentivo que tivemos durante a
realização do trabalho.

À Sra. Maria Antonieta Gonçalves Bello e à Srta. Li-
liane Gonçalves Bello, que contribuíram com a revisão do texto e
à Sra. Julia N. Silveira Bello, pelo auxílio na revisão final e
pelo incansável apoio e constante estímulo em todas as etapas des-
te trabalho, agradecemos de modo especial.

RESUMO

O depósito de cobre de Surubim, com reservas de 14 milhões de toneladas a 0,8% Cu, faz parte da província cuprífera do Vale do Rio Curaçã, localizada na parte norte-nordeste do Estado da Bahia. Ocupa uma área delimitada pelos paralelos $9^{\circ} 34'$ e $9^{\circ} 34' 30''$ S e meridianos $39^{\circ} 51''$ e $39^{\circ} 52' 15''$ W, situando-se cerca de 40 km ao norte da Jazida de Caraíba, a segunda maior do país, com reservas de 140 milhões de toneladas a 1% Cu.

A província cuprífera do Vale do Rio Curaçã localiza-se em terrenos de rochas de alto grau metamórfico, representadas por gnaisses e granulitos com núcleos migmatíticos, possuindo uma complexidade estrutural e litológica bastante acentuada.

Na área de Surubim foram identificadas três unidades distintas, com bases puramente litológicas: Unidade 1, composta por rochas gnáissicas, com bandamento freqüente, dado pela alternância entre camadas quartzo feldspáticas e camadas onde predominam minerais máficos; Unidade 2, constituída por intercalações de granulitos noríticos, gabronoríticos, gábricos, com proporções variáveis de biotita, e de finas lentes de granulitos plagioclásticos; e Unidade 3, mineralizada, onde predominam granulitos piroxeníticos e noríticos, com quantidades variáveis de biotita, podendo constituir termos verdadeiramente biotitíticos.

Intimamente associadas a essas litologias, ocorrem lentes de rochas cálcio-silicáticas e formações ferríferas. São também comuns leitos granatíferos ou grafitosos, em rochas de todas as unidades.

A mineralização concentra-se, principalmente, nas rochas da Unidade 3; mineralizações de baixo teor podem também ocorrer na Unidade 2, quando a mesma está intimamente relacionada à Unidade 3, sugerindo remobilizações a partir desta última. Ocorre sob a forma de sulfetos de cobre e ferro disseminados, localmente concentrados, devido as remobilizações freqüentes nesse de

pósito. É constituída essencialmente por calcopirita, bornita e idaíta, associadas principalmente à magnetita, pirrotita e pentlandita e, ocasionalmente, à pirita e arsenopirita. É comum, ainda, a presença de teluretos de Ni, Cu e Pb, englobados em calcopiritas e bornitas. Podem também ocorrer calcocita, digenita, covelita, anilita-djurleita, provenientes de calcopiritas e bornitas, bem como carbonatos de cobre supérgenos.

As associações mineralógicas observadas nas rochas das três unidades são indicativas de metamorfismo de alto grau, facies granulito, denotando também episódios retrometamórficos e hidrotermais posteriores, que conduziram a associações representativas de facies xistos verdes e, localmente, de mais baixo grau. O estudo paragenético das fases mineralógicas em equilíbrio (silicatos e sulfetos) indicaram temperaturas entre 700°C e 750°C , em condições de pressões intermediárias, para o pico do metamorfismo granulítico.

Métodos geotermométricos e geobarométricos, utilizando a partição de elementos entre fases coexistentes (dados de microsonda eletrônica), conduziram aos seguintes resultados: geotermometria opx+cpx, temperatura entre 700°C e 750°C (métodos de Wood e Banno e de Wells); geotermometria gr+bi, $T = 680^{\circ} - 700^{\circ}\text{C}$ (método de Perchuk); geotermometria gr+bi, temperaturas médias da ordem de 760°C (método de Ferry e Spear, com correção para o Ca e Mn das granadas segundo Hoinkes); geotermometria/barometria de oxigênio a partir de óxidos de Fe e Ti, $T = 690^{\circ} - 780^{\circ}\text{C}$ e $\log f_{\text{O}_2} = -16,07$ a $-13,37$ método de Buddington e Lindsley e de Powell e Powell, com estimativa das composições originais dos óxidos); geobarometria opx+gr, $P = 6-8\text{Kb}$ (método de Harley e Green).

Em particular, o geotermômetro/barômetro de oxigênio de óxidos de ferro e titânio, aplicado às composições atualmente observadas, forneceu indicações de que os reequilíbrios pós-granulíticos se estenderam até temperaturas bastante baixas, fora do intervalo de calibração de Buddington e Lindsley.

Os aspectos texturais e mineralógicos observados em seções delgadas e polidas, as análises químicas de rocha total,

os diagramas de variação obtidos, além das indicações de campo e dos estudos dos testemunhos de furos de sonda, sugerem um ambiente original, onde foi possível a alternância de sedimentos químicos e clásticos ocasionalmente grafitosos com rochas de natureza efusiva. Nesse ambiente vulcano-sedimentar, os elementos tais como Cu, Te e S podem ter sido provenientes de fontes exalativas, que teriam contribuído para a precipitação de formações ferríferas cu príferas. Processos de lixiviação das próprias rochas vulcânicas, dados pela convecção de fluidos causada por gradientes termais, também podem ser responsáveis pela concentração dos elementos me tálicos.

Possíveis variações faciológicas, na seqüência sedi mentar, relacionadas aos diferentes sub ambientes na bacia de se dimentação, bem como a eventual presença de interdigitações, devi do a prováveis fases transgressivas e regressivas, explicariam as importâncias relativas das várias litologias, nos depósitos de Su rubim e Caraíba. O posicionamento diferente dos dois depósitos na bacia de sedimentação, também poderia responder pela pequena es pessura das intercalações entre os vários tipos litológicos de Su rubim, contrariamente ao que ocorre em Caraíba.

Além disso, foram também observadas algumas diferen ças entre as mineralizações dos dois depósitos. O minério de Suru bim é, de modo geral, menos homogêneo em relação ao de Caraíba, no que se refere à granulação e texturas; possui grandes quantida des de sulfetos finos e pulverulentos, de difícil liberação, loca lizados, preferencialmente, no interior de pseudomorfos de piroxê nios. Essas feições refletem as intensas remobilizações de sulfe tos no depósito de Surubim, que seriam explicadas através de dife renças nas intensidades dos fenômenos pós-granulíticos que afeta ram as duas regiões.

As diversas fases de deformação, atuantes na seqüên cia vulcano-sedimentar original, teriam conferido, às rochas mine ralizadas da região, a geometria atualmente observada, ou seja: corpos constituídos por lentes de tamanho variável (dezenas de me tros a vários quilômetros), normalmente alongados segundo a dire ção N-S.

ABSTRACT

The Surubim copper deposit, with 44 million metric tons of ore at 0,8% Cu, belongs to the Curaçã River Valley (Vale do Rio Curaçã) Copper Province, located in the north-northeastern part of Bahia State. It occupies an area delimited by the $9^{\circ}34'00''$ and $9^{\circ}34'30''$ S parallels and the $39^{\circ}51'00''$ and $39^{\circ}52'15''$ W meridians, approximately 40 kilometers to the north of the Caraíba deposit, the second largest in Brazil with 140 million metric tons of ore at 1% Cu.

The Curaçã River Valley Copper Province is situated in high-grade terranes, represented by gneisses and granulites with migmatitic nuclei, which exhibit a high structural and lithological complexity.

Three distinct units were identified in the Surubim area on purely lithological basis: Unit 1, made up of gneissic rocks with a frequent banding due to the alternation of quartz-feldspathic layers with layers in which mafic minerals prevail; Unit 2, made up of alternate noritic, gabbro-noritic, gabbroic granulites with variable biotite proportions, and of thin plagioclase - rich granulite lenses; and Unit 3, mineralized, in which pyroxenitic and noritic granulites with variable biotite quantities predominate, which occasionally constitute true biotitic terms.

Lenses of calc-silicate rocks and iron-formations occur intimately associated with these lithologies. Garnet-rich or graphitic horizons are also common in rocks of all units.

Mineralization is concentrated mainly in rocks of Unit 3; low grade mineralization could also occur in Unit 2, when this unit is in intimate relation with Unit 3, thus suggesting remobilization from this last one. It occurs as disseminated copper and iron sulfides, locally concentrated due

to remobilizations common in this deposit, and it is made up essentially of chalcopyrite, bornite and idaite, mainly associated to magnetite, pyrrhotite and pentlandite and occasionally to pyrite and arsenopyrite. Ni, Cu and Pb tellurets enclosed in chalcopyrites and bornites are common. Chalcocite, digenite, covellite, anilite-djurleite, originated from chalcopyrites and bornites as well as supergene copper carbonates also occur.

The mineralogical associations observed in the rocks from the three units are indicative of high grade, granulite facies metamorphism, and also exhibit features which indicate later retrometamorphic and hydrothermal episodes that led to the development of mineral associations typical of greenschist facies, and locally even lower grade. Paragenetic studies of the mineral phases in equilibrium (silicates and sulfides) indicate temperatures between 700°C and 750°C , under intermediate pressure conditions for the peak of the granulitic metamorphism.

Geothermometric and geobarometric methods that utilize the elements partition between coexisting mineral phases (microprobe data) led to the following results: *opx* + *cpx* geothermometry, temperatures between $700 - 750^{\circ}\text{C}$ (Wood and Banno, and Wells's methods); *gr* + *bi* geothermometry, temperatures around $680 - 700^{\circ}\text{C}$ (Perchuk's method); *gr* + *bi* geothermometry, average temperatures around 760°C (Ferry and Spear's method, with Hoinkes's correction for Ca and Mn in garnets); oxygen geothermometry/geobarometry, based on Fe-Ti oxides, temperatures from 690°C to 780°C , and $\log f\text{O}_2$ from -16.07 to -13.37 (Buddington and Lindsley's, and Powell and Powell's methods, with original oxide compositions estimated); *opx* + *gr* geobarometry, pressure between 6 and 8 Kbar (Harley and Green's method).

In particular, the oxygen geothermometer/geobarometer of the iron - titanium oxides, when applied to the currently observed compositions, indicates that the post-granulitic re-equilibrations reached quite low temperatures, out of Buddington and Lindsley's calibration interval.

Textural and mineralogical aspects observed in polished and thin sections, whole rock chemical analyses and the variation diagrams obtained from them, integrated with field observations and the study of drill-core samples suggest an original environment in which the alternation of chemical and clastic sediments, occasionally graphitic, with volcanic rocks was possible. In this volcano-sedimentary sequence, elements like Cu, Te and S could be provided by exhalative sources, which would have contributed to the deposition of copper-rich iron formations; leaching of the volcanic rocks themselves due to the convection of fluids, caused by thermal gradients, could also have contributed to the concentration of the metallic elements.

The possible faciological variations in the sedimentary sequence, related to differences between sub-environments in the sedimentary basin, as well as to eventually occurring interdigitations due to probable transgressive and regressive phases would explain the relative importance of the various lithologies in the Surubim and Caraíba deposits. The different position of the two deposits in the sedimentary basin would also explain the small thickness of the intercalations amongst the various lithological types at Surubim in contrast to the manner they occur in Caraíba.

Apart from this, some other differences between the mineralizations at the two deposits were also observed: the Surubim ore is, in a general way, less homogeneous in grain size and texture when compared to that of Caraíba; it contains large quantities of fine, pulverulent sulfides difficult to release, localized preferentially inside the pyroxene pseudomorphs. These features reveal the intense sulfide remobilizations in the Surubim deposit, which would be explained through the differences in the intensity of the post-granulitic phenomenon which affected the two regions.

The various deformational phases which acted upon the original volcano-sedimentary sequence would have given to the mineralized rocks of the region their currently observed geometry,

which comprises lenses of variable size (tens of meters to many kilometers), usually elongated in the N-S direction.

1. INTRODUÇÃO

O cobre é um dos metais não ferrosos amplamente utilizado na indústria moderna, principalmente nos setores de eletricidade e comunicações.

As reservas mundiais de cobre, avaliadas em 1981 (dados apresentados por Ribeiro, 1984), são de 540.000.000 t de metal contido, concentrando-se, no entanto, em poucos países (Estados Unidos, Chile, Rússia, Zâmbia, Peru, Canadá e Zaire), não ocupando o Brasil posição de destaque.

Cálculos de reservas brasileiras, realizados em 1982, forneceram valores de 12.557.630 t de cobre contido (dados de Ribeiro, 1984), concentrados principalmente nas jazidas de Salobor-PA (9.189.600 t Cu), Caraíba-BA (1.332.000 t Cu), Mara Rosa-GO (571.200 t Cu) e Camaquã-RS (312.950 t Cu). O Brasil importou em 1981 e 1982, respectivamente, 83% e 77% do cobre consumido no país, ou seja, 156.456 t e 208.418 t. A projeção de consumo e produção nacionais prevêem para 1990, ainda uma necessidade de importação de 90.000 t, representando 34% do consumo nacional.

Através desses dados, observa-se a necessidade de pesquisas objetivando a descoberta de novos depósitos, e o melhor entendimento das ocorrências já conhecidas, para que o Brasil se torne auto-suficiente nesse bem mineral.

As ocorrências econômicas de cobre podem estar relacionadas a diferentes ambientes geológicos, sendo os seguintes os principais tipos de depósitos, responsáveis por cerca de 90% das reservas totais mundiais: jazimentos do tipo "cobre-pôrfiro", sedimentar, vulcanogênico e vulcano-sedimentar. Portanto, para uma melhor orientação das pesquisas e avaliação dos dados, é muito importante a caracterização do ambiente metalogenético das mineralizações. O sucesso da lavra depende, em grande escala, da qualidade das pesquisas no sentido da caracterização da tipologia dos depósitos, que se torna particularmente importante no caso de terrenos que sofreram várias fases de deformação e metamorfismo. No entan

to, é grande a dificuldade de caracterização dos depósitos em terrenos submetidos a metamorfismo de alto grau, seguido de fenômenos posteriores em diferentes condições físico-químicas, onde se perde grande parte das feições originais, devido a modificações e redistribuições acentuadas na mineralização, como é o caso da ocorrência de Surubim.

Este trabalho pretende dar continuidade às várias pesquisas de detalhe já realizadas na região do Vale do Curaçá, BA, através do estudo da metalogênese do depósito de cobre de Surubim. Para tanto, os seguintes aspectos foram enfatizados: caracterização dos vários tipos litológicos associados aos corpos mineralizados; estimativa das condições de metamorfismo atuantes na região, incluindo dados de geotermometria e geobarometria, obtidos a partir das análises químicas de minerais em equilíbrio; estudo dos fenômenos de retrometamorfismo, hidrotermalismo e demais "alterações" que são particularmente acentuadas nessa área; considerações sobre a formação das biotitas, amplamente distribuídas nos principais tipos litológicos desse depósito; reconstituição do ambiente original e considerações sobre a gênese da mineralização de cobre, incluindo a caracterização da mineralização primária e das remobilizações a que foi submetida; e correlação de certas características litogeoquímicas e metalogenéticas com a jazida de Caiaíba.

Para a realização deste trabalho foram feitas várias campanhas de campo e foram estudadas inúmeras amostras de testemunhos de furos de sondagem, além de amostras de trincheiras, de afloramentos regionais e de uma galeria subterrânea de pesquisas.

1.1 - HISTÓRICO DAS PESQUISAS NO VALE DO CURAÇÁ

Os dados apresentados neste item foram extraídos dos estudos de Mandetta (1982); Franke et al. (1982) e Sã e Reinhardt (1984).

A mineralização foi inicialmente detectada na Fazenda Caraíba em 1874, quando foram realizados os primeiros trabalhos de avaliação das ocorrências de cobre do Vale do Cuaraça. No entanto, os trabalhos de pesquisa na região apenas foram iniciados entre 1944 e 1946, pelo antigo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, enquanto que os primeiros estudos geológicos e petrológicos foram apresentados por Victor Leinz (1948) e por Schneider (1951).

Entre 1951 e 1953 o grupo canadense Northfield Mining Inc. realizou alguns trabalhos de pesquisa na região, os quais foram intensificados a partir de 1954 pelo Grupo Pignatari do Estado de São Paulo, através de levantamentos geoquímicos de solos em toda a província. Em 1966 a Mitsubishi Sogui do Brasil, junto ao Grupo Pignatari, realizou prospecção geoquímica de solos e levantamentos geofísicos, tendo sido detectadas anomalias de cobre; a mineralização foi posteriormente confirmada pela abertura de trincheiras. Em 1969 foram feitos os primeiros 29 furos de sondagem na área de Caraíba, num total de 5980 metros. Os dados geológicos obtidos através do estudo dos testemunhos provenientes desses furos de sonda e de uma galeria subterrânea, de 85 m de extensão e 30 m de profundidade, aberta em 1972, permitiram a realização dos primeiros cálculos sobre as reservas da província, que atingiram 8,0 milhões de toneladas a 0,9% Cu.

O Grupo Pignatari trabalhou na região até 1973, tendo havido participação conjunta da Mitsubishi Sogui do Brasil (1966 a 1968), do Departamento Nacional de Produção Mineral (1963 a 1968) e da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais a partir de 1968.

Em 1974 o Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico assumiu o controle da jazida, criando a Caraíba Metais S/A, e contratou a Rio Doce Geologia e Mineração S/A, como empreiteira, para realizar trabalhos de detalhe na região. Nessa época, além de uma reavaliação dos dados já existentes, foram desenvolvidos trabalhos adicionais de prospecção para o cálculo das reservas. Nessa fase foram executados novos furos de sondagem, além da abertura de trincheiras, mapeamento geológico de detalhe, prospecção

geofísica e levantamento geoquímico de solos.

A partir de 1979 a região tem sido estudada pela Caraíba Metais S/A, através de pesquisas geológicas de detalhe, objetivando a obtenção de relações entre mineralização e estruturas e visando o melhoramento dos processos de lavra.

1.2 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS DA REGIAO

A região apresenta clima semi-árido, caracterizado pela insuficiência de precipitações que ocorrem principalmente entre os meses de dezembro e março; a precipitação média anual varia de 200 a 500 mm. As temperaturas são elevadas, variando de 23°C a 35°C, ocorrendo altos índices de evaporação.

A vegetação predominante é característica de caatinga, sendo constituída por arbustos, cactos e leguminosas.

O relevo é característico de peneplano, com ondulações suaves, destacando-se pequenos morrotes formados principalmente por corpos quartzíticos; possui altitude média de 400 m acima do nível do mar. Elevações mais expressivas margeiam a área, destacando-se, principalmente, a Serra de Itiúba - Poço de Fora na sua parte leste.

A rede hidrográfica é constituída por riachos temporários, tributários do Rio Curaçã, cujos leitos permanecem secos durante grande parte do ano.

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A ocorrência de cobre de Surubim constitui um dos muitos depósitos da província cuprífera do Vale do Rio Curaçã, localizada na região nordeste do Estado da Bahia, próxima ao limite norte-nordeste do Cráton do São Francisco, definido por Almeida

(1977).

Essa província, que abrange uma área de aproximadamente 1700 km², engloba parcialmente os municípios de Juazeiro, Curaça e Jaguarari, sendo constituída por rochas de alto grau metamórfico, representadas por gnaisses, granulitos e migmatitos. Reveste-se de grande importância, pois além da jazida de Caraíba com reservas de 140 milhões de toneladas a 1% Cu, a segunda maior do país, ocorrem na mesma vários outros depósitos menores, entre eles o de Surubim.

O depósito de Surubim, com reservas de 14 milhões de toneladas a 0,8% Cu, está localizado cerca de 40 km ao norte da jazida de Caraíba (Fig. 1), numa área delimitada pelos paralelos 9°34' e 9°34'30"S e meridianos 39°51'55" e 39°52'15"W.

O acesso à região pode ser feito através da Rodovia BR-324 a partir de Salvador até as proximidades de Capim Grosso, e em seguida pela BR-407 até Barrinha. A seguir, toma-se a BA-314 de Barrinha até Caraíba, situada cerca de 44 km do entroncamento. O acesso a Surubim pode ser feito a partir de Caraíba, através de uma estrada de revestimento primário até a região de Poço de Fora, percorrendo-se, em seguida, cerca de 8 km na BR-235 em direção a Juazeiro. Através de uma estrada de serviço percorre-se 3,5 km, em direção norte, chegando-se ao centro da área (Fig. 2).

FIG. 1 - Mapa de localização do Vale do Rio Curaçá, BA, e da ocorrência de cobre de Surubim. (Franke et al., 1982).

FIG. 2 - Localização e acesso à área de Surubim, BA. (Mod. de Sã, 1981).

2. METODOLOGIA

2.1 - AMOSTRAGEM

Este trabalho foi baseado, principalmente, no estudo de amostras de testemunhos de furos de sonda e de galeria subterrânea de pesquisa (extensão de 40 m) da área de Surubim, Vale do Curaçá, BA. Foram também estudadas amostras de afloramentos, coletadas em levantamento geológico regional, bem como algumas da Jazida de Caraíba.

Durante os trabalhos de campo realizados na área, num total de 3 etapas, foram feitos alguns perfis geológicos - estruturais, descrição detalhada de testemunhos de furos de sonda e coleta sistemática de amostras.

Foram descritos e amostrados testemunhos de sete furos de sonda, descritos abaixo, quatro deles pertencentes a uma mesma seção geológica:

<u>Furo de Sonda</u>	<u>Seção</u>	<u>Intervalo (m)</u>
FS. 6514	J-J'	200,33
FS. 6118	J-J'	172,64
FS. 6019	J-J'	126,53
FS. 6316	J-J'	180,00
FS. 6722	P-P'	120,00
FS. 5716	G-G'	300,00
FS. 5312	C-C'	246,00

A Galeria amostrada, com 40 m de comprimento, pertence à seção geológica L-L'.

O mapa de localização dos furos de sonda e da galeria subterrânea de pesquisa, bem como alguns perfis, foram fornecidos, no local, pela Caraíba Metais S/A, permitindo um maior controle na amostragem e na seleção das amostras para os estudos posteriores.

2.2. MICROSCOPIA

Foram descritas cerca de 250 lâminas delgadas de amostras da área de Surubim, da Jazida de Caraíba e de afloramentos regionais, utilizando-se microscópios Zeiss monocular e Leitz binocular do IG-USP e o fotomicroscópio Zeiss III Pol do Instituto de Pesquisas Tecnológicas S/A (IPT).

Nesse estudo consideraram-se as características mineralógicas, texturais, paragenéticas e os aspectos de alteração, retrometamorfismo e hidrotermalismo (equilíbrios, transformações e neogênese de minerais).

A partir desse estudo foram selecionadas amostras para análises químicas (rocha total e química mineral por microsonda eletrônica) e para estudo óptico pormenorizado, com análises modais.

Para a determinação da moda, utilizou-se um contador de pontos, tendo sido considerados entre 1000 e 1800 pontos por seção delgada.

Foram também estudadas cerca de 50 seções polidas de amostras mineralizadas da ocorrência de Surubim, e algumas da Jazida de Caraíba, através de fotomicroscópio Zeiss III Pol do IPT. Além das características mineralógicas, texturais e paragenéticas, foram salientados os aspectos de remobilização dos sulfetos, acentuados na ocorrência de Surubim, em consequência de fenômenos hidrotermais, retrometamórficos e metassomáticos.

O estudo de seções delgadas e polidas foi amplamente documentado através de fotomicrografias ilustrativas dos vários aspectos mencionados, obtidas no fotomicroscópio Zeiss III Pol do IPT. As fotomicrografias mais significativas foram selecionadas para ilustrar este trabalho.

2.3. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Análises por difração de raios-X foram realizadas através de difratogramas obtidos no aparelho Phillips Norelco do Laboratório de Raios X do DMP/IG-USP.

Utilizou-se esse método apenas para amostras com grafita, objetivando-se a determinação do seu grau de cristalinidade que, segundo alguns autores, aumenta com o grau metamórfico, tratando-se, por isso, de um parâmetro importante. As condições utilizadas para esse fim foram: radiação Cu-K α , filtro de Ni e velocidade de varredura de 1° (2 θ)/minuto.

A partir dos difratogramas da grafita, previamente concentrada, determinou-se seu grau de cristalinidade segundo o método de Landis (1971), discutido no Capítulo 7.

2.4. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS COM GRAFITA

As rochas portadoras de grafita foram, inicialmente, desagregadas e moídas em almofariz de ágata, separando-se para estudo a fração entre 60 e 100 mesh. A amostra foi, então, aquecida por 0,5 a 3 horas, em HCl concentrado. Posteriormente, a amostra foi lavada e aquecida novamente por cerca de 12 horas, em uma solução contendo: 50 a 60 ml de HF (50%), 10 ml de HCl (37-38%) e 10-20 ml de água destilada. Foi realizado, então, novo aquecimento com HCl, por cerca de 6 horas. Esses ataques eliminam até os silicatos, concentrando a grafita, sem que sua estrutura seja modificada (Grew, 1974).

2.5. QUÍMICA MINERAL (Microsonda Eletrônica)

As análises de minerais por microsonda eletrônica foram feitas em seções delgadas-polidas circulares, metalizadas

com carbono.

Foram selecionadas 18 amostras, entre as 51 analisadas quimicamente (rocha total), tendo-se enfatizado, principalmente, as associações mineralógicas de interesse para o estabelecimento de geotermômetros e geobarômetros.

Inicialmente foi feito um estudo óptico pormenorizado das seções de microsonda, através do fotomicroscópio (luz transmitida e refletida) Zeiss III Pol, para a escolha dos grãos minerais (metálicos e não metálicos) a serem analisados.

Para facilitar a localização dos grãos selecionados no sistema óptico da microsonda eletrônica, as seções foram marcadas com auxílio de "objetiva" de ponta de diamante. As regiões assinaladas foram então documentadas com fotomicrografias, utilizando-se desde aumentos baixos (10 a 60 vezes) para a localização, observações texturais e paragenéticas, até aumentos elevados (450 vezes em alguns casos), para observação de pormenores de cada grão mineral selecionado. Nas fotomicrografias foram marcados os pontos de análises de cada mineral, evitando-se regiões afetadas por alterações, micro-fraturas ou inclusões.

Foram escolhidos, em média, três grãos minerais por seção delgada-polida, e em cada grão foram marcados três pontos para análise; em cada ponto realizaram-se cinco determinações. Em casos de minerais de composições heterogêneas, analisou-se um número maior de grãos por seção, bem como um maior número de pontos por grão. Foram tomadas precauções quanto à homogeneidade dos cristais, tendo sido efetuadas medidas nas bordas e nas partes centrais dos mesmos.

As análises foram executadas na microsonda eletrônica de fabricação ARL (Applied Research Laboratories) modelo EMX-SM do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-USP.

Esse aparelho dispõe de três espectrômetros, cada um contendo um par de cristais analisadores: LIF/ADP; LIF/ADP e LIF/RAP.

Desse modo podem ser analisados, concomitantemente, apenas três componentes de um dado mineral, havendo necessidade de se retornar ao mesmo ponto do grão, para as demais determinações.

Para o controle do fator flutuação (*drift*), efetuam-se medidas periódicas nos padrões utilizados e em cada amostra (através de um ponto de referência, medido no início e no fim de cada análise); as leituras dos padrões foram realizadas em intervalos de 50 minutos.

A determinação das contagens de radiação de fundo, "*background*", foi feita rotineiramente no início das análises, através de leituras realizadas acima e abaixo do pico de sintonização de cada elemento, considerando-se, ainda, as interferências de picos de outros elementos existentes nas amostras e nos padrões. As leituras do "*background*" foram feitas tanto para os minerais a serem analisados como para os padrões utilizados.

A precisão dos resultados situa-se em torno de 3% para os elementos maiores e de 5% para os menores.

As condições utilizadas nas análises foram: Potencial de aceleração de 15KV; corrente de amostra de 0,03 μ A; tempo de integração nos contadores de 10 segundos; diâmetro do feixe eletrônico de, aproximadamente, 1 μ .

Como padrões, foram utilizados espécimes mineralógicos de composição mais próxima possível da apresentada pela amostra analisada.

Os minerais analisados e os padrões utilizados em cada caso estão relacionadas abaixo:

Ortopiroxênios - Encontram-se, muitas vezes, bastante "alterados", sendo comuns: casos de pseudomorfos de clorita, talco e bastita, nos mesmos. Para as análises, foram selecionados os grãos menos afetados.

Foram analisados os seguintes elementos: Si, Ti, Al,

Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e K, tendo sido utilizados os padrões abaixo:

Augita - A-209 (Pd. 9) - para Fe, Na e Ti

Ortopiroxênio - (Pd. 3 - nº 9) - para Ca, Mg e Al

Clinopiroxênio - cpx. 5-118 (Pd. 3 - nº 7) - para Mg e Si

Biotita 1 - (Pd. 9) - para Mn

Cromita 53 - IN-8 (Pd. 8) - para Cr

Hornblenda Kakanui - (Pd. 5 - nº 9) para K

Clinopiroxênios - Ocorrem sempre menos "alterados" que os ortopiroxênios, de modo que não houve problemas para a escolha dos grãos.

Os elementos analisados foram: Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e K.

Padrões utilizados:

Augita - A-209 (Pd. 9) - para Fe, Ti e Na

Clinopiroxênio - cpx - 5-118 (Pd. 3, nº 7) - para Ca, Mg e Si

Ortopiroxênio - (Pd. 3 - nº 9) - para Al

Biotita 1 - (Pd. 9) - para Mn

Cromita 53 - IN-8 (Pd. 8) - para Cr

Hornblenda Kakanui - (Pd. 5 - nº 9) - para K

Anfibólitos - Hornblendas castanho esverdeadas e anfibólitos incolores.

Os seguintes elementos foram analisados nesses minerais: Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e K.

Padrões utilizados:

Hornblenda da Universidade da Basiléia - (Pd. 3, nº 1), para Si, Ca e Mg

Hornblenda Kakanui - (Pd. 5 - nº 9) - para Al, Na, Fe, Ti e K

Hornblenda Arenal - (Pd. 5 - nº 10) - para Fe, Ti e K

Hornblenda Wilberforce - (Pd. 7) - para Mn.

Tremolita Falls Village - (Pd. 7) - para Si e Ca

Actinolita Chester Vermont - (Pd. 7) - para Si, Al, Na e Mg

Cummingtionita - (Pd. 13) - para Fe.

Plagioclásios - Encontram-se intensamente albitizados, de modo que houve bastante dificuldade na escolha dos cristais mais frescos.

Elementos analisados: Ca, K, Na, Si e Al.

Padrões utilizados:

Bytownita - (Pd. 3 - nº 10) - para Ca e Al

Ortoclásio - (Pd. 3 - nº 3) - para K

Andesina - (Pd. 9) - para Na e Si

Granadas - Apresentam-se intensamente fraturadas, muitas vezes cloritizadas nas bordas e segundo as partições. As regiões "alteradas" foram, obviamente, evitadas.

Elementos analisados: Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg e Ca.

Padrões utilizados:

Granada - 12442 - (Pd. 4 - nº 5) - para Si, Al, Fe, Mg e Ca

Granada Victor Mine - (Pd. 5 - nº 5) - para Mg

Itrio granada - (Pd. 2 - nº 5) - para Mn

Augita A-209 - (Pd. 9) - para Ti

Biotitas - Vários tipos texturais de biotitas foram observados em Surubim, tendo sido analisados os seguintes: biotitas lepidoblásticas e granoblásticas; biotitas resultantes de transformações de ortopiroxênios; e inclusões arredondadas de biotitas em piroxênios e granadas.

Elementos analisados: Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ba e F.

Padrões utilizados:

Biotita da Universidade da Basiléia - (Pd. 2 - nº 9) - para Si e Al

Magnetita - (Pd. 9) - para Ti e Fe

Biotita 1 - (Pd. 4 - nº 10) - para Fe

Biotita 3 - (Pd. 2 - nº 8) - para Mn, Mg, K e F

Hornblenda Kakanui - (Pd. 5 - nº 9) - para Ca

Hornblenda da Universidade da Basiléia - (Pd. 3 - nº 1) - para Na

Eutético BaO-SiO_2 - (Pd. 5 - nº 16) - para Ba

Para a transformação das contagens obtidas nas análises em porcentagens dos óxidos dos elementos, foi utilizado programa de computação (SLAVE), nos casos de variações lineares da corrente de amostra (*drift*).

Como nem sempre foram obtidas essas condições, a transformação dos dados em porcentagem em peso dos óxidos foi, em muitos casos, realizada ponto por ponto, através da seguinte equação:

$$\% \text{ óxido do elemento} = \frac{\text{corrente do padrão}}{\text{corrente da amostra}} \times (\text{contagem AM-BKAM}) \times f$$

onde:

AM = amostra

BK = "background"

$$f = \frac{\% \text{ em óxido do elemento no padrão}}{\text{contagem do padrão} - \text{BK padrão}}$$

Os valores das contagens de radiação de fundo, "background", dos padrões, antes de serem utilizados na expressão acima, foram corrigidos para os valores de corrente do padrão.

Também foi realizada a correção do "background" da amostra, ponto por ponto, uma vez que as contagens são funções da corrente de amostra, que varia durante a análise. Tal correção é

de particular importância nos casos em que diferenças no "back ground" da amostra podem causar mudanças consideráveis nos valores das porcentagens em óxidos.

Correções para efeitos de matriz (fluorescência se cundária, número atômico e absorção atômica) foram efetuadas através do programa de computação (BETA), baseado no método de Bence e Albee (1968), que também fornece a fórmula estrutural dos minerais analisados.

Outras análises das fases silicáticas (orto e clino piroxênios, anfibólitos, plagioclásios, granadas e biotitas) e de espinélios, magnetitas, ilmenitas, sulfetos e alguns teluretos foram realizadas pelo método de dispersão de energia, na Faculdade "Pierre et Marie Curie" (Jussieu) em Paris, por gentileza do Geólogo Johildo F. Barbosa da Secretaria de Minas da Bahia.

Alguns diagramas de dispersão de energia também foram obtidos no Laboratório de Microsonda da Divisão de Metalurgia do IPT.

2.6. ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL

Para a realização das análises químicas de rocha total, foram selecionadas 51 amostras. A escolha baseou-se em dados de descrições macroscópicas e microscópicas detalhadas dos testemunhos dos furos de sonda e de amostras da galeria subterrânea de pesquisa.

Foram analisadas amostras constituídas em grande parte por rochas granulíticas de composições máficas-ultramáficas, mineralizadas ou não, tendo sido também incluídos alguns gnaisses encaixantes.

Como as rochas da ocorrência de Surubim apresentaram, quase sempre, indícios de "alterações" hidrotermais, de transformações retrometamórficas e metassomáticas, tomou-se cuidado espe

cial para selecionar amostras mais sãs e representativas.

As análises químicas foram realizadas pela Puriquímica Ltda. - Laboratório de Análises, em São Paulo. Foram analisados elementos maiores e menores, em porcentagem em peso dos óxidos, (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO e P_2O_5) e alguns elementos traços, resultados em ppm, (Cr^{3+} , V^{3+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Ba^{2+} , Zr^{4+} , Sr^{2+} , Rb^+ , Nb^{5+} e Y^{3+}), além de Cu^{2+} e S^{2-} , que para algumas amostras constituem apenas elementos traços.

A seguinte metodologia foi utilizada: absorção atômica (K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , MnO , Cr , V , Ni , Zn e Cu); absorção atômica ou titulação complexométrica (CaO , MgO); colorimetria (TiO_2 e P_2O_5); volumetria por óxido-redução (FeO , Fe_2O_3); gravimetria (SiO_2 , H_2O); fluorescência de raios-X (Nb , Y , Ba , Sr , Zr , Rb); e fluorescência de raios-X ou gravimetria (S).

2.7. TRATAMENTO DOS DADOS PETROQUÍMICOS

Os dados de análise química em rocha total foram inicialmente tratados através de um programa para obtenção das normas e outros parâmetros de interesse. O programa "General Rock Norm", desenvolvido inicialmente na Universidade de Bochum ("GRNA" - program, Bochum, 1970), foi modificado e ampliado por Braun (Mineralogisch-Petrographisches Institute, Technical University, Clausthal), e sua descrição detalhada foi publicada por Muller e Braun (1977, in: Schorscher e Mansur, 1979); posteriormente, foi adaptado por Schorscher e Mansur (1979) para o sistema Burroughs 6700, do "Núcleo de Computação Eletrônica da Universidade Federal do Rio de Janeiro". Esse programa foi remodelado e readaptado, para linguagem FORTRAN IV do computador B-6900 (CCE-USP), pela equipe do DMGA-IPT/S A sob orientação do Prof. Dr. José Vicente Valarelli (Relatório IPT - nº 20786).

As amostras de Surubim foram tratadas pelo programa readaptado pelo IPT, que calcula as normas e relações convencionais.

naís: (norma CIPW; porcentagens de cátions de Barth; cela padrão de Barth; norma de equivalentes catiônicos de Barth; números de Niggli; relações molares de diagramas triangulares: Al-C-F1, A2 - C-F2; Al-K-F1; A2-K-F2, Q-F-M e KLM; relações triangulares normativas em porcentagens em peso de: Al-K-FM, Q-Or-Ab, Q-Or-AbAn, Or-Ab-An, e a relação tetraédrica Q-Or-Ab-An.

Os cálculos foram realizados a partir das composições químicas, em porcentagens em peso dos óxidos, de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O^+ , TiO_2 e P_2O_5), incluindo também alguns constituintes menores (MnO , ZrO_2 , CO_2 , SO_3 , Cl, F, S, Cr_2O_3 , NiO e BaO).

Para as amostras de Surubim foram especificamente utilizados os resultados das normas CIPW e dos números de Niggli, os últimos responsáveis por vários diagramas incluídos neste trabalho.

A norma CIPW converte a análise química da rocha em porcentagens minerais, seguindo um modelo petrogenético pré-definido, discutido em Burri (1964) e Ulbrich (1978), entre outros.

O cálculo dos números de Niggli também foi realizado a partir das porcentagens em peso dos óxidos, com a determinação das proporções moleculares que são agrupadas de diferentes modos para a obtenção dos parâmetros químicos, como pode ser visto em Burri (1964) e Ulbrich (1978).

Os dados de análises químicas de Surubim foram também submetidos ao processamento de um programa que calcula os parâmetros de "Nancy", os quais discriminam conjuntos de rochas com litologias afins, evidenciando fenômenos com implicações petrogenéticas e metalogenéticas.

Esse programa foi desenvolvido no "Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy", sendo que em La Roche (1978) é apresentada uma revisão da maioria dos parâmetros, além de serem citadas referências aos estudos originais. As bases petrológicas e a dedução desses parâmetros podem ser vistas, entre outros, em O'Hara (1968) e La Roche (1979 e 1981). La Roche e

Ohnenstetter (1979) descrevem os parâmetros para os tetraedros SAMC e $S^* A^* M^* C^*$, e tratam estatisticamente os dados químicos de 601 amostras de complexos básicos e ultrabásicos da Austrália e Canadá.

O programa de "Nancy" foi adaptado por Schorscher e Mansur (1979) para o sistema *Burroughs* 6700, do "Núcleo de Computação Eletrônica da Universidade Federal do Rio de Janeiro", e remodelado e readaptado para a Linguagem FORTRAN IV, do Computador B-6900 (CCE-USP), pela equipe do DMGA-IPT/S A sob orientação do Prof. Dr. José Vicente Valarelli (Relatório IPT, nº 20786).

Para os cálculos dos parâmetros de "Nancy" devem ser utilizados os seguintes componentes, em porcentagem em peso dos óxidos ou de elementos: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , H_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO, ZrO_2 , CO_2 , SO_3 , Cl, F, S, Cr_2O_3 , NiO e BaO. O conteúdo em ferro deve ser expresso em Fe_2O_3 , e os componentes voláteis, como perda ao fogo. Análises que expressam separadamente Fe_2O_3 e FeO e que têm constituintes voláteis diferenciados são recalculadas automaticamente.

Os parâmetros obtidos a partir desse programa podem abranger diferentes problemas petrológicos. São subdivididos em: parâmetros de interesse geral; parâmetros específicos para rochas de tendência básica e para rochas metapelíticas e ígneas alteradas; e parâmetros para rochas máficas e ultramáficas, obtidos a partir dos tetraedros SAMC e $S^* A^* M^* C^*$.

Esses parâmetros permitem a análise dos dados químicos em sua direta relação com as composições mineralógicas das rochas; nos diagramas derivados podem ser representadas, concomitantemente, as análises químicas das séries de rochas e de seus minerais essenciais. Isso possibilita a determinação da influência que certos processos geológicos (cristalização fracionada, metamorfismo, hidrotermalismo e metassomatismo) tem sobre o quimismo e a mineralogia das séries de rochas.

Os diagramas obtidos a partir dos parâmetros de "Nancy" também são particularmente úteis para o estudo de proces

so metalogenéticos, que podem ser relacionados com a evolução petrogenética das séries de rochas.

No caso de Surubim, foram realizados os vários diagramas a partir de todos os parâmetros obtidos; no entanto, com exceção do diagrama FPY* - FGI*, os demais não foram incluídos neste trabalho, devido à ocorrência de grande dispersão de pontos, embora tenham fornecido elementos adicionais, indicativos de uma origem vulcano-sedimentar para esse depósito.

Ainda foram realizados outros diagramas petroquímicos clássicos, a partir das porcentagens em peso dos óxidos e de combinações simples das mesmas, além de gráficos utilizando as proporções de elementos menores e traços. Os diagramas triangulares, tais como $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO+Fe}_2\text{O}_3)$; "AFM" (de Mel'nik, 1982); $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$; $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$; e $\text{FeO*}\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$, são de particular importância por suas fortes indicações da natureza mista das rochas da região.

2.8. NOMENCLATURA UTILIZADA PARA AS ROCHAS DE SURUBIM

As rochas de Surubim são constituídas, essencialmente, por granulitos de composição máfica-ultramáfica, com gnaisses associados. Deve ser enfatizado, que as análises químicas dessas rochas nem sempre forneceram resultados compatíveis com os apresentados por Le Maitre (1976) para rochas ígneas equivalentes. Apesar desse fato, a classificação das rochas de Surubim foi baseada nas recomendações da Subcomissão dedicada à sistemática de rochas ígneas da IUGS (União Internacional de Ciências Geológicas), apresentadas em Streckeisen (1976), para maior facilidade de visualização das mesmas. No entanto, como essas rochas apresentam texturas indicativas de metamorfismo de alto grau, a nomenclatura obtida a partir das proposições da IUGS foi precedida do termo granulito.

Desse modo, a classificação das rochas de Surubim foi realizada com base em sua composição mineralógica. Essas composições foram determinadas, sempre que possível, a partir de análises

lises modais, as quais foram representadas no triângulo Quartzo-Feldspato Alcalino-Plagioclásio e nos diagramas de classificação de rochas "gábricas" e ultramáficas.

Por essa classificação, uma rocha de textura grano blástica, com porcentagens modais de 65 a 90% de minerais máficos (M), composta essencialmente por hiperstênio (~90%), com algum plagioclásio, além de biotita e/ou hornblenda (atê 5%) foi denominada de granulito hiperstenítico com biotita ou hornblenda. Quando a hornblenda (ou biotita) ocorre em maiores quantidades, a rocha foi denominada de granulito hornblenda (ou biotita) hiperstenítico; uma rocha composta por mais de 90% de biotita, com pequenas quantidades de plagioclásio e piroxênios, foi denominada de biotitito.

A classificação das rochas gnáissicas também foi realizada de acordo com a nomenclatura da IUGS, apresentada em Streckeisen (1976).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. ASPECTOS GERAIS

A região do Vale do Rio Curaçá, localizada a Nordeste da Bahia, se caracteriza por terrenos precambrianos de alto grau metamórfico. Está englobada em um cinturão móvel que constitui o limite leste do Craton arqueano do Paramirim que foi incorporado ao Craton do São Francisco em idades pós-transamazônicas (Almeida 1977 e 1981).

O Craton do São Francisco no Estado da Bahia é constituído por: a) rochas metamórficas de alto grau que compreendem: um núcleo mais antigo (3,1 a 2,7 b.a.) que constitui o Complexo Granulítico de Jequiê e os cinturões granulíticos mais jovens (2,7 - 2,2 b.a.) representados pelos Complexos de Caraíba, Itabuna e Paramirim; b) Sequências metassedimentares precambrianas, paleozóicas e mesozóicas, além de depósitos cenozóicos, sobrepõem-se às rochas mais antigas.

A existência de um cinturão móvel transamazônico, com episódios de migmatização e granitização entre 1900 e 2100 m.a. e com embasamento arqueano, situado numa faixa entre Salvador e Juazeiro, foi sugerida por vários autores, entre eles: Mascarenhas (1973, 1976); Inda e Barbosa (1978) e Pedreira et al. (1978). Essa faixa englobaria as localidades de Poço de Fora e Caraíba.

Existem muitas discussões a respeito do Craton do São Francisco, suas faixas marginais, bem como sobre os terrenos granulíticos associados.

Almeida (1981) mostra que o Craton do Paramirim é uma entidade geotectônica pré-transamazônica, enquanto o Craton do São Francisco foi consolidado em idades pós-transamazônicas. O limite leste do Craton do Paramirim é constituído pelo denominado Cinturão Móvel Costeiro, que engloba a faixa de Salvador Juazeiro, estendendo-se para sul até o Uruguai Oriental. Prossegue para o norte, provavelmente sob a faixa de dobramentos Sergipanos, até Alagoas.

O Setor norte desse cinturão, situado na parte leste

te da Bahia, englobando a região do Vale do Rio Curaçã constitui da por rochas do Complexo Caraíba, estabilizou-se em seguida ao Transamazônico, incorporando-se ao Craton do São Francisco no Proterozóico Superior. Constitui um "mobile belt" no sentido de Anhaeusser et al. (1969), ou seja: "um cinturão metamórfico linear que tende a envolver núcleos cratônicos antigos, caracterizando-se por metamorfismo de alto grau, granitização e por frequentes deslocamentos transcorrentes". Na parte leste desse setor é encontrado o núcleo cratônico de Serrinha (Mascarenhas, 1976) que inclui um complexo granítico-gnáissico além de rochas metavulcânicas (máficas e fêlsicas) e metassedimentos de baixo a médio grau de metamorfismo; constitui o "greenstone belt" do rio Itapicuru (Mascarenhas, 1976; Kishida, 1979; Kishida e Riccio, 1980). Em sua parte oeste ocorre a sequência metassedimentar, de origem essencialmente detrítica, do Grupo Jacobina (Proterozóico Inferior).

Jardim de Sá et al. (1976) discutem o limite sul do Complexo Caraíba com o de Jequiê (mais antigo), mostrando que o mesmo se dá através de zonas de transição e/ou falhamentos. A partir de dados geocronológicos discutem ainda as possíveis relações entre esses Complexos, sugerindo um zoneamento vertical entre a seção inferior mais antiga (Jequiê) e a Superior (Caraíba).

A região do Vale do Curaçã abrange pequeno trecho do Cinturão Móvel Costeiro, sendo caracterizada pelas rochas granulíticas, gnáissicas e migmatíticas arqueanas do Complexo Caraíba. A área de interesse para a mineralização limita-se a leste pela zona de falhas que acompanha os gnaisses sieníticos de Itiúba e a oeste com os metassedimentos do Grupo Jacobina; na porção norte os corpos máficos-ultramáficos estendem-se até as proximidades de Barro Vermelho; para sul essas associações ocorrem até a localidade de Suçuarana (Fig. 3).

Os contatos entre as rochas do Complexo Caraíba e os metassedimentos do Grupo Jacobina são difusos e gradacionais; no lado leste da Serra de Jacobina ocorre uma faixa, de cerca de 20 km de largura, de gnaisses e migmatitos com camadas de quartzitos e conglomerados, denominada de Cinturão Gnáissico Senhor do Bonfim, por Figueiredo (1981). Essa faixa tem sido descrita ou co

FIG. 3 - Mapa geológico simplificado mostrando os terrenos granulíticos-gnaissicos do Vale do Rio Curaçá, BA. (Mandetta, 1982).

mo sedimentos Jacobina altamente metamorfisados ou como rochas do próprio Complexo Caraíba.

Figueiredo (1981 e 1982), com base nas diferenças químicas, litológicas (sedimentos essencialmente químicos ocorrem no Complexo Caraíba) e no grau de metamorfismo entre as duas sequências (Complexo Caraíba - facies granulito; cinturão gnáissico Senhor do Bonfim - facies anfibolito), acredita que o cinturão gnáissico seja relacionado ao Grupo Jacobina.

3.2. GEOLOGIA DO VALE DO RIO CURAÇÁ

3.2.1. Trabalhos Anteriores

3.2.1.1. Estratigrafia e Origem dos Corpos Mineralizados

A mineralização de cobre do Vale do Rio Curaçá, especificamente a Jazida de Caraíba, foi descoberta há mais de um século (em 1874), porém os primeiros dados referentes às reservas e teores de minério da mesma foram obtidos pelo antigo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil em 1944 e 1945. A partir dessa data, diversos estudos têm sido realizados visando o melhor conhecimento sobre a geologia regional, gênese do minério de cobre e reservas de toda a província, sendo controvertidas e conflitantes as diversas hipóteses apresentadas.

Leinz (1948) definiu as hospedeiras da mineralização na Jazida de Caraíba, relacionando os sulfetos de cobre com rochas intrusivas máficas-ultramáficas. Descreveu a paragênese óxido-sulfeto, estimando a temperatura de cristalização do minério, considerado de origem magmática singenética. A cristalização dos sulfetos primários teria ocorrido nos últimos estágios de solidificação do magma, entre as temperaturas de 800°C e 450°C, valor compatível com uma origem magmática.

Schneider (1951, 1957), através de descrições metalográficas de amostras da Jazida de Caraíba, sugere uma origem a partir de um sill de rochas básicas submetido posteriormente a in

tenso cisalhamento, formando vários corpos "esfarrapados" com orientação N-S. Os sulfetos são assim considerados de origem magmática, porém com intensa remobilização posterior, salientando-se as transformações hidrotermais que teriam destruído as características primárias do corpo mineralizado.

Coutinho e Gomes (1964), estudando a Jazida de Caraíba, definem as rochas regionais como sendo constituídas pelas seguintes unidades: gnaisses migmatíticos de composições graníticas; um corpo de granito róseo que corta as encaixantes sob a forma de diques, mas que em escala ampla é concordante com a estrutura gnáissica; e um complexo básico constituído por granulitos noríticos, piroxeníticos e subordinadamente por biotititos, hornblenditos e diopsiditos, formando lentes descontínuas intercaladas no gnaiss. Sugerem que os gnaisses migmatíticos podem ter se desenvolvido a partir de sedimentos arenosos e argilosos, e que as rochas do complexo básico, portador da mineralização, teriam constituído intrusões magmáticas (diques), de composição basáltica. Com o metamorfismo de alto grau subsequente, as rochas basálticas se transformaram nos granulitos noríticos e piroxeníticos e, ao mesmo tempo, os sedimentos se converteram nos migmatitos, atualmente observados. Os autores também definem rochas metassomatizadas, fenômeno que teria ocorrido nos estágios finais do metamorfismo regional.

Barbosa et al. (1964, publicado em 1970) definiram, na região do Vale do Curaçá, o Grupo Caraíba como uma associação de rochas altamente metamorfisadas e migmatizadas, constituídas por: migmatitos de paleossoma anfibolítico, leptinitos, calcários, granitos róseos, granodioritos e tonalitos. Consideraram as rochas hospedeiras da mineralização de cobre como de origem ígnea intrusiva, sendo os sulfetos, magmáticos singenéticos.

Ladeira e Brockes Jr. (1969) agrupam as rochas da região no denominado Super Grupo Caraíba, apresentando pela primeira vez uma subdivisão estratigráfica do mesmo. A sequência estratigráfica da base para o topo foi apresentada do seguinte modo: Grupo Rio Curaçá (basal); Sequência máfica-ultramáfica; Grupo Tanque Novo e um conjunto de rochas granitóides, metassomatitos

e diaforitos associados (topo). O Grupo Rio Curaçã, subdividido em cinco Formações, englobaria rochas gnáissicas e migmatíticas constituídas por: gnaisses charnoquíticos-granulíticos, gnaisses cálcio-silicáticos e gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações de anfibolitos, gabros e piroxenitos e níveis de quartzitos ferríferos. O Grupo Tanque Novo, superposto sem nenhuma inconformidade ao anterior, seria constituído principalmente por seqüências supracrustais, representadas atualmente por gnaisses kinzigíticos (máficos e fêlsicos), gnaisses bandados com intercalações de quartzitos e anfibolitos, além de gnaisses quartzo-feldspáticos, englobados em três Formações.

Os autores consideram as rochas hospedeiras da mineração de cobre como de origem ígnea, intrudidas no Grupo Rio Curaçã. A grande complexidade litológica dessas rochas teria sido ainda mais acentuada devido a migmatização que afetou esse Grupo. Essas rochas seriam, portanto, mais recentes que as do Grupo Rio Curaçã e anteriores ou, no máximo, contemporâneas aos metassedimentos do Grupo Tanque Novo. Associam a seqüência máfica-ultramáfica, genética e estratigraficamente, a níveis de quartzitos ferríferos.

Delgado e Souza (1975) constataram a presença de rochas máficas e ultramáficas em outras associações litológicas pertencentes ao Grupo Tanque Novo de Ladeira e Brockes Jr. (1969), além da ocorrência generalizada de quartzitos ferríferos nesse Grupo, e reformularam a estratigrafia proposta por aqueles autores. Voltaram a utilizar a denominação de Grupo Caraíba, que englobaria as seqüências Rio Curaçã (inferior) e Tanque Novo (superior). Superpostas a essas seqüências ocorreriam as rochas granitoides, metassomatitos e diaforitos associados. Englobaram na seqüência Rio Curaçã gnaisses e migmatitos de fácies anfibolito alto a granulito (gnaisses charnoquíticos, granulitos fêlsicos, piroxênio granulitos, biotita-piroxênio granulitos, granulitos migmatizados, migmatitos, gnaisses migmatíticos, gnaisses quartzo-feldspáticos, biotita gnaisses e rochas máficas-ultramáficas). Foi subdividida em cinco unidades com base em considerações puramente litológicas (Tabela I). A seqüência Tanque Novo, de caráter predominantemente supracrustal, seria constituída por sedimentos químicos

(base) e clásticos (topo) metamorfisados a facies anfibolito. Sua origem foi relacionada a um ciclo de sedimentação provavelmente marinha, regressiva e oscilatória. Atualmente seria representada por diversos tipos de paragneisses, parcialmente migmatizados, kinzigitos, quartzitos, níveis de rochas cálcio-silicáticas, quartzitos ferríferos e anfibolitos. Subordinadamente foram descritos corpos gabro-dioríticos, noríticos, piroxeníticos e serpentiníticos. Foi subdividida em quatro unidades (Tabela I) e, contrariamente à sequência inferior, atribuíram às mesmas uma conotação estratigráfica que seria válida para toda a região do Vale do Curaçá. Os contatos entre essas unidades teriam caráter transicional, frequentemente mascarados pelas similaridades litológicas, acentuadas em grande parte pelo elevado grau de metamorfismo.

Os autores não observaram nenhuma inconformidade entre as Sequências Rio Curaçá e Tanque Novo, sendo sua separação feita através da identificação de paragêneses granulíticas, presentes apenas na inferior. Quanto às rochas granitóides, metassomatitos e diaforitos superpostos a essas sequências, foram descritos aos seguintes tipos litológicos: sienito Poço de Fora-Itiúba, gnaisses porfiroblásticos, granitos diversos e anfibólio gnaisses diaforíticos; os últimos seriam caracterizados pela intensa epidotização, e teriam se originado através do metamorfismo regressivo dos gnaisses porfiroblásticos.

As rochas do Grupo Caraíba foram consideradas como estruturadas segundo um amplo braquianticlinório de eixo N-S, onde a Sequência Rio Curaçá ocuparia a zona axial e a Tanque Novo seria distribuída periféricamente. Essa estrutura teria duplo caimento: para norte, na porção setentrional e para sul, na parte meridional.

Segundo os autores, as rochas máficas-ultramáficas encaixam-se nas duas sequências, e os níveis de quartzitos ferríferos ocorrem principalmente na sequência superior. Duas hipóteses foram consideradas para a origem das rochas mineralizadas: os corpos máficos-ultramáficos teriam constituído ou sedimentos ferro-cálcio-magnesianos puros e impuros, ou sucessivos derrames vulcânicos submarinos, de natureza básica-ultrabásica, intercalados na

seqüência sedimentar original.

Delgado e Souza (1976) propõem controles regionais litológicos e sub-estratigráficos para as rochas mineralizadas, além de controles locais da mineralização, regidos por: **a)** natureza da rocha máfica-ultramáfica (maior concentração de sulfetos ocorre nos hiperstenitos e melanoritos; têm disseminação regular nos no ritos e ocorre de forma subordinada nos gabros e dioritos); **b)** estrutura metamórfica das rochas hospedeiras (maior concentração nas rochas menos foliadas e orientadas); **c)** dobramentos (maior con centração no ápice das dobras isoclinais); **d)** granitização, hidrotermalismo e metassomatismo (responsáveis pela remobilização dos sulfetos).

Suszczyński (1972), com base em características tex turais, considera uma origem sedimentar estratiforme para as ro chas mineralizadas. Os processos metamórficos superimpostos teriam contribuído para a remobilização e reconcentração de um minério disseminado, já existente em certas facies sedimentares compostas por rochas carbonáticas férricas e magnesianas, puras e impuras. Essas evidências seriam corroboradas pela forma dos jazimentos que representariam camadas tabulares antes das deformações. Também en fatiza a ausência de Pt e Ni, comuns em rochas básicas-ultrabásicas de origem vulcânica.

Almeida et al. (1973) consideram o Grupo Caraíba co mo uma seqüência de metassedimentos de pouca maturidade e as ro chas máficas-ultramáficas como eruptivas, associadas à seqüência sedimentar.

Figueiredo (1976) estudou a geologia e a geoquímica da região de Poço de Fora e considerou para as rochas metamórfi cas do Grupo Caraíba um ambiente original que corresponderia a de pósitos sedimentares marinhos, em uma antiga plataforma continen tal, de idade arqueana. Admitiu, ainda, que a granulitização ocor reu depois da migmatização, devido a presença de hiperstênio e tex tura granulítica nos leucossomas de migmatitos. Sugeriu que os de pósitos de cobre estariam relacionados ao vulcanismo sub-aquático que ocorreu ainda no estágio pré-metamórfico da plataforma conti

mental, o que foi atestado por várias evidências: associações de alguns corpos máficos-ultramáficos com formações ferríferas bandadas arqueanas (itabiritos), de sedimentação química tufácea; disposição dos corpos máficos-ultramáficos concordantemente com as demais litologias; e a existência de fenômenos de migmatização nesses corpos, bem como a ocorrência de dobramentos relacionados às feições estruturais regionais. A presença de formações ferríferas foi constatada na região de Caraíba - Poço de Fora, estando as mesmas distribuídas numa faixa de cerca de 100 km de extensão, como corpos orientados segundo uma direção aproximada N-S, paralela mente à foliação regional; entre Caraíba e Pinhões ocorrem como uma faixa contínua de 15 km de extensão, com espessuras de alguns metros a dezenas de metros. O autor sugeriu que essas formações ferríferas foram depositadas originalmente como sedimentos químicos, devido ao claro bandamento existente entre camadas ricas em quartzo e outras ricas em magnetita. Além disso, alguns autores citados em Figueiredo (1976 e 1981) mencionam a existência de contatos gradativos entre bandas ricas em magnetita-sulfeto (pirrotita) e anfibolitos. Essas características, aliadas às pequenas espessuras dessas rochas quando comparadas à extensão longitudinal, são típicas de sedimentação química tufácea do Arqueano, que tem relação com vulcanismo sub-aquático e/ou eventos exalativos (James, 1954; Hutchinson, 1977 entre outros). Alguns dos corpos anfibolíticos foram, no entanto, relacionados a uma origem sedimentar a partir de lentes carbonáticas e margosas que sofreram metamorfismo de alto grau. A partir dessas feições mineralógicas e estruturais, Figueiredo (1976) sugeriu que essa unidade constituiu, na verdade, uma formação ferrífera bandada precambriana, que foi originalmente depositada como sedimento químico.

Hutchinson (1977) explica a complexa sequência litológica do Vale do Curaçá a partir de uma origem vulcano-sedimentar. Considera as rochas gnáissicas como claramente metassedimentares, derivadas provavelmente de grauvacas, e os gabros, noritos e anfibolitos como tendo constituído rochas vulcânicas basálticas e andesíticas com piroclastos relacionados. Também salienta a importância das formações ferríferas ricas em magnetita que ocorrem por todo o vale, às vezes contendo calcopirita e bornita, podendo en

contrar-se em contato direto com outras rochas mineralizadas. Essas formações ferríferas das facies óxido e óxido-sulfeto do tipo vulcanogênico, originalmente constituídas por magnetita+pirrotita +calcopirita, seriam responsáveis pela formação de um minério deficiente em sulfetos, como é o caso de Caraíba, quando comparado com a maioria dos depósitos hipógenos. Assim, as formações ferríferas e as cálcio-silicáticas representariam originalmente intercalações de sedimentos químicos nas outras rochas.

O autor ainda menciona, na área de Caraíba, a existência de piroxenitos/noritos grosseiros, maciços, mineralizados, que cortam todas as estruturas gnáissicas. Essas rochas podem ter xenólitos de gnaisses e formam corpos irregulares com contatos nitidamente discordantes. Foram consideradas como tendo sido formadas a partir de intrusões que ocorreram num estágio tardio da história metamórfica, por não apresentarem feições de compressão e gnaissificação. Teriam constituído mobilizados ou magmas gerados pelo metamorfismo, através da fusão parcial de algum tipo de formação ferrífera de composição particular, contendo minerais de cobre, que foram injetados em fraturas, planos de acamamento e outras descontinuidades.

Hutchinson (1977) ainda enfatiza que as mineralizações de cobre do Vale do Curaçá não se assemelham aos depósitos de sulfetos vulcanogênicos arqueanos, representando um tipo particular de ocorrência à qual foi atribuída uma idade proterozóica inferior; não constituem depósitos típicos de sulfetos maciços vulcanogênicos, devido a ausência de Zn e Pb; também não são típicos depósitos vulcanogênicos arqueanos de "*greenstone belts*", como ocorre no oeste da Austrália, nem se assemelham aos depósitos magmáticos de Ni-Cu como Sudbury, pois têm razões Ni/Cu muito baixas.

Morais e Silva (1978) estabeleceram uma sucessão estratigráfica na parte norte do Vale do Curaçá, representada por dois conjuntos de rochas granulíticas: um compartimento granulítico inferior que corresponderia à Unidade Poço de Fora da Sequência Rio Curaçá, proposta por Delgado e Souza (1975); e um compartimento granulítico superior relacionado à Unidade Bom Despacho,

que constitui o membro basal da Sequência Tanque Novo, dos mesmos autores. Esses dois conjuntos estariam separados por rochas de natureza híbrida (granulitos - migmatitos), e nas zonas de interfaces entre as seqüências granulíticas e a unidade híbrida são mencionadas litologias cloritizadas, relacionadas a prováveis derrames vulcanogênicos de composição básica a intermediária. As rochas máficas e ultramáficas estariam associadas às unidades granulíticas e migmatíticas, como intercalações concordantes a subconcordantes, e são interpretadas como tendo constituído originalmente derrames vulcanogênicos.

Figueiredo (1981) utilizou a denominação de Complexo Caraíba para o conjunto de rochas da região, considerando a dificuldade em reconhecer formações diferentes nesse terreno de alto grau. O Complexo Caraíba foi interpretado como uma seqüência supracrustal metamorfisada, originalmente composta por arcôseos e grauvacas, com contribuições de rochas dacíticas-andesíticas vulcanoclásticas e tufáceas, que constituem atualmente os gnaisses felsico-intermediários. Subordinadamente ocorreriam as rochas vulcânicas básicas (ortomafitos), tufos básicos (paramafitos e melanossomas de migmatitos) e sedimentos químicos (rochas carbonato-calcio-silicáticas e formações ferríferas). As características químicas dos ortomafitos indicaram uma origem ígnea, mas que não foi indubitavelmente caracterizada como vulcânica ou intrusiva; no entanto, devido a associação de algumas dessas rochas com formações ferríferas, foi atribuída às mesmas uma origem extrusiva. Sua composição química mostrou-se semelhante à de toleitos e basaltos arqueanos, porém mais rica em Mg. Os paramafitos, com mineralogia e química comparáveis às dos melanossomas de migmatitos, também mostram-se quimicamente semelhantes aos toleitos e metabasaltos arqueanos, diferenciando-se, no entanto, por seus maiores teores em Na e K. Para explicar a natureza alcalina dessas litologias, o autor apresentou algumas hipóteses: ou os tufos básicos originais estariam relacionados a basaltos alcalinos, ou teria havido um certo grau de mistura com sedimentos ou com outros tufos felsicos, ou ainda teria ocorrido metassomatismo ou metamorfismo de assoalho oceânico, devido a circulação convectiva da água do mar.

Atualmente o complexo é constituído por gnaisses fel

sico intermediários bandados, algumas vezes com estruturas migmatíticas, e por corpos máficos-ultramáficos geralmente concordantes, formações ferríferas, lentes de rochas cálcio-silicáticas podendo conter anidrita e litologias portadoras de grafita. Para explicar essas litologias, suas relações de campo e o comportamento químico dos orto e paramafitos, o autor considerou um modelo vulcanossedimentar como o mais adequado. Com base em estudos geoquímicos sugeriu que parte do minério teria sido originada a partir das formações ferríferas, possivelmente de facies silicato-sulfeto que poderiam conter quantidades apreciáveis de sulfetos de cobre. Essa sugestão é reforçada pelo fato de que numa amostra de "piroxenito" mineralizado, contendo quantidades muito altas de ferro, foi encontrado um padrão de terras raras semelhante ao das formações ferríferas.

As litologias com anidrita poderiam representar originalmente evaporitos (Leake et al., 1979), ou esse mineral poderia ter sido formado a partir de carbonatos, nos horizontes cálcio-silicáticos, por ataque de SO_2 derivado da transformação da calcopirita em bornita e magnetita, durante o metamorfismo (Hutchinson, 1977 e Leake et al., 1979). É digno de nota que a anidrita só foi observada na área de Caraíba, apenas onde existe mineralização e que em rochas cálcio-silicáticas sem anidrita, em contato com rochas mineralizadas, sempre ocorrem algumas quantidades de sulfetos (Figueiredo, 1981).

A grafita, que ocorre como lentes em granulitos felsico-intermediários e em rochas máficas e granatíferas da região de Poço de Fora - Caraíba, teria sido formada ou a partir de detritos biológicos ou pela redução de CO_2 juvenil associado ao magmatismo básico (Figueiredo, 1981).

O autor ainda mencionou uma variação do grau metamórfico desse Complexo, a partir de facies granulito (na região do Vale do Curaçá) para facies anfibolito alto (região de Itiúba-Andorinha). A presença de rochas de facies xistos verdes no "greenstone belt" do Rio Itapicuru é compatível com essa variação metamórfica, levando-o a sugerir que o Complexo Caraíba e o "greenstone belt" citado representam, respectivamente, níveis profundos e rasos da

mesma unidade tectônica. Embora não hajam relações de idade totalmente estabelecidas, as similaridades litológicas, estruturais e a variação gradativa do metamorfismo, indicariam contemporaneidade entre os mesmos.

Lindenmayer (1980 e 1981) considera a região do Vale do Curaçã como sendo composta por um embasamento tonalítico a quartzo-monzodiorítico, com níveis gábricos, e por uma seqüência supracrustal de caráter pelítico na base e químico no topo. Agrupa as litologias da área em três domínios distintos, cada um representado por litologias com características petrográficas e petrogenéticas homogêneas:

- Domínio I - gnaisses bandados de composições granodioríticas-tonalíticas a quartzo-monzodioríticas-dioríticas, com intercalações gábricas (embasamento).
- Domínio II - gnaisses quartzo-feldspáticos, leptinitos, cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses, anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas (supracrustais).
- Domínio III - gnaisses migmatíticos de composições variáveis, interpretados como provenientes da migmatização dos domínios anteriores.

O Domínio I ocuparia a porção central do vale; o Domínio II estaria disposto numa faixa contínua, a oeste do Rio Curaçã e descontínua a leste do mesmo, e o Domínio III ocorreria principalmente na porção centro-sul do vale, mas também poderia estar representado por corpos alongados descontínuos, com direção N-S, a leste e a oeste do Rio Curaçã.

As rochas máficas-ultramáficas, hospedeiras da mineralização cuprífera, são consideradas como tendo, originalmente, constituído sills ou intrusões subconcordantes diferenciados, gradando de hiperstenitos a noritos, gabronoritos e anortositos, encaixados em rochas do embasamento e da seqüência supracrustal; teriam sido formados a partir da cristalização fracionada de um líquido basáltico toleítico, com enriquecimento em Fe e Ti. Os depósitos de cobre seriam condicionados pelo estágio de diferenciação

do líquido na época da intrusão. Considera ainda tais depósitos como sendo de segregação magmática, formados a partir de um líquido imiscível sulfetado em intrusões estratificadas; a separação desse líquido seria condicionada pela cristalização dos óxidos de ferro e titânio que causaria uma saturação em enxofre no mesmo. Assim, a cristalização desses óxidos seria o principal fator responsável pela acumulação dos sulfetos de cobre em teores econômicos. A ausência de rochas ultramáficas portadoras de olivina, relacionadas à mineralização, poderiam indicar que as intrusões teriam sido provenientes de um líquido basáltico, já diferenciado em profundidade.

A presença de rochas mineralizadas em contato com sedimentos carbonáticos portadores de anidrita e a presença de grafita associada aos sulfetos, são consideradas como evidências de que a assimilação de enxofre das encaixantes também poderia ter contribuído para a formação desses depósitos; a anidrita é interpretada como tendo sido formada a partir de evaporitos e não como resultado da substituição de sulfetos por magnetita, como sugerem Hutchinson (1977) e Figueiredo (1981) entre outros.

Jardim de Sã et al. (1982) discutem as seqüências estratigráficas com base nas relações estruturais e nos dados metamórficos, utilizando rochas intrusivas deformadas como indicativas da cronologia relativa. Devido a complexidade e aos vários eventos deformacionais na região, a divisão entre Unidade Rio Cuaraçã e Tanque Novo não é mantida em sua definição original, não tendo sido observada nenhuma relação entre embasamento e cobertura. Consideram a unidade mais antiga como uma seqüência de gnaisses bandados (denominados G₁), derivados provavelmente de uma pilha supracrustal, constituída originalmente por pelitos, quartzitos, arcóseos, mármore, rochas ricas em ferro e intercalações vulcânicas máficas a félsicas. A partir de algumas das litologias observadas, os autores sugerem a existência de um embasamento siálico. As rochas máficas-ultramáficas mineralizadas constituiriam intrusões pré-tectônicas nessa seqüência, uma vez que foram identificadas nas mesmas todas as fases de deformação existentes na região. Muitos dos gnaisses tonalíticos a graníticos com

hiperstênio, descritos por vários autores como "embasamento Rio Curaçã", são considerados por Jardim de Sã et al. (1982) como intrusivos na seqüência supracrustal, constituindo os denominados gnaisses G_2 , pois foram observados nos mesmos xenólitos dos gnaisses G_1 e de rochas máficas-ultramáficas previamente deformadas. Posteriormente teria ocorrido a migmatização e intrusões de granitos, hoje gnaisses graníticos e augen gnaisses, G_3 , que cortam as estruturas dos gnaisses anteriores englobando xenólitos dos mesmos. Muitos desses corpos "granitóides" teriam sido produzidos por anatexia de gnaisses da crosta inferior, como foi sugerido por Figueiredo (1981), a partir de dados geoquímicos, e confirmado pelas relações de campo observadas por Jardim de Sã et al. (1982).

Hasui et al. (1982) descrevem, como Lindenmayer (1981), três unidades litológicas distintas no complexo gnáissico granulítico do Vale do Curaçã, embora admitam que os dados sejam insuficientes para considerar os gnaisses granodioríticos-tonalíticos da Unidade I como representantes do embasamento de uma seqüência supracrustal. Consideram também as rochas máficas-ultramáficas, hospedeiras da mineralização, como corpos intrusivos originados a partir de um líquido toleítico já previamente diferenciado; enfatizam ainda que um dos fatores de controle da mineralização poderia ter sido o estágio de diferenciação do líquido, sendo que as maiores quantidades de sulfetos de cobre teriam ocorrido em seqüências substituídas por hiperstenitos-noritos-gabros.

Classificam os depósitos de cobre do Vale do Curaçã em quatro tipos que se diferenciam pelas quantidades relativas entre rochas piroxeníticas e noríticas, intensidade de alteração metassomática e tamanho e grau de mineralização dos corpos:

1. Depósitos onde os sulfetos se distribuem ao longo de toda a seqüência máfica-ultramáfica, estando associados a hiperstenitos que gradam a noritos com bandas piroxeníticas; nessas bandas ocorre uma disseminação, fraca a média, de sulfetos. Gabros e gabronoritos sem mineralização expressiva ocorrem na parte superior dessa seqüência. A Jazida de Caraíba, com 140 milhões de toneladas a 1% Cu, constitui exemplo desse tipo de depósito.

2. Depósitos menores formados por sulfetos associados a bandas alternadas de piroxenitos e noritos. Possuem reservas médias de 2,5 milhões de toneladas com 0,6 a 0,8% Cu e são bem representados pelas ocorrências de Angico e Pirulito, entre outras.
3. Ocorrências com pobres disseminações de sulfetos em gabronoritos. Geralmente não constituem depósitos econômicos. Exemplo, Terra do Sal.
4. Depósitos de cobre associados a seqüências máficas-ultramáficas parcial ou completamente biotitizadas. Como exemplo, citam o depósito de Surubim, com reservas de 14 milhões de toneladas a 0,8% Cu.

Mandetta (1982) estudou especificamente a Jazida de Caraíba, individualizando as seguintes seqüências litológicas:

- I. Complexo Charnoquítico, constituído por gnaisses bandados com ortopiroxênio, cujas composições variam de tonalíticas a granodioríticas, sendo caracterizados pela alternância de bandas máficas e fêlsicas. Esse complexo foi descrito na porção central do vale, podendo ser representativo de uma seqüência infracrustal. A essas rochas estariam relacionados alguns corpos máficos-ultramáficos e diques de composição anfibolítica.
- II. Seqüência Kondalítica, que englobaria gnaisses a sillimanita e cordierita, leptinitos, rochas cálcio-silicáticas e formações ferríferas. Essa seqüência, de grande heterogeneidade e com características vulcanossedimentares, foi observada intercalada nos gnaisses do Complexo Charnoquítico, distribuindo-se principalmente ao longo da borda oeste do vale e, de forma restrita e descontínua, em sua borda leste. Essas rochas têm sido interpretadas como de características supracrustais, mas segundo o autor, não existem dados de campo que elucidem as relações temporais e estratigráficas entre as duas unidades.
- III. Seqüências migmatíticas, distribuídas amplamente por todo o vale, foram interpretadas como resultado de fusões graníticas que ocorreram durante fases de deformação transamazônicas,

tendo se localizado em zonas estruturais mais favoráveis. Representariam processos de migmatização das Sequências I e II.

Os corpos máficos-ultramáficos mineralizados, distribuídos principalmente na região central do Vale do Curaçá foram interpretados como tendo sido formados a partir de toleitos, pobres em componentes magnesianos, intrusivos no Complexo Charnofítico e na Sequência Kondalítica.

3.2.1.2. Rochas Intrusivas

Corpos de composições graníticas, granodioríticas e quartzo-monzodioríticas, além de veios pegmatóides, distribuem-se amplamente por todo o Vale do Curaçá; suas relações estruturais e feições texturais indicam terem sido alojados em diferentes fases da história evolutiva. Alguns desses corpos possuem foliações internas bem desenvolvidas, geralmente concordantes com as da sequência gnáissica encaixante, embora possam existir casos de discordância. Evidências de dobramentos, muitas vezes com o registro de mais de uma fase de deformação, são comuns em alguns "granitoides". Alguns corpos podem ser cortados por intrusões mais jovens e, em certos casos, apresentar enclaves das rochas encaixantes.

Certos tipos de intrusão foram descritos mais detalhadamente por Delgado e Souza (1975); Lindenmayer (1981), Mandetta (1982) e Figueiredo (1981), entre outros, destacando-se os granitos equigranulares, os granodioritos porfiroblásticos, corpos de composição quartzo monzodiorítica e a intrusão sienítica de Itiúba.

Os granitos equigranulares são freqüentes na região, cortando principalmente as rochas gnáissicas (Domínios I e II de Lindenmayer, 1981). Possuem coloração rósea característica, com algumas variações locais para tonalidades cinzentas. Apresentam foliação e ocasionalmente bandamento e, neste caso, mostram uma textura gnáissica distinta, sendo freqüentes as lentes de quartzo alongado e orientado (Lindenmayer, 1981). Suas espessuras, obtidas

através de dados de sondagem por Lindenmayer (1981), variam entre 10 e 80 m, e suas relações estruturais indicam que foram intrudidos durante a primeira fase de deformação.

Corpos graníticos róseos e cinzentos, alongados e orientados segundo uma direção N-S, foram observados por Mandetta (1982), cortando as rochas gnáissicas ao longo da borda oeste das seqüências máficas-ultramáficas de Caraíba. Trata-se de corpos descontínuos, com foliação orientada segundo a direção N-S, com caráter intrusivo nítido observado em escala de afloramento, onde cortam o bandamento dos gnaisses, englobando xenólitos dos mesmos; também foram mencionados corpos graníticos cortando litologias máficas-ultramáficas.

Delgado e Souza (1975) também descrevem pequenos corpos de composição granítica a adamelítica, de colorações róseas e cinzentas, possuindo normalmente estrutura maciça, apenas localmente com foliações.

Essas rochas foram interpretadas como tendo sido originadas por processos de anatexia em condições metamórficas de facies anfíbolito-granulito (Delgado e Souza, 1975; Lindenmayer, 1981 e Figueiredo, 1981).

Os granodioritos porfiroblásticos são descritos no Vale do Curaçá por Lindermayer (1981) como constituindo afloramentos contínuos, alinhados segundo a direção N-S, sendo que um grande corpo alongado aflora a oeste da Serra de Itiúba. Possuem coloração cinzenta e foliação intensa, mostrando uma textura granolepidoblástica com megacristais de microclínio e ortoclásio. São também interpretados como tendo sido formados durante a primeira fase de deformação, por anatexia.

Segundo Figueiredo (1981 e 1982), esses corpos, classificados como augen gnaisses, seriam resultantes de metassomatismo dos gnaisses félsico-intermediários relacionado a fraturamentos ou falhamentos, pois os dados de análises químicas mostraram efeitos de remobilização metassomática de alguns elementos, tais como K, Rb, Pb e terras raras. A partir desses dados é sugerido

que houve forte remobilização de terras raras durante processos metassomáticos que ocorreram em condições metamórficas de facies anfibolito superior.

Corpos de gnaisses porfiroblásticos, que ocorrem na borda a oeste da Serra de Itiúba, são também descritos por Delgado e Souza (1975) e interpretados como resultantes da ação de metassomatismo potássico proporcionado pela intrusão do sienito, durante e após sua colocação.

Ainda existem pequenas intrusões de quartzo monzodioritos, alinhados segundo uma direção N-S, cortando principalmente o granodiorito porfiroblástico, a leste do Vale do Curaçã. Essas rochas possuem coloração cinza escura a esverdeada, apresentando normalmente foliações (Lindermayer, 1981).

Com base no padrão de terras raras de algumas rochas ígneas félsicas, Figueiredo (1981) sugere uma derivação a partir de rochas fonte, representadas por gnaisses da crosta inferior.

Lindenmayer (1980), com base nas estruturas observadas, considera que muitos dos corpos "graníticos" descritos teriam se intrudido durante a primeira fase de deformação; no entanto, Hasui et al. (1982) atestam ainda não ser possível o perfeito estabelecimento dos estágios de evolução dessas rochas, embora sejam observadas feições que sugerem várias gerações.

Quanto aos migmatitos, Lindenmayer (1981) menciona a presença de estruturas que caracterizam os três períodos de dobramentos observados na área, sugerindo que o fenômeno da migmatização teve larga duração temporal, persistindo durante as duas primeiras fases de deformação. Hasui et al. (1982), por outro lado, associam o metamorfismo anfibolítico e a migmatização principalmente à segunda fase de deformação.

Na parte leste do Vale do Curaçã é observado um conjunto de serras e serrotes orientados segundo a direção N-S, que constituem regionalmente a denominada Serra de Itiúba-Poço de Fora. Trata-se de um corpo sienítico com mais de 100 km de exten-

são e cerca de 12 km de largura média, abrangendo as localidades de Poço de Fora e Itiúba, cujas características estruturais sugerem uma colocação intrusiva (Figueiredo, 1976 e 1981; Delgado e Souza, 1975). Normalmente ocorrem em suas bordas grandes zonas miloníticas e onde estas estão ausentes, apresenta contatos bruscos com os gnaisses encaixantes. Na zona milonítica encontra-se, entre outras, a falha do Serrote do Souza que divide o corpo sienítico em dois blocos, um ao norte e outro ao sul, separados por um rejeito horizontal de 15 km (Delgado e Souza, 1975). É constituído principalmente por microclínio, hornblenda, clinopiroxênio e algum quartzo, apresentando em muitos casos foliações bem desenvolvidas, podendo englobar xenólitos dos gnaisses encaixantes e também de rochas máficas-ultramáficas, representadas atualmente por anfibolitos e hornblenditos (Figueiredo, 1981).

Delgado e Souza (1975), com base em estudos regionais, consideram que a colocação do corpo sienítico ocorreu posteriormente à fase tectônica principal da área, representando, no entanto, uma intrusão muito antiga, pois apresenta foliação às vezes bem desenvolvida, e é cortado por todos os sistemas principais de falhas presentes na região.

Figueiredo (1976), com base em dados e interpretações geocronológicas, sugere que a intrusão do sienito teria ocorrido entre o Arqueano e o Proterozóico Inferior (Ciclo Jequiê), com re-trabalhamento no Transamazônico. Através de sua composição química, que é comparável com a de outros sienitos arqueanos, Figueiredo (1981) sugere uma derivação a partir da fusão parcial de rochas do manto.

Ainda ocorrem no Vale do Curaçã rochas ultramáficas com olivina, constituindo corpos lenticulares isolados, não relacionados com as rochas mineralizadas (Mandetta, 1982 e Lindenmayer, 1981). Mandetta (1982) descreve um corpo restrito, com 300 m de extensão e 30 m de largura, orientado segundo a direção N-S, na parte oeste da área de Caraíba. Essas rochas foram também detectadas em subsuperfície, através dos testemunhos de furos de sondagem, onde ocorrem como pequenas lentes descontínuas. Os núcleos desses corpos são constituídos por dunitos e olivina piroxenitos,

enquanto as bordas compreendem gabros, gabronoritos e intercalações de websteritos. Podem estar associados a níveis de grafita e granada. A partir das relações de campo e de subsuperfície, o autor sugere não existir uma continuidade entre as associações mineralizadas e as ultramáficas com olivina, sendo as últimas também individualizadas através dos dados químicos, por possuírem teores muito mais elevados em MgO , Cr_2O_3 e NiO . Em seus contatos com os gnaisses encaixantes, muitas vezes foram observadas zonas de cisalhamento e o desenvolvimento de veios quartzo-feldspáticos alongados. Com base nessas feições, Mandetta (1982) sugere que esses corpos teriam uma origem intrusiva, a partir de um líquido magmático de composição magnesiânica, porém já sob a forma de corpos sólidos que se alojaram em zonas tectônicas favoráveis. Tal intrusão teria ocorrido durante os eventos metamórficos relacionados à primeira fase de deformações.

3.2.1.3. Estruturas

As principais estruturas na região do Vale do Curuçã são as foliações, as dobras e as descontinuidades (juntas, fraturas e falhas). A região possui uma grande complexidade estrutural, sendo difícil a caracterização precisa de suas fases de deformação, havendo interpretações conflitantes entre os vários pesquisadores.

Jardim de Sã et al. (1982) descrevem cinco fases de deformação plástica com base em perfis desenvolvidos entre Tanque Novo até o sul da Mina Caraíba e no mapeamento geológico detalhe da região de Poço de Fora, realizado por Archanjo (1981); suas características estão abaixo relacionadas.

A fase mais antiga identificada, D_1 , seria responsável pelo desenvolvimento do bandamento gnáissico de transposição (S_1) e de dobras isoclinais e intrafoliais, de eixos N-S, nas camadas gnáissicas. O bandamento gnáissico original teria se tornado paralelo a S_1 , o mesmo ocorrendo com qualquer outra superfície primária como, por exemplo, os contatos entre as rochas minerali

zadas e as encaixantes, mascarando qualquer feição estratigráfica. Correlacionam a esse evento, o desenvolvimento de quartzo estirado nos gnaisses bandados e em rochas granitóides intrudidas nessa fase, hoje representadas pelos ortognaisses G_1 . Relacionam a essa fase o metamorfismo de facies anfibolito, o que seria sugerido pela presença de migmatitos, ao sul da Mina Caraíba, deformados por esse evento.

A segunda fase, D_2 , teria desenvolvido figuras de interferência do tipo domos e cogumelos, observadas no bandamento gnáissico (S_1); as dobras desenvolvidas nessa fase possuiriam, portanto, eixos orientados segundo E-W. A ocorrência simultânea de padrões de interferência na forma de domos e cogumelos é explicada por variações que teriam ocorrido ou nos mergulhos dos planos axiais dessas dobras, ou nos plunges dos eixos das dobras da fase posterior. Durante essa fase o metamorfismo teria atingido facies granulito, atestado pela presença de hiperstênio em ortognaisses G_2 , em bordas de xenólitos incluídos nos mesmos e, ainda, em seqüências mais antigas; em outras áreas, como ao sul da Mina Caraíba, teriam permanecido as condições de facies anfibolito durante esse evento.

A terceira fase de deformação, D_3 , teria desenvolvido dobras apertadas a isoclinais com eixos orientados segundo a direção N-S, com plunges suaves, ora para norte ora para sul. Seus padrões de interferência com as dobras da primeira fase seriam do tipo 3, redobramento coaxial, e, com a segunda fase, do tipo domos e cogumelos. Foi observado o desenvolvimento de uma foliação penetrativa com a formação de biotitas em seus planos axiais, além de lineações (L_3) de quartzo estirado e de anfibólitos nos ortognaisses G_2 e nos granitos (G_3) intrudidos durante esse evento. Os autores consideram que este foi um evento de deformações progressivas; isso também foi observado por Archanjo (1981), que verificou que as dobras desta fase se tornam progressivamente mais apertadas na região leste de Poço de Fora, mostrando inclusive transposições ao longo de planos de cisalhamento. A zona milonítica, que margeia o sienito Poço de Fora-Itiúba, foi interpretada como um evento tardio da terceira fase. O acréscimo para leste das

deformações D_3 foi também verificado nos granodioritos porfiroblásticos que ocorrem a leste da Mina Caraíba, que se tornam deformados e transformados em augen gnaisses. Ao evento D_3 foi atribuído metamorfismo de facies anfibolito alto a epidoto-anfibolito, ocorrendo localmente condições granulíticas, onde foi observada uma segunda geração de hiperstênio. Foi ainda sugerido que as condições metamórficas também decrescem na direção leste, devido a presença de paragêneses constituídas por clorita + epidoto na zona de cisalhamento relacionada às fases D_3 tardias. Também foi atribuída a essa fase a microclinização dos gnaisses, a biotitização de anfibolitos e ultramáficas, feições essas que refletiriam fenômenos de metassomatismo e remobilização de potássio ao longo das zonas de cisalhamento.

A quarta fase de deformação, D_4 , teria desenvolvido dobras normais, suaves a abertas, com eixos sub-horizontais de direção N-S. Na parte norte da área, englobando as regiões de Poço de Fora e Pinhões, mencionam o desenvolvimento de clivagem de fratura (S_4) e, ocasionalmente, de uma foliação mineral; nas partes sul e sudeste da Jazida de Caraíba, por outro lado, foram observadas: clivagens de crenulação; o desenvolvimento de dobras abertas a fechadas, com "trends" N-NE, na foliação formada pela fase anterior, nos granitoides G_3 ; e, ainda, mobilizados graníticos relacionados à fase D_4 . Também o desenvolvimento de estreitas zonas de cisalhamento NE-SW foi atribuído à fase D_4 , que teria sido caracterizada pela retrogressão do grau metamórfico para facies anfibolito baixo e xistos verdes.

A última fase de deformação, D_5 , seria responsável pelas ondulações e dobras suaves, com eixos de direção aproximada E-W, associadas a umas poucas fraturas regularmente espaçadas. Ao sul da Jazida de Caraíba, esse evento seria marcado por zonas de cisalhamento de "trends" E-W e por foliações minerais desenvolvidas localmente nos granitoides G_3 . Foram mencionadas figuras em forma de domos de dimensões métricas, resultantes da interferência dessa fase com a anterior; além disso, teriam ainda provocado um aumento nas declividades dos eixos das dobras representativas das duas fases anteriores. A esse evento foram atribuídas condições me

tamórficas de facies xistos verdes a prehnita-pumpellyita. Durante o evento D_5 tardio, ou posteriormente ao mesmo, teria havido o desenvolvimento de falhas normais de direções N-S e NW-SE (Archanjo, 1981).

Lindenmayer (1981), Mandetta et al. (1980) e Hasui et al. (1982) atestam que pelo menos três fases de deformação plástica podem ser nitidamente distinguidas através das relações estruturais observadas na região; as mesmas indicações foram obtidas durante as etapas de campo realizadas para o desenvolvimento deste trabalho, a partir de perfis regionais.

As feições descritas abaixo referem-se a essas fases:

Fase 1 - Correspondente à primeira fase de Jardim de São et al. (1982). Desenvolveu dobras intrafoliares (D_1) de dimensões centimétricas a decamétricas, cujos eixos possuem direção N-S a NNE, podendo ser horizontais ou fortemente inclinados. Trata-se de dobras fechadas a isoclinais, com espessamento apical acentuado. Seus planos axiais encontram-se normalmente inclinados para oeste, conferindo muitas vezes a essas dobras, um caráter recumbente. São desenhadas por um bandamento pré-existente que ainda não tem uma origem esclarecida, podendo tratar-se de uma feição original. Desenvolveram uma xistosidade plano axial penetrativa, marcada pela disposição planar de micas e outros minerais de forma achatada, como o quartzo estirado. Existe ainda uma lineação mineral (L_1), paralela aos eixos dessas dobras, indicando um estiramento segundo a direção dos mesmos. A fase F_1 transpõe o bandamento original S, e as dobras D_1 encontram-se isoladas no meio das zonas de transposição, sendo que as feições planares acham-se paralelizadas. Causou um acentuado encurtamento crustal, evidenciado pelas transposições, sem, no entanto, afetar significativamente a geometria das unidades litológicas como um todo. Com base na xistosidade plano axial desenvolvida, Hasui et al. (1982) vinculam essa fase ao metamorfismo regional de facies granulito-anfibolito superior.

Fase 2 - Desenvolveu dobras, D_2 , similares, com eixos de direção

N-S e mergulhos horizontais ou verticais e planos axiais subverticais podendo mergulhar para oeste ou para leste, dependendo do local. Possuem dimensões decamétricas. Seus ângulos interflancos são maiores nos gnaisses tonalíticos e quartzo-monzodioríticos do que nas outras litologias. Nas dobras mais apertadas o espessamento apical é maior, havendo ainda o desenvolvimento de uma xistosidade plano axial S_2 , não penetrativa. Essa xistosidade restringe-se à zona apical, sendo causada pela reorganização e recristalização de minerais, em condições anfibolíticas. Ocorre ocasionalmente uma lineação L_2 , muitas vezes ondulada, indicando que nem sempre os eixos dessas dobras são retilíneos, o que pode ser devido a deformações não homogêneas (Hasui et al., 1982).

Como as dobras D_1 e D_2 são coaxiais e D_1 é originalmente recumbente, são freqüentes os modelos de superposição em laço. Localmente, ocorrem padrões de interferência intermediários, principalmente em migmatitos, indicando a não coaxialidade entre essas dobras. Esses padrões levaram alguns autores (Jardim de Sã et al., 1982) a sugerir a existência de uma fase anterior, com desenvolvimento de dobras de eixos E-W. No entanto, Hasui et al. (1982) não encontraram feições estruturais que provassem a existência regional dessa fase, e concluíram que esses padrões poderiam ser devidos a movimentações nas dobras da primeira fase em zonas mais plásticas, antes da incidência da Fase 2. Portanto, esta fase pode ser correlacionada com a fase D_3 de Jardim de Sã et al. (1982). Esta segunda fase de deformações configurou estruturas sinclinais e anticlinais de várias ordens, sendo a responsável pelas maiores modificações na geometria dos corpos rochosos (Hasui et al., 1982).

Deve ser enfatizado que a fase 4 de Jardim de Sã et al. (1982) não foi individualizada por Hasui et al. (1982), que sugeriu tratar-se apenas de variações locais no ângulo interflancos das dobras desta fase, condicionadas pelas litologias.

Fase 3 - Correspondente à fase D_5 de Jardim de Sã et al. (1982).

Desenvolveu dobras flexurais suaves, com eixos de direção E-W a N70W e planos axiais subverticais. Essas dobras ocorrem de modo esparsa na área, não introduzindo modificações apreciáveis na geometria dos corpos rochosos, causando apenas suaves ondulações. Parece ter evoluído progressivamente para a fase de tectôni

ca rígida, pois, associadas à dobras D_3 observam-se clivagens de fratura, dispostas em leque, com direções N70W e mergulhos variáveis, normalmente em camadas mais competentes.

Seguiu-se a essas três fases de deformação plástica o desenvolvimento de falhas, juntas e de alguns veios pegmatóides que se alojaram nessas descontinuidades.

As falhas observadas na região têm mergulhos abruptos e freqüentemente orientações em torno de N10-20E, embora existam outras direções. Destaca-se a falha de Itiúba (Serrote do Souza), de direção N-S a N15E, com desenvolvimento de uma extensa zona cataclástica de até 1 km de espessura e com foliação de forte mergulho. Seu caráter transcorrente é mostrado pelas estrias de atrito horizontais. O corpo sienítico apresenta, por sua vez, cizalhamentos conjugados N70E e N20E além de partição N40E, aparentemente desenvolvidos durante o falhamento (Hasui et al., 1982).

As juntas, freqüentemente presentes na área, formam quatro famílias subverticais entrecruzadas com orientações N30E, E-W, N60E e N20W. São planares e cortam as dobras e as falhas, representando as últimas descontinuidades (Hasui et al., 1982).

Os veios pegmatóides têm orientações diversas, correspondendo, muitas vezes, àquelas das falhas e juntas. Os corpos graníticos se alojaram durante as diversas fases de deformação, o que é atestado pelas suas formas, estruturas internas e relações com as encaixantes. Existem corpos granitóides e pegmatóides afetados pela primeira fase de deformação, indicando que a mobilidade dos fluídos e fusões silicáticas ocorreram ou no início ou, ainda, anteriormente à mesma. Alguns desses corpos possuem uma foliação S_1 desenvolvida e outros não, mas foram deformados pela fase 2. Também existem veios pegmatóides e corpos graníticos formados posteriormente à segunda fase de deformação, não exibindo nem foliações e nem dobramentos característicos dos dois primeiros eventos; alguns desses corpos estão associados a falhas e juntas.

Essas considerações indicam que as manifestações ácidas tiveram larga duração temporal, tendo os "granitos" se aloja-

do durante grande parte da seqüência de eventos deformacionais que ocorreram na região.

3.2.1.4. Geocronologia

A partir das inúmeras determinações radiométricas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar, existentes no Estado da Bahia, consta-se a importância dos ciclos geotectônicos Jequiê e Transamazônico na região do Vale do Curaçã, embora, em certos casos, tenham sido identificadas idades que sugerem a presença dos ciclos Espinhaço e Brasileiro.

No Complexo de Jequiê (Cordani, 1973), localizado na parte sul da Bahia, foram obtidas idades de 3,16 b.a. a partir de uma isócrona de rocha total nos granulitos de Mutuípe (Cordani e Iyer, 1976 e 1979), cuja razão inicial, relativamente alta ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,711$), sugeriu o retrabalhamento de material crustal ainda mais antigo. Também foram obtidas, em rochas granulíticas desse Complexo, idades de 2,73 b.a. (R.I. = 0,707) que Cordani e Iyer (1979) atribuíram à homogeneização de Sr relacionada ao metamorfismo granulítico.

Cordani (1976, in Lindenmayer, 1981) apresenta idades Rb-Sr de 2850 ± 200 m.a. (R.I. = 0,704) em granulitos e charnoquitos do Complexo Caraíba, indicativas do metamorfismo granulítico, relacionado à primeira fase de deformações que ocorreu na área. Assim, o conjunto de rochas mineralizadas e encaixantes, metamorfizado ao facies granulito, deve ser de idade arqueana.

O Evento Jequiê ($2,7 \pm 0,2$ b.a.), importante no sul da Bahia, teria se estendido até a região do Vale do Rio Curaçã (Pedreira et al., 1978), promovendo a formação de quase todos os terrenos de alto grau; teria sido responsável tanto pelo retrabalhamento de rochas pré existentes, atestado pelas altas razões iniciais observadas em certos casos, como pela adição de material novo à crosta, o que é indicado pelas razões iniciais mais baixas, por exemplo, as obtidas em rochas do Complexo Caraíba.

Idades Rb-Sr de 2,5 a 2,2 b.a. definidas em rochas de alto grau da Bahia (citadas por Inda e Barbosa, 1978), foram interpretadas como relativas a fases tardias do Ciclo Jequiê, ou mesmo como valores decorrentes da sobreposição do Evento Transamazônico. Figueiredo (1976) também obteve, em rochas gnáissicas migmatizadas de Poço de Fora, idades intermediárias, com grandes incertezas na definição da isócrona, refletindo um desequilíbrio isotópico. Cordani e Iyer (1979) sugerem que esses intervalos de idade representam eventos tectônicos que rearranjaram o sistema Rb-Sr, podendo, portanto, ter causado o desequilíbrio isotópico.

O Evento Transamazônico ($2,0 \pm 0,2$ b.a.) é caracterizado no Estado da Bahia através de inúmeras determinações radio métricas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar.

Lindenmayer (1981) mostra que esse evento é evidenciado na região do Vale do Curaçá por uma isócrona que fornece idade de 2160 ± 50 m.a. (R.I. = 0,706), obtida por Cordani (1976, in Lindenmayer, op. cit.), atribuída ao metassomatismo potássico e granitização, indicando um retrabalhamento dos terrenos de alto grau. O metamorfismo anfibolítico, bem como a migmatização e a granitização associadas, que ocorreram durante a segunda fase de formação, foram relacionados a esse evento (Hasui et al., 1982).

Algumas isócronas de granitos também forneceram idades transamazônicas; Inda e Barbosa (1978) mencionam uma idade de 2050 ± 60 m.a. para um pequeno corpo granítico de Caraíba. No entanto, Lindenmayer (1981) e Hasui et al. (1982) argumentam que são necessários mais dados geocronológicos para a interpretação dessas intrusões.

Figueiredo (1976) apresenta uma isócrona mineral de 1840 ± 5 m.a. (R.I. = 0,7049), determinada a partir de biotitas, para o sienito de Poço de Fora-Itiúba, interpretada como idade de retrabalhamento; isso foi confirmado pelas evidências de campo e pela existência das três fases de deformação que foram observadas nesse corpo, por Lindenmayer (1981). Pelo valor relativamente baixo da razão inicial, Figueiredo (1976) sugere que esse corpo teria uma origem primitiva, ou seja, poderia ter sido derivado por

fusão parcial, ou do manto superior ou da crosta inferior; o padrão de distribuição de terras raras obtido, no entanto, indicou mais provavelmente uma origem a partir do manto superior. Assim, através de cálculos utilizando razões iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) de rochas originadas no manto, foi obtida uma idade aproximada para a intrusão desse corpo; assumindo uma razão inicial de aproximadamente 0,702, o autor sugeriu que a intrusão do sienito teria sido efetuada num período correspondente ao final do Arqueano - início do Proterozóico.

Determinações radiométricas pelo método K-Ar, em biotitas de amostras mineralizadas do Vale do Curaçá, forneceram valores de 1880 ± 60 m.a. (Cordani et al., 1969); valores de 1956 ± 50 m.a. e 2125 ± 80 m.a. foram obtidos por Figueiredo (1976) para rochas máficas-ultramáficas das ocorrências de Caraíba e Surubim, respectivamente; essas idades refletem a remobilização produzida durante o evento Transamazônico, concordando com os dados Rb-Sr indicativos do retrabalhamento.

Amostras da Jazida de Caraíba, com associações mineralógicas de mais baixos graus e feições de retrometamorfismo, forneceram idades K-Ar e Rb-Sr que indicariam a presença do Ciclo Espinhaço ($1,5 \pm 0,2$ b.a.) na região. Para um gabronorito, com desenvolvimento de associações minerais da facies xistos verdes, a determinação radiométrica pelo método K-Ar forneceu um valor de 1513 ± 46 m.a. (Cordani, 1976 in Lindenmayer, 1981); para um granito do Vale do Curaçá foi obtida uma idade Rb-Sr de 1540 ± 80 m.a. (citada em Inda e Barbosa, 1978). Como representam apenas dados isolados, existem dúvidas quanto ao significado geológico desses valores; indicam, provavelmente, as idades mínimas das transformações retrometamórficas relacionadas à terceira fase de deformação e à tectônica rúptil.

Figueiredo (1981) ainda menciona a existência de pequenos corpos graníticos na região nordeste da Bahia, cujas determinações radiométricas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, realizadas por vários pesquisadores, forneceram valores relativos ao Ciclo Brasileiro ($0,7 \pm 0,1$ b.a.).

4. GEOLOGIA DA ÁREA DE SURUBIM

4.1. LITOLOGIA

O mapeamento geológico de detalhe da região de Surubim foi realizado por geólogos da Caraíba Metais S/A, sendo que para a confecção deste trabalho, foram feitos vários perfis regionais e locais, o mapeamento de trincheiras e de uma galeria subterrânea de pesquisa, além da descrição de testemunhos de vários furos de sonda e da coleta sistemática de amostras, para estudos em laboratório.

As discussões apresentadas a seguir são baseadas nos trabalhos dos geólogos da Caraíba Metais S/A. (Mandetta et al., 1980; Franke et al., 1982 e Franke, 1982, entre outros) e nas observações e dados coletados durante as pesquisas efetuadas na área, para a realização deste trabalho.

Os gnaisses regionais foram subdivididos, a partir de considerações puramente litológicas, em dois grupos distintos: O Grupo I compreende gnaisses de composições granodioríticas-tonalíticas a quartzo-monzodioríticas; o Grupo II é formado por gnaisses quartzo-feldspáticos, cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses e leptinitos, com intercalações de anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e formações ferríferas. Ambos os grupos podem se encontrar localmente migmatizados, segundo Lindemayer (1981). São observadas intercalações desses vários tipos litológicos, não havendo feições que permitam distinguir as relações estratigráficas e nem a existência de um embasamento tonalítico-quartzo monzodiorítico e de uma seqüência supracrustal, formada pelas rochas indubitavelmente metassedimentares.

Na parte meridional do Vale do Curaçã, de interesse para o presente estudo, são também observados muitos corpos "máficos-ultramáficos" contendo mineralizações de cobre, que eventualmente constituem depósitos econômicos; trata-se de corpos irregulares, fortemente deformados e encaixados, ora concordantemente ora subconcordantemente, nos gnaisses dos grupos I e II (Fig. 4).

No perfil A-B (Figs. 4 e 5), realizado na Rodovia

FIG. 4 - Mapa geológico dos arredores de Surubim, BA. (Compilado por Reinhardt e Varela, 1983).

MAPA GEOLÓGICO DOS ARREDORES
DE SURUBIM - BA
CARAÍBA METAIS

BR-235, foram principalmente observadas rochas gnáissicas do Grupo II, bastante caracterizadas nos afloramentos do sangradouro de Pinhões. Nesses afloramentos são comuns os gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações centimétricas a decimétricas de anfibolitos, além de bandas decimétricas de leptinitos.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos apresentam bandamento dado por alternâncias de camadas máficas e fêlsicas, sendo predominantemente compostos por plagioclásio seguido de microclínio, quartzo e minerais máficos (ortopiroxênio, clinopiroxênio e biotita), podendo conter grafita. Nos gnaisses leptiníticos ocorrem alternâncias entre níveis de quartzo e de feldspatos; são constituídos essencialmente por microclínio, quartzo, plagioclásio, podendo conter granada, grafita e biotita. Os anfibolitos são compostos predominantemente por hornblenda contendo ainda plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio e ortopiroxênio em proporções variáveis, e apresentam muitas vezes dobras das duas primeiras fases de deformação descritas por Hasui et al. (1982).

Intercalados aos leptinitos e gnaisses quartzo-feldspáticos ocorrem ainda lentes descontínuas de cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses, que apresentam normalmente quartzo de forma lenticular, com cristais orientados segundo a gnaissificação. Ainda são observados: quartzitos, formando camadas dobradas, gradando a quartzitos ferruginosos; rochas cálcio-silicáticas de composições mineralógicas variáveis, constituindo lentes irregulares; e exposições de granitos gnáissicos muitas vezes cortados por veios pegmatóides.

Próximo à Vila de Pinhões, a leste e a oeste da mesma, observam-se migmatitos, às vezes cortados por granitos róseos grosseiros. Seus leucossomas têm composições variando de quartzo-feldspáticas a tonalíticas, sendo os melanossomas anfibolíticos.

Em todas essas rochas são comuns intercalações de anfibolitos, além de faixas de composições gabronoríticas a piroxeníticas, metamorfasadas na facies granulito.

Destaca-se ainda nesse perfil a presença de forma

- + +
+ + corpos graníticos
- gnaisses bandados (bandas decimétricas a decamétricas) com intercalações de: bi gnaisses; gnaisses quartzo-feldspáticos; anfibolitos; tonalitos; cálcio-silicáticas e leptinitos
- /// gnaisses bandados quartzo-feldspáticos com intercalações de anfibolitos e rochas quartzíticas
- # #
gnaisses bandados, com bandas de composição quartzo-feldspática, com intercalações de cálcio-silicáticas; formações ferríferas e gnaisses granatíferos
- ~ ~ ~ gnaisses bandados migmatizados, com intercalações anfibolíticas
- . . . formações ferríferas

FIG. 5 - Seção geológica A-B da figura 4.

ções ferríferas, que se encontram principalmente no Morro do Serrote Preto, na entrada de Surubim, e também em outras áreas próximas. São constituídas por bandas de magnetita e quartzo, alternadas; apresentam-se deformadas, com estruturas fortemente orientadas e desenvolvimento de xistosidade, ocorrendo como camadas dobradas de alguns metros de espessura. A ocorrência de formações ferríferas bandadas, dispostas em faixas orientadas segundo a direção N-S, com feições que evidenciam a presença de todas as fases de deformação e o metamorfismo regional, foi mencionada por vários autores, como vimos no capítulo anterior. A associação dessas rochas com corpos mineralizados, em Surubim e em áreas próximas, também já foi discutida por alguns pesquisadores, entre eles, Delgado e Souza (1975) e Hutchinson (1977), havendo fortes evidências de serem provenientes de sedimentação química com contribuições vulcanogênicas. No depósito de Surubim, a influência das formações ferríferas pode também ser detectada em subsuperfície, a partir dos testemunhos dos furos de sonda descritos, onde foram observadas camadas de granulitos piroxeníticos e noríticos e de biotititos contendo grande quantidade de magnetita orientada e disposta em leitos. Essas feições, aliadas às observações regionais, sugerem que originalmente houve uma alternância de sedimentos químicos e clásticos, com variações faciológicas condicionadas pela sua disposição na bacia de sedimentação, com contribuições vulcânicas e tufáceas, indicando uma origem vulcano-sedimentar.

Além dessas litologias, ocorrem por toda a área corpos graníticos de diversos tipos, com granulações e texturas variáveis. Foram observados desde granitoides de granulação grosseira, às vezes porfiroblásticas, até corpos de aspecto aplítico, possuindo granulação muito fina. Muitas vezes incluem xenólitos dos gnaiss encaixantes, podendo apresentar foliações internas em certos casos bem desenvolvidas, além de evidências de dobramentos. Associados aos falhamentos regionais, observam-se ainda granitos grosseiros sem foliações internas, além de veios pegmatóides de composição quartzo feldspática, dispostos em várias direções. Os aspectos observados sugerem que esses corpos foram formados em diferentes fases da história evolutiva, tendo havido diversas gerações de intrusões.

São também citadas na literatura rochas ultramáficas com olivina, que segundo Mandetta (1982) não têm relações com as rochas mineralizadas; foram observadas a sudoeste do depósito de Surubim, onde ocorrem intercaladas aos leptinitos e formações ferríferas (Franke e Carvalho, 1981).

Ainda existem intrusões básicas compostas por vários diques de diabásio, geralmente preenchendo falhas de direção NE-SW, atribuídas ao Cretáceo por Delgado e Souza (1975). Os sedimentos recentes são constituídos por areias de granulação grossa a fina, e são representados pelos depósitos aluvionares limitados à drenagem local.

As estruturas observadas na área atestam a presença de pelo menos três fases de deformação plástica, seguida por uma fase final de tectônica rúptil, como já foi discutido no capítulo anterior.

O conjunto de rochas da região, incluindo as mineralizadas, foi submetido a um metamorfismo regional de facies granulito, e a eventos de migmatização e de intrusão de rochas graníticas; posteriormente, ocorreram fenômenos retrometamórficos e hidrotermais, particularmente acentuados na área de Surubim.

Na região do depósito de Surubim propriamente dita (Fig. 6), foram observados apenas uns poucos afloramentos em áreas de drenagens secundárias, pois existe extensa cobertura de solos e de depósitos aluvionares. O mapeamento geológico do depósito foi realizado por geólogos da Caraíba Metais S/A, principalmente com base em exposições de trincheiras; os maiores detalhes foram obtidos por esses pesquisadores (Mandetta et al., 1980; Franke et al., 1982) nas galerias subterrâneas de pesquisa através dos testemunhos dos furos de sonda e pelas descrições e estudos pormenorizados das amostras, efetuados durante as etapas de campo e de laboratório, para a realização deste trabalho.

Através da descrição macroscópica detalhada dos testemunhos dos furos de sondagem e de amostras coletadas na galeria subterrânea L-L', bem como das exposições observadas em algumas

FIG. 6 - Mapa geológico simplificado do depósito de cobre de Surubim, BA. (Franke et al., 1982).

trincheiras e afloramentos dispersos, foram individualizados três tipos litológicos distintos, apenas com base nas composições mineralógicas, sem nenhuma conotação estratigráfica. Esses tipos estão descritos abaixo.

Unidade 1 (Félsica)

Compreende rochas gnáissicas leucocráticas (eventualmente mesocráticas), de granulação média, com bandamento e foliação bem desenvolvidos. Essas rochas são compostas essencialmente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico; subordinadamente pode ocorrer biotita, hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio, em quantidades variáveis. São comuns cristais de quartzo estirados, dispostos em bandas orientadas; esse mineral também encontra-se disseminado na rocha, como grãos intersticiais de forma irregular.

Esse conjunto de rochas engloba biotita-piroxênio gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos e gnaisses quartzo-dioríticos. Intercalações centimétricas a métricas de anfibolitos e granulitos gabróides, bem como níveis grafitosos e granatíferos, são localmente observados.

Podem se apresentar ora como tipos mais maciços com granulação média até grosseira, ora com bandamento e foliação mais acentuados. Todo o conjunto mostra-se dobrado, apresentando as transposições da primeira fase de deformações, estando normalmente cortado por diversos veios pegmatóides. As intercalações anfibolíticas constituem camadas adelgadas e, ocasionalmente, "boudinadas". Foram observadas lentes de anfibolitos, dispostas paralelamente aos eixos das dobras da segunda fase de deformação.

Regionalmente esse conjunto de rochas foi interpretado como pertencente a Unidade Bom Despacho, basal da Sequência Tanque Novo, segundo as relações estratigráficas de Delgado e Souza (1975) (Tabela I).

Geralmente apresenta contatos gradativos ou difusos com as rochas da Unidade 2 e contatos bruscos com a Unidade 3 mi

neralizada.

Unidade 2

Compreende rochas de granulação média, geralmente com bandamento bem desenvolvido formado pela alternância de camadas leucocráticas e mesocráticas, de espessuras milimétricas a centimétricas; em certos intervalos, também foram observadas constituindo tipos mais homogêneos, sem bandamento pronunciado.

As bandas leucocráticas podem ser constituídas ou exclusivamente por plagioclásio, ou por associações de plagioclásio, quartzo estirado, disposto em bandas orientadas, com minerais máficos subordinados. As bandas mesocráticas são compostas por clinopiroxênio, biotita, plagioclásio e hornblenda, em proporções bastante variáveis; localmente contém também ortopiroxênio.

Essa unidade é representada por granulitos dioríticos, gábricos, noríticos e gabronoríticos, com algumas intercalações de granulitos plagioclásíticos. Bandas granatíferas e porções grafitosas ocorrem de maneira aleatória e também em quantidades variáveis nos diversos granulitos. São observadas gradações entre esses tipos litológicos, decorrentes da variação nas proporções dos minerais presentes. Também ocorrem variações gradativas na quantidade de lentes de quartzo vermicular, sendo que as mesmas tanto podem estar ausentes, como aparecer em proporções relativamente elevadas. Gradações em termos mineralógicos, texturais e de coloração, podem ser vistas de modo bastante claro no perfil do furo de sonda FS 6019 (Fig. 7). Nesse perfil observa-se que a Unidade 2 pode conter desde tipos litológicos gnáissicos, com grande quantidade de lentes de quartzo orientado (cerca de 30%), passando por granulitos quartzo-gabronoríticos (ou seja, granulitos gabronoríticos com bandas milimétricas a centimétricas de quartzo estirado e feldspatos), até granulitos gabronoríticos sem nenhum quartzo.

A Unidade 2 apresenta contatos geralmente gradativos com as demais, tendo sido, no entanto, observados localmente contatos bruscos, talvez relacionados a processos de transposição

ou a mudanças acentuadas nas composições originais, além de contatos por falhas.

Esse conjunto de rochas possui mineralização cuprífera de baixo teor, apenas quando está intimamente associado à Unidade 3 mineralizada, o que sugere uma remobilização a partir dessa última. Os teores de cobre para as rochas das diferentes unidades estão representados no perfil do furo de sonda FS 6019 (Fig.7) e foram obtidos por análises realizadas, em intervalos de 2 m, pela Caraíba Metais S/A.

Unidade 3 - Mineralizada

É constituída por rochas meso a melanocráticas, possuindo desde granulações finas até grosseiras, exibindo texturas granoblásticas e granolepidoblásticas. São compostas principalmente por plagioclásio, ortopiroxênio e biotita, em quantidades variáveis, e seus produtos de "alteração" e retrometamorfismo como, por exemplo, talco, serpentina, actinolita-tremolita e clorita. Subordinadamente pode ocorrer hornblenda, quartzo e granada, além dos acessórios. Constituem granulitos piroxeníticos e noríticos, com quantidades variáveis de biotita, desde termos onde a mesma aparece apenas como acessório até litologias que poderiam ser consideradas como verdadeiros biotititos. Dificilmente ocorrem rochas frescas nesta unidade. Geralmente os minerais apresentam-se talcificados, serpentinizados e saussuritizados, possuindo diferentes graus de "alteração", como foi observado nos testemunhos de furos de sonda de quase todas as seções e nas amostras da galeria subterrânea de pesquisa.

Essa unidade tem importância especial por ser constituída pelas principais rochas hospedeiras da mineralização cuprífera do depósito de Surubim.

Seus contatos com as rochas da Unidade 2 são geralmente gradativos; com a Unidade 1 são na maioria das vezes bruscos, como já foi discutido anteriormente. Os contatos internos entre as diferentes litologias dessa unidade geralmente são bruscos e irregulares, embora gradações também tenham sido observadas. Con

tatos bruscos e irregulares são comuns entre os biotititos e os demais granulitos piroxeníticos e noríticos, onde aqueles ocorrem às vezes como bolsões no interior dos granulitos. Também são observadas relações diferentes, ou seja, camadas milimétricas a métricas de biotititos, intercaladas aos demais granulitos, podendo inclusive haver contatos por falhas, como é visto de modo bastante claro na galeria subterrânea de pesquisa. Falhamentos e cizalhamentos são comuns nas zonas de biotititos. Estes, muitas vezes, ainda possuem internamente fragmentos de granulitos noríticos com bordas arredondadas. Algumas relações de contato entre os biotititos e as demais rochas da Unidade 3 podem ser vistas nas figuras 8 e 9, bem como nos perfis de alguns furos de sonda apresentados nas figuras 7, 10 e 11. Nestes também são observadas as outras relações de contato discutidas, bem como a influência das formações ferríferas nos granulitos e biotititos.

Ainda ocorrem faixas finas de biotititos (de dimensões centimétricas) nas zonas de contato entre os granulitos máficos e veios pegmatóides quartzo-feldspáticos, e em zonas de falhas nas rochas das outras unidades. As relações observadas sugerem para estes biotititos uma origem diferente dos demais.

4.2. OUTRAS FEIÇÕES

Na ocorrência de Surubim, contrariamente ao que tem sido descrito para os outros depósitos, as diferenças litológicas dentro de cada unidade se dão geralmente em escalas centimétricas, havendo alternâncias dos diferentes tipos de rocha, muitas vezes em finas camadas. Essas relações podem ser observadas nos perfis de alguns furos de sonda.

As rochas das Unidades 1, 2 e 3 podem, eventualmente, conter granada que ocorre de modo disseminado em determinadas faixas paralelas ao bandamento gnáissico, ou ainda em bolsões aleatórios; a ocorrência desse mineral possivelmente reflete diferenças locais na composição original da sequência litológica. Os níveis

FIG. 8 - Relações de contato entre biotititos e outros tipos litológicos.

FIG. 9 - Mapa da galeria subterrânea da seção L-L' (Franke et al., 1982), com localização das amostras estudadas.

FIG. 10 - Perfis litológicos dos furos de sonda FS-6514 e FS-6316 (seção J-J') com base na descrição dos testemunhos.

FIG. 11 - Perfis litológicos dos furos de sonda FS-6118 (seção J-J') e FS-5716 (seção G-G'), com base na descrição dos testemunhos.

granatíferos não são contínuos, não constituindo por isso, nenhum guia litológico.

Grafita ocorre aleatoriamente em rochas das três unidades descritas, de modo disseminado em determinadas bandas ou em bolsões centimétricos.

Veios pegmatóides quartzo-feldspáticos de comprimentos e espessuras variáveis, cortando as litologias presentes na área, são comumente observados. Suas feições estruturais indicam diferentes fases de formação, identificadas através das seguintes feições: ocorrência de veios pegmatóides com foliação penetrativa superimposta; veios onde nenhuma estrutura interna é observada; e ainda pegmatóides brechados com cristais de feldspato potássico, quartzo, e de minerais máficos quebrados e angulosos, associados a material fino milonítico.

4.3. CORPOS MINERALIZADOS

Os corpos mineralizados possuem forma alongada segundo a direção N-S com ondulações laterais apresentando feições de todas as fases de deformação que ocorreram na área. Possuem comprimentos, larguras e espessuras variáveis. Superficialmente, esses corpos encontram-se melhor definidos na parte norte do depósito, a partir da seção G-G' (Fig. 6); na parte sul, devido à espessa cobertura aluvionar que restringe as observações de superfície, as interpretações apenas foram feitas a partir dos testemunhos dos furos de sonda.

Devido aos fenômenos de deformação e metamorfismo que atuaram na região, provocando alterações na geometria original dos corpos, o minério sofreu modificações através de remobilizações, havendo ora maiores concentrações ora dispersões de sulfetos de cobre.

Franke et al. (1982) subdividiram o depósito de Surobim em dois domínios estruturais distintos, um situado na parte

norte da ocorrência, representado pelas seções H até P e outro na parte sul, compreendendo as seções C, D e E (Figs. 12 e 13); entre esses domínios foi observada uma zona de intenso cizalhamento, vista nas seções F e G.

A partir da análise estrutural dos corpos mineralizados, os autores consideram que a primeira fase de deformações, perfeitamente identificável na área (F_1), foi a responsável pelos seus contornos geométricos atuais.

O Domínio Norte mostra três níveis principais mineralizados, com espessuras reais variando de 8 a 25 m, apresentando valores ainda maiores em zonas dos ápices das dobras. Essas feições podem ser vistas através das seções transversais apresentadas nas figuras 14 e 15. Nos dois primeiros níveis mineralizados observam-se dobras com eixos N-S e planos axiais mergulhando para oeste, interpretadas como representativas da primeira fase de deformação plástica da área, além de dobramentos mais suaves, coaxiais aos anteriores, com plano axial subvertical, atribuídos à 2ª fase de deformações. O terceiro nível possui ocorrência mais restrita, limitando-se a parte central da área, constituindo um corpo de forma lenticular mergulhando suavemente para oeste. O efeito da última fase de deformação plástica é observado no corte longitudinal (Fig. 16), através de um sinforme com eixo de direção E-W que se dispõe transversalmente às outras estruturas. As fases de tectônica rígida também estão representadas nesse domínio, através de zonas de falhamento que truncam os corpos mineralizados, observadas na seção L-L' (Fig. 9).

O Domínio Sul é caracterizado por um nível mineralizado que se dispõe segundo uma estrutura verticalizada, ocorrendo continuamente através das seções C, D e E; possui espessura média de 30 m e profundidade de cerca de 170 m; possui na parte superiores dois braços adelgaçados, que foram interpretados como representativos de uma estrutura de fechamento de uma dobra isoclinal. A geometria desse nível mineralizado e suas relações estruturais podem ser vistos na seção D-D' (Fig. 17).

Nas regiões localizadas mais a sul da seção C-C', ape

FIG. 12 - Bloco diagrama do corpo mineralizado (Franke et al., 1982).

FIG. 13 - Seção litológica horizontal, 30m abaixo da superfície (Franke et al., 1982).

Fig 14 - SEÇÃO VERTICAL J-J DO CORPO MINERALIZADO

FIG. 15 - Seções verticais I-I' e P-P' do corpo mineralizado (Franke et al., 1982).

FIG. 16 - Seção litológica longitudinal do domínio norte do depósito de Surubim. (Franke et al., 1982).

FIG. 17 - Seção vertical D-D' do corpo mineralizado (Franke et al., 1982).

nas foram observados dois n^{íveis} paralelos que se apresentam adelgaçados. Os autores sugerem que se trata de um estrangulamento brusco do corpo mineralizado, talvez constituindo flancos estirados de uma estrutura maior.

Essa complexidade apresentada pelos corpos mineralizados deve-se às intensas deformações a que foram submetidos, representadas, pelo menos, por três fases plásticas e uma de falhamentos, como já foi discutido anteriormente, o que dificulta muito a interpretação de seu posicionamento. Além disso, a área foi afetada por metamorfismo de alto grau, seguido por fenômenos retrometamórficos e hidrotermais, o que causou intensa alteração nas litologias originais, dificultando também as interpretações genéticas.

5. PETROGRAFIA

5.1 - TIPOS LITOLÓGICOS PRINCIPAIS

A partir das descrições macroscópicas realizadas, e do estudo de lâminas delgadas de testemunhos dos vários furos de sonda e de amostras coletadas na galeria subterrânea de pesquisas (LL') e em alguns perfis regionais, foram identificados, nas unidades descritas, os vários tipos litológicos relacionados abaixo.

Unidade 1

É constituída essencialmente por rochas gnáissicas que ocorrem ora com bandamento e foliação bem desenvolvidos, ora como tipos mais homogêneos, de granulação média a grosseira. São comuns as intercalações anfíbolíticas bem como a presença de quartzo estirado e orientado.

Os seguintes tipos litológicos puderam ser distinguidos nessa unidade:

- Gnaisses quartzo-feldspáticos

São formados essencialmente por: plagioclásio (45-70%) de composição variando entre oligoclásio e andesina; predominam as composições situadas no intervalo An_{33} - An_{40} , embora em alguns casos apresentem variação de An_{12} a An_{40} ; quartzo (5-30%), tanto sob a forma de grãos intersticiais como de cristais alongados e orientados; e microclínio em quantidades bastante variáveis (0-40%). Subordinadamente ocorrem ortopiroxênios (0-10%), em muitos casos bastante "alterados", restando apenas pseudomorfos, e biotita em quantidades variando de 0 a 9%. Como acessórios, estão geralmente presentes apatita, zircão, epidoto (até 0,5%) e opacos (0-0,7%). Foram ainda observadas quantidades variáveis de grafita (0-30%), disposta em algumas faixas, sob a forma de cristais disseminados e orientados; o mesmo acontece com a granada que aparece em quantidades de 0 a 12%.

Essas rochas possuem texturas granoblásticas, muitas vezes orientadas, com quartzo estirado em agregados lenticulares. Também é observado um bandamento, dado pela alternância de minerais fêlsicos com finos leitos de máficos.

• Gnaisses quartzo-dioríticos

Constituem variações dos gnaisses quartzo-feldspáticos, com predominância do plagioclásio (principalmente andesina, An_{33-45}) que ocorre em quantidades elevadas (75-80%), além de quartzo (5-10%) e microclínio (~5%). Algumas amostras contêm camadas mais ricas em biotitas (5-25%) e ortopiroxênio (0-10%). Este acha-se, muitas vezes, bastitizado ou cloritizado. Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão e opacos.

A textura dessas rochas varia de granoblástica a granolepidoblástica.

• Biotita-ortopiroxênio gnaisses

Englobam gnaisses de composições enderbíticas (hiperstênio tonalíticas) e charnoenderbíticas (hiperstênio granodioríticas), sendo formados por: hiperstênio (2-20%), que apresenta diferentes estágios de "alteração", constituindo, às vezes, apenas pseudomorfos; plagioclásio (50-70%), em geral saussuritizado e sericitizado, apresentando composições entre oligoclásio e andesina (An_{10-38}) e, em certos casos, composições albíticas (An_{9-10}); quartzo (20-30%), muitas vezes como grãos deformados e orientados. Microclínio ocorre em quantidades muito variáveis, podendo estar ausente (0-18%). Biotita, embora sempre presente, também ocorre em proporções variáveis (6-30%). Como acessórios, são comuns apatita, zircão e opacos. Granada e grafita também estão localmente presentes.

Estas rochas apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica.

• Gnaisses de composição gabronorítica a quartzo gabronorítica

São compostos essencialmente por: plagioclásios (andesina, An_{38-44}), com diferentes graus de "alteração", em quantidades variando de 30 a 60%; ortopiroxênio (20-30%), ora totalmente "alterado", ora com núcleos não "alterados"; clinopiroxênio (10-20%), pouco "alterado"; quartzo (0-5%), localmente ocorrendo em maior quantidade formando lentes orientadas; microclínio, normalmente em pequenas quantidades (0-5%). Podem ainda conter hornblenda (0-6%) e biotita em proporções variáveis (1-20%). Como acessórios, ocorrem apatita, zircão, opacos e, localmente, epidoto resultante das transformações dos feldspatos, além de minerais provenientes da "alteração" dos piroxênios, tais como anfíbios incolores, clorita e bastita, entre outros. Esses gnaisses possuem texturas granoblásticas a granolepidoblásticas, e ainda bandamento dado por alternância de minerais máficos e félsicos e de leitos, ora mais biotíticos, ora com maior quantidade de quartzo orientado.

• Anfibolitos

Ocorrem como lentes intercaladas nos diversos gnaisses das unidades 1 e 2, sendo constituídos essencialmente por: hornblenda de coloração castanha a castanho-esverdeada (50-80%) e plagioclásio (andesina - An_{34-47}), em proporções variando de 20-50%. Ainda podem ocorrer: biotitas em proporções variáveis (0-15%), clinopiroxênio (0-7%), normalmente com bordas anfibolitizadas, e ortopiroxênios geralmente bastante "alterados". Como acessórios ocorrem: apatita, epidoto, zircão e opacos.

Possuem textura granoblástica a granonematoblástica, onde os cristais de hornblenda são, algumas vezes, alongados e orientados.

Unidade 2

É constituída por rochas que geralmente possuem um

bandamento gnáissico, incipiente ou não, causado pela alternância de camadas leucocráticas e meso-melanocráticas de espessuras variáveis, embora em certos intervalos possam ser observadas rochas bem homogêneas.

Essas rochas mostram uma grande variação composicional, dada pelas proporções diferentes de plagioclásio, quartzo, microclínio e minerais ferromagnesianos.

As bandas leucocráticas são constituídas por: plagioclásio (andesina), em proporções de 50 a 70%, normalmente sericitizado e saussuritizado, e quartzo (1 a 35%). Podem ainda conter microclínio (1 a 5%), menores quantidades de ortopiroxênio (1-3%) e biotita (0-2%), além de apatita, epidoto, zircão e opacos (<1%). O quartzo normalmente apresenta-se estirado, com cristais dispostos em leitos orientados paralelamente a gnaissificação.

As bandas meso-melanocráticas são constituídas por rochas granulíticas onde predominam minerais ferromagnesianos; possuem composição mineralógica variando de norítica a gábrica, passando pelo termo gabronorítico, havendo gradações internas entre essas litologias.

Os principais tipos litológicos observados foram:

- Granulitos gábricos

São rochas de coloração cinza-esverdeada, de granulação média, constituídas essencialmente por: plagioclásio (10-65%), com diferentes graus de "alteração", cuja composição varia de andesina a labradorita; clinopiroxênio (20-35%), às vezes apresentando "alterações" a partir das bordas e planos de clivagem; e hornblendas castanhas, em proporções variáveis de 3 a 40%.

Além desses minerais estão geralmente presentes: biotita (0 a 6%), quartzo (0 a 6%), ortopiroxênio (0 a 10%) e opacos (2 a 6,5%). Apatita, epidoto e zircão ocorrem como acessórios, em proporções de 0,5 a 5%. Foram observados cristais poiquiloblásticos de clinopiroxênio englobando hornblenda, bem co

mo transformações desse mineral em anfibólitos secundários. Em alguns casos, a quantidade de clinopiroxênio é muito elevada, chegando a termos clinopiroxeníticos; em outros, essas rochas possuem composição mineralógica equivalente à de hornblenda gabros, devido à elevada proporção em hornblenda.

Essas rochas possuem textura normalmente granoblástica inequigranular, sendo que em certos casos as hornblendas encontram-se orientadas, causando o desenvolvimento de texturas granonematoblásticas.

- Granulitos gabronoríticos

Possuem coloração cinzenta escura com tons esverdeados e granulação média. São constituídos essencialmente por clinopiroxênios (5 a 45%), muitas vezes com bordas anfibolitizadas; ortopiroxênios (12 a 34%), ora completamente sãos, ora muito cloritizados e transformados em anfibólitos secundários e leucóxênio; plagioclásio (38 a 55%), na maioria das vezes saussuritizado e sericitizado (An_{43-70}). Subordinadamente, podem ocorrer: biotita (0 a 10%), hornblenda (0 a 10%), opacos (0 a 6%), além de quartzo (0 a 5%), apatita e zircão (1 a 2,5%). Em muitas lâminas observaram-se indícios de forte "alteração" retrometamórfica e/ou hidrotermal, normalmente com pouca deformação. Também foram observados minerais poiquiloblásticos, tais como ortopiroxênio e clinopiroxênio, englobando hornblenda e alguma biotita fina arredondada.

A textura varia de granoblástica equigranular polygonal a termos inequigranulares.

- Granulitos hornblenda gabronoríticos

Constituem uma variação do tipo anterior, onde a quantidade de hornblenda nas bandas melanocráticas é substancialmente elevada. As bandas leucocráticas são formadas por plagioclásios (An_{44-71}), bastante saussuritizados, em quantidades variáveis (20 a 70%), e se alternam com outras, onde predomina

hornblenda castanho-esverdeada com forte pleocroísmo. Zonas formadas por clinopiroxênios pouco "alterados" (10-20%) e ortopiroxênios (12-20%), às vezes totalmente transformados em clorita, são constantes. Podem ainda ocorrer: biotita (0-6%), quartzo (0-5%), além de opacos (1-6%) e apatita (0,5%).

Estas rochas exibem texturas granoblásticas a granomematoblásticas.

- Granulitos noríticos

Constituem rochas cinzentas de granulação média a fina, formadas essencialmente por: plagioclásio, normalmente com diferentes graus de saussuritização e sericitização, de composições variando entre andesina a labradorita (An_{44-52}), ocorrendo em quantidades variáveis de 10 a 88%, e ortopiroxênio (3 a 35%), ora sob a forma de cristais sãos, ora constituindo pseudomorfos, onde a clorita ou a bastita são os minerais de substituição. Biotita ocorre em quantidades bastante variáveis (0,5 - 28%), normalmente como cristais castanho avermelhados orientados.

Ainda podem ocorrer: quartzo (0 a 9%), opacos, em quantidades variáveis, às vezes significativas (Tr a 6%), além dos acessórios comuns, representados por apatita, zircão, epidoto e titanita (0 a 5%) e dos minerais secundários provenientes das transformações de piroxênios e plagioclásios, tais como sericita, clorita, bastita e anfibólios secundários, entre outros.

A hornblenda normalmente está ausente ou aparece em pequenas quantidades; no entanto, em certos casos, intercaladas a essas rochas existem faixas constituídas essencialmente por hornblendas castanho-esverdeadas, com bordas transformadas em anfibólios fibrosos incolores, em proporções que chegam a alcançar 70%, associadas a plagioclásio, ortopiroxênio e biotitas.

Também foram observadas faixas onde existem cristais poiquiloblásticos de granada, englobando biotita, plagioclásio e quartzo, muitas vezes fraturados e cloritizados, além de bandas

contendo grafita orientada paralelamente às biotitas.

As texturas variam de granoblásticas equigranulares poligonais a inequigranulares. As rochas podem apresentar foliação dada pela orientação de biotitas, quando presentes em quantidades significativas, constituindo termos granolepidoblásticos; quando elas contêm maiores quantidades de hornblenda, as texturas passam a ser granonematoblásticas.

Os granulitos noríticos da Unidade 2 possuem alguma mineralização de sulfetos de cobre quando estão associados às rochas da Unidade 3; no entanto, apresentam teores de cobre relativamente baixos, variando de $<0,006$ até $0,14\%$ Cu.

• Granulitos plagioclasíticos

Ocorrem em finas lentes compostas essencialmente por plagioclásio (andesina), normalmente muito saussuritizado e sericitizado. Quantidades variáveis, geralmente baixas, de ortopiroxênios muito "alterados", biotitas vermelhas e quartzo, são também observadas. Apatita e zircão constituem os acessórios comuns; os opacos, quando presentes, ocorrem em quantidades insignificantes.

As texturas podem ser descritas como granoblásticas equigranulares poligonais.

Unidade 3

É constituída por intercalações de rochas granulíticas mesocráticas e melanocráticas que possuem composições mineralógicas variando de noríticas a piroxeníticas, com maior ou menor quantidade de biotita, chegando mesmo a termos biotitíticos.

Os principais tipos litológicos identificados foram:

- Granulitos noríticos

Constituem rochas de coloração cinza e granulação média a fina, geralmente possuindo elevado grau de "alteração". São constituídos por: plagioclásio (18-60%), de composição variando de andesina a labradorita (An_{45-52}), com diferentes graus de sericitização e saussuritização, sendo normalmente muito "alterados"; ortopiroxênio (25-60%), sob a forma de cristais muito cloritizados, em alguns casos restando ainda núcleos não alterados; biotita (1-9%) de coloração vermelha, normalmente orientada, embora cristais associados a ortopiroxênio em texturas granoblásticas também sejam bastante comuns; minerais opacos (óxidos de ferro e titânio e sulfetos de ferro e cobre) ocorrem em quantidades variando de 1,5 a 7%, ora de modo intersticial ora em bandas orientadas. Existem ainda faixas com grafita orientada e bandas granatíferas em certos intervalos. Subordinadamente foi observado algum quartzo, além de apatita, zircão e epidoto e, em alguns casos, titanita (1-4%). Em certas amostras mais "alteradas" são significativas as porcentagens de minerais secundários, tais como anfibólios incolores, clorita, talco, sericita, epidoto e outros filossilicatos. Intercaladas a essas rochas podem ocorrer faixas com maiores quantidades de biotita.

Essas rochas podem exibir texturas granoblásticas a granolepidoblásticas, em alguns casos equigranulares e poligonais e, em outros, inequigranulares, com grande quantidade de material fino, proveniente das transformações de plagioclásios e piroxênios.

Essas rochas encontram-se mineralizadas, com teores de cobre variando entre 0,36 a 1,81%, estando os sulfetos geralmente associados a magnetitas.

- Granulitos biotita-noríticos

São rochas de coloração cinza a preta, de granulação média a fina, compostas por: plagioclásio (andesina - labradorita) em proporções variando de 4 a 30%, geralmente bastan-

te sericitizado e saussuritizado; ortopiroxênio (5 a 40%), ora totalmente "alterado", ora em cristais mais frescos; biotita vermelha (42 a 60%), podendo apresentar bordas transformadas em clorita, com desenvolvimento de fitas de leucoxênio; granada e grafita foram observadas em certos intervalos, aleatoriamente. A granada às vezes constitui cristais poiquiloblásticos englobando biotitas e ortopiroxênios, podendo apresentar-se fraturada e cloritizada. A grafita ocorre em faixas que apresentam a mesma orientação das biotitas. Opacos foram encontrados geralmente em quantidades bastante expressivas (1,5 a 14,5%), sendo constituídos essencialmente por óxidos de ferro e titânio, além de sulfetos. Como acessórios, estão presentes: apatita, epidoto, zircão, titanita (0,5 a 4%), além de anfibólios incolores secundários, em quantidades, às vezes, apreciáveis (até 10%), e dos minerais resultantes das transformações dos piroxênios e plagioclásios.

Apresentam teores de cobre entre 0,54 e 1,56% e, em certos casos, valores de até 4% Cu, sugestivos de fenômenos de remobilização.

Essas rochas exibem texturas granoblásticas a granolépidoblásticas, na maioria das vezes, inequigranulares.

• Granulitos piroxeníticos

São rochas de coloração cinza escura, granulação média a fina, em que predominam os ortopiroxênios (38,5-86,5%), geralmente bastante pleocrômicos em tons fortemente rosados. O plagioclásio (oligoclásio-andesina) ocorre em quantidades menores (0-18,5%), encontrando-se, geralmente, bastante argilizado e saussuritizado. O piroxênio pode apresentar coroas de "alteração" constituídas por talco e opacos finos, geralmente magnetitas secundárias. Algumas vezes os piroxênios englobam nuvens de sulfetos finos e pulverulentos, indicativos de remobilizações durante eventos posteriores ao pico do metamorfismo granulítico. "Alterações" para bastita, com desenvolvimento de magnetita fina secundária, também são comuns. A biotita ocorre em quantidades bas

tante variáveis (0 a 42%), em certos casos podendo dar origem a granulitos biotita-piroxeníticos, que são rochas de coloração mais escura tendendo a negra, dependendo da quantidade de biotita. Nos dois tipos litológicos podem ser observados espinélios verdes granulares (hercinita) associados aos piroxênios e magnetitas, desenvolvendo uma textura granoblástica típica.

Opacos ocorrem em quantidades expressivas (4 a 14,5%) sendo constituídos por magnetitas, ilmenitas e sulfetos.

Em certas amostras foram observadas bandas de magnetitas deformadas e orientadas, e, neste caso, a quantidade de opacos pode chegar quase a 50%. Do mesmo modo que os outros tipos litológicos, estes granulitos podem conter, localmente, granada disseminada e grafita orientada. Como acessórios são comuns epidoto, apatita e zircão (1-5%), além dos minerais secundários, como anfibólios fibrosos incolores e filossilicatos, provenientes de transformações retrometamórficas e/ou hidrotermais. Foi observada, ainda, hornblenda castanha (1 a 6%), em equilíbrio com os piroxênios.

Essas rochas exibem texturas granoblásticas poligonais bem desenvolvidas, geralmente equigranulares. Em certos casos a textura se torna granolepidoblástica, graças à biotita orientada, não sendo raros, no entanto, cristais de biotita desenvolvendo textura granoblástica de equilíbrio com ortopiroxênios.

Nestas rochas, encontra-se grande quantidade de sulfetos de cobre. Elas são hospedeiras importantes da mineralização, apresentando teores variando entre 0,57 a 3% de cobre, localmente com valores maiores.

• Biotititos

Possuem coloração preta com reflexos avermelhados, dada pela grande predominância de biotitas que microscopicamente possuem tonalidades castanho avermelhadas a vermelhas. Constituem faixas intercaladas aos granulitos piroxeníticos e nori

ticos, podendo ainda formar bolsões irregulares. São constituídos por: biotitas recristalizadas (60 a 80%), às vezes com borda opacificadas, transformadas em agregados finos de quartzo com liberação de fitas de leucoxênio e, localmente, em cloritas; plagioclásios geralmente em pequenas quantidades (0-11%), encontrando-se quase sempre argilizados e saussuritizados; ortopiroxênios (0-16%), ora bastante "alterados", ora com núcleos preservados; quartzo (0-6%), às vezes em proporções maiores em faixas recristalizadas de granulação muito fina, parecendo tratar-se de silicificação em zonas fraturadas devido a percolação de fluidos e recristalização posterior. Além desses minerais, podem ainda ocorrer hornblendas castanhas a esverdeadas (0-2%), apatita, zircão, epidoto e anfibólios fibrosos (0,5-5%). Em certos casos, foram observados espinélios verdes granulares (até 3%), associados a magnetitas, biotitas e, localmente, a piroxênios. Em alguns biotititos, localizados próximos a zonas fraturadas e a veios pegmatóides, foi ainda observada turmalina (até 3%), sob a forma de cristais anédricos intersticiais, indicando a presença de hidrotermalismo. Localmente existem granadas (5-10%), podendo constituir cristais poiquiloblásticos englobando biotitas as quais, às vezes, apresentam bordas arredondadas. Normalmente os cristais de granada encontram-se bastante fraturados, com transformações para clorita e quartzo. Algumas faixas de biotititos também contêm grafita que se dispõe paralelamente às biotitas. Muitas vezes as biotitas encontram-se deformadas, com desenvolvimento local de crenulações, o mesmo sendo observado com relação à grafita. Minerais opacos ocorrem em quantidades variáveis (4 a 22%), sendo constituídos por óxidos de ferro e titânio e por sulfetos. Também no caso dos biotititos, são comuns cristais de magnetitas dispostos em bandas orientadas paralelamente às biotitas, podendo constituir até 50% da seção delgada. Essas feições parecem indicar contribuições de formações ferríferas nas rochas mineralizadas, as quais teriam constituído, originalmente, intercalações vulcano-sedimentares.

Os biotititos encontram-se também mineralizados, apresentando teores variáveis de cobre (0,026 a 2,63% Cu) decorrentes de concentrações e dispersões de sulfetos talvez ligadas a

remobilizações

5.1.1 - Considerações mineralógicas

. Plagioclásio

Ocorre sob a forma de cristais anédricos e subédricos e, mais raramente, euédricos, de extinção ondulante, com geminações polissintéticas muitas vezes deformadas apresentando-se curvas. Suas bordas podem ser irregulares, interpenetradas por outros minerais. São, no entanto, comuns, principalmente nas rochas mineralizadas, cristais de bordas retilíneas associados aos piroxênios, constituindo uma textura granoblástica típica, com ângulos de 120° entre os diferentes minerais. Normalmente apresentam-se bastante sericitizados e epidotizados, com carbonatizações pontuais, sendo difícil a observação de cristais não "alterados". A determinação óptica nas amostras mais frescas dos diversos tipos litológicos mostra as seguintes variações composicionais: nos gnaisses da Unidade 1 variam de oligoclásio a andesina, tendo sido identificada composição albítica em alguns biotita gnaisses; nas faixas de composições noríticas, gabronoríticas e gábricas da Unidade 2 variam de andesina a labradorita, tendo sido encontrados teores de An relativamente elevados (An_{68-70}) em certos granulitos hornblenda gábricos e gabronoríticos; nas rochas mineralizadas da Unidade 3, embora na maioria das vezes muito "alteradas", foram encontradas variações entre os termos andesina e labradorita no caso dos granulitos noríticos, e oligoclásio-andesina nos granulitos piroxeníticos. A maioria dos cristais analisados são biaxiais positivos, embora existam casos de grãos biaxiais negativos.

Os plagioclásios podem englobar pequenos grãos arredondados de quartzo, além de: minerais opacos; pseudomorfos cloríticos, provavelmente antigos ortopiroxênios; e zircão, nor-

malmente arredondado. Às vezes os plagioclásios apresentam microvenulações de clorita e, em outros casos, podem ser cortados por biotitas deformadas (Foto 1). A epidotização caracteriza-se, seja pelo desenvolvimento de clinozoizita bem cristalizada, seja por minúsculos grãos de "epidoto" que conferem ao plagioclásio um aspecto opacificado. Ocasionalmente ocorrem cristais finos de quartzo recristalizado nas bordas de grãos de plagioclásio. Nos gnaisses, os plagioclásios são normalmente antipertíticos, sendo também freqüente o desenvolvimento de intercrescimentos mirmequíticos. Nessas rochas, os plagioclásios podem ainda ocorrer como inclusões arredondadas em cristais de microclínio.

Alguns aspectos texturais dos plagioclásios podem ser observados principalmente nas fotos 1, 2 e 3.

• Ortopiroxênios

Constituem geralmente cristais anédricos, tendendo, em certos casos, a formas prismáticas subédricas e, em outros, possuindo contornos arredondados, muitas vezes decorrentes de "alterações" de bordas (Foto 4). Apresentam forte pleocroísmo, variando de tonalidades rosadas fortes (α) a amareladas ou pardo amareladas (β), chegando a colorações esverdeadas claras (γ). São biaxiais negativos.

Encontram-se principalmente associados aos plagioclásios e clinopiroxênios nas rochas de composições noríticas, gabronoríticas e piroxeníticas. Em tipos litológicos com hornblendas e/ou biotitas e, eventualmente, granadas, ocorrem também associados a esses minerais. Ainda foram observadas associações de ortopiroxênios com magnetitas e espinélios verdes granulares, desenvolvendo geralmente texturas granoblásticas típicas (Foto 5). Podem constituir cristais poiquiloblásticos englobando: biotitas arredondadas de contornos bastante nítidos; quartzo arredondado ou de contornos irregulares; opacos finos ou de granulação média, constituídos por magnetita e/ou sulfetos; e, ainda, cristais subédricos de hornblendas castanho esverdeadas. Biotititas de formas irregulares, ora esfiapadas, ora constituindo cris

tais maiores sem contornos nitidamente definidos, acham-se, também, incluídas em ortopiroxênios, às vezes em seus planos de clivagem. Algumas dessas feições podem ser vistas nas fotos 6, 7, 8, 9 e 10. Desenvolvimento de minerais titaníferos de alto relevo (leucoxênio) são comuns em ortopiroxênios semi"alterados". Em certos casos, foram observados cristais de ortopiroxênio rodeados por grãos finos de quartzo de formas arredondadas ou irregulares. Cristais menores de ortopiroxênio, "alterados" ou não, encontram-se ainda englobados poiquiliticamente por granadas (Foto 11).

Com relação às "alterações" e transformações retrometamórficas, diferentes feições foram observadas nos ortopiroxênios dos diversos tipos litológicos: ocorrência de cristais frescos, totalmente preservados; "alterações" partindo de planos de clivagem e de fraturas; cristais com bordas "alteradas" e núcleos preservados; e cristais totalmente "alterados", constituindo pseudomorfos. Existe ainda toda uma gradação entre esses diferentes graus de "alteração" (Fotos 1 a 12).

Os minerais mais freqüentes que se formam a partir dos ortopiroxênios são: talco, cloritas magnesianas (provável peninita), serpentina (bastita), anfibólios fibrosos incolores (actinolita), hornblendas verdes a incolores e, localmente, biotita. Os cristais "alterados" podem englobar opacos finos, às vezes constituídos por magnetitas secundárias e, outras vezes, por sulfetos remobilizados pelos fluidos que causaram as diversas transformações.

Os cristais de ortopiroxênio em muitos casos constituem verdadeiros pseudomorfos, conservando apenas vestígios de suas antigas clivagens. É comum o desenvolvimento de leucoxênio nesses pseudomorfos, bem como a formação de magnetita secundária, devido a liberação de ferro e titânio envolvida em algumas dessas transformações. Os pseudomorfos constituídos por clorita não raramente englobam quartzo arredondado secundário.

Em alguns casos observa-se, dentro de um mesmo cristal, mais de uma etapa de alteração. Assim, por exemplo, pode

ocorrer a transformação parcial desse mineral inicialmente em serpentina, restando núcleos não alterados que, posteriormente, se transformam parcialmente em clorita, mas ainda com restos frescos. Esse processo é atestado pela presença de cristais de ortopiroxênios com bordas formadas por bastita e núcleos cloritizados, com algumas porções não alteradas. Também foram observados cristais com bordas transformadas em serpentina e núcleos em anfibólios fibrosos incolores e magnetita, sugerindo também duas etapas de alteração, além de cristais transformados parte em talco e parte em anfibólio (Fotos 7 e 8).

Além disso, numa mesma lâmina podem ocorrer diferentes tipos de transformação: desenvolvimento de bastita com liberação de magnetita secundária, em cristais disseminados na matriz, e ortopiroxênios formando anfibólios fibrosos incolores, normalmente próximo a vênulas secundárias, indicando transformações a maiores temperaturas.

• Clinopiroxênios

Constituem cristais anédricos a subédricos, com pleocroísmo variando de tonalidades esverdeadas pálidas a incolores. São biaxiais positivos. Encontram-se associados a ortopiroxênios, plagioclásios e, em certos tipos litológicos, a hornblendas e biotitas. Localmente ocorrem associados a granadas. Possuem contornos retilíneos ou curvos, mas geralmente formam uma textura granoblástica típica com os minerais associados. Possuem granulações variáveis, podendo inclusive constituir cristais poiquiloblásticos englobando plagioclásio e opacos, muitas vezes formados por magnetitas euédricas orientadas. Também foram observados cristais englobando biotita, hornblenda (Foto 13), quartzo arredondado, além de epidotos secundários. Em outros casos, ocorrem como grãos finos arredondados, podendo estar englobados por plagioclásio e ortopiroxênio e, ocasionalmente, por hornblendas. Os cristais às vezes apresentam-se fraturados, sendo as fraturas preenchidas por material fino de alteração.

Os clinopiroxênios estão, quase sempre, bem mais pre

servados que os ortopiroxênios, observando-se algumas transformações locais. Apenas em rochas de intenso grau de "alteração", foram observados pseudomorfos de clinopiroxênio. Nas demais, ocorrem apenas "alterações" a partir das bordas, planos de clivagem e de fraturas.

Os principais minerais formados a partir desses piroxênios são: tremolita (com desenvolvimento de quartzo e calcita), epidoto, magnetita, hornblenda, clorita e esfero. Por vezes os clinopiroxênios constituem pseudomorfos formados por clorita, calcita e quartzo. A transformação de clinopiroxênios em hornblendas castanhas e esverdeadas pode ser bem observada em certos megacristais que "englobam" os anfibólios, muitas vezes orientados segundo uma das suas direções de clivagem, frequentemente associados a quartzo arredondado. Outras vezes, são observados megacristais de clinopiroxênio incluindo hornblendas e biotitas orientadas, ambas possuindo contornos difusos (Fotos 14 e 15). As hornblendas englobadas desse modo podem, por sua vez, passar a anfibólios fibrosos incolores.

Algumas associações mencionadas e os aspectos texturais desse mineral podem ser vistos nas fotos 3, 13, 16 e 17.

• Hornblendas

Ocorrem sob a forma de cristais anédricos a subédricos, às vezes possuindo contornos irregulares, associadas a piroxênios, plagioclásios e biotitas (Fotos 16, 17 e 18), ou englobadas em clino e ortopiroxênios (Foto 13), ou ainda, como produtos de transformação desses minerais. Possuem colorações castanhas, com pleocroísmo variando de tonalidades castanho esverdeadas a castanho escuras; no entanto, existem também cristais de coloração mais clara, cujo pleocroísmo varia de verde claro a castanho esverdeado. Essas feições denotam composições químicas variáveis. São biaxiais negativos, com ângulos $2V$ geralmente elevados e com ângulo $\gamma: Z$ variando entre 27 e 30° .

Em muitos casos foram observados cristais de hornblenda englobando minerais opacos, zircões, apatitas, biotitas,

plagioclásios e, eventualmente, orto e clinopiroxênios.

Foram ocasionalmente encontrados ortopiroxênios "alterados", parcialmente envolvidos pela hornblenda. Hornblendas podem ainda ocorrer como cristais menores inclusos nos piroxênios, às vezes orientados segundo uma de suas direções de clivagem (Foto 15), possuindo, muitas vezes, contornos difusos.

A hornblenda é mais resistente às "alterações" do que os ortopiroxênios; apresenta, às vezes, bordas descoloridas, ou transformações para hornblendas de tonalidades esverdeadas mais claras ou até azuladas que, por sua vez, dão origem a anfíbolios fibrosos incolores (actinolita).

As transformações mais freqüentemente observadas são as passagens para actinolita, epidoto e clorita, com desenvolvimento de calcita e quartzo e, ocasionalmente, para biotita. Às vezes são observadas as várias etapas de transformação: hornblenda formando inicialmente a actinolita que, por sua vez, dá origem à associação clorita + calcita + quartzo.

• Biotita

Constitui geralmente cristais euédricos, de hábito lamelar, ora orientados segundo as foliações principais das rochas gnáissicas, ora associados aos demais minerais desenvolvendo texturas granoblásticas. Em certos casos, possuem bordas esfiapadas interpenetrando nos cristais de ortopiroxênio.

As biotitas podem estar associadas a orto e clinopiroxênios, plagioclásios, hornblendas e, ocasionalmente, a granada e grafita. Podem ainda ocorrer junto a apatitas euédricas e subédricas, às vezes englobando-as. É ainda muito comum a associação de biotitas com magnetitas e sulfetos de cobre e ferro, sendo que estes, muitas vezes, dispõem-se entre suas lamelas.

Nas amostras com hercinita, esta freqüentemente encontra-se associada à biotita. Ainda foram observadas biotitas englobadas em granadas, sob a forma de cristais arredondados, às

vezes zonados, com regiões bem delimitadas (Foto 19), parecendo ter havido mais de uma fase de crescimento. Estas biotitas normalmente possuem coloração mais clara que os outros tipos observados, sendo que os dados de microsonda eletrônica atribuem-lhes valores bem mais baixos de TiO_2 . Ainda são comumente encontrados cristais de biotita englobando zircão, muitas vezes, arredondado.

As biotitas possuem granulação extremamente variável, desde cristais grosseiros (milimétricos) que podem englobar piroxênios "alterados", até cristais muito finos e esfiapados que ocorrem cortando todos os outros minerais, inclusive os grãos maiores de biotita. Biotitas finas e esfiapadas ainda são encontradas no interior de cristais de ortopiroxênio, com feições que sugerem formação a partir do mesmo, através de reações retrometamórficas.

Além das feições descritas, as biotitas ainda podem ocorrer dos diversos modos citados a seguir, que sugerem diferentes etapas de formação:

1. Inclusões arredondadas de biotitas em ortopiroxênios, clinopiroxênios e, ocasionalmente, granadas, sendo seus contornos bastante nítidos (Foto 6).
2. Cristais de biotita constituindo parte dos pseudomorfos de ortopiroxênio, porém apresentando com os mesmos, contatos bruscos, sugerindo transformação parcial em biotita, seguida de recristalização (Foto 12).
3. Cristais intersticiais de biotitas associadas aos piroxênios, plagioclásios e outros minerais, desenvolvendo texturas ora granoblásticas, ora lepidoblásticas (Fotos 1, 3 e 7). Deve ser enfatizado que o estudo de partição de elementos, realizado a partir dos dados de microsonda eletrônica, mostrou equilíbrio entre biotita e ortopiroxênio coexistentes, sugerindo cristalização ou recristalização na fácies granulito.
4. Cristais finos e esfiapados desenvolvidos em fraturas e cli

vagens de ortopiroxênicos, podendo estar orientados. Às vezes, também ocorrem manchas difusas de finos agregados de biotita em pseudomorfos e em cristais de ortopiroxênio não "alterados" (Foto 10).

5. Cristais grosseiros de biotita interpenetrados em ortopiroxênios "alterados". Essas biotitas, às vezes, contêm quartzo microgranular entre suas lamelas, parecendo, em muitos casos, tratar-se de intercrescimentos secundários, feições que sugerem formação a partir dos ortopiroxênios. Também ocorrem cristais grosseiros de biotita englobando poiquiliticamente piroxênios "alterados".
6. Cristais de biotita, às vezes com bordas curvas, contornando grãos de ortopiroxênio.
7. Biotitas finas mais claras cortando tanto os ortopiroxênios como todos os outros minerais (Foto 13).

Essas feições sugerem que, provavelmente, parte da biotita já estava presente antes do metamorfismo granulítico, tendo havido também cristalizações e/ou recrystalizações durante o mesmo, como indicam os dados de microsonda eletrônica que serão discutidos posteriormente. No entanto, diversos estágios de formação de biotitas, através de reações retrometamórficas de ortopiroxênios, também são sugeridos, seja por grãos finos e esfriados desenvolvidos a partir de clivagens e fraturas desses minerais, seja pelas relações de interpenetração entre esses dois minerais, com formação de quartzo secundário. A formação de biotitas a partir de hornblendas também foi observada em muitas seções delgadas de Surubim. Ainda ocorreu desenvolvimento de biotitas numa fase tardia, indicado pela presença de agregados finos que cortam todos os outros minerais.

As biotitas possuem geralmente colorações avermelhadas, com forte pleocroísmo, variando de castanho avermelhado (α), atingindo tonalidades vermelhas a castanho avermelhadas mais escuras em $\beta = \gamma$; as biotitas arredondadas englobadas por ortopi-

roxênios e, em muitos casos, as formadas a partir dos mesmos, bem como as biotitas em equilíbrio com esse mineral, possuem cores e propriedades ópticas geralmente semelhantes. Ainda existem biotitas de coloração mais clara, variando de tonalidades castanhas a castanho claras, principalmente as que constituem os cristais mais finos posteriores, ou ainda as que ocorrem como inclusões e manchas difusas no interior dos pseudomorfos de piroxênio. São biaxiais negativas com ângulo $2V$ muito próximos a zero.

Esses minerais mostram estruturas que indicam terem sofrido mais de uma fase de deformação. Apresentam, muitas vezes, microdobras locais, havendo uma concentração de opacos em seus ápices. Ocorrem também, em certos casos, como cristais intensamente fraturados com preenchimento de quartzo fino recristalizado, indicando intensa silicificação.

As biotitas apresentam maior resistência às transformações retrometamórficas e/ou hidrotermais que os demais minerais. Nas amostras mais "alteradas", observam-se apenas cristais com regiões descoloridas ou com transformações parciais para clorita e quartzo, com desenvolvimento de opacos finos secundários, agulhas de rutilo ou fitas de leucoxênio. Também ocorrem cristais descoloridos, com formação de magnetitas secundárias. Clinozoizita e prehnita entre lamelas de biotita, foram localmente observadas.

Biotitas finas de coloração mais clara podem ainda ocorrer em faixas orientadas, junto a plagioclásios de granulação fina e massas cloríticas, em regiões de fraturas e falhas.

• Granadas (Almandina)

Ocorre sob a forma de grãos anédricos isotropos, de contornos arredondados e coloração rosada, geralmente constituindo cristais poiquiloblásticos. Podem englobar plagioclásio, biotita, ortopiroxênio, quartzo arredondado, opacos e, às vezes, anfibólios fibrosos incolores, provavelmente resultantes de transformações de piroxênios.

As granadas encontram-se associadas a plagioclásios, biotitas, ortopiroxênio e quartzo. A associação granada + clinopiroxênio, embora presente, foi raramente observada, às vezes com desenvolvimento de textura simplectítica de ortopiroxênio e plagioclásio.

A granada é encontrada em todos os tipos litológicos descritos, ocorrendo em bandas aleatórias, de modo intersticial.

Ela se apresenta normalmente bastante fraturada. Alterações para clorita, com liberação de quartzo, são geralmente observadas nas bordas e nas regiões de fratura. Ocasionalmente, ocorrem cristais quase totalmente "alterados" constituindo pseudomorfos cloríticos. Algumas feições discutidas podem ser vistas nas fotos 2, 11 e 19.

• Quartzo

Constitui cristais anédricos, inequigranulares, uniaxiais positivos, apresentando, muitas vezes, extinção ondulante; também ocorre sob a forma de grãos recristalizados.

Em amostras das Unidades 1 e 2, geralmente ocorre como cristais estirados e orientados, com extinção ondulante, concentrados em faixas junto aos plagioclásios e raros minerais máficos. Pode ainda ser observado intersticialmente nas rochas de todas as unidades descritas, em quantidades bastante variáveis, onde constituem grãos menores, algumas vezes desenvolvendo texturas em mosaico. Nas rochas mineralizadas, o quartzo normalmente ocorre apenas como acessório e/ou como produto de algumas reações retrometamórficas. Inclusões arredondadas de quartzo em piroxênios, granadas e plagioclásios com alguma alteração e, ainda, em anfibólios secundários formados a partir de piroxênios, são muito freqüentes. Também é observado quartzo entre lamelas de biotita, ou ainda intercrescimento entre esses minerais, em casos onde a biotita parece estar sendo formada a partir de ortopiroxênios. Em certos biotititos existem faixas de quartzo recristalizado.

As inclusões arredondadas de quartzo que ocorrem nos plagioclásios e microclínio parecem indicar uma silicificação de corrente da transformação desses minerais em sericita, carbonato e epidoto, com liberação de sílica. Nessas inclusões não foram observadas as extinções ondulantes, comuns nos cristais de quartzo estirados e orientados, sugerindo serem provenientes de outra geração.

Nas rochas gnáissicas são comuns os intercrescimentos mirmequíticos entre quartzo e plagioclásios, além das inclusões arredondadas discutidas.

Esse mineral pode ainda ocorrer sob a forma de cristais microgranulares, dispostos ao redor de microclínio e, às vezes, também de ortopiroxênio.

São ainda freqüentes vênulas secundárias constituídas por quartzo, ou ainda faixas de quartzo e plagioclásio fraturados, com preenchimento de material clorítico. Nessas faixas, o quartzo e o plagioclásio podem ocorrer como grãos totalmente quebrados e angulosos, rodeados por material fino milonítico, parecendo tratar-se de verdadeiras brechas. Quartzo microgranular também é observado em faixas milonitizadas. Esse mineral também é observado em veios pegmatóides, onde constitui cristais maiores, anédricos, associados a plagioclásios e microclínio.

Cristais grosseiros de quartzo, de geração posterior, podem englobar plagioclásios alterados, pseudomorfos cloríticos (provavelmente de antigos piroxênios) e zircão, ou mesmo, grãos menores de quartzo anterior.

Ainda ocorrem, em rochas de todas as unidades, microfaturas preenchidas por clorita, carbonato e quartzo, às vezes com grandes concentrações de epidoto em meio a material muito fino. Essas são feições bastante posteriores, uma vez que cortam todos os minerais, "alterados" ou não, e até algumas vênulas de quartzo fino e/ou de pegmatóides descritos anteriormente.

- Microclínio

Constitui cristais anédricos, inequigranulares, associados a quartzo e plagioclásios, sendo principalmente observados nas rochas gnáissicas e em veios pegmatóides.

Geralmente é pertítico, em finos filmes e vênulas, e possui geminação em grade normalmente bem desenvolvida. Pode apresentar contornos irregulares, encontrando-se, em certos casos, rodeado por albitas de hábito tabular.

Ocasionalmente englobam quartzo arredondado, zircão, apatita, biotita e mesmo plagioclásios.

Geralmente encontram-se bem menos "alterados" que os plagioclásios, embora sericitizações estejam quase sempre presentes.

Em certos pegmatóides brechados podem constituir megacristais, às vezes, muito fraturados e venulados por quartzo microcristalino, clorita e, ocasionalmente, epidoto, apresentando bordas microgranulares formadas pelo próprio microclínio ou por plagioclásio alterado. Nesses casos são comuns geminações deformadas.

Em alguns biotititos foram observados feldspatos potássicos, com geminação Carlsbad bem desenvolvida, tratando-se de ortoclásio, de ocorrência rara.

- Espinélios

Ocorrem ora como lamelas de exsolução segundo o plano (100) de magnetitas, ou ainda de modo intersticial, associado aos óxidos de ferro e titânio, ao ortopiroxênio e à biotita, em certos casos formando uma textura granoblástica (Fotos 5 e 20).

Os espinélios granulares intersticiais constituem cristais anédricos de contornos irregulares. Possuem coloração verde escura característica e são isotropos. Encontram-se, em muitos casos, em estreita associação com biotitas, sugerindo a

existência de uma relação íntima entre esses minerais. Suas características ópticas e químicas, descritas em capítulo posterior, indicaram tratar-se de hercinitas (espinélio ferrífero).

Em algumas seções delgadas foram observados minerais micáceos finos junto ao espinélio. Esses minerais apresentam coloração parda bem clara, alta birrefringência (cores de interferência cinza amareladas com tonalidades levemente azuladas), elongação negativa, sendo uniaxiais negativos ou biaxiais com ângulos $2V$ muito próximos a zero. Parecem constituir restos de biotita descolorida, ou de outro produto de transformação dos espinélios (Foto 20).

- Turmalinas

Ocorrem em certos biotititos parecendo substituir outros minerais, encontrando-se quase sempre em contato com calcopiritas, sendo provavelmente provenientes de soluções hidrotermais.

Possuem coloração esverdeada, com fraco pleocroísmo, em tonalidades que variam de incolores a verde azuladas. São minerais uniaxiais negativos e constituem, na maioria das vezes, cristais anédricos.

- Apatita

Ocorre como cristais anédricos a subédricos e, mais raramente, euédricos, uniaxiais negativos. Possui, muitas vezes, contornos arredondados, podendo existir cristais ovalados. Constitui acessório freqüente nas rochas de todas as unidades descritas. Em certos biotititos, às vezes são observadas maiores quantidades de apatitas associadas e/ou englobadas por biotitas vermelhas bem cristalizadas. São também englobadas por plagioclásios, pseudomorfos de piroxênios e por outros minerais, nos demais tipos de rocha. Em certos casos, foram observados cristais de apatita quebrados, com fraturas preenchidas por clorita e minerais micáceos finos (sericita). Também são comuns grãos de

apatita "alterados" para nuvens de carbonato fino e/ou venulados por esse mineral.

Apatitas foram ainda observadas em veios, onde se encontram associadas a cloritas e, às vezes, a quartzo secundário.

• Zircão

Ocorre sob a forma de cristais inequigranulares, usualmente arredondados e ovalados, disseminados em rochas de todas as unidades, muitas vezes englobados em quartzo, plagioclásio, piroxênios e biotitas. No caso dos cristais englobados em biotitas e anfibólios, são nitidamente observados halos pleocrônicos nesses minerais, devido a presença de elementos radioativos comuns no zircão.

Os zircões apresentam coloração castanha e fraco pleocroismo, com leves variações em suas tonalidades, constituindo cristais uniaxiais positivos. Também é um acessório frequente em todas as unidades litológicas descritas, ocorrendo, no entanto, em menores proporções do que a apatita.

• Albita

Albitas foram observadas como cristais tabulares, biaxiais positivos, em aglomerados com extinção em leque, em rochas cataclásticas portadoras de venulação, brechação e faixas de cristais microgranulares. Elas foram encontradas também em vênulas finas e grosseiras, podendo ocorrer junto a epidoto, clorita e calcita. Albitas tabulares também foram constatadas em certas rochas gnáissicas relativamente fraturadas, dispondo-se ao redor de cristais de contornos irregulares de microclínio.

• Outros minerais

Prhenita foi identificada em certas amostras, constituindo agregados em forma de leques, às vezes com boas clivagens basais (001). Ocorre associada a biotitas cloritizadas e,

às vezes, a clinozoizitas.

Possui coloração verde muito clara a incolor, com alongação positiva, contrária à das biotitas, e não apresenta pleocroismo. Provavelmente trata-se de produto de retrometamorfismo que atingiu localmente graus bastante baixos.

Titanita foi observada em algumas amostras constituindo mineral acessório, encontrando-se normalmente associada a magnetitas, ilmenita, piroxênios e biotitas. Sua associação com magnetita e ilmenitas é bastante freqüente, parecendo tratar-se de retrometamorfismo a partir desses e de outros minerais portadores de titânio.

Epidotos, Zoizitas e Clinozoizitas foram observados com certa freqüência, relacionados a plagioclásios saussuritizados, granadas "semi-alteradas", anfibólios da série tremolita-actinolita, ou ainda, em vênulas secundárias junto a quartzo, clorita e material fino sericítico. Vênulas constituídas por epidoto, calcita e albita em leque são comuns em certas amostras.

Os epidotos possuem coloração amarelada e um fraco pleocroismo que mostra variações entre tonalidades amareladas bem pálidas a amarelo esverdeadas. Normalmente constituem agregados cristalinos muito finos, desenvolvidos no interior de plagioclásios, muitas vezes tornando-os opacificados, embora cristais maiores também tenham sido observados. São resultantes das alterações hidrotermais e saussuritização desses minerais. Nos cristais maiores suas propriedades ópticas puderam ser melhor identificadas, o que permitiu, em muitos casos, sua caracterização como epidoto. Possuem uma clivagem bem desenvolvida, extinção inclinada e são biaxiais negativos.

Cristais maiores de epidoto também ocorrem associados a actinolitas, podendo estar englobados por elas.

Zoizitas foram observadas, em certos casos, também relacionadas à saussuritização de plagioclásios e associadas e/

ou englobadas por granadas "semi-alteradas". Normalmente possuem colorações mais claras que os epidotos, tendo sido também observados grãos incolores. Constituem cristais biaxiais positivos, com baixa birrefringência, extinção reta, mostrando, às vezes, uma clivagem bem desenvolvida.

Em certos casos também foi observada a clinozoizita, associada a plagioclásios, granadas e anfibólios secundários. Possui coloração variando de amarelo claro, sem pleocroismo, a incolor. Constitui cristais biaxiais positivos, de mais baixa birrefringência que os epidotos, com extinção inclinada.

Anfibólios da série tremolita-actinolita ocorrem como transformações de piroxênios ou, ainda, relacionados a vênulas secundárias. Possuem coloração verde pálida a incolor, podendo apresentar leve pleocroismo segundo tonalidades que, às vezes, tendem a uma cor azul esverdeada na direção de maior absorção. São biaxiais negativos e possuem extinção inclinada. Muitas vezes foram observados junto a sulfetos remobilizados, constituindo cristais prismáticos orientados (Foto 21).

Rutilo foi observado, em alguns casos, como inclusões em forma de agulhas em biotitas e também associado aos óxidos de ferro e titânio. Geralmente constituem cristais de granulação fina, de hábito acicular, ou com formatos irregulares quando junto aos óxidos de ferro e titânio.

Ainda ocorrem quantidades variáveis de minerais provenientes de transformações retrometamórficas de piroxênios, tais como:

Clorita: Constituem cristais incolores e/ou verde claros, com pleocroismo muito fraco ou ausente, tratando-se provavelmente de termos mais magnesianos. Possuem baixa birrefringência, sendo comum a observação de cores de interferência azuladas, anômalas. São produtos de transformação de ortopiroxênios, constituindo, em muitos casos, pseudomorfos desse mineral. Às vezes são observados no

interior desses pseudomorfos restos de ortopiroxênio não alterados. Constituem também produtos de transformação de biotita.

Serpentinas: Ocorrem sob a forma de cristais incolores a verde pálidos, também substituindo piroxênios. Muitas vezes são observadas transformações completas, com desenvolvimento de pseudomorfos de bastita.

Talco: Também aparece com certa frequência, apresentando-se incolor, sem pleocroismo, com alta birrefringência, principalmente substituindo ortopiroxênios.

Esses minerais ocorrem sob a forma de agregados muito finos, fibrosos e lamelares.

Sulfetos de cobre e ferro, óxidos de ferro e titânio, além de teluretos e grafita (Foto 22) ocorrem associados aos minerais mencionados. Sua caracterização e as paragêneses observadas encontram-se discutidas no capítulo referente aos minerais metálicos.

5.2 - OUTRAS LITOLOGIAS

. Quartzitos e Quartzitos Ferríferos - Formações Ferríferas Bandadas

Ocorrem intercaladas às rochas regionais e, ainda, intimamente associadas a alguns corpos mineralizados. São constituídas essencialmente por alternâncias de bandas de quartzo e de magnetita. O quartzo (20-60%) ocorre em faixas de cristais grosseiros, estirados e orientados, com extinção ondulante, intensamente recristalizados; a magnetita (3 a 50%) também encontra-se disposta em bandas de cristais grosseiros, estirados e orientados. Lamelas de hematita na magnetita, além de outros óxidos e

hidróxidos de ferro (material limonítico) provavelmente derivados de sua "alteração", também são freqüentes. Observa-se ainda pseudomorfos constituídos por clorita e óxidos de ferro, de granulação fina, às vezes englobados em quartzo ou associados às magnetitas, parecendo tratar-se de ortopiroxênios "alterados", por sua semelhança com os observados nas outras litologias. Pseudomorfos com postos por bastita, com desenvolvimento de óxidos de ferro secundários, acham-se presentes localmente.

Em algumas amostras de formações ferríferas do Sangradouro de Pinhões foram ainda observados, nas faixas mais quartzosas, os seguintes minerais: plagioclásios totalmente sericitizados e epidotizados, às vezes em quantidades significativas (até 30%); clinopiroxênios (até 30%) também bastante "alterados", com transformações para anfibólios fibrosos incolores e, em certos casos, carbonatos finos pulverulentos. Os anfibólios, resultantes do retrometamorfismo dos piroxênios, encontram-se também cloritizados. Granadas ocorrem localmente em quantidades pequenas a medias (até 10%), como cristais poiquiloblásticos englobando piroxênios, plagioclásios, biotitas e opacos. Como principais acessórios são encontrados biotitas e apatitas (3 a 5%).

Essas rochas, na realidade, parecem ter constituído originalmente misturas de sedimentos químicos ferríferos com material pelítico, tendo havido também contribuições vulcanogênicas; foram posteriormente metamorfisadas a facies granulito, o que causou intensa recristalização da magnetita e do quartzo (acompanhada do aumento do tamanho dos grãos) e o desenvolvimento das fases atualmente observadas, a partir dos minerais originais.

. Rochas cálcio-silicáticas

Foram observadas principalmente no Sangradouro de Pinhões, como lentes intercaladas às demais litologias; na jazida de Caraíba, encontram-se inclusive associadas diretamente às rochas mineralizadas, podendo conter sulfetos disseminados. Possuem composição mineralógica variada, podendo ser classificadas com

mo diopsiditos, olivina mármore e gnaisses cálcio-silicáticos.

Os gnaisses cálcio-silicáticos são compostos essencialmente por bandas quartzo feldspáticas, alternadas com faixas onde predominam clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio; podem ainda conter ortopiroxênio, microclínio e acessórios como epidoto, titanita, magnetita, zircão e apatita. Possuem texturas granoblásticas inequigranulares, com bandamento gnáissico bem desenvolvido.

Os diopsiditos são rochas de granulação média a grossa e coloração esverdeada, constituídas essencialmente por clinopiroxênios, podendo conter quantidades variáveis de calcita, hornblenda e forsterita e acessórios como titanita, apatita, espinélio verde e, em alguns casos, quartzo. Possuem texturas granoblásticas poligonais equigranulares. Essas rochas podem gradar a mármore com diopsídio e a olivina mármore, com o aumento nas quantidades relativas de calcita e forsterita; esses mármore também possuem granulação média e texturas granoblásticas equigranulares.

Diopsiditos e olivina mármore, com quantidades elevadas de anidrita, foram descritos, por vários autores, na área de Caraíba, constituindo rochas com texturas granoblásticas poligonais equigranulares, mostrando associações de equilíbrio entre o diopsídio e a anidrita.

De modo geral, as rochas cálcio-silicáticas são constituídas por:

- clinopiroxênios verdes claros a incolores (diopsídio), em quantidades bastante variáveis (0-90%), podendo mostrar transformações para anfibólios (tremolita), cloritas, calcita, epidoto, titanita e outros filossilicatos finos. Em alguns casos, constituem cristais poiquiloblásticos englobando plagioclásios, opacos e quartzo.
- Carbonatos (0-70%), essencialmente calcita. Ocorre ora na matriz, no caso dos mármore, ora como mineral acessório intersticial, nas demais litologias, ou ainda, como produto das trans

formações dos clinopiroxênios, nos diopsiditos, neste caso como cristais finos e pulverulentos.

- Forterita (0-25%), ocorre em maiores proporções nos olivina mármores, normalmente como cristais de bordas arredondadas, as sociados aos carbonatos. Podem se apresentar frescos e, algumas vezes, serpentinizados.
- Plagioclásios (0-30%), muitas vezes transformados em calcita e epidoto. Ocorrem de modo intersticial nos clinopiroxenitos e em bandas, junto ao quartzo, nos gnaisses, nos quais podem apresentar intercrescimentos mirmequíticos. Apresentam composições variando de oligoclásio a andesina.
- Flogopita (0-20%), com pleocroísmo variando de castanho claro (α) a vermelho acastanhado (β), às vezes com colorações esverdeadas; ocorre como manchas ao longo de clivagens de clinopiroxênios e anfibólios e, ainda, de modo intersticial, associando-se a epidoto, clorita, carbonato e opacos e, às vezes, a apatitas.
Em algumas amostras de rochas cálcio-silicáticas foram observa-das biotitas ao invés de flogopitas.
- Quartzo (0-30%), ocorre ora como cristais disseminados, (no caso dos diopsiditos), ora em faixas junto aos plagioclásios (nos gnaisses cálcio-silicáticos), sob a forma de agregados lenticu-lares onde comumente possuem extinção ondulante.
- Microclínio (0-20%), é encontrado principalmente nos gnaisses cálcio-silicáticos, freqüentemente sem "alterações", podendo englobar quartzo arredondado. Também ocorre como acessório nos diopsiditos com anidrita, segundo Figueiredo (1981).
- Anidrita (0-60%), descrita na área de Caraíba por Lindenmayer (1981), Figueiredo (1981) e Mandetta (1982). Constitui cristais límpidos, associados ao diopsídio, com texturas granoblásticas poligonais. Esse mineral não foi observado nas amostras de Suru

bim.

- Hornblendas (0-15%), com pleocroismo variando de verde a castanho. São importantes principalmente nos gnaisses cálcio-silicáticos, constituindo cristais anédricos a subédricos. Alguns cristais possuem tonalidades azuladas. Às vezes ocorrem como produto de transformação de piroxênios; por outro lado, podem apresentar transformações para tremolita, calcita e clorita.
- Anfibólios fibrosos são incolores a verde claros e ocorrem como produtos de substituição de piroxênios (tremolita-actinolita), podendo também apresentar alterações para clorita e carbonatos finos pulverulentos.
- Granada (0-10%), é observada em certas amostras, onde pode estar associada à biotita, piroxênios, quartzo e plagioclásio. Em certos casos, constituem cristais poiquiloblásticos englobando os minerais citados e opacos. São, muitas vezes, venuladas por material clorítico fino.
- Grafita (0-10%), também ocorre, em certos casos, nas rochas cálcio-silicáticas, sob a forma de cristais lamelares, com orientação paralela a dos minerais micáceos.
- Titanita (1-5%), constitui acessório comum nas rochas cálcio-silicáticas. Nos diopsiditos é observada sob a forma de cristais arredondados intersticiais, associados aos clinopiroxênios, ôxidos e, em certos casos, sulfetos. Nos mármore pode estar associada a carbonatos, epidotos, clinopiroxênios e, às vezes, a opacos. Também ocorre como cristais menores, englobados em clinopiroxênios, bem como em veios, junto a quartzo e epidoto. Posui coloração castanha, com pleocroismo variando de amarelo claro para amarelo pardo, até atingir uma tonalidade castanha característica.

Outros acessórios que podem ser observados nas rochas cálcio-silicáticas, constituindo, em conjunto, proporções inferiores a 5% são: apatitas euédricas a subédricas, zircão normal

mente de formas arredondadas, magnetitas e, em certos casos, espi-
nêlios verdes, indicando contribuições pelíticas e/ou de rochas
eruptivas básicas. Pirrotita e outros sulfetos também estão pre-
sentes em certos casos. Ocasionalmente também foram observados or-
topiroxênios e biotitas.

. Veios Pegmatóides

São constituídos essencialmente por quartzo e felds-
pato potássico de granulação grosseira, com biotita localmente
presente em quantidades variáveis. Às vezes englobam porções de
rochas granulíticas de composições noríticas e plagioclasíticas,
normalmente bastante "alteradas". Comumente encontram-se intensa-
mente epidotizados e cloritizados, além de apresentar efeitos ca-
taclásticos, com desenvolvimento de texturas características.

FOTOMICROGRAFIA 1 - FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2). Aumento: (180x). Nícois paralelos (//). Cristais de plagioclásio (1) associados a ortopiroxênios (2) e a biotitas castanho-avermelhadas (3). Opx com "alteração" incipiente segundo planos de clivagem e fraturas. Apatita (4) e metálicos ocorrem como acessórios.

FOTOMICROGRAFIA 2 - FS-5176 - 94,03m. Granulito granada quartzo norítico (U.2). (180x). Nícois cruzados (X). Plagioclásios (1) associados a ortopiroxênios (2), granada (3) e quartzo (4). Apatita (5) ocorre como acessório. Os opx apresentam-se bastitizados com núcleos preservados.

FOTOMICROGRAFIA 3 - FS-6514 - 183,24m. Granulito gabronorítico com hornblenda (U.2). (180x). N.X. Ortopyroxênio(1) + clinopyroxênio(2) + biotita(3) e clinopyroxênio(2) + plagioclásio(4) + biotita(3). Opx apresentam "alterações" a partir das bordas planos de clivagem e fraturas (talco). Plagioclásios saussuritizados. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 4 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). (180x). N.X. Ortopyroxênio(1) com bordas arredondadas, transformadas em talco. Cristais menores de opx totalmente transformados ou com núcleos preservados. Alterações também em fraturas. Apatita(2) (extinta) e metálicos. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 5 - FS-6118 - 40,43m. Granulito piroxenítico com faixas de quartzo e magnetita (U.3). (180x). N.//. Associação: ortopiroxênio(1) + espinélio verde(2)(hercinita) + magnetita(3) e apatita acessória (4). Ortopiroxênios quase sempre com bordas cloveitizadas. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 6 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). (180x). N.//. Ortopiroxênio(1) transformado em filossilicatos (talco), englobando biotitas castanhas arredondadas(2) e sulfetos finos pulverulentos, associado à magnetita e sulfetos.

FOTOMICROGRAFIA 7 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). (180x). N.//. Pseudomorfos em ortopiroxênio, constituídos por anfíbolios fibrosos(1) e por talco(2), englobando sulfetos finos pulverulentos e associados a biotitas castanhas(3). Sulfetos finos entre lamelas de biotita. Opacos: magnetita e sulfetos. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 8 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). (180x). N.X. Pseudomorfos em ortopiroxênio constituídos por actinolita(1) e talco(2), opacificados por sulfetos finos. Associados a magnetitas, biotitas(3) e plagioclásios saussuritizados(4). Biotitas "semi-alteradas", preenchidas por sulfetos finos.

FOTOMICROGRAFIA 9 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). (180x). N.//. Ortopyroxênios(1) parcialmente transformados em anfibólios(2) e talco(3), opacificados por óxidos (magnetita) e sulfetos finos pulverulentos, englobando cristal arredondado de biotita(4) e associados a plagioclásios intensamente saussuritizados(5). Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 10 - FS-5716 - 107,11m. Gnaiss de composição enderbítica (U.1). (180x). N.X. Ortopyroxênio(1) associado a plagioclásio(2), quartzo(3) e minerais metálicos. Cristais finos e irregulares de biotita(4) desenvolvem-se segundo direções de clivagem e bordas de ortopyroxênio, sugerindo sua formação a partir do mesmo.

FOTOMICROGRAFIA 11 - FS-6118 - 34,50m. Granulito granada biotita piroxenítico (U.3). (180x). N.X. Granadas muito fraturadas(1), as associadas a ortopiroxênios(2) (às vezes englobando-os) e a magnetita.

FOTOMICROGRAFIA 12 - FS-6118 - 126,82m. Granulito norítico com faixas biotíticas (U.3). (180x). N.X. Pseudomorfos em ortopiroxênios(1) (talco, óxidos e sulfetos finos) associados a plagioclásios saussuritizados(2) e metálicos. Biotita(3) constitui parte do pseudomorfo central e apresenta contatos relativamente bruscos com o mesmo, sugerindo transformação $opx \rightarrow biotita$, seguida de recristalização.

FOTOMICROGRAFIA 13 - FS-6514 - 183,24m. Granulito gabronorítico com hornblenda (U.2). (180x). N.//. Clinopiroxênio(1) englobando hornblenda castanha(2), associado a plagioclásio saussuritizado(3) e ortopiroxênio(4). Biotitas castanho claras(5) cortam esses minerais. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 14 - FS-5716 - 126,80m. Granulito biotita piroxenítico (U.2). (180x). N.//. Clinopiroxênios(1) incluindo cristais finos de biotitas castanho avermelhadas(2), associados a plagioclásio saussuritizado(3). As biotitas apresentam bordas irregulares, encontrando-se orientadas segundo as clivagens dos clinopiroxênios; essas feições sugerem sua formação a partir dos mesmos. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 15 - FS-5716 - 126,80m. Granulito biotita piroxenítico (U.2). (180x). N.//. Clinopiroxênio(1) incluindo hornblendas orientadas(2). Feições que sugerem transformações de opx em hb castanhas, que por sua vez, originam hb esverdeadas mais claras.

FOTOMICROGRAFIA 16 - FS.6514 - 186,51m. Granulito hornblenda piroxenítico (U.3). (180x). N.//. Ortopiroxênio(1) + clinopiroxênio(2) + hornblenda castanha esverdeada(3). Opx com transformações para talco, nas bordas, planos de clivagem e fraturas. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 17 - FS-6514 - 183,24m. Granulito gabronorítico com hornblenda (U.2). (180x). N.//. Ortopyroxênio(1) + hornblenda esverdeada(2) + plagioclásio(3) e ortopyroxênio + clinopyroxênio(4) + plagioclásio. Opx pouco "alterados" nas bordas, planos de clivagem e fraturas. Plagioclásios parcialmente saussuritizados. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 18 - FS-6316 - 146,27m. Granulito norítico com faixas de hornblenda (U.2). (180x). N.//. Ortopyroxênios bastante "alterados" e opacificados(1), associados a plagioclásios saussuritizados(2), hornblendas castanhas(3) e a ilmenitas. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 19 - FS-6019 - 80,60m. Granada biotitito (U.3). (450x). N.X. Granada(1) fraturada e venulada por clorita, englobando poiquiliticamente biotita(2). A biotita apresenta-se "zonada" com regiões bem delimitadas, sugerindo mais de uma fase de cristalização, encontrando-se parcialmente "alterada".

FOTOMICROGRAFIA 20 - Gal. sub. L-L' - 0,0m. Biotitito. (180x).N.//. Biotita(1) parcialmente descolorida associada à magnetita, espinelio verde (hercinita)(2) e a pseudomorfos cloríticos opacificados por sulfetos(3) (provavelmente antigos piroxênios). Micáceos finos nas bordas e venulando a hercinita, sugerindo tratar-se de produto de transformação da mesma.

FOTOMICROGRAFIA 21 - FS-6118 - 33,19m. Granulito piroxenítico (U.3). (180x). N.X. Anfibólios incolores(1)(actinolitas) orientados e sulfetos (calcopirita e bornita) remobilizados. Feição local. Textura nematoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 22 - FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2). (45x). N.//. Grafitas(1) orientadas paralelamente a biotitas castanho avermelhadas(2), ambas às vezes deformadas. Plagioclásio saussuritizado(3) associado a ortopiroxênio(4). Textura granolepidoblástica.

6. QUÍMICA MINERAL DOS SILICATOS

Foram selecionadas 18 amostras representativas dos diferentes tipos litológicos de Surubim, para análises em microssonda eletrônica, enfocando-se, principalmente, as associações minerais de interesse para o estabelecimento de termômetros e barômetros geológicos.

Os seguintes minerais coexistentes foram analisados: ortopiroxênios + clinopiroxênios; granadas + ortopiroxênios; granadas + biotitas; granadas + ortopiroxênios + plagioclásios; hornblendas + ortopiroxênios + clinopiroxênios; e biotitas + ortopiroxênios. Também foram analisados anfibólios secundários, muitos deles provenientes de transformações de piroxênios, além dos vários tipos texturais de biotitas, observados nas amostras do depôsito de Surubim, entre eles: biotitas lepidoblásticas e granoblásticas; biotitas provenientes de transformações de ortopiroxênios; e inclusões arredondadas de biotitas em piroxênios e granadas. Em alguns casos de biotitas zonadas foram analisadas as bordas e os núcleos, independentemente.

Como a ocorrência de Surubim foi submetida a alterações hidrotermais e sofreu retrometamorfismo bastante acentuado, em muitos casos tornou-se difícil a escolha das amostras a serem analisadas. Certos minerais apresentam-se quase sempre bastante "alterados" e, por isso, apenas puderam ser analisados em algumas amostras.

Neste capítulo é apresentada uma análise geral das características químicas dos principais silicatos encontrados nos diversos tipos litológicos observados em Surubim. A aplicação desses dados para fins geotermométricos e geobarométricos será feita em capítulo posterior.

6.1 - PLAGIOCLÁSIOS

Os plagioclásios observados nos diferentes tipos li

tológicos de Surubim encontram-se, na maioria das vezes, totalmente saussuritizados e albitizados; por isso, apenas puderam ser realizadas algumas análises desse mineral.

Foram analisados por microsonda eletrônica, plagioclásios de rochas gnáissicas da Unidade 1 e de granulitos noríticos, quartzo noríticos, gabronoríticos e piroxeníticos das outras Unidades.

Os resultados dessas análises encontram-se nas Tabelas IIa e IIb, onde acham-se representados os valores médios de vários grãos por amostra, os quais apresentaram composições químicas bastante semelhantes, tanto nas bordas como nos núcleos, não tendo sido identificado nenhum caso de zoneamento.

As demais composições dos plagioclásios foram estimadas através do estudo detalhado das suas propriedades ópticas, que incluíram determinação dos ângulos máximos de extinção das geminações e considerações sobre os índices de refração. Foram obtidas as seguintes variações composicionais para os plagioclásios dos diferentes tipos litológicos:

- a) Rochas gnáissicas da Unidade 1: $An_{33} - An_{45}$; em alguns casos, apresentam composições mais albiticas: An_{9-12} .
- b) Rochas bandadas da Unidade 2:
 - . faixas de granulitos noríticos: An_{44-52}
 - . faixas de granulitos gabronoríticos e gábricos: An_{40-70}
 - . faixas quartzo-feldspáticas: An_{33-40}
- c) Rochas mineralizadas da Unidade 3:
 - . granulitos noríticos: An_{46-51}
 - . granulitos piroxeníticos: An_{24-35}

Esses valores são bastante coerentes com os obtidos através das análises químicas por microsonda eletrônica.

Nas Tabelas IIa e IIb observa-se que a rocha gnáiss-

TABELA II.a
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PLAGIOCLÁSIOS

Amostra	granulitos noríticos (U2)		granulito gabronorítico	gnaisse(U1)
	4	6	44	5
SiO ₂	57,71	56,39	58,09	59,51
Al ₂ O ₃	27,06	28,38	26,77	25,56
CaO	9,33	10,36	8,96	7,42
Na ₂ O	5,84	5,85	6,02	6,64
K ₂ O	0,25	0,16	0,30	0,24
Total	100,19	100,63	100,14	99,37

Fórmula Estrutural com base em 32 Oxigênios

Si	10,313	10,062	10,377	10,653
Al	5,699	5,969	5,637	5,394
Ca	1,786	1,980	1,714	1,424
Na	2,023	1,850	2,085	2,303
K	0,057	0,036	0,069	0,055
Z	16,012	16,031	16,014	16,047
X	3,866	3,866	3,868	3,782
Ab	52,33	47,85	53,90	60,89
An	46,20	51,22	44,31	37,65
Or	1,47	0,93	1,78	1,45

TABELA 11.b
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PLAGIOCLÁSIOS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulito norítico (U2)	granulito gabronorítico	granulito piroxenítico
	4/25J	44/9J	8/5J
SiO ₂	56,69	56,93	49,60
TiO ₂	0,01	0,04	-
Al ₂ O ₃	27,26	26,90	32,15
Cr ₂ O ₃	0,01	-	0,02
FeO _T	0,14	0,13	0,50
MnO	-	-	-
MgO	0,01	-	0,04
CaO	9,30	8,97	14,84
Na ₂ O	6,25	6,31	3,32
K ₂ O	0,36	0,31	0,08
Total	100,03	99,59	100,55

Fórmula Estrutural com base em 32 Oxigênios

Si	10,192	10,262	9,033
Al	5,776	5,716	6,900
Ti	0,001	0,006	-
Cr	0,002	-	0,003
Fe _T	0,022	0,019	0,076
Mn	-	-	-
Mg	0,002	-	0,010
Ca	1,791	1,732	2,896
Na	2,180	2,205	1,173
K	0,082	0,071	0,019
Z	15,968	15,978	15,933
X	4,080	4,033	4,177
Ab	53,79	55,01	28,70
An	44,19	43,22	70,84
Or	2,02	1,77	0,47

sica (Am. 5 - FS. 5716 - 107,11m) contém plagioclásios de composição média An_{37-65} ; os plagioclásios de granulitos quartzo noríticos e noríticos (Am. 4 - FS. 5716 - 94,03m e Am. 6 - FS. 5716 - 109,15m) possuem composições médias variando entre $An_{44,19}$ e $An_{51,22}$; nos granulitos gabronoríticos (Am. 44 e 44.J - FS. 6514-183,24m), os teores de anortita variam entre 43,22 e 44,31 moles%; e os plagioclásios de uma amostra de granulito piroxenítico, com orto e clinopiroxênio (Am. 8 - FS. 5716 - 126,80m), apresentam composições médias em torno de $An_{70,84}$.

Observa-se que as composições da maioria dos plagioclásios analisados situam-se no campo da andesina, isto é, entre An_{30} e An_{50} , embora tenham sido obtidas composições diferentes no caso das amostras 6 e 8, onde foram encontrados teores médios de 51,22 e 70,84 moles% de anortita, respectivamente. Essas composições indicam tratar-se de plagioclásios pertencentes aos campos da labradorita e labradorita-bitownita, segundo os dados de Deer, Howie e Zussman (1977).

Os plagioclásios dos granulitos de Surubim apresentam ainda uma certa quantidade de moléculas de ortoclásio, variando entre 0,47 e 2,02 moles%.

Nas amostras estudadas pelo método de dispersão de energia (Tabela IIb), foram ainda analisados outros elementos, tais como: titânio, ferro, magnésio e cromo, que ocorrem em quantidades menores.

6.2 - GRANADAS

As granadas ocorrem, aleatoriamente, em rochas de todas as unidades descritas, normalmente como cristais poiquilíticos, muitas vezes fraturados e venulados por clorita, o que causou certas dificuldades na seleção dos grãos a serem analisados.

Foi determinada a composição química de granadas de biotititos (Am. 15 - FS. 6019 - 80,60m), de granulitos granada-quart

zo noríticos (Am. 4 e Am. 4J - FS. 5716 - 94,03m) e de granulitos granada-biotita piroxeníticos (Am. 18 e Am. 18J - FS. 6118 - 34,50m).

Nos biotititos, a granada encontra-se associada à biotita, podendo englobá-la; nos granulitos piroxeníticos, foi principalmente observada a associação granada + biotita + ortopiroxênio; e nos granulitos noríticos, são comuns as paragéneses: granada + biotita e granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo. A associação granada + clinopiroxênio foi observada raramente em certos tipos litológicos, porém, nesse caso, não foi possível analisá-las devido aos problemas de sanidade desses minerais.

No entanto, foram realizadas várias análises de pares de granada e biotita coexistentes, para cálculos geotermométricos, assim como de associações granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo, para avaliação da pressão.

As análises químicas de granadas encontram-se nas Tabelas IIIa e IIIb. Também neste caso, foram considerados os valores médios de vários grãos por amostra, sempre que as composições se apresentaram uniformes; quando foram detectadas diferenças composicionais entre os cristais de uma dada amostra, considerou-se as médias de grãos quimicamente semelhantes e/ou os valores obtidos para os minerais individuais. Como pode ser visto nas Tabelas IIIa e IIIb, mesmo neste último caso, as composições apresentadas pelas granadas de uma dada amostra são muito semelhantes; no entanto, algumas variações composicionais são observadas em amostras distintas.

As granadas estudadas são constituídas principalmente pelo termo almandina, sendo que o conteúdo de FeO varia de 31,22% (biotitito) a 33,81% (granulito norítico), correspondendo à variação de 4,080 a 4,571 em moles% de Fe^{2+} . As menores proporções da molécula almandina encontram-se nas amostras de granulito piroxenítico e biotitito, que, por sua vez, apresentam maiores quantidades do termo magnesiano, piropo. As porcentagens de MgO situam-se entre 7,50% (biotitito) e 2,77% (granulito norítico), referentes a variações de 1,748 a 0,666 nas porcentagens molares de Mg. As variações das proporções dos componentes almandina e piro

TABELA III.a
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE GRANADAS.

Amostra	granulito norítico	granada biotítico				granulito piroxenítico
	4	15	15/1	15/2	15/3	18
SiO ₂	36,97	38,36	38,28	38,40	38,39	38,35
TiO ₂	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	20,57	21,45	21,44	21,38	21,54	21,19
FeO	33,81	31,64	31,53	31,22	32,28	31,64
MnO	0,93	0,34	0,35	0,33	0,34	1,17
MgO	2,77	7,22	7,38	7,50	6,79	4,70
CaO	4,60	1,22	1,24	1,26	1,15	3,55
Total	99,67	100,25	100,23	100,13	100,53	100,62

Fórmula Estrutural com base em 24 Oxigênios

Si	5,976	5,998	5,987	6,002	6,000	6,038
Al ^{IV}	0,024	0,002	0,013	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	3,894	3,951	3,938	3,938	3,968	3,931
Ti	0,005	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002
Fe	4,571	4,137	4,124	4,080	4,220	4,165
Mn	0,127	0,046	0,047	0,044	0,045	0,156
Mg	0,668	1,683	1,719	1,748	1,583	1,102
Ca	0,796	0,204	0,207	0,210	0,192	0,599
Z	6,000	6,000	6,000	6,002	6,000	6,038
X(R ³ +Ti)	3,899	3,953	3,939	3,941	3,971	3,933
Y(R ²)	6,162	6,070	6,097	6,082	6,040	6,002
$\frac{XMg}{XFe^*}$	0,146	0,407	0,417	0,428	0,375	0,264

TABELA III.b
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE GRANADAS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulito norítico	granulito piroxenítico
	4/27J	18/32J
SiO ₂	34,56	37,97
TiO ₂	0,07	0,04
Al ₂ O ₃	21,95	21,61
Cr ₂ O ₃	0,03	0,13
Fe ₂ O ₃	-	0,08
FeO	33,03	31,35
MnO	0,93	1,16
MgO	2,97	4,94
CaO	4,80	4,14
Total	98,35	101,42

Fórmula Estrutural com base em 24 oxigênios

Si	5,678	5,938
Al ^{IV}	0,322	0,062
Al ^{VI}	3,929	3,921
Ti	0,009	0,005
Cr	0,004	0,015
Fe ³⁺	-	0,009
Fe ²⁺	4,537	4,101
Mn	0,130	0,154
Mg	0,728	1,152
Ca	0,845	0,694
Z	6,000	6,000
X(R ³ +Ti)	3,942	3,950
Y(R ²)	6,240	6,101
$\frac{XMg}{XFe^*}$	0,160	0,280

po podem ser vistas na figura 18, que relaciona as porcentagens molares de Fe^{2+} e de $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ com as de Mg, para as rochas estudadas.

O termo grossulária também está presente em quantidades que variam com o tipo litológico estudado. As porcentagens em peso de CaO situam-se entre 1,22% (biotítico) e 4,80% (granulito norítico).

O componente espessartita, embora presente, ocorre em pequenas quantidades, havendo uma variação nas porcentagens em peso do MnO de 0,33% (biotítico) a 1,17% (granulito piroxenítico).

Essas relações podem ser vistas nos diagramas triangulares da figura 19, que representam as variações composicionais, em moles%, das granadas em termos de: Ca-Fe-Mg; Mn-Fe-Ca e Mg-Fe-Mn, nos quais observa-se a grande predominância dos componentes ferríferos.

Nas amostras estudadas por dispersão de energia, foi analisado também o cromo, que ocorre em pequenas quantidades, mostrando a existência de algumas proporções de uvarovita.

Também ocorrem pequenas proporções do componente andradita, devido aos baixos valores de Ti e de Fe^{3+} presentes nessas granadas.

6.3 - PIROXÊNIOS

Os piroxênios das amostras de Surubim apresentam diferentes graus de "alteração" e, muitas vezes, diversas etapas de transformações retrometamórficas, especialmente acentuadas nos ortopiroxênios. Apesar disso, a escolha de cristais de ortopiroxênio, associados a plagioclásios e biotitas, não apresentou muitos problemas devido à quantidade razoável de núcleos preservados ou mesmo de grãos totalmente frescos em piroxenitos e alguns noritos. Maiores dificuldades surgiram na seleção de ortopiroxênios, com bor

FIG. 18 - Diagrama de variação de Fe^{2+} e de $(Fe^{2+} + Mn)$ em função de Mg (nº de cátions da fórmula estrutural) de granadas de distintos tipos litológicos de Surubim.

FIG. 19 - Variações composicionais de granadas de diferentes tipos litológicos de Surubim, em função de: Ca-Fe-Mg; Mn-Fe-Ca e Mg-Fe-Mn (nº de cátions da fórmula estrutural).

das e núcleos não alterados, associados a clinopiroxênios e/ou granadas também com bordas preservadas, paragéneses importantes para o estabelecimento das condições de metamorfismo.

Foram analisados orto e/ou clinopiroxênios dos seguintes tipos litológicos: granulitos noríticos da Unidade 2 (Am. 4 e 4J - FS. 5716 - 94,03m; Am. 6 - FS. 5716 - 109,15m e Am. 36 - FS. 6316 - 146,27m); granulitos noríticos da Unidade 3 (Am. 26a e 26b - FS. 6118 - 126,82m); granulitos piroxeníticos (com opx e cpx) e hipersteníticos (às vezes com algum clinopiroxênio), ambos podendo conter granada (Am. 8 - FS. 5716 - 126,80m; Am. 17 e 17J - FS. 6118 - 33,19m; Am. 18 e 18J - FS. 6118 - 34,50m; Am. 20 - FS. 6118 - 40,43 m; Am. 46 e 46J - FS. 6514 - 186,51m); granulitos gabronoríticos da Unidade 2 (Am. 44 e 44J - FS. 6514 - 183,24m); e rochas gnáissicas da Unidade 1 (Am. 5 - FS. 5716 - 107,11m). Enfatizou-se, sempre que possível, as associações mineralógicas de interesse para o estabelecimento das condições de metamorfismo.

As análises químicas de orto e clinopiroxênios encontram-se, respectivamente, nas Tabelas IV e V, onde são apresentadas as porcentagens em peso dos vários óxidos e o número de cátions com base em 6 oxigênios; também foram realizados cálculos para a separação do ferro total (obtido como FeO através das análises) em Fe^{2+} e Fe^{3+} , pelo método de Papike et al. (1974).

Na Tabela IV, observa-se que os ortopiroxênios possuem, normalmente, baixos teores em CaO (0,28% a 0,87%); teores variáveis de Al_2O_3 , podendo ser relativamente elevados (0,65% a 3,19%); MgO variando de 10,08% a 28,91% e FeO com valores entre 13,75% e 40,23%.

Com base em algumas relações envolvendo os óxidos mencionados, têm sido sugeridos métodos de distinção entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos. Bhattacharyya (1971) sugeriu que essa distinção pode ser feita a partir de um diagrama $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ versus Al_2O_3 (em porcentagens em peso). Nesse diagrama são estabelecidos dois campos: o dos ortopiroxênios de origem ígnea e o dos metamórficos, separados por uma linha bem definida. O diagrama $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ versus Al_2O_3 , para amostras de Surubim, es

TABELA IV
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ORTOPIROXÊNIOS

Amostra	granulitos noríticos (U2)				granulitos noríticos (U3)		granulitos gabronoríticos (U2)					gnaisses
	4	4/J*	6	36	26/A	26/B	44	44/1	44/2	44/3	44/7J*	
SiO ₂	49,16	48,95	50,53	52,37	52,12	52,43	52,51	52,53	52,57	52,30	51,99	51,53
TiO ₂	0,09	0,13	0,08	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,10	0,11	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	0,92	0,96	2,12	1,19	2,85	2,52	1,05	0,93	1,13	1,09	1,00	0,82
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	0,03	0,01	-	-	-	-	-	-	0,02	-
FeO _T	39,82	40,23	29,40	23,82	22,25	22,31	25,97	26,03	26,08	25,80	26,89	29,47
MnO	0,27	0,37	0,18	0,39	0,42	0,39	0,51	0,51	0,52	0,51	0,56	0,33
MgO	10,18	10,08	17,58	22,00	22,22	21,75	19,07	18,98	19,02	19,19	19,53	17,23
CaO	0,67	0,70	0,30	0,54	0,28	0,33	0,74	0,77	0,71	0,74	0,64	0,58
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,08	0,02	0,03	0,06	0,03
K ₂ O	0,04	0,01	-	-	0,07	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,01	0,12
TOTAL	101,23	101,48	100,24	100,42	100,35	99,93	100,08	100,01	100,22	99,87	100,83	100,22

Fórmula Estrutural com Base em 6 Oxigênios

Si	1,971	1,962	1,940	1,954	1,931	1,951	1,989	1,991	1,987	1,984	1,963	1,982
Al ^{IV}	0,029	0,038	0,060	0,046	0,069	0,049	0,011	0,009	0,013	0,016	0,037	0,018
Al ^{VI}	0,014	0,008	0,035	0,007	0,056	0,061	0,036	0,033	0,038	0,033	0,008	0,019
Ti	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Cr	0,002	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-
Fe ³⁺	0,005	0,010	0,009	0,015	0,006	-	-	-	-	-	0,012	0,001
Fe ²⁺	1,330	1,337	0,933	0,726	0,682	0,694	0,823	0,825	0,825	0,818	0,836	0,947
Mn	0,009	0,013	0,006	0,012	0,013	0,012	0,016	0,016	0,017	0,016	0,018	0,011
Mg	0,608	0,602	1,006	1,223	1,227	1,206	1,076	1,072	1,072	1,085	1,099	0,988
Ca	0,029	0,030	0,012	0,022	0,011	0,013	0,030	0,031	0,029	0,030	0,026	0,024
Na	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,006	0,002	0,002	0,004	0,002
K	0,002	0,001	-	-	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	-	0,006
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,003	2,007	2,005	2,009	2,003	1,994	1,991	1,990	1,990	1,992	2,007	2,001
FS	67,61	67,90	47,83	36,84	35,54	36,28	42,64	42,78	42,83	42,33	42,62	48,35
EN	30,93	30,58	51,54	62,06	63,89	63,03	55,80	55,59	55,67	56,11	56,06	50,43
WO	1,46	1,53	0,63	1,10	0,58	0,69	1,56	1,62	1,49	1,56	1,32	1,22
Fe ²⁺												
Fe ²⁺ +Mg	0,686	0,689	0,481	0,372	0,357	0,365	0,433	0,435	0,435	0,430	0,432	0,489
X _{Mg}												
X _{Fe*}	0,455	0,447	1,066	1,644	1,778	1,738	1,309	1,299	1,301	1,326	1,293	1,042

(*) Amostras analisadas por Dispersão de Energia

TABELA IV - Cont.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

Amostra	granulitos						piroxeníticos						
	8	8A	8B	8C	17	17/J*	18	20	46	46/1	46/2	46/3	46/15J*
SiO ₂	50,70	50,41	50,63	50,77	50,67	50,08	50,24	51,48	53,63	53,61	53,40	53,83	54,09
TiO ₂	0,10	0,07	0,11	0,12	0,09	0,16	0,05	0,04	0,15	0,17	0,16	0,13	0,16
Al ₂ O ₃	0,74	0,65	0,79	0,75	2,12	1,20	2,09	1,83	3,03	3,07	3,19	2,83	2,79
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,21	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,15
FeO _T	30,34	30,77	30,83	29,64	29,02	33,69	30,44	26,74	13,88	13,96	13,94	13,75	14,10
MnO	0,35	0,34	0,37	0,35	0,38	0,47	0,26	0,36	0,17	0,19	0,20	0,13	0,21
MgO	16,51	16,70	16,19	19,96	17,69	14,73	16,59	19,08	28,91	28,71	28,67	28,67	28,11
CaO	0,85	0,86	0,87	0,82	0,32	0,82	0,39	0,58	0,63	0,63	0,63	0,64	0,55
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,01	-	0,05	-	0,02	0,03	0,02	0,01	0,05	0,02
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	0,01
TOTAL	99,62	99,82	99,82	99,44	100,50	101,25	100,13	100,16	100,44	100,38	100,21	100,02	100,18

Fórmula Estrutural com Base em 6 Oxigênios

Si	1,974	1,963	1,972	1,974	1,939	1,949	1,942	1,955	1,908	1,910	1,898	1,922	1,931
Al ^{IV}	0,026	0,030	0,028	0,026	0,061	0,051	0,058	0,045	0,092	0,090	0,102	0,078	0,069
Al ^{VI}	0,008	-	0,008	0,008	0,034	0,004	0,037	0,036	0,035	0,039	0,032	0,041	0,049
Ti	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,005	0,001	0,001	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004
Cr	-	-	-	-	0,006	0,002	0,002	-	-	-	-	-	0,004
Fe ³⁺	0,007	0,019	0,007	0,006	0,008	0,018	0,008	0,004	0,023	0,020	0,038	0,016	0,005
Fe ²⁺	0,980	0,981	0,996	0,957	0,920	1,076	0,976	0,844	0,388	0,393	0,378	0,393	0,416
Mn	0,012	0,011	0,012	0,012	0,012	0,015	0,009	0,012	0,005	0,006	0,006	0,004	0,006
Mg	0,958	0,969	0,940	0,983	1,009	0,854	0,956	1,080	1,533	1,524	1,525	1,525	1,496
Ca	0,035	0,036	0,036	0,034	0,013	0,034	0,016	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,021
Na	0,002	0,002	0,002	0,001	-	0,004	-	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Z	2,000	1,993	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,005	2,020	2,004	2,005	2,005	2,012	2,005	2,002	2,014	2,012	2,008	2,009	2,002
FS	49,67	49,39	50,51	48,49	47,38	54,77	50,09	43,36	19,93	20,26	19,30	20,23	21,52
EN	48,53	48,80	47,65	49,78	51,94	43,49	49,08	55,43	78,83	78,50	79,48	78,51	77,39
WO	1,80	1,81	1,84	1,73	0,68	1,74	0,83	1,21	1,24	1,24	1,25	1,23	1,09
$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Mg}$	0,506	0,503	0,514	0,493	0,477	0,558	0,505	0,439	0,202	0,205	0,199	0,205	0,218
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe^*}}$	0,970	0,966	0,936	1,020	1,086	0,778	0,972	1,272	3,702	3,663	3,657	3,710	3,553

(*) Amostras analisadas por Dispersão de Energia

tã representado na figura 20, sendo a linha tracejada, aquela definida originalmente por Bhattacharyya (1971). Considerando-se essa reta, observa-se que todas as amostras de Surubim situam-se no campo dos ortopiroxênios de origem metamórfica.

Mais recentemente, Rietmeijer (1983), com base em novos dados de análises químicas, observou a existência de uma zona onde os piroxênios de origem ígnea se sobrepõe aos resultantes de recristalizações metamórficas; define, portanto, um intervalo de transição, mostrando a restrita utilidade desse diagrama em muitos casos. Esse intervalo situa-se entre as linhas contínuas na figura 20. Observa-se que, mesmo se for considerada essa zona de transição, a maioria dos ortopiroxênios de Surubim localiza-se no campo metamórfico.

Rietmeijer (1983) sugere um modo mais seguro e preciso para a discriminação da origem dos ortopiroxênios, dada pelo diagrama $100 \text{ Ca}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$ versus $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, onde os ortopiroxênios associados a clinopiroxênios ricos em cálcio são tratados separadamente dos ortopiroxênios isolados.

Para os ortopiroxênios não coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio, é delimitado um campo relativo às rochas ígneas máficas e ultramáficas ($X_{\text{Fe}} < 0,3$), onde o conteúdo de Wollastonita ($100 \text{ Ca}/\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$) é extremamente variável; os ortopiroxênios de origem metamórfica, por outro lado, sempre são tipicamente pobres em cálcio (Fig. 21).

No caso dos ortopiroxênios coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio, o autor apresenta uma linha de separação bem definida entre os campos ígneos e metamórficos (Fig. 22).

Na figura 21 observa-se que todos os ortopiroxênios não coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio, da ocorrência de Surubim, localizam-se no campo representativo de uma origem metamórfica; o mesmo acontece em relação aos pares orto-clinopiroxênios, como pode ser visto na figura 22.

Reitmeijer (1983) ainda mostra que as composições dos piroxênios ígneos podem se modificar, deslocando-se para o campo

FIG. 20 - Diagrama de variação de $MgO+FeO+Fe_2O_3$ em função de Al_2O_3 (porcentagem em peso dos óxidos) para ortopiroxênios de diferentes tipos litológicos de Surubim, mostrando os campos de ortopiroxênios de rochas ígneas, metamórficas, bem como a zona de transição entre os mesmos, representada pelo intervalo entre as linhas contínuas. (Rietmeijer, 1983). A linha tracejada representa a demarcação entre os campos de ortopiroxênios de rochas ígneas e metamórficas de Bhattacharyya, 1971.

FIG. 21 - Diagrama de variação de $100Ca/(Ca+Fe^{2+}+Mg)$ com $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (porcentagem catiônica) para ortopiroxênios coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio de diferentes tipos litológicos de Surubim. No diagrama está delimitada a linha de separação entre os piroxênios de rochas ígneas e metamórficas, segundo Rietmeijer (1983).

FIG. 22 - Mesmo diagrama para ortopiroxênios não coexistentes com clinopiroxênios ricos em cálcio. No diagrama está indicado um dos campos representativos de ortopiroxênios de rochas ígneas, delimitado por Rietmeijer (1983). Legenda igual à da Fig. 20; círculos vazios representam amostra de piroxênios de granulitos máficos e ultramáficos do Vale do Curaçá, estudadas por Figueiredo (1981).

representativo dos piroxênios de origem metamórfica, como resultado de recristalizações e reequilíbrios que ocorrem com o metamorfismo crescente, em condições de fácies anfibolito superior e granulito. Portanto, pelos métodos descritos, apenas é possível concluir que os ortopiroxênios de Surubim foram cristalizados ou recristalizados durante o metamorfismo, embora algumas feições texturais, tais como as inclusões poiquilíticas de biotitas nesses minerais, sugerem, em muitos casos, uma origem metamórfica propriamente dita.

As proporções das moléculas de enstatita, ferrossililita e wollastonita dos ortopiroxênios, obtidas a partir do processamento dos dados químicos, encontram-se também na Tabela IV. Poldervaart (1947) classifica os ortopiroxênios da série enstatita-ferrossililita, através das proporções da molécula de ferrossililita, denominando-os de: enstatita (Fs_{0-10}); bronzita (Fs_{10-30}); hiperstênio (Fs_{30-50}); ferro hiperstênio (Fs_{50-70}); eulita (Fs_{70-90}) e ortoferrossililita (Fs_{90-100}).

Deer et al. (1978) consideram as delimitações entre os campos da enstatita e bronzita e da eulita-ferrossililita dadas por Fs_{12} e Fs_{88} , respectivamente, que são os valores relativos às mudanças de sinal óptico. Utilizando-se as nomenclaturas propostas por esses autores, observa-se que a maioria das amostras estudadas são constituídas por hiperstênio, seguidas por ferro hiperstênio e bronzita, com proporções de ferrossililita variando no intervalo $Fs_{12} - Fs_{70}$; possuem ainda baixas proporções de wollastonita, o que é uma característica das rochas metamórficas. Essas relações podem também ser vistas no diagrama Diopsídio - Hedenbergita - Enstatita - Ferrossililita (Fig. 23), no qual estão representados os orto e clinopiroxênios coexistentes de Surubim, unidos pelas linhas de ligação ("tie lines") que não se cruzam, indicando cristalização ou recristalização em condições de equilíbrio. São também apresentados nesse diagrama alguns minerais não coexistentes.

Os clinopiroxênios de Surubim possuem teores de CaO variando entre 20,63% e 24,06%, valores de FeO entre 4,65% e 12,44%, MgO situado entre 12,01% e 16,38%, também com quantidades variáveis de Al_2O_3 (0,50% a 3,70%) - Tabela V.

FIG. 23 - Variação composicional de orto e clinopiroxênios de diferentes tipos litológicos de Surubim, em função das porcentagens molares dos componentes CaSiO_3 , MgSiO_3 e FeSiO_3 . No diagrama também estão representadas as amostras de Figueiredo (1981), bem como os "trends" de variação de piroxênios dos complexos ígneos de Bushveld e Skaergaard (Brown, 1957; Atkins, 1969 e Lindsley, 1983) e os de Broken Hill, Quairading e Piên de origem metamórfica (Binns, 1962; Davidson, 1968; Lindsley, 1983 e Girardi, 1974).

TABELA V
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNITOS

Amostra	granulitos gabronoríticos					granulitos piroxeníticos								
	44	44/A	44/B	44/C	44/8J*	8	8/A	8/B	8/C	46	46/A	46/B	46/C	46/14J*
SiO ₂	52,28	52,70	52,66	52,95	51,07	52,30	52,33	52,65	51,95	51,29	51,24	51,13	51,51	51,70
TiO ₂	0,22	0,23	0,20	0,22	0,14	0,14	0,14	0,09	0,21	0,62	0,63	0,65	0,59	0,54
Al ₂ O ₃	1,66	1,81	1,53	1,68	1,91	0,98	1,15	0,50	1,28	3,58	3,52	3,69	3,51	2,91
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	0,02	0,01	0,02	0,03	0,26
FeO _T	10,34	10,67	10,09	10,14	10,80	12,29	12,16	12,17	12,44	5,21	5,20	5,17	5,27	4,65
MnO	0,21	0,22	0,21	0,20	0,29	0,18	0,17	0,18	0,18	0,09	0,09	0,09	0,09	0,19
MgO	13,67	13,51	14,00	13,37	13,30	12,18	12,31	12,01	12,42	15,73	16,38	15,44	15,49	15,86
CaO	21,02	20,63	21,00	21,40	21,52	22,19	22,36	22,61	21,97	23,41	23,34	23,50	23,36	24,06
Na ₂ O	0,39	0,42	0,37	0,38	0,43	0,18	0,18	0,16	0,23	0,14	0,14	0,15	0,14	0,11
K ₂ O	0,07	0,08	0,08	0,06	-	0,10	0,08	0,09	0,14	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
TOTAL	100,16	100,28	100,13	100,39	99,52	100,53	100,87	100,46	100,80	100,12	100,57	99,88	100,02	100,30

Fórmula Estrutural com base em 6 Oxigênios

Si	1,964	1,967	1,965	1,972	1,931	1,971	1,964	1,986	1,953	1,886	1,875	1,885	1,895	1,898
Al ^{IV}	0,036	0,033	0,035	0,028	0,069	0,029	0,036	0,014	0,047	0,114	0,125	0,115	0,105	0,102
Al ^{VI}	0,037	0,046	0,032	0,046	0,016	0,014	0,015	0,008	0,010	0,041	0,026	0,046	0,048	0,023
Ti	0,006	0,006	0,006	0,006	0,004	0,004	0,004	0,003	0,006	0,017	0,017	0,018	0,016	0,015
Cr	-	-	-	-	0,001	-	-	-	-	0,001	-	0,001	0,001	0,008
Fe ³⁺	0,009	0,004	0,010	0,001	0,034	0,012	0,014	0,008	0,022	0,023	0,034	0,020	0,016	0,023
Fe ²⁺	0,313	0,328	0,303	0,315	0,304	0,374	0,366	0,375	0,366	0,135	0,121	0,137	0,144	0,117
Mn	0,007	0,007	0,007	0,006	0,009	0,006	0,005	0,006	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006
Mg	0,761	0,751	0,778	0,742	0,749	0,684	0,688	0,675	0,696	0,862	0,893	0,848	0,849	0,868
Ca	0,841	0,825	0,840	0,854	0,872	0,896	0,899	0,914	0,885	0,922	0,915	0,928	0,921	0,946
Na	0,028	0,030	0,027	0,027	0,032	0,013	0,013	0,012	0,017	0,010	0,010	0,011	0,010	0,008
K	0,003	0,004	0,004	0,003	-	0,005	0,004	0,004	0,007	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,005	2,001	2,007	2,000	2,021	2,008	2,008	2,005	2,015	2,015	2,020	2,013	2,010	2,015
FS	16,36	17,24	15,78	16,49	15,79	19,75	18,74	19,10	18,81	7,03	6,29	7,14	7,53	6,07
EN	39,73	39,45	40,52	38,83	38,93	35,00	35,24	34,37	35,74	44,91	46,29	44,34	44,37	44,93
WO	43,92	43,31	43,70	44,68	45,29	45,85	46,02	46,52	45,45	48,06	47,42	48,52	48,11	49,00
Fe ²⁺														
Fe ²⁺ +Mg	0,291	0,304	0,280	0,298	0,289	0,354	0,347	0,357	0,345	0,135	0,119	0,139	0,145	0,119
X _{Mg}														
X _{Fe2+}	2,356	2,255	2,470	2,348	2,190	1,763	1,801	1,758	1,776	5,388	5,616	5,333	5,241	6,070

(*) Amostras analisadas por Dispersão de Energia

Com base nas proporções das moléculas de MgSiO_3 , FeSiO_3 e CaSiO_3 , utilizando-se a nomenclatura de Poldervaart e Hess (1951), observa-se que os clinopiroxênios de Surubim são constituídos essencialmente por diopsídio e salita; algumas amostras encontram-se localizadas no campo da augita, porém, muito próximas ao limite salita-augita (Tabela V e Fig. 23).

O diagrama da figura 23 mostra que as composições dos orto e clinopiroxênios são bastante variáveis. Os clinopiroxênios apresentam um "trend" de enriquecimento em ferro, com o decréscimo de magnésio e de cálcio. Nos ortopiroxênios, o aumento nas proporções de FeSiO_3 é bem mais pronunciado do que para os clinopiroxênios coexistentes, o que causa uma divergência nas "tie lines"; além disso, os teores de cálcio são, de modo geral, uniformemente baixos.

Nesse diagrama também estão representados os "trends" de variação definidos por piroxênios coexistentes de origem ígnea de Bushveld e Skaergaard (Brown, 1957; Atkins, 1969 e Lindsley, 1983) e por pares orto-clinopiroxênios metamórficos de Broken Hill, Quairading e Pien (Binns, 1962; Davidson, 1968; Lindsley, 1983 e Girardi, 1974).

Analisando-se a figura 23, observa-se que o padrão de variação obtido para os piroxênios da ocorrência de Surubim, inclusive considerando-se as amostras analisadas por Figueiredo (1981), está muito próximo aos "trends" apresentados por orto e clinopiroxênios metamórficos de Broken Hill e Quairading, afastando-se das tendências obtidas para as rochas ígneas. Esse padrão é também semelhante àqueles apresentados por piroxênios de outros terrenos metamórficos de alto grau, como por exemplo, os de Madra, Índia (Howie, 1955), os dos granulitos de São José do Rio Pardo (Oliveira e Hypolito, 1978) e os dos granulitos da faixa Paraíba do Sul (Oliveira, 1981).

6.4 - ANFIBÓLIOS

Anfibólios castanhos do grupo das hornblendas ocor

rem em vários tipos litológicos de Surubim, normalmente associados aos piroxênios e plagioclásios, em rochas com texturas granoblásticas.

Foram analisados por microsonda eletrônica anfibólitos castanhos associados a orto e/ou clinopiroxênios de granulitos piroxeníticos (Am. 8 - FS. 5716 - 126,80m e Am. 46 - FS. 6514-186,51m), gabronoríticos e noríticos (Am. 44 - FS. 6514 - 183,24m e Am. 36 - FS. 6316 - 146,27m) das Unidades 2 e 3.

Os anfibólitos castanhos e os piroxênios encontram-se, muitas vezes, transformados em anfibólitos fibrosos incolores a verde claros, da série tremolita-actinolita, que muitas vezes constituem grãos finos e mal desenvolvidos. Em certos casos, esses anfibólitos apresentam-se bem cristalizados, sob a forma de grãos maiores que ocorrem junto a biotitas, sulfetos, epidotos e pseudomorfos de ortopiroxênios, tendo sido selecionados para análises por menorizadas. Foram estudados anfibólitos incolores a verde claros de granulitos piroxeníticos (Am. 17a e 17b - FS. 6118 - 33,19m), noríticos (Am. 26a e 26b - FS. 6118 - 126,82m) e também de biotititos (Am. 14 - FS. 6019 - 68,30m; Am. 33a e 33b - FS. 6316 - 89,59m).

As porcentagens em peso dos óxidos, obtidas a partir das análises de microsonda eletrônica, dos anfibólitos estudados, encontram-se nas Tabelas VIa e VIb, onde também está representado o número de cátions com base em 23 oxigênios.

A fórmula padrão dos anfibólitos deveria ser calculada com base em $24(O, OH, F, Cl)$; no entanto, uma vez que por microsonda eletrônica não é possível a obtenção de H_2O , a fórmula estrutural dos anfibólitos foi obtida em base anidra de 23 oxigênios, desprezando-se os halogênios. Foram inicialmente calculadas as proporções de FeO e Fe_2O_3 pelo método de Papike et al. (1974), a partir dos dados de FeO total obtidos nas análises, utilizando-se programa de computação. Esse programa fornece também a classificação dos anfibólitos, cuja nomenclatura foi adaptada e apresentada por Leake (1978), utilizada nos trabalhos modernos.

Para a classificação dos anfibólitos deve-se levar

TABELA VI-a
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ANFIBÓLIOS CASTANHOS

Amostra	granulitos noríticos		granulito gabro norítico	granulitos	piroxeníticos	
	36	36/18J*	44	8	46	46/16J*
SiO ₂	43,62	43,10	43,11	42,52	42,58	43,58
TiO ₂	2,03	2,13	1,69	2,51	1,82	1,83
Al ₂ O ₃	11,24	11,04	10,87	11,01	13,90	12,61
FeO _T	13,98	14,03	15,75	17,29	8,15	8,61
FeO	11,65	11,49	13,51	17,27	4,83	6,26
Fe ₂ O ₃	2,59	2,83	2,49	0,02	3,69	2,61
MgO	12,27	12,59	11,27	9,34	15,75	15,64
MnO	0,14	0,07	0,15	0,13	0,09	0,10
CaO	11,22	11,74	11,58	11,73	12,21	12,44
Na ₂ O	1,56	1,59	1,36	1,55	2,10	1,98
K ₂ O	1,28	1,16	1,43	1,68	0,71	0,76
TOTAL	97,60	97,74	97,46	97,76	97,68	97,81

Fórmula Estrutural com Base em 23 Oxigênios

Si	6,448	6,379	6,453	6,437	6,128	6,283
Al ^{IV}	1,552	1,621	1,547	1,563	1,872	1,717
<u>Tet.</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>
Al ^{VI}	0,407	0,305	0,371	0,402	0,487	0,427
Fe ²⁺	1,441	1,422	1,692	2,187	0,582	0,755
Fe ³⁺	0,288	0,315	0,280	0,002	0,399	0,283
Mg	2,703	2,777	2,514	2,107	3,378	3,361
Mn	0,017	0,009	0,019	0,017	0,011	0,012
Ti	0,226	0,237	0,190	0,286	0,197	0,198
<u>Oct:</u>	<u>5,082</u>	<u>5,065</u>	<u>5,066</u>	<u>5,001</u>	<u>5,054</u>	<u>5,036</u>
Exc.Oct.	0,082	0,065	0,066	0,001	0,054	0,036
Ca	1,777	1,862	1,857	1,903	1,883	1,922
Va-M4	0,141	0,073	0,077	0,096	0,063	0,042
<u>M4</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>
Va-A	0,306	0,383	0,317	0,359	0,523	0,512
X	0,241	0,219	0,273	0,324	0,130	0,140
<u>Σ = (Na+K)_A</u>	<u>0,547</u>	<u>0,602</u>	<u>0,590</u>	<u>0,683</u>	<u>0,653</u>	<u>0,652</u>
<u>Mg</u>	<u>0,652</u>	<u>0,661</u>	<u>0,598</u>	<u>0,491</u>	<u>0,853</u>	<u>0,816</u>
<u>Mg+Fe²⁺</u>						
<u>XMg</u>	<u>0,564</u>	<u>1,599</u>	<u>1,275</u>	<u>0,962</u>	<u>3,443</u>	<u>3,237</u>
<u>XFe*</u>						

(*) Amostras analisadas por Dispersão de Energia

TABELA VI-b
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ANFIBÓLIOS SECUNDÁRIOS

Amostra	granulitos noríticos		granulito piroxenítico	biotititos		
	26/A	26/B	17	14	33/A	33/B
SiO ₂	53,88	55,60	53,67	54,84	54,11	55,65
TiO ₂	0,15	0,07	0,03	0,05	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	2,20	0,34	0,67	2,26	2,00	1,21
FeO _T	12,98	12,12	19,66	9,03	12,85	11,14
FeO	11,23	11,74	19,20	9,03	12,64	10,96
Fe ₂ O ₃	1,94	0,42	0,51	-	0,23	0,20
MgO	16,06	16,47	11,97	17,80	15,31	16,76
MnO	0,24	0,20	0,33	0,15	0,05	0,06
CaO	12,60	12,54	12,10	12,99	12,59	12,19
Na ₂ O	0,44	0,28	0,16	0,43	0,29	0,71
K ₂ O	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,08
TOTAL	98,81	97,72	98,72	97,61	97,33	97,86

Fórmula Estrutural com Base em 23 Oxigênios

Si	7,670	7,960	7,888	7,770	7,811	7,914
Al ^{IV}	0,330	0,040	0,112	0,230	0,189	0,086
<u>Tet.</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>	<u>8,000</u>
Al ^{VI}	0,039	0,017	0,004	0,148	0,152	0,117
Fe ²⁺	1,337	1,406	2,360	1,070	1,526	1,304
Fe ³⁺	0,208	0,045	0,057	-	0,025	0,022
Mg	3,407	3,514	2,622	3,759	3,294	3,552
Mn	0,029	0,024	0,041	0,018	0,006	0,007
Ti	0,016	0,008	0,003	0,005	0,004	0,004
<u>Oct.</u>	<u>5,036</u>	<u>5,014</u>	<u>5,087</u>	<u>5,000</u>	<u>5,007</u>	<u>5,006</u>
Exc.Oct.	0,036	0,014	0,087	-	0,007	0,006
Ca	1,922	1,924	1,905	1,972	1,947	1,858
Na-M4	0,042	0,062	0,008	0,028	0,046	0,136
<u>M4</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>	<u>2,000</u>
Na-A	0,079	0,016	0,038	0,090	0,035	0,060
K	0,013	0,011	0,015	0,011	0,013	0,014
<u>A</u>	<u>0,092</u>	<u>0,027</u>	<u>0,053</u>	<u>0,101</u>	<u>0,048</u>	<u>0,074</u>
<u>Mg</u>						
Mg+Fe ²⁺	0,718	0,714	0,526	0,778	0,683	0,731
<u>XMg</u>						
XFe*	2,205	2,422	1,085	3,513	2,124	2,679

em conta as características cristaloquímicas, bastante complexas, desse grupo mineral.

A fórmula padrão para o grupo pode ser escrita da seguinte forma:

T representa as posições tetraédricas ocupadas por Si e Al e, eventualmente, por Cr^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+} , quando houver deficiência de Si e Al para preencher as 8 posições T da fórmula estrutural.

C representa as posições octaédricas menores (M_1 , M_2 , M_3) ocupadas por 5 cátions, que podem ser Mg, Fe^{2+} , Mn, Al^{3+} , ou ainda, Cr^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+} .

B representa as duas posições octaédricas M_4 , que são ocupadas por Ca, Na, Li e ainda por Mn, Fe^{2+} e Mg.

A representa a cavidade rodeada por 12 oxigênios que ocorre entre as cadeias duplas, podendo ser ocupada por Na e K, em quantidades que variam de zero (vacância) a 1,0.

No programa de computação mencionado, é utilizado o método de preenchimento das posições estruturais recomendado por Leake (1978), que tem por base as características cristaloquímicas dos anfibólios.

O cálculo das proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} dos anfibólios é realizado através de três modos distintos, discutidos a seguir:

- a) Após o preenchimento da posição estrutural T, considera-se a maior quantidade possível de ferro como FeO , de modo que seja obtido um valor máximo para o excesso de cátions da posição octaédrica C; essa quantidade, quando somada com o Ca de B, não deve ultrapassar os valores esperados de 2 para essa posição, podendo ou não haver adição de Na. Em alguns casos, mesmo que todo o ferro seja calculado como Fe^{2+} , o excesso de cátions de C somado ao Ca de B não é suficiente para preencher essa posi

ção, devendo-se adicionar certas quantidades de Na.

- b) As proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} são calculadas considerando-se o valor máximo de Fe_2O_3 possível na estrutura dos anfibólios, o que, na maioria das vezes, também constitui uma situação irreal. Isso é feito utilizando-se o máximo valor de Fe^{3+} possível para que o excesso de cátions na posição C seja nulo, isto é: fixa-se em 5 a soma dos cátions em C, calculando-se posteriormente as proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} apropriadas.
- c) As proporções de Fe^{3+} são calculadas de modo que seja obtido o valor médio para o excesso de cátions na posição C, situação que parece mais próxima da realidade.

Tendo sido determinada a fórmula estrutural padrão, os anfibólios podem ser classificados em quatro grupos principais, em função dos valores de $(\text{Ca} + \text{Na})_B$ e de Na_B na posição B:

1. *Ferro-magnésio-manganesíferos*, quando $(\text{Ca} + \text{Na})_B < 1,34$
2. *Cálcicos*, quando $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34$ e $\text{Na}_B < 0,67$
3. *Sódico-cálcicos*, quando $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34$ e $0,67 \leq \text{Na}_B < 1,34$
4. *Alcalinos*, quando $\text{Na}_B \geq 1,34$

Para os anfibólios estudados, obteve-se valores de $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34$ e $\text{Na}_B < 0,67$, sendo os mesmos pertencentes ao grupo dos anfibólios cálcicos.

Devem ser ainda considerados os valores de $(\text{Na} + \text{K})_A$, Ti, Fe^{3+} e Al^{VI} , além do diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ versus Si, conforme proposição de Leake (1978), para a classificação dos subgrupos, também seguida por Hawthorne (1981), com ligeiras modificações.

A classificação dos anfibólios cálcicos das amostras de Surubim pode ser vista no diagrama da figura 24. Os valores de $(\text{Ca} + \text{Na})_B$, Na_B , $(\text{Na} + \text{K})_A$, Ti, Fe^{3+} , Al^{VI} , Si e $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, são apresentados na Tabela VI.

Na figura 24 (variação de $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ com Si), fo

FIG. 24 - Classificação e nomenclatura dos anfibólios de amostras de Surubim, através da variação de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ em função de Si (nº de cátions da fórmula estrutural), conforme Leake (1978).

ram consideradas as proporções intermediárias de Fe^{3+} , conforme o processo descrito anteriormente. Observa-se nesse diagrama que os anfibólitos castanhos encontram-se principalmente na sua porção intermediária, possuindo valores $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0,50$; $\text{Ti} < 0,50$ e $\text{Fe}^{3+} \leq \text{Al}^{\text{VI}}$. Esses minerais situam-se nos campos das hornblendas pargasíticas, pargasitas e hornblendas pargasíticas ferrosas. Apenas um ponto situa-se na porção inferior do diagrama, representando um anfibólito com quantidades de Fe^{3+} ligeiramente superiores às de Al^{VI} , porém com valores de $(\text{Na}+\text{K})_A$ e Ti semelhantes aos anteriores. Considerando-se os erros analíticos, a semelhança óptica entre os vários anfibólitos castanhos estudados, a proximidade entre os valores de Fe^{3+} e Al^{VI} dessa amostra e a arbitrariedade no cálculo das proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} , esse ponto poderia estar localizado no campo das hornblendas ferrosas.

Os anfibólitos secundários, por outro lado, situam-se na porção superior do diagrama, com valores de $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$ e pouco ou nenhum Fe^{3+} , no campo das actinolitas.

Quando se considera o cálculo das proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} admitindo-se o máximo de Fe^{2+} na estrutura, todos os anfibólitos castanhos localizam-se na porção intermediária do diagrama, nos campos das hornblendas pargasíticas, pargasitas e hornblendas pargasíticas ferrosas, sendo o mesmo muito semelhante ao apresentado na figura 24. Por outro lado, quando é considerado o máximo de Fe^{3+} na estrutura, os pontos relativos aos anfibólitos castanhos distribuem-se pelas três partes do diagrama, nos campos das hornblendas tchermaquíticas, hornblendas pargasíticas, hornblendas magnésio hastingíticas, magnésio hastingitas e hornblendas hastingíticas magnesianas, o que parece ser uma situação bastante afastada da realidade, devido a semelhança óptica entre esses minerais.

Os anfibólitos secundários, no entanto, localizam-se sempre na porção superior do diagrama, no campo das actinolitas, qualquer que seja o processo utilizado para a obtenção das proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} . Isso indica que no caso destes anfibólitos, os erros provenientes das distribuições de Fe^{2+} e Fe^{3+} são insignificantes, uma vez que eles admitem apenas quantidades mínimas de Fe^{3+} na sua estrutura.

A variação da composição química dos anfibólitos analisados em função dos parâmetros Al^{IV} e $(Na+K)_A$ é vista na figura 25a. Esse diagrama também mostra a nomenclatura de Leake (1978), relativa a valores de $Mg/(Mg + Fe^{2+}) > 0,5$, tanto para $(Na+K)_A > 0,5$ (porção intermediária do diagrama anterior) como para $(Na+K)_A < 0,5$ (porção superior do diagrama anterior); esses são os valores apresentados, respectivamente, pelos anfibólitos castanhos e pelos anfibólitos secundários analisados.

Observa-se na figura 25a que as amostras de Surubim concentram-se em dois polos: apresentam por um lado composições variando de pargasíticas/pargasíticas ferrosas a hornblendas pargasíticas/hornblendas pargasíticas ferrosas e, por outro, composições no campo das tremolitas/actinolitas representativas dos anfibólitos desenvolvidos durante reequilíbrios posteriores ao metamorfismo granulítico.

Nas figuras 25a e 25b, constata-se que os anfibólitos castanhos não apresentam um padrão nítido de variação composicional; apenas é sugerida uma gradação dos termos pargasíticos a hornblenda pargasíticos, aproximando-se das composições de hornblendas edeníticas e magnésio hornblendas.

Os minerais do grupo dos anfibólitos cálcicos podem ser considerados como derivados da série tremolita-actinolita $[Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2]$ que, através de substituições catiônicas, chegam aos termos extremos mencionados na literatura. Assim, com a introdução de Na na posição estrutural A e a troca simultânea de Si por Al na posição tetraédrica ($Na^A + Al^{IV} \rightleftharpoons \square^A + Si^{IV}$), podem ser formadas as edenitas-ferro edenitas $[NaCa_2(Mg,Fe)_5AlSi_7O_{22}(OH)_2]$. Neste caso a razão $Al^{IV}/(Na+K)_A$ é igual à unidade. Com a substituição acoplada $Al^{IV} + Al^{VI} \rightleftharpoons Mg^{VI} + Si^{IV}$, ou seja, a substituição de Si^{IV} pelo Al^{IV} simultaneamente à troca compensatória do Mg^{VI} por Al^{VI} , formam-se as tchermaquitas $[Ca_2(Mg,Fe^{2+})_3Al_2Al_2Si_6O_{22}(OH)_2]$ e a razão $Al^{IV}/(Na+K)_A$ tende a infinito.

Nos casos intermediários, quando ocorrem tanto substituições edeníticas como tchermaquíticas, são formadas as pargasitas $[NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4AlAl_2Si_6O_{22}(OH)_2]$ para as quais os valores de

P	PARGASITA ($X_{Mg} \geq 0,70$)	Δ	GRANULITO NORÍTICO
PF	PARGASITA FERROSA $0,3 \leq X_{Mg} < 0,7$	∇	GRANULITO PIROXENÍTICO
HP	HORNBLENDA PARGASÍTICA $X_{Mg} \geq 0,7$	$\downarrow$	GRANULITO hb PIROXENÍTICO
HPF	HORNBLENDA PARGASÍTICA FERROSA $0,3 \leq X_{Mg} < 0,7$	$\oplus$	GRANULITO hb GABRONORÍTICO
∇	GRANULITO hb NORÍTICO	$\odot$	BIOTITITO

FIG. 25 - a) Diagrama de variação de $(Na+K)_A$ em função de Al^{IV} (número de cátions na fórmula estrutural) para anfibólios de amostras de Surubim. b) Representação das substituições edeníticas (relação 1:1) e pargasíticas (relação 2:1). Os anfibólios analisados estão próximos à reta representativa de $Al^{IV}/(Na+K)_A = 3:1$, mostrando a influência mais acentuada das substituições tchernackíticas (vide texto).

$Al^{IV}/(Na+K)_A$ são de 2:1.

Deve ser ainda acrescentado que quando o Al está presente na posição octaédrica, este pode ser substituído pelo Fe^{3+} , formando os termos fêrricos correspondentes.

Na figura 25b observa-se que os anfibólitos castanhos estudados apresentam razões $Al^{IV}/(Na+K)_A$ bem diferentes de 1:1 relativas às substituições edeníticas, aproximando-se mais do valor 2:1 representativo das substituições pargasíticas. Na verdade, os valores de $Al^{IV}/(Na+K)_A$ aproximam-se de 3:1, mostrando uma influência mais acentuada das substituições tchermaquíticas na composição desses termos intermediários. Assim, cada substituição edenítica seria acompanhada por um maior número de substituições tchermaquíticas, tal que para cada 0,1 Na por fórmula unitária existem 0,3 Al^{IV} substituindo o Si^{IV} , causando uma deficiência de cargas que seria compensada por substituições na camada octaédrica. (Robinson et al., 1971).

O diagrama da figura 26 apresenta a variação do número de átomos de Al, na posição tetraédrica (Al^{IV}), em função da soma $Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti$ (Deer et al., 1977), para os anfibólitos de Surubim. Nessa figura observa-se, também, que os anfibólitos castanhos estudados situam-se nos campos das hornblendas e pargasitas, reforçando as discussões anteriores.

6.5 - BIOTITAS

As biotitas ocorrem em quantidades variáveis em todos os tipos litológicos de Surubim, concentrando-se nos biotititos. Encontram-se normalmente pouco alteradas, às vezes com transformações locais para clorita e desenvolvimento de leucoxênio. Não houve muita dificuldade na seleção das amostras a serem analisadas por microsonda, sobretudo no caso de biotitas intersticiais e lepidoblásticas. Foram encontradas maiores dificuldades na escolha dos cristais de biotita englobados em piroxênios e granadas, que, embora bastante preservados, constituem geralmente grãos muito pe

FIG. 26 - Diagrama de variação de Al^{IV} em função de $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ para anfibólios de amostras de Surubim (nº de cátions da fórmula estrutural).

quenos. Para esses grãos, muitas vezes os resultados analíticos apresentaram-se anômalos, devido a interferências com os cristais hospedeiros, tendo sido descartados. Também foi problemática a seleção das biotitas provenientes de transformações retrometamórficas de piroxênios, por se apresentarem, na maioria das vezes, como grãos muito finos, mal cristalizados e frequentemente alterados.

Além das biotitas, foram identificadas flogopitas bem cristalizadas em amostras de rochas cálcio-silicáticas. Destas, apenas uma amostra foi considerada, tendo sido analisados vários grãos de composições bastante semelhantes, estando a média apresentada na Tabela VII (Am. 13 - FS. 6019 - 68,30m).

Foram analisadas por microsonda eletrônica biotitas dos seguintes tipos litológicos:

- a) Biotititos e granada biotititos (Am. 14 - FS. 6019 - 68,30m; Am. 15 - FS. 6019 - 80,60m; Am. 47 - LL' - 0,00m; Am. 33 - FS. 6316 - 89,59m e Am. 45 - FS. 6514 - 185,39m). Nessas rochas, foram analisadas tanto as biotitas lepidoblásticas e intersticiais às granadas, como as englobadas nesse mineral.
- b) Granulitos noríticos das Unidades 2 e 3 e granulitos gabronoríticos (Am. 4 - FS. 5716 - 94,03m; Am. 6 - FS. 5716 - 109,15m; Am. 36 - FS. 6316 - 146,27m; Am. 26a e 26b - FS. 6118 - 126,82m e Am. 44 - FS. 6514 - 183,24m), nos quais foram selecionadas biotitas intersticiais associadas a plagioclásios, piroxênios e, algumas vezes, a granadas, além de biotitas englobadas em ortopiroxênios.
- c) Granulitos piroxeníticos, hipersteníticos e granada hipersteníticos (Am. 8 - FS. 5716 - 126,80m; Am. 17 - FS. 6118 - 33,19m e Am. 18 - FS. 6118 - 34,50m), nos quais foram analisados vários grãos de biotita associados a granadas, clino e/ou ortopiroxênios, além de biotitas inclusas nos dois primeiros minerais.
- d) Rocha gnáissica da Unidade 1 (Am. 5 - FS. 5716 - 107,11m), onde foram obtidas as melhores análises de biotitas provenientes de transformações retrometamórficas de ortopiroxênios.

TABELA VII

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BIOTITAS

Amostra	granulitos noríticos (U2)				granulito gabrono- rítico	granulitos piroxeníticos							cálcio silicática
	4/A	4/B	6	36	44	8/A	8/B	8/e ²	17	18/eA ³	18/eB ³	18/eC ³	13
SiO ₂	35,36	35,38	36,94	35,99	36,41	36,04	36,07	36,27	34,12	35,73	34,05	32,37	40,68
TiO ₂	3,58	4,68	3,54	3,85	4,21	3,15	3,90	3,67	2,96	1,90	1,70	1,50	0,63
Al ₂ O ₃	13,81	13,17	13,78	14,18	13,31	14,00	13,69	13,50	15,70	16,26	15,45	15,65	14,21
FeO*	27,90	27,29	18,39	19,23	20,46	22,90	21,90	21,54	22,40	22,02	26,54	29,14	4,28
MnO	0,12	0,12	0,03	0,09	0,12	0,10	0,06	0,07	0,12	0,17	0,16	0,16	0,02
MgO	5,38	5,67	13,19	13,77	11,51	10,81	10,90	11,33	11,56	12,22	11,15	10,95	23,26
CaO	0,14	0,06	0,01	0,11	0,09	0,06	0,17	0,24	-	0,24	0,15	0,22	0,09
Na ₂ O	0,02	-	0,19	0,30	0,08	0,05	0,21	0,13	0,24	0,19	0,22	0,01	0,18
K ₂ O	9,77	9,76	9,84	8,91	9,51	9,45	9,61	9,49	9,42	8,32	8,11	7,15	9,69
BaO	0,53	0,56	0,18	0,30	0,48	0,28	0,29	0,20	0,03	0,07	0,11	0,14	-
F	0,11	0,01	0,72	0,47	0,26	0,35	0,43	0,40	0,03	0,11	0,02	0,01	1,49
TOTAL	96,71	96,70	96,81	97,21	96,45	97,17	97,23	96,84	97,03	97,23	97,65	97,30	94,55
OEf	0,05	-	0,30	0,22	0,11	0,15	0,18	0,17	0,01	0,05	0,01	-	0,63
TOTAL	96,66	96,70	96,51	96,99	96,34	97,02	97,05	96,67	97,02	97,18	97,64	97,30	93,92
Fórmula Estrutural com base em 22 Oxigênios													
Si	5,613	5,601	5,598	5,433	5,583	5,539	5,532	5,565	5,257	5,398	5,256	5,074	5,881
Al ^{IV}	2,387	2,339	2,402	2,522	2,405	2,461	2,468	2,435	2,743	2,602	2,744	2,892	2,119
Al ^{VI}	0,196	0,059	0,059	-	-	0,074	0,007	0,006	0,102	0,294	0,067	-	0,303
Ti	0,428	0,557	0,404	0,437	0,486	0,364	0,450	0,423	0,342	0,216	0,197	0,176	0,069
Fe	3,704	3,613	2,330	2,427	2,623	2,943	2,809	2,764	2,881	2,783	3,427	3,820	0,518
Mn	0,016	0,016	0,004	0,011	0,015	0,013	0,008	0,009	0,015	0,022	0,021	0,021	0,002
Mg	1,273	1,338	2,980	3,099	2,631	2,475	2,491	2,590	2,650	2,751	2,567	2,557	5,013
Ca	0,024	0,010	0,002	0,018	0,015	0,010	0,028	0,039	-	0,039	0,025	0,037	0,014
Na	0,007	-	0,056	0,088	0,024	0,014	0,06	0,037	0,072	0,057	0,067	0,004	0,051
K	1,978	1,971	1,902	1,715	1,860	1,853	1,880	1,857	1,861	1,603	1,597	1,430	1,787
Ba	0,033	0,035	0,011	0,018	0,029	0,017	0,017	0,012	0,021	0,004	0,007	0,009	-
Z	8,000	8,000	8,000	7,955	7,988	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,966	8,000
Y	5,617	5,583	5,777	5,974	5,755	5,869	5,765	5,792	5,990	6,066	6,279	6,576	5,905
X	2,105	2,016	1,971	1,839	1,928	1,894	1,986	1,945	1,954	1,703	1,696	1,480	1,852
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe*}}$	0,343	0,370	1,279	1,277	1,003	0,841	0,887	0,937	0,920	0,988	0,749	0,669	9,678

TABELA VII - Cont.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BIOTITAS

Amostra	granulitos noríticos (U3)											gnaisses (U1)	
	26a	26a/eA ¹	26a/eC ¹	26b/A.b	26b/An	26b/B.b	26b/B.n	26b/eA ¹	26b/.Bb ¹	26b/eBn ¹	26b/eC ¹	5/aA ⁴	5/aB ⁴
SiO ₂	35,23	35,19	35,38	35,66	35,53	34,16	35,54	35,92	35,16	34,64	35,54	35,57	36,39
TiO ₂	2,51	1,26	2,63	2,27	3,37	2,01	3,89	3,61	1,89	2,68	2,15	2,60	3,69
Al ₂ O ₃	15,17	15,57	14,19	13,51	14,53	15,17	14,50	13,35	15,20	15,28	15,68	15,58	14,36
FeO*	21,99	23,84	23,97	22,92	20,83	22,94	20,91	22,61	22,45	22,73	21,46	21,24	15,47
MnO	0,17	0,21	0,21	0,18	0,16	0,17	0,14	0,16	0,22	0,20	0,20	0,08	0,02
MgO	13,19	13,13	11,68	12,23	11,68	13,24	12,16	11,50	12,69	12,21	12,39	12,13	15,36
CaO	0,02	0,02	0,13	0,15	0,24	0,08	0,06	0,15	0,04	0,04	0,07	0,36	0,08
Na ₂ O	0,05	-	0,22	0,05	0,18	0,05	0,09	0,15	-	-	0,02	0,08	0,10
K ₂ O	8,60	7,82	8,27	8,82	8,99	8,93	9,35	9,19	8,44	8,74	8,91	8,74	9,73
BaO	0,12	0,01	0,04	0,17	0,07	0,10	0,13	0,19	0,18	0,13	0,25	0,04	0,06
F	0,20	0,12	0,09	0,16	0,12	0,11	0,10	0,08	0,10	0,10	0,15	0,24	0,43
TOTAL	97,25	97,05	96,81	95,95	95,70	96,96	96,88	96,93	96,26	96,75	96,82	96,66	95,68
OEF	0,08	0,05	0,04	0,07	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,10	0,18
TOTAL	97,17	97,00	96,77	96,02	95,65	96,91	96,84	96,90	96,22	96,71	96,76	96,56	95,50
Fórmula Estrutural com base em 22 Oxigênios													
Si ^{IV}	5,350	5,358	5,440	5,523	5,467	5,252	5,412	5,514	5,394	5,315	5,411	5,414	5,484
Al ^{IV}	2,649	2,642	2,560	2,465	2,533	2,748	2,588	2,416	2,606	2,685	2,589	2,586	2,516
Al ^{VI}	0,067	0,151	0,011	-	0,102	0,001	0,014	-	0,142	0,079	0,225	0,208	0,035
Ti	0,287	0,145	0,304	0,264	0,389	0,233	0,445	0,417	0,218	0,309	0,246	0,297	0,418
Fe	2,792	3,036	3,083	2,969	2,681	2,949	2,663	2,903	2,881	2,917	2,732	2,703	1,950
Mn	0,022	0,027	0,027	0,023	0,021	0,022	0,018	0,021	0,028	0,026	0,026	0,010	0,002
Mg	2,987	2,979	2,676	2,823	2,679	3,033	2,761	2,632	2,901	2,792	2,813	2,752	3,450
Ca	0,003	0,003	0,021	0,025	0,040	0,013	0,010	0,025	0,007	0,006	0,011	0,059	0,013
Na	0,013	-	0,066	0,014	0,054	0,014	0,027	0,045	-	-	0,007	0,023	0,028
K	1,667	1,519	1,623	1,742	1,764	1,752	1,817	1,800	1,651	1,711	1,730	1,697	1,870
Ba	0,007	0,001	0,003	0,010	0,004	0,006	0,008	0,011	0,011	0,008	0,015	0,003	-
Z	8,000	8,000	8,000	7,988	8,000	8,000	8,000	7,930	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	6,155	6,338	6,101	6,079	5,872	6,237	5,901	5,973	6,170	6,123	6,042	5,970	5,855
X	1,689	1,521	1,713	1,791	1,862	1,785	1,862	1,881	1,669	1,725	1,763	1,782	1,911
X _{Mg}													
X _{Fe*}	1,070	0,981	0,868	0,951	0,999	1,028	1,037	0,907	1,007	0,957	1,030	1,018	1,769

TABELA VII - Cont.
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BIOTITAS

Amostra	granadas biotititos										biotititos		
	15/Ab	15/An	15/B	15/C	15/eA.b ³	15/eA.n ³	15/eB.b ³	15/eB.n ³	15/eC.b ³	15/eC.n ³	14	33	47
SiO ₂	36,05	36,32	36,02	36,01	35,64	35,37	34,90	35,06	35,42	35,61	37,65	36,51	36,44
TiO ₂	1,16	3,32	1,57	1,12	0,76	1,22	0,50	1,67	0,58	1,57	4,29	3,06	2,96
Al ₂ O ₃	16,41	15,68	16,17	16,42	17,79	17,54	17,56	17,26	17,11	16,94	15,66	15,10	7,05
FeO*	19,66	19,54	18,67	18,40	19,43	17,64	19,97	18,28	20,81	18,30	16,33	17,33	15,29
MnO	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,08	0,05
MgO	13,37	11,58	13,51	14,27	13,26	14,59	14,60	14,17	14,13	14,55	13,66	14,97	15,16
CaO	0,03	-	0,05	0,03	0,14	0,01	0,06	-	0,06	0,01	0,02	0,10	0,03
Na ₂ O	0,09	0,22	0,22	0,17	0,02	0,20	0,04	0,12	0,02	0,11	0,16	0,24	0,42
K ₂ O	9,30	9,27	8,69	8,90	8,84	8,89	8,49	8,86	8,58	9,03	8,64	8,30	8,53
BaO	0,24	0,26	0,19	0,17	-	0,03	0,07	0,15	0,07	0,12	0,23	0,15	0,10
F	0,57	0,31	0,57	0,65	0,48	0,51	0,41	0,44	0,40	0,49	0,36	0,44	0,52
TOTAL	96,94	96,53	95,68	96,16	96,39	96,02	96,26	96,04	97,23	96,78	97,07	96,28	96,54
OEF	0,24	0,13	0,24	0,27	0,20	0,21	0,17	0,18	0,17	0,21	0,15	0,18	0,22
TOTAL	96,70	96,40	95,44	95,89	96,19	95,81	96,09	95,86	97,06	96,57	96,92	96,10	96,32
Fórmula Estrutural com base em 22 Oxigênios													
Si	5,453	5,503	5,478	5,450	5,380	5,330	5,271	5,305	5,335	5,348	5,548	5,468	5,387
Al ^{IV}	2,547	2,497	2,522	2,550	2,620	2,670	2,729	2,695	2,665	2,652	2,452	2,532	2,613
Al ^{VI}	0,380	0,303	0,376	0,379	0,545	0,445	0,397	0,383	0,372	0,347	0,268	0,134	0,357
Ti	0,132	0,378	0,180	0,127	0,087	0,139	0,057	0,189	0,066	0,178	0,476	0,344	0,329
Fe	2,488	2,476	2,375	2,329	2,453	2,224	2,523	2,313	2,621	2,298	2,012	2,171	1,890
Mn	0,006	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,008	0,004	0,008	0,004	0,007	0,010	0,006
Mg	3,015	2,616	3,062	3,219	2,983	3,277	3,287	3,196	3,172	3,257	3,001	3,342	3,340
Ca	0,005	-	0,008	0,005	0,023	0,002	0,010	-	0,010	0,002	0,003	0,016	0,005
Na	0,026	0,066	0,065	0,048	0,006	0,057	0,013	0,036	0,006	0,032	0,047	0,070	0,120
K	1,795	1,791	1,687	1,719	1,702	1,710	1,635	1,710	1,648	1,730	1,623	1,585	1,610
Ba	0,014	0,015	0,011	0,010	-	0,002	0,004	0,009	0,004	0,007	0,013	0,009	0,006
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	6,021	5,777	5,997	6,058	6,073	6,088	6,272	6,085	6,239	6,084	5,764	6,001	5,922
X	1,840	1,872	1,771	1,783	1,732	1,771	1,662	1,755	1,668	1,771	1,686	1,680	1,741
X _{Mg}	1,212	1,056	1,289	1,382	1,216	1,473	1,303	1,382	1,210	1,417	1,492	1,539	1,767
X _{Fe*}													

OBS.- (1) biotitas englobadas em opx
(2) biotitas englobadas em cpx
(3) biotitas englobadas em granada

(4) biotita proveniente de opx
(b) borda
(n) núcleo

TABELA VII.b
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BIOTITAS
(Análises por Dispersão de Energia)

Amostra	granulito norítico	granulito grabroho- rítico	granulitos piroxeníticos		biotititos					
	36/17J	44/11J	8/3J	17/24J	14/21J	14/22J	45/1J	45/2J	47/28J	47/29J
SiO ₂	37,45	35,39	37,39	34,70	36,74	36,42	37,08	36,91	36,56	36,07
TiO ₂	4,84	4,89	4,74	3,01	4,83	4,51	3,55	3,40	3,00	3,00
Al ₂ O ₃	14,44	14,21	13,74	15,82	15,44	15,58	16,34	16,73	17,30	17,32
Cr ₂ O ₃	0,15	0,10	0,08	0,44	0,41	0,54	0,15	0,17	0,16	0,12
FeO	16,82	19,15	19,74	21,63	15,22	14,65	11,57	12,07	12,54	12,35
MnO	0,06	0,24	0,04	0,10	0,06	0,11	0,07	0,02	0,05	0,05
MgO	14,05	11,94	11,67	11,23	13,47	14,02	16,94	16,32	16,19	16,20
CaO	0,01	0,19	0,02	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Na ₂ O	0,23	0,08	0,05	0,11	0,24	0,25	0,49	0,51	0,55	0,46
K ₂ O	9,53	9,15	9,76	8,29	9,28	9,41	9,40	9,34	9,22	9,37
TOTAL	97,58	95,34	97,23	95,39	95,72	95,50	95,60	95,48	95,57	94,95
Fórmula Estrutural com base em 22 Oxigênios										
Si	5,612	5,425	5,612	5,345	5,478	5,440	5,436	5,427	5,380	5,348
Al ^{IV}	2,329	2,557	2,329	2,555	2,522	2,550	2,564	2,573	2,620	2,652
Al ^{VI}	0,043	-	0,043	0,218	0,190	0,182	0,259	0,326	0,380	0,374
Ti	0,535	0,563	0,535	0,349	0,541	0,506	0,392	0,376	0,332	0,335
Cr	0,010	0,012	0,010	0,054	0,048	0,064	0,017	0,020	0,018	0,014
Fe	2,478	2,456	2,478	2,787	1,898	1,830	1,419	1,484	1,544	1,531
Mn	0,005	0,031	0,005	0,014	0,008	0,014	0,008	0,002	0,006	0,006
Mg	2,612	2,728	2,612	2,579	2,993	3,121	3,703	3,577	3,551	3,581
Ca	0,003	0,031	0,003	0,011	0,005	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002
Na	0,015	0,025	0,015	0,033	0,069	0,071	0,140	0,146	0,158	0,133
K	1,869	1,788	1,869	1,629	1,764	1,792	1,759	1,751	1,730	1,772
Z	8,000	7,992	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	5,683	5,790	5,683	6,001	5,678	5,717	5,798	5,785	5,831	5,841
X	1,887	1,844	1,887	1,673	1,838	1,865	1,901	1,899	1,889	1,907
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe+}}$	1,054	1,111	1,054	0,925	1,577	1,705	2,610	2,410	2,300	2,339

Os resultados das análises químicas das biotitas e flogopitas das amostras de Surubim encontram-se na Tabela VII, onde são apresentadas as porcentagens em peso dos vários óxidos, bem como o número de cátions com base em 22 oxigênios. A partir desses dados, foram confeccionados diagramas composicionais (Figs. 27 e 28), que permitem a classificação das biotitas segundo métodos apresentados por Deer et al. (1977) e por Guidotti (1984), respectivamente.

Deer et al. (1977) mostra que a composição química da maioria das biotitas situa-se dentro do campo definido pelos termos extremos flogopita, annita, eastonita e siderofilita, quando se consideram as quantidades relativas de Fe^{2+} e Mg na posição octaédrica e de Si e Al na posição tetraédrica. Esses autores sugerem ainda uma divisão entre os campos da flogopita e biotita, a qual foi escolhida arbitrariamente para $\text{Mg:Fe} = 2:1$.

A variação composicional apresentada pelas biotitas de Surubim, em termos de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ e Si (números catiônicos), pode ser vista na figura 27. Nesse diagrama verifica-se que a maioria das amostras analisadas situa-se no campo das biotitas, segundo a classificação de Deer et al. (1977). Observa-se ainda que as maiores variações composicionais são apresentadas pelas biotitas de granulitos noríticos da Unidade 2 que possuem razões $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ situadas entre 0,40 e 0,745 e de biotititos/granada biotititos com valores de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ entre 0,28 e 0,48. As últimas contêm minerais que abrangem os campos das flogopitas e das biotitas.

Guidotti (1984) mostra que a variação composicional das biotitas pode ser representada em função do alumínio na posição octaédrica e da razão $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, considerando os termos extremos annita, flogopita, Al-annita e Al-flogopita, sendo o plano formado por essas composições denominado de "plano das biotitas" (Fig. 28).

Examinando-se as figuras 27 e 28, observa-se que na nomenclatura apresentada em Guidotti (1984), os termos Al-flogopita e Al-annita correspondem, respectivamente, aos denominados de eas

FIG. 27 - Variação composicional de flogopitas-biotitas de amostras de Surubim, em função de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e Si (nº de cátions na fórmula estrutural). O diagrama representa a divisão arbitrária entre os campos de flogopita e biotita, segundo Deer et al., (1977).

FIG. 28 - Variação composicional de flogopitas-biotitas de amostras de Surubim em função de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ e AlVI (nº de cãtions na fórmula estrutural), segundo Guidotti (1984).

tonita e siderofilita, por Deer et al. (1977). O termo siderofilita mencionado em Guidotti (1984) refere-se a uma composição mais rica em alumina.

O diagrama Al^{VI} versus $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ para amostras de Surubim (Fig. 28) mostra que a quantidade de Al^{VI} , em termos do número de cátions por 22 oxigênios, varia de zero a 0,545, sendo os maiores valores encontrados em alguns biotititos e granada biotititos. Nos outros tipos litológicos, o Al^{VI} aparece geralmente em quantidades bem menores, muitas vezes com valores nulos, chegando até próximos a 0,3 cátions/6 posições octaédricas.

Segundo Guidotti (1984), a quantidade de Al^{VI} nas biotitas de rochas metapelíticas sem muscovita é usualmente inferior a 0,55 cátions/6 posições octaédricas, apresentando proporções ainda menores em rochas de origem não pelítica. A partir dessas observações pode-se sugerir, pelo menos em algumas amostras de Surubim, a possibilidade de contribuições pelíticas.

O autor ainda sugere que com o aumento do grau metamórfico e o desaparecimento das muscovitas, o Al^{VI} da biotita diminui, podendo ser, ao menos em parte, substituído pelo Ti^{VI} , que geralmente cresce com o metamorfismo, em biotitas coexistentes com fases titaníferas como ilmenita ou rutilo. De fato, as biotitas das amostras de Surubim apresentam valores relativamente baixos em Al^{VI} e variações nas porcentagens em peso de TiO_2 entre 0,5% e 4,9%, correspondentes a 0,057 e 0,563 cátions/6 posições octaédricas (Tabela VII), predominando as quantidades maiores.

As figuras 29a, 29b e 29c representam os histogramas das variações dos teores de TiO_2 , considerando-se respectivamente: o total de amostras analisadas (49 amostras), apenas as biotitas englobadas em piroxênios e granadas (16 amostras) e apenas as biotitas lepidoblásticas, ou dispostas intersticialmente associadas aos outros minerais (33 amostras). Observa-se a partir dos histogramas que, de modo geral, a maioria das biotitas englobadas em ortopiroxênios, clinopiroxênios e granadas apresentam teores de TiO_2 mais baixos (0,5% a 2,5%, ou seja, 0,066 a 0,246 cátions/6 posições octaédricas) do que as biotitas lepidoblásticas e aquelas

associadas aos demais minerais. Destas, a maioria apresenta teores entre 2,5% e 5,5% TiO_2 (0,287 - 0,563 cátions/6 posições octaédricas), com maior concentração de valores no intervalo 2,5% - 3,5% TiO_2 (0,287 - 0,389 cátions/6 posições octaédricas).

Segundo Guidotti (1984), as biotitas de metapelitos da facies anfibolito possuem quantidades de titânio de, aproximadamente, 0,25 átomos/6 posições octaédricas; na facies granulito essas quantidades podem atingir valores de até 0,65 átomos/6 posições octaédricas. Para os outros tipos de rocha, como por exemplo, as meta-ígneas, os teores de titânio das biotitas também aumentam com o grau metamórfico, atingindo, em altos graus, valores de 0,4 a 0,6 átomos/6 posições octaédricas.

Com base nos dados das figuras 29a, 29b e 29c e nas discussões de Guidotti (1984), pode-se sugerir que as biotitas englobadas em granadas e piroxênios contêm menores quantidades de titânio, por representarem relictos do metamorfismo progressivo, tendo preservado suas condições anteriores de mais baixo grau.

Deve ser, no entanto, ressaltado que as considerações a respeito do grau metamórfico, apenas com base nas quantidades de TiO_2 das biotitas, nem sempre podem ser conclusivas. Segundo Guidotti (1984), é condição necessária sua coexistência com alguma fase titanífera, o que assegura sua saturação em titânio, devido às interações dos elementos entre as fases em equilíbrio. Essa condição é satisfeita pela maioria das biotitas analisadas que se encontram em rochas contendo fases titaníferas, como por exemplo, óxidos de ferro e titânio.

Na Tabela VII observa-se ainda que, em alguns casos, a soma Si + Al na posição tetraédrica não atinge o valor esperado 8, sugerindo a existência de algum tipo de substituição.

Existem muitas discussões a respeito das substituições catiônicas que ocorrem nas biotitas, não estando muitos de seus mecanismos ainda perfeitamente estabelecidos. Em particular, as substituições que envolvem o titânio, e as considerações sobre a sua distribuição nas diferentes posições estruturais, são espe-

cialmente problemáticas. Alguns autores sugerem que o Ti^{4+} pode substituir o Si^{4+} nas posições tetraédricas, principalmente em biotitas como as de Surubim, nas quais $(Si + Al)^{IV} < 8$. O Fe^{3+} também tem sido apontado por certos pesquisadores como um elemento que poderia preencher a camada tetraédrica quando esta tem deficiência em cátions, o que foi demonstrado apenas nos casos de biotitas que apresentam pleocroísmo inverso; para biotitas com pleocroísmo normal que possuem deficiências na camada tetraédrica, foi sugerido que apenas o titânio pode ser colocado nessa posição. No entanto, a maioria dos autores, entre eles Robert (1976), Dymek (1983), Guidotti (1984) e Indares e Martignole (1985), consideram a incorporação do Ti^{4+} apenas nas posições octaédricas das biotitas, mesmo nos casos de rochas granulíticas pobres em alumina, onde $(Si + Al)^{IV}$ normalmente não atinge o valor 8. Esses autores observaram, ainda, que quanto maior o conteúdo de titânio em biotitas saturadas nesse elemento, isto é, quanto maior o grau metamórfico, mais baixa é a soma $(Si + Al)^{IV}$, sendo nulas as quantidades de Al^{VI} .

Dymek (1983) estudou as principais características das biotitas de rochas granulíticas e anfibolíticas de duas localidades do oeste da Groenlandia e mostrou que: as biotitas de rochas granulíticas possuem maiores conteúdos em titânio, quantidades semelhantes de Al^{IV} e menores proporções de Al^{VI} do que as de rochas anfibolíticas. Esse fato mostra que a soma $(Si + Al)^{IV} < 8$ e $Al^{VI} = 0$, são condições que podem ser atingidas por rochas de alto grau metamórfico como as de Surubim, explicando a existência dessas características em algumas amostras de mais baixo teor em alumina.

Dymek (1983) e Guidotti (1984) ainda observaram que nas biotitas mais ricas em titânio, pouco ou nenhum Al^{VI} foi observado, existindo uma correlação negativa entre esses elementos, apesar da dispersão de pontos que ocorre no diagrama Al^{VI} versus Ti.

Essa mesma correlação foi obtida para as biotitas da maioria dos tipos litológicos de Surubim, especialmente no caso dos biotititos (embora em alguns casos também haja dispersão de pontos), conforme diagramas das figuras 30a, 30b e 30c. A dis

FIG. 29 - Histogramas mostrando a variação de TiO_2 (porcentagem em peso) das biotitas de Surubim, enfocando-se diferentes relações texturais entre esses e outros minerais. a = total de amostras analisadas (44 amostras); b = biotitas englobadas em piroxênios e granadas (16 amostras); c = biotitas associadas a outros minerais (33 amostras).

FIG. 30 - Diagrama de variação de Ti em função de Al^{VI} (nº de cations na fórmula estrutural) para biotitas de diferentes tipos litológicos de Surubim. Apesar da dispersão de elementos, observa-se uma correlação negativa entre esses elementos, principalmente para os biotititos e certos granulitos noríticos das Unidades 2 e 3.

persão pode ser, em parte, explicada por imprecisões analíticas, acentuadas no caso do Si, refletindo na distribuição do Al^{IV} e Al^{VI} ; também podem ocorrer dispersões pelo fato de que o decréscimo de Al^{VI} com o acréscimo de Ti^{4+} não se dá através de substituição simples, devido a diferença de cargas entre esses elementos, mas deve estar relacionado a substituições acopladas; estas envolvem esses e outros elementos e são principalmente acentuadas em condições de facies granulito.

Observa-se também na Tabela VII, que a soma dos cations na posição octaédrica apresenta-se, em muitos casos, diferente do valor esperado de 6 cations por 22 oxigênios. É enfatizado na literatura, que valores menores do que 6, para a soma de cations dessa posição, são comuns em biotitas de diferentes graus metamórficos e de rochas de todas as composições. Esses valores podem ser, em parte, atribuídos a erros analíticos ou mesmo à ausência de análises de certos constituintes menores. Porém, grande parte dessa deficiência é explicada pela existência de vacâncias na posição octaédrica.

Nas amostras de Surubim observam-se, em muitos casos, valores menores que 6 para a soma dos cations da posição octaédrica, indicando vacâncias na mesma; em outros casos, existem valores superiores a 6 e, em algumas amostras, diferenças tão acentuadas que não podem ser atribuídas apenas a imprecisões analíticas. Esses valores ocorrem em grande parte porque todo o ferro das biotitas foi calculado como Fe^{2+} , não tendo sido considerado o Fe^{3+} que pode estar presente em quantidades variáveis, pela inexistência de métodos precisos para tal determinação. Levando-se em conta que parte do ferro calculado como Fe^{2+} é na realidade Fe^{3+} , a soma dos cations na posição octaédrica pode ter sido superestimada. Se fossem calculadas as proporções de Fe^{3+} em cada amostra, haveria um decréscimo no valor total dos cations na posição octaédrica, proporcional às quantidades desse elemento; com isso, a soma deveria se aproximar do valor esperado 6, ou ser inferior, devido a existência de vacâncias.

7. CONDIÇÕES DE METAMORFISMO

As associações mineralógicas e as texturas observadas em amostras dos diferentes tipos litológicos de Surubim são indicativas de metamorfismo de alto grau, facies granulito, pela presença quase constante de ortopiroxênios.

Nos granulitos noríticos, gabronoríticos e piroxeníticos das Unidades 2 e 3, destacam-se as seguintes associações:

- (1) - ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio ($\pm$ quartzo)
- (2) - ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda (em certos casos ainda tendo óxidos de Fe e Ti associados)
- (3) - ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio
- (4) - ortopiroxênio + hornblenda + plagioclásio ($\pm$ óxidos de Fe e Ti)
- (5) - granada + ortopiroxênio + plagioclásio ($\pm$ quartzo)
- (6) - granada + biotita ($\pm$ quartzo)
- (7) - granada + biotita + ortopiroxênio ($\pm$ quartzo)
- (8) - hornblenda + biotita + ortopiroxênio + plagioclásio
- (9) - biotita + ortopiroxênio + clinopiroxênio
- (10) - biotita + clinopiroxênio + plagioclásio
- (11) - ortopiroxênio + magnetita + espinélio verde

Nas rochas gnáissicas da Unidade 1, além de algumas das associações mencionadas, foram ainda observadas as seguintes:

- (12) - plagioclásio + feldspato potássico + quartzo + ortopiroxênio
- (13) - feldspato potássico + quartzo + ortopiroxênio + biotita

Além dessas paragêneses, que segundo Winkler (1977) são representativas da zona regional do hiperstênio (facies granulito), existem outros fatores indicativos do metamorfismo de alto grau em Surubim, representados pelas colorações castanho escuras

de hornblendas e marrom avermelhadas de biotitas.

A mudança de coloração dos anfibólios cálcicos com o grau de metamorfismo tem sido discutida por vários autores, entre eles, Miyashiro (1973). Esse autor mostra que a cor das hornblendas sofre uma completa gradação com o metamorfismo crescente. Esses minerais apresentam cores de absorção, na direção Z, variando de: azul esverdeadas ou verde azuladas, em rochas recristalizadas a baixas temperaturas (facies anfibolito baixo); verdes sem tonalidades azuladas, em rochas recristalizadas a temperaturas maiores (facies anfibolito); e castanho esverdeadas a castanhas, em rochas de graus metamórficos mais elevados (facies granulito). As variações de coloração dos anfibólios são atribuídas às mudanças composicionais que ocorrem nos mesmos com o metamorfismo crescente.

Spear (1981), através de dados experimentais, mostra que existem variações sistemáticas na composição dos anfibólios cálcicos em função da temperatura, pressão de fluidos e fugacidade de oxigênio. Assim, para valores constantes de P_f e fO_2 , há um acréscimo em Ti, Na, K, Al_{total} e Al^{IV} e um decréscimo em Si, com o aumento da temperatura; quando fO_2 e T são constantes, um aumento em P_f causa um acréscimo em Al^{VI} e Al_{total} e um decréscimo em Si; para T e P_f constantes, um aumento em fO_2 causa um acréscimo em Si, Mg, Mn e Fe^{3+} e um decréscimo em Al_{total} , Al^{IV} , Na, K, Fe, Ti e Fe/Mg, indicando que a composição dos anfibólios são fortemente dependentes de fO_2 .

Também a coloração das biotitas apresenta variações com o metamorfismo crescente. Em rochas de facies xistos verdes e anfibolito baixo, esse mineral apresenta colorações esverdeadas até castanhas, enquanto que em ambientes de mais altos graus metamórficos (facies granulito), as biotitas se tornam castanho avermelhadas (Hyndman, 1972 e Miyashiro, 1973). A coloração avermelhada é, em grande parte, dada pelo aumento do conteúdo de TiO_2 nas biotitas de mais alto grau (Guidotti, 1984). Como foi discutido no capítulo anterior, na maioria das amostras de Surubim esse elemento ocorre em porcentagens compatíveis com as esperadas para a facies granulito.

Além disso, deve-se ressaltar que os ortopiroxênios das amostras estudadas são altamente pleocrômicos em tons rosados, sendo relativamente ricos em Al_2O_3 em muitos casos, o que pode ser indicativo de pressões intermediárias (Miyashiro, 1973). No entanto, os fatores que controlam o Al_2O_3 do ortopiroxênio são incertos. Wilson (1976), a partir de considerações teóricas, mostra que se o Al^{VI} (0,53 Å) substitui o Fe^{2+} (0,77 Å) ou o Mg (0,72 Å), há um decréscimo de volume, implicando que a substituição ocorre em condições de P crescente; por outro lado, quando o Al^{IV} substitui o Si (0,26 Å), há um acréscimo de volume e a substituição ocorre em resposta a um aumento de temperatura. Também deve ser considerado que a concentração do Al_2O_3 no ortopiroxênio pode ser reflexo da composição total da rocha, não implicando em diferenças de pressão ou temperatura. Portanto, o teor de Al_2O_3 no ortopiroxênio deve ser utilizado com certa cautela para a estimativa das condições de metamorfismo (Albat, 1984).

Antes da discussão das paragéneses propriamente ditas, deve ainda ser ressaltado que o feldspato potássico, presente nos gnaisses da Unidade 1, é constituído essencialmente por microclínio. Segundo Miyashiro (1973), o microclínio é bastante comum em algumas rochas metassedimentares de facies xistos verdes até anfibolito, transformando-se em ortoclásio com o metamorfismo progressivo; esse autor explica que o microclínio, amplamente observado em algumas áreas anfibolíticas e granulíticas, deve ter sido formado a partir de ortoclásios, através de reações retrometamórficas. Na área de Surubim, como os fenômenos retrometamórficos ocorreram em escala considerável, a presença de microclínio pode realmente ser um reflexo dessas transformações.

7.1 - DISCUSSÕES SOBRE AS PRINCIPAIS PARAGÊNESES

7.1.1. Granulitos piroxeníticos a gábricos das Unidades 2 e 3 e gnaisses da Unidade 1

7.1.1.1. Reações de Desidratação

As hornblendas e as biotitas são as principais fases envolvidas em reações que dão como produto o ortopiroxênio, mineral diagnóstico da zona regional do hiperstênio (facies granulito).

Antes da discussão das reações de desidratação, que levam à formação de piroxênios, devem ser feitas algumas considerações sobre a natureza dos fluidos na facies granulito e sobre a relação entre P_{H_2O} e P_{total} que influenciam grandemente essas transformações, principalmente no caso de metamorfismo de alto grau. Vários autores demonstraram que em condições de $P_{H_2O} < P_{total}$, as reações de desidratação ocorrem em temperaturas menores do que as obtidas para $P_{H_2O} = P_{total}$, que em muitos casos possuem valores anormalmente elevados.

Também é bastante discutido na literatura que a formação de granulitos exige, como condição essencial, que $P_{H_2O} < P_{total}$. Como enfatiza Touret (1981), as rochas granulíticas podem se desenvolver em qualquer campo P-T do metamorfismo de alto grau (domínio onde ocorreria a fusão anatética em presença de água), se for satisfeita a condição $P_{H_2O} < P_{total}$ de fluidos = P litostática; nessas condições é possível que também ocorra uma anatexia limitada, rapidamente interrompida devido à deficiência de água, formando pequenos volumes de mobilizados, menos importantes do que no caso dos migmatitos desenvolvidos na facies anfibolito.

Apesar das condições de baixa P_{H_2O} , existem evidências que sugerem a existência de uma fase fluida, indicando que outro constituinte, além da água, deve ocorrer em quantidades significativas. A partir do estudo de inclusões fluidas foi observada grande predominância do CO_2 em rochas metamórficas de alto grau, sendo este, portanto, o fluido requerido para diluir H_2O e preencher as condições necessárias ao desenvolvimento dessas rochas (Touret, 1971; 1974; 1977 e 1981). Assim, do ponto de vista das inclusões fluidas, foi observado que o aparecimento do alto grau metamórfico coincide com a principal mudança na natureza dos fluidos, de H_2O na facies anfibolito para CO_2 na facies granulito (Touret, 1974 e 1981).

Portanto, estando satisfeita a condição de $P_{H_2O} \ll P_{total}$, as reações de desidratação ocorrem a temperaturas que podem ser atingidas no metamorfismo regional. As reações que envolvem biotitas e hornblendas são contínuas, isto é, tem início em determinadas condições de T , P_{H_2O} e P_{total} , mas todas as fases permanecem em equilíbrio num certo intervalo de temperaturas, podendo haver variações nas composições químicas e nas proporções modais das fases envolvidas. Por isso, certas quantidades de biotita e hornblenda podem coexistir com os piroxênios neoformados, em condições de facies granulito, havendo ou não seu total desaparecimento com o metamorfismo crescente. (Winkler, 1977; Sen e Ray, 1971a e b).

Sen e Ray (1971b) mostram que as reações que envolvem hornblenda não necessariamente se completam, levando ao total desaparecimento desse mineral, devido a variáveis químicas representadas principalmente pela atividade de SiO_2 e P_{H_2O} . Esses autores, estudando granulitos básicos de Madras, mostram que nas litologias com quartzo ou com excesso de sílica, a quantidade de hornblenda coexistente com piroxênios é pequena, indicando que a reação quase chegou a se completar; por outro lado, os granulitos ricos em hornblenda normalmente não contêm quartzo livre, ou, se este estiver presente, suas quantidades são mínimas. Isso significa que um acréscimo nas porcentagens de SiO_2 favorece a quebra da hornblenda. Além disso, Spear (1981) mostra que quanto maior é o grau de saturação em sílica dos anfibólios, menor é a temperatura de aparecimento dos primeiros piroxênios.

Sen e Ray (1971a) apresentam algumas reações representativas da quebra das hornblendas, considerando as amplas variações composicionais das mesmas. Desse modo, o componente tchermackita (Ts) é responsável pela formação dos componentes anortita (An) e enstatita (En), dos plagioclásios e ortopiroxênios, respectivamente, enquanto o componente edenita (Ed) transforma-se em albita (Ab) e clinopiroxênio (Di); uma composição intermediária, formada por substituições tchermackíticas e edeníticas, evolui para um plagioclásio intermediário $An_{66,6}$ ao lado de orto e clinopiroxênio. As seguintes reações descrevem essas transformações e podem explicar algu

mas das associações observadas em Surubim:

Ainda são consideradas reações que envolvem quantidades variáveis de SiO_2 , formando plagioclásios de diferentes composições, com liberação de Al_2O_3 que pode ser acomodado na estrutura dos piroxênios. Esses autores concluíram que os piroxênio granulitos, resultantes dessas reações, não deveriam conter plagioclásios mais ácidos do que An_{50} . No entanto, em muitas associações naturais, os plagioclásios apresentam composições An_{27-30} , o mesmo ocorrendo em Surubim, onde os teores de anortita da maioria dos plagioclásios analisados variam entre 30 e 50%; esses fatos sugerem que deve ter havido interferência de algum agente externo, capaz de acidificar os plagioclásios.

Os autores ainda discutem outras reações a partir da composição de hornblendas de associações naturais de várias localidades, nas quais, além dos minerais citados, ocorre ainda a formação de magnetitas e ilmenitas, também encontradas nas parageneses de Surubim.

Spear (1981) estuda as relações de fase e o campo de estabilidade das hornblendas em função de $P_{H_2O} = P_{total}$ e da temperatura, em diferentes condições de fO_2 , em rochas de composição original correspondente à de olivina toleitos.

Para a primeira aparição do clinopiroxênio, com fO_2 definida pelas curvas tampão QFM e WM, é considerada a seguinte reação:

onde, a hornblenda₂ é mais pargasítica (mais rica em Na e Al) e mais rica em Ti do que a hornblenda₁, e o plagioclásio₂ é mais anortítico que o plagioclásio₁. A temperatura obtida para o primeiro aparecimento de clinopiroxênio, em condições de fO_2 controlada pela curva QFM, foi de $768 \pm 8^\circ\text{C}$ a 1 Kb e $788 \pm 8^\circ\text{C}$ a 2 Kb; considerando-se a curva tampão WM, foi obtida uma temperatura de $775 \pm 15^\circ\text{C}$ a 2 Kb. Em condições de fO_2 controlada pela curva HM, a hornblenda se transforma em clinopiroxênio (+ plagioclásio + hematita $\pm$ quartzo + titanita + H_2O) em temperaturas inferiores às anteriores, isto é: $735^\circ\text{C} \pm 8$ a $P = 2$ Kb e $738 \pm 9^\circ\text{C}$ a $P = 3$ Kb.

Para o primeiro aparecimento do ortopiroxênio é considerada a reação, em condições de fO_2 controlada pelas curvas QFM e WM:

Essa reação envolve o decréscimo na proporção modal da hornblenda e um acréscimo de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio modais, além de um aumento no teor de Ti, Al e Na do anfibólio resultante.

O ortopiroxênio ocorre como produto da quebra do anfibólio, a temperaturas 10 a 30°C mais elevadas do que as obtidas para a primeira formação do clinopiroxênio, em condições de P_f

constante e a baixas fO_2 . Para fO_2 controlada pelo tampão QFM, os valores de temperatura variam entre 780 a 800°C quando $P_f = 1$ Kb e são maiores que 805°C para $P_f = 2$ Kb. Para fO_2 controlada pela curva WM, foram obtidas temperaturas de 798°C ± 10 quando $P_f = 1$ Kb.

Também é apresentada a reação indicativa do primeiro aparecimento de olivina como uma fase estável, que ocorre a temperaturas de aproximadamente 20°C acima das obtidas para a reação anterior, quando fO_2 é controlada pelas curvas tampão QFM e WM.

A reação que descreve o limite superior de estabilidade das hornblendas é representada como:

considerando-se fO_2 controlada pelas curvas QFM e WM. Foram obtidas temperaturas aproximadas de 912 ± 9 °C a $P_f = 1$ Kb (QFM) e 908 ± 9 °C a $P_f = 1$ Kb (WM).

Abaixo das temperaturas relativas ao primeiro aparecimento dos clinopiroxênios, o anfibólio coexiste com plagioclásio, ilmenita e titanita, quando fO_2 é controlada pelas curvas QFM e WM, dando lugar à associação anfibólio + plagioclásio + hematita + titanita $\pm$ quartzo, em condições de mais altas fugacidades de oxigênio (HM).

Os resultados dos trabalhos experimentais, nas várias condições mencionadas, podem ser vistos nas figuras 31, 32, 33 e 34, onde se observa que as relações de fase em condições de mais altas fugacidades de oxigênio diferem daquelas obtidas quando fO_2 é controlada por QFM e WM. Em condições de fO_2 relativamente elevada, a rocha torna-se saturada com respeito a SiO_2 , principalmente devido à oxidação do Fe^{2+} produzindo óxidos de Fe e Ti; quando fO_2 é relativamente baixa, olivina e ortopiroxênio são fases possíveis no sistema considerado, enquanto que o quartzo está ausente. O autor ainda enfatiza que a presença ou ausência de quartzo livre é principalmente função da composição da rocha original;

no entanto, as condições de fO_2 , atuantes durante as transformações em questão, também desempenham papel importante: um acréscimo em fO_2 , considerando-se a composição total da rocha constante, induz a um aumento na atividade de sílica.

Em Surubim, a titano-hematita associada aos óxidos de ferro e titânio ocorre como resultado de reequilíbrios posteriores ao pico do metamorfismo granulítico, a partir de magnetitas e ilmenitas; além disso, o estudo dos óxidos de Fe e Ti, discutidos em capítulo posterior, mostram que as fugacidades de oxigênio, durante os eventos metamórficos, apresentam valores próximos aos da curva tampão QFM. Com base nesses dados, pode-se sugerir que, na maioria dos casos, a ocorrência de quartzo livre intersticial em alguns granulitos noríticos, gabronoríticos e mesmo piroxeníticos com pouca hornblenda, deve ser reflexo da composição química original; também não pode ser descartada a possibilidade de ter havido introdução de quartzo de uma fonte externa, o que teria facilitado as reações discutidas, e que se traduziria pela presença das faixas de quartzo estirado e deformado, presentes, principalmente, nos gnaisses da Unidade 1, mas também em rochas das outras Unidades.

Sen e Ray (1971) discutem a importância de uma fonte externa de sílica, relacionada a processos de anatexia, para as reações de quebra das hornblendas. Esses processos também poderiam explicar a presença de plagioclásios de composições mais ácidas que as esperadas a partir dessas reações, na área de Madras, pois junto à sílica externa pode ter havido a introdução de álcalis.

Algumas feições de campo, tais como a presença frequente de pegmatitos deformados e de migmatitos em parte da área estudada, são evidências fortes de atividade anatética em Surubim, o que também poderia explicar a ocorrência de plagioclásios mais ácidos. Assim, em algumas rochas, toda a hornblenda pode ter desaparecido, enquanto que em outras, esse mineral permanece em equilíbrio com os piroxênios neoformados, dependendo da influência simultânea da atividade de sílica e da pressão parcial de H_2O .

Spear (1981), a partir de dados experimentais, mostra

que a saturação em SiO_2 pode causar um decréscimo de até 50°C nas temperaturas obtidas, para as várias condições de $f\text{O}_2$, já mencionadas. Além disso, cálculos utilizando $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{total}}$ fornecem temperaturas mínimas, para o primeiro aparecimento de clinopiroxênio, em torno de 700°C a 2 Kb para $X_{\text{H}_2\text{O}}$ de aproximadamente 0,5, que podem ainda ser inferiores, a valores mais baixos dessa fração molar. Tais considerações ilustram a forte dependência entre a temperatura e esses fatores.

Outras reações sobre a estabilidade da hornblenda e sua relação com os outros minerais da facies granulito são mencionadas por Choudhuri (1984). Essas reações são também bastante úteis para explicar algumas das associações mineralógicas encontradas em amostras de Surubim. São apresentadas cinco reações, envolvendo quatro dos seguintes minerais: hornblenda(hb), plagioclásio(pg), clinopiroxênio(cpx), ortopiroxênio(opx) e granada(gr); o mineral que não toma parte de uma determinada reação é escrito entre parênteses para indicar sua ausência, e especificar essa reação.

São particularmente importantes, no caso de Surubim, as reações (gr) e (cpx), devido a raridade de associações que envolvem clinopiroxênio e granada na região.

É também discutida a influência dos potenciais químicos de SiO_2 e H_2O nessas reações, sendo apresentado um diagrama μSiO_2 versus $\mu\text{H}_2\text{O}$, para condições de P e T compatíveis com o metamorfismo de alto grau (Fig. 35). Nesse diagrama observa-se que um decréscimo de $\mu\text{H}_2\text{O}$ e um acréscimo em μSiO_2 facilitam a quebra da hornblenda e sua transformação em piroxênios. Esses fatores podem fazer com que as reações se completem, originando, a partir de ro

FIG. 31 - Relações de fase para um olivina toleito em função de P_f e T , determinadas experimentalmente por Spear (1981), com f_{O_2} definida pelo "buffer" HM. Associações de partida: quadrados = $pl+cp+ol+il$ ou hm (associação basáltica); círculos = $pl+cp+am+il$ ou $hm \pm op$ (associação de facies granulito); losangos = $pl+am+il$ ou hm (associação de facies anfibolito). As fases presentes na associação resultante são indicadas pelo preenchimento de uma parte dos símbolos: quadrante NW = am ; quadrante NE = op ; quadrante SE = cp e quadrante SW = ol . Abreviações: am = anfibólio; pl = plagioclásio; cp = clinopiroxênio; hm = titanohematita; qt = quartzo; pb = pseudobrookita; sp = titanita; op = ortopiroxênio; ol = olivina e il = ilmenita.

FIG. 32 - Relações de fase para um olivina toleito em função de P_f e T , com f_{O_2} definida pelo "buffer" QFM. Símbolos como na fig. 31. (segundo Spear, 1981).

FIG. 33 - Relações de fase para um olivina toleito em função de P_f e T , com f_{O_2} definida pelo "buffer" WM. Símbolos como na fig. 31. (segundo Spear, 1981).

chas mais ricas em quartzo, associações finais pobres ou sem hornblenda, como é o caso das paragêneses (1) e (5) de Surubim.

Embora raras, as associações que envolvem clinopiroxênio e granada foram localmente observadas na região, tendo também sido mencionadas por alguns pesquisadores que estudaram as rochas do Vale do Curaçã (Lindenmayer, 1980; Figueiredo, 1981), sugerindo também a ocorrência de reações do tipo (pg); (hb) e (opx).

Winkler (1977) enfatiza que a reação (hb) é contínua, podendo haver coexistência de reagentes e produtos, em certos intervalos de condições físicas, e indica um estágio de transição entre pressões médias e altas. No entanto, essa reação também pode ocorrer a pressões constantes, devido a diminuições locais de temperatura, a partir de rochas de composições apropriadas.

Figueiredo (1981) e Lindenmayer (1980) mostram a ocorrência de texturas simplectíticas de plagioclásio e ortopiroxênio circundando cristais de granada, sugerindo a reação inversa, que ocorreria devido a um decréscimo na pressão à temperatura constante ou a um acréscimo de temperatura à pressão constante.

Essa reação foi investigada por Green e Ringwood (1967), que mostraram que a associação ortopiroxênio + plagioclásio + clinopiroxênio + granada + quartzo é estável a temperaturas de 700°C e pressões de 8 a 10 Kb. Choudhuri (1984) mostra que as reações que originam associações de clinopiroxênio e granada são favorecidas pelo decréscimo de $\mu\text{H}_2\text{O}$ e/ou por valores baixos de μSiO_2 , desde que se tenha condições composicionais (Fe/Mg na rocha) e físicas adequadas, isto é, um acréscimo na pressão ou uma queda isobárica na temperatura. A ocorrência de granulitos máficos com ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio, intimamente associados a rochas que possuem maiores razões Fe/Mg, contendo ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e plagioclásio, foi observada na Índia por Manna e Sen (1974). Esse fato leva a sugerir que quanto maior é a razão Fe/Mg na rocha, menor é a pressão necessária para a formação da associação clinopiroxênio + granada, considerando-se uma temperatura constante (Winkler, 1977).

Observa-se, portanto, que condições de P e T próximas às estimadas por Green e Ringwood (1967) podem ter ocorrido na área estudada, sendo também possíveis no caso das reações discutidas por Spear (1981), considerando-se a interdependência das diversas variáveis químicas, tais como: atividade de SiO_2 ; $P_{\text{H}_2\text{O}}$; relação Fe/Mg da rocha original e $f\text{O}_2$ (ver Figs. 31, 32 e 33).

A influência de H_2O na reação (gr) é vista no diagrama T versus $X_{\text{H}_2\text{O}}$, de Choudhuri (1984), no qual os campos de estabilidade da hornblenda nas várias pressões consideradas foram extraídos de Wells (1979, in Choudhuri, op. cit.) e de Spear (1981). Por esse diagrama vê-se que, em temperaturas e pressões compatíveis com a facies granulito, as quantidades de $X_{\text{H}_2\text{O}}$ envolvidas na estabilidade da hornblenda podem ser muito baixas; não são necessárias grandes quantidades de água para estabilizar esse mineral, que, portanto, pode estar presente em associações de alto grau.

A biotita também é envolvida em muitas associações mineralógicas de Surubim, podendo apresentar texturas granoblásticas de equilíbrio com piroxênios, plagioclásios, hornblendas e granadas. Também são bastante comuns cristais de biotita arredondados, englobados poiquiliticamente em piroxênios e granadas. Essas feições sugerem que ao menos parte das biotitas de Surubim deve provir de paragêneses anteriores a facies granulito, tendo participado de reações que produzem o ortopiroxênio; essas reações também são contínuas, havendo o equilíbrio de reagentes e produtos em certos intervalos de condições físicas, onde podem ocorrer mudanças progressivas nas porcentagens modais e nas composições das fases minerais, com o metamorfismo crescente.

Algumas reações que envolvem a quebra da biotita, citadas por de Waard (1965, in Winkler, 1977), são:

Miyashiro (1973) mostra que a quebra da biotita po

de se dar através da seguinte reação:

Essas reações explicariam as associações de biotitas com ortopiroxênios, plagioclásios, hornblendas e granadas (as associações 6, 7 e 8), a menos do feldspato potássico, normalmente ausente, ou presente em quantidades mínimas nos granulitos máficos. No entanto, nas rochas gnáissicas da Unidade 1 são observadas as associações que incluem o feldspato potássico (12 e 13). A ausência desse mineral em muitos tipos litológicos sugere que com essas reações podem ter sido liberados fluídos ricos em potássio, responsáveis por algumas das feições retrometamórficas observadas.

As associações biotita + ortopiroxênio + clinopiroxênio(9) e biotita + clinopiroxênio + plagioclásio(10) também poderiam ser explicadas através dessas reações, se considerarmos que associadas às mesmas ocorrem outras, responsáveis pela quebra das hornblendas com formação de orto e clinopiroxênio.

7.1.1.2. Associações com espinélio

O espinélio verde aluminoso também está presente em algumas amostras de granulitos piroxeníticos, normalmente associado a ortopiroxênios e magnetitas (Associação 11). Trata-se de espinélios essencialmente ferríferos, com razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ em torno de 0,80.

Alguns trabalhos experimentais sobre a síntese e estabilidade de cloritas mostram que a formação dos espinélios pode ocorrer a partir de reações que envolvem a quebra daquele mineral.

Fawcett e Yoder (1966), através de estudos experimentais no sistema $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, determinaram o limite superior de estabilidade de cloritas magnesianas, a pressões de 3,5 Kb, 5 Kb e 10 Kb, considerando $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$. A pressões de 3,5 Kb, a clorita magnesiana se transforma na associação forster-

rita + cordierita + espinélio, através da seguinte reação:

Acima desse valor de pressão a associação forsterita + cordierita torna-se instável, dando lugar à forsterita + enstatita + espinélio. As seguintes reações ocorrem em condições de pressões superiores a 3,5 Kb:

Também a composição das cloritas varia com a pressão; abaixo de 3 Kb, sua composição se aproxima da do clinocloro ($5\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$), enquanto que a 10 Kb, as cloritas possuem composições intermediárias entre as do clinocloro e da corundofilita ($4\text{MgO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$). Com o aumento da pressão, as cloritas tornam-se mais aluminosas.

As reações discutidas podem ser vistas na figura 2, de Fawcett e Yoder (1966), onde os dados a $P < 2$ Kb foram extraídos do trabalho de Yoder (1952), que também estudou o sistema $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Esse autor estabeleceu que a quebra do clinocloro a pressões de até 2 Kb fornece a associação forsterita + cordierita + espinélio + vapor, a temperaturas de 680°C quando $P = 1$ Kb e de 780°C para $P = 2$ Kb.

O ponto invariante definido por essas reações não pode ser determinado com muita precisão, devido à persistência de fases metaestáveis. Através de análises gráficas das relações entre as cinco fases sólidas em equilíbrio no ponto invariante (forsterita, cordierita, espinélio, enstatita e clorita), foram obtidas as curvas univariantes ao redor do mesmo, sendo que além das três curvas univariantes definidas, duas outras podem ser consideradas; estas, no entanto, não determinadas experimentalmente:

Todas as curvas univariantes no sistema $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ e seu comportamento ao redor do ponto invariante podem ser vistos na figura 36, onde se observa o amplo campo de estabilidade da associação enstatita + espinélio.

Alguns autores demonstraram que a presença de FeO no sistema causa uma diminuição do campo de estabilidade das cloritas, havendo a quebra desses minerais em menores temperaturas.

O sistema $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ foi estudado por Turnock (1960), que determinou o campo de estabilidade da daphnita $[\text{Fe}_{4.8} \text{Al}_{2.4} \text{Si}_{2.8} (\text{O}, \text{OH})_{18}]$ e da pseudothuringita $[\text{Fe}_{4.2} \text{Al}_{3.6} \text{Si}_{2.2} (\text{O}, \text{OH})_{18}]$; o autor demonstrou que o campo de estabilidade desses minerais se estende até temperaturas 65°C a 160°C mais baixas do que as obtidas em sistemas magnesianos, considerando $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}} = 2 \text{ Kb}$. Além disso, Lindsley et al. (1964) mostram que a ferrossilita é instável a baixas pressões, não sendo, portanto, possível a associação hercinita + ferrossilita nessas condições.

James et al. (1974, in McOnie et al., 1975) determinaram o limite superior de estabilidade da daphnita, em condições de $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}} = 8 \text{ Kb}$ e $f\text{O}_2$ definida pelo tampão $\text{Ni} - \text{NiO}$, obtendo duas associações a partir da reação de quebra daquele mineral: $\text{Fe cordierita} + \text{magnetita} + \text{quartzo} + \text{vapor}$, a pressões menores que 4 Kb e $\text{Fe gedrita} + \text{magnetita} + \text{cordierita} + \text{vapor}$, a pressões maiores.

O campo de estabilidade das cloritas em sistemas feríferos e magnesianos e seus limites superiores podem ser vistos na figura 37, através das linhas contínuas extraídas de McOnie et al. (1975); esse diagrama mostra que a presença de FeO no sistema causa um acentuado decréscimo no campo de estabilidade das cloritas.

Cloritas de composições intermediárias, pertencentes à série de soluções sólidas clinocloro - daphnita, foram estudadas por McOnie et al. (1975) que investigaram as relações de fase no sistema $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, em condições de $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}} = 2,07 \text{ Kb}$

FIG. 36 - Relações de fase de cloritas no sistema $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Distribuição das possíveis curvas univariantes ao redor do ponto invariante. Fo = forsterita; Co = cordierita; Sp = espinélio; En = enstatita; Chl = clorita. As abreviações entre aprênteses representam a fase ausente na reação considerada. (Extraído de Fawcett e Yoder, 1966).

FIG. 37 - Diagrama $P_{\text{H}_2\text{O}}$ em função de T , mostrando o limite superior de estabilidade do Clínocloro (Fawcett e Yoder, 1966) e da daphnita, com f_{O_2} definida pelo "buffer" Ni-NiO (James et al., 1974), representados pelas linhas contínuas (extraídas de McOnie et al., 1975). As linhas pontilhadas representam as curvas teóricas para o limite superior de estabilidade de cloritas de composições intermediárias, obtidas através de interpolações dos dados dos sistemas puros.

e fO_2 definida pelo tampão Ni-NiO. Esses autores mostraram que a cordierita coexistente com a olivina torna-se uma associação estável, quando os valores de $Fe/Fe + Mg$ das cloritas iniciais são menores que 0,55, a temperaturas mínimas de $655^{\circ}C$, nas condições de pressão consideradas. Associados a esses minerais pode ocorrer magnetita, hercinita ou espinélio, dependendo da razão $Fe/Fe + Mg$ das cloritas originais, tendo sido identificadas as seguintes associações, observadas na figura 38.

- 1) olivina_{ss} + cordierita_{ss} + magnetita_{ss}, para $0,53 < Fe/Fe + Mg < 0,55$ e temperaturas entre $655^{\circ}C$ e $660^{\circ}C$
- 2) cordierita_{ss} + olivina_{ss} + hercinita_{ss}, para $0,35 < Fe/Fe + Mg < 0,53$ e temperaturas entre $660^{\circ}C$ e $680^{\circ}C$
- 3) cordierita_{ss} + olivina_{ss} + espinélio_{ss}, para $0,00 < Fe/Fe + Mg < 0,35$ e temperaturas entre $680^{\circ}C$ e $720^{\circ}C$

No entanto, sob essas condições de pressão, o ortopiroxênio não é uma fase estável, aparecendo pela primeira vez a partir de 3,25 Kb através da reação $crd + ol \rightleftharpoons opx + sp$, já discutida.

Em Surubim, a presença de espinélios de composição intermediária, com predominância do termo hercinita, associados a magnetitas e ortopiroxênios sugere uma associação equivalente a olivina_{ss} + cordierita_{ss} + magnetita_{ss} (Fig. 38), porém em condições de mais altas pressões, onde haveria a instabilidade da olivina junto à cordierita, que reagiriam através da reação acima. Desse modo, seria formado um ortopiroxênio mais rico em ferrossilita ao lado de um espinélio de composição próxima à da hercinita, permanecendo na associação a magnetita. As curvas referentes às associações de altas e baixas pressões, quando se leva em consideração a quantidade de FeO , estariam, portanto, situadas em posições intermediárias às obtidas para os sistemas puros da figura 37. Desse modo, para pressões de 2,07 Kb, a curva representativa da reação $clorita_{ss} \rightleftharpoons olivina_{ss} + cordierita_{ss} + magnetita_{ss}$ estaria

situada em temperaturas próximas a 660°C , segundo os dados de Mc Onie et al. (1975); em condições de pressões mais elevadas, considerando-se a mesma fração molar de Fe, a curva univariante representativa da quebra das cloritas, formando olivina_{ss} + ortopiroxênio_{ss} + espinélio(hercinitas), estaria localizada a temperaturas mais elevadas, variando de aproximadamente 700°C a 750°C , dependendo da pressão considerada.

Esses resultados foram obtidos por meio de extrapolações realizadas a partir dos dados dos sistemas puros discutidos e do ponto: $P \approx 2,07 \text{ Kb}$, $T = 655 - 660^{\circ}\text{C}$, determinado por McOnie et al. (1975), para valores $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ das cloritas situados entre 0,53 e 0,55 (Fig. 38). Desse modo, as reações de quebra das cloritas, a altas e baixas pressões, e a reação de formação de ortopiroxênio_{ss} e espinélio_{ss} foram representadas, de forma aproximada, na figura 37 (curvas pontilhadas). Nessas curvas teóricas observa-se que a pressão de aproximadamente 7 Kb, a temperatura onde ocorre a quebra da clorita está situada em torno de 750°C , sendo essas condições compatíveis com as obtidas por outras associações na região de Surubim.

A olivina_{ss} deveria ainda aparecer, como fase estável, no campo situado à direita da curva referente a pressões superiores a 3,5 Kb aproximadamente. A ausência de olivina nas associações de Surubim sugere uma elevada atividade de sílica no sistema, ou decorrente da composição da rocha original, ou proveniente de uma fonte externa, ou, ainda, devido a um aumento em $f\text{O}_2$ durante o metamorfismo. Hemley et al. (1977), estudando relações de fase no sistema $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, mostram a transformação de forsterita em enstatita (Fig. 39) em condições de P e T constantes, quando há aumento na atividade de sílica. Por outro lado, sabe-se que para sistemas ferríferos, considerando-se valores de $f\text{O}_2$ acima da curva tampão QFM, a olivina não é estável, uma vez que se transforma em quartzo e magnetita.

No caso de Surubim deve-se considerar um sistema em que o ferro desempenha papel importante, como pode ser observado pela composição das fases presentes na associação ortopiroxênio_{ss} +

FIG. 38 - Diagrama T versus $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,07 \text{ Kb}$, mostrando as cinco associações resultantes da quebra das cloritas a altas temperaturas, obtido a partir dos resultados experimentais para a solução sólida clinoclóro - daphnita, a f_{O_2} definida pelo "buffer" Ni-NiO. As setas são indicativas de reações reversas. (Extraído de McOnie et al., 1975).

FIG. 39 - Relações de estabilidade no sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ em função de $\log m \text{ SiO}_2$ e $1/T$, a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ Kb}$, onde m = concentração molar de sílica. (Extraído de Hemley et al., 1977).

+ magnetita_{ss} + hercinita_{ss}; ainda deve ser ressaltado, mais uma vez, que os valores de fO_2 durante o pico do metamorfismo granulítico encontram-se entre as curvas tampão QFM e HM, mais próximos da primeira, como será discutido posteriormente. Portanto, pode-se dizer que a olivina, que deveria estar presente na associação proveniente da quebra das cloritas, não ocorre devido à ação conjunta das seguintes reações:

A magnetita, no entanto, permanece como fase estável, associada ao ortopiroxênio e ao espinélio.

A partir dessas considerações, pode-se teoricamente estimar que a temperatura mínima da associação magnetita + hercinita + ortopiroxênio possui valores próximos a $750^\circ C$, para $P_{H_2O} = P_{total} \approx 7 \text{ Kb}$. No entanto, como em rochas granulíticas a $P_{H_2O} \ll P_{total}$, sendo que PCO_2 desempenha um papel importante, a curva pontilhada teórica da figura 37 desloca-se para regiões de menores temperaturas, dependendo dos valores de X_{H_2O} envolvidos.

Para a determinação do limite superior do campo de estabilidade do espinélio pode-se, por exemplo, considerar a reação mencionada por Candia (1983), genericamente representada como segue:

Devido à ausência de dados experimentais, as condições de equilíbrio dessa reação foram estimadas teoricamente por Candia (1983), que utilizou os valores das propriedades termodinâmicas dos seguintes minerais participantes da mesma: enstatita(En), forsterita(Fs), pargasita(Parg), espinélio(Esp), hercinita(Herc), albita(Ab), anortita(An), forsterita(Fo) e faialita(Fa). Foram consideradas:

a) fases estritamente magnesianas

b) fases intermediárias, com termos próximos aos magnesianos

c) fases essencialmente ferrosas

No caso de Surubim, uma vez que os espinélios se aproximam do termo hercinita ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,8 - 0,9$) e que os ortopiroxênios também possuem porcentagens significativas de FeO , o limite superior do campo de estabilidade do espinélio pode ser definido por uma reação próxima à **c**. Essa reação está representada no diagrama P-T da figura 60 de Candia (1983), no qual se observa que a pressões de 6 a 7 Kb ($P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$) pode-se ter espinélio estável até regiões de altas temperaturas ($T \approx 1200^\circ\text{C}$).

Concluindo, o campo de estabilidade dos espinélios junto aos ortopiroxênios e magnetita estende-se desde temperaturas mínimas inferiores a 750°C até um máximo de aproximadamente 1200°C . Essa associação é, portanto, estável nas condições de P e T obtidas através das outras paragéneses consideradas.

7.1.2. Rochas cálcio-silicáticas

As rochas cálcio-silicáticas de Surubim nem sempre apresentam paragéneses que permitam a determinação precisa das condições de metamorfismo.

Certos minerais, que normalmente ocorrem nessas rochas, mostram que Al_2O_3 , K_2O , FeO e Na_2O estiveram presentes originalmente, fazendo parte de constituintes argilosos misturados em diversas proporções aos carbonatos. Entre esses minerais destaca-

se a ocorrência de feldspatos, hornblenda, flogopita e/ou biotita, granada, além de epidoto e titanita. Além disso, o aumento nas proporções de material silicoso e argiloso deve ter contribuído para o desenvolvimento dos gnaisses cálcio-silicáticos.

As principais paragêneses observadas nas rochas cálcio-silicáticas da região foram:

- (1) - diopsídio + espinélio
- (2) - diopsídio + espinélio + forsterita
- (3) - diopsídio + calcita + biotita
- (4) - feldspato potássico + diopsídio ($\pm$ biotita)
- (5) - flogopita + diopsídio + calcita
- (6) - diopsídio + calcita + quartzo
- (7) - diopsídio + calcita + forsterita

A presença de espinélios em diopsiditos e forsterita mármores pode ser explicada a partir de dolomitos silicosos originais; Winkler (1977) mostra que, quando essas rochas são metamorfisadas, pode haver o desenvolvimento de clinocloro ou de flogopita no caso de haver potássio no sistema; como foi discutido anteriormente, em condições de altas temperaturas ocorre a quebra do clinocloro, originando associações com espinélios magnesianos.

Guidotti (1984) mostra que em rochas carbonáticas silicosas, que contêm abundância de impurezas, tais como K_2O , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , pode ser formada também a biotita; a primeira formação desse mineral é mostrada através da seguinte reação:

Pode ainda haver a formação de plagioclásio cálcico ou zoizita, ao invés da clorita.

O decréscimo modal da muscovita, até sua total eliminação, seria dado pela seguinte reação contínua:

intermediário + H_2O + CO_2

Já em facies anfibolito superior ocorreria a reação:

biotita + calcita + quartzo $\rightleftharpoons$ anfibólio cálcico + microclínio + H_2O + CO_2

Finalmente, em mais altos graus, haveria um decréscimo progressivo nas proporções modais de biotita e um acréscimo em diopsídio, através da seguinte reação contínua:

quartzo + calcita + biotita $\rightleftharpoons$ diopsídio + microclínio + H_2O + CO_2

Observa-se que a biotita permanece estável ainda em condições metamórficas de alto grau, havendo, no entanto, mudanças nas composições dos minerais ferromagnesianos com o metamorfismo crescente.

Essas reações, compiladas por Guidotti (1984), podem explicar algumas paragéneses encontradas em Surubim, tais como: diopsídio + calcita + biotita; feldspato potássico + diopsídio ($\pm$ biotita), além da presença de hornblendas em algumas rochas estudadas.

A associação flogopita + diopsídio + calcita, também observada nas rochas da região, pode ter surgido a partir de reações semelhantes, a partir de flogopitas.

A associação de flogopita com calcita, quartzo e anfibólio sugere, ainda, a existência das seguintes reações citadas por Winkler (1977):

$3\text{dolomita} + 1\text{feldspato potássico} + H_2O \rightleftharpoons 1\text{flogopita} + 3\text{calcita} + 3CO_2$

$5\text{flogopita} + 6\text{calcita} + 24\text{quartzo} \rightleftharpoons 3\text{tremolita} + 5\text{feldspato potássico} + 2H_2O + 6CO_2$

As associações mais interessantes para o estabelecimento mais preciso das condições metamórficas são dadas por:

diopsídio + calcita + quartzo e diopsídio + calcita + forsterita

A primeira pode ser decorrente da seguinte reação:

Num diagrama isobárico, T versus X_{CO_2} , esse equilíbrio representa um patamar de pequeno intervalo de temperatura, para consideráveis variações de X_{CO_2} . A P_f também tem grande influência nessa reação, sendo que o máximo da curva (quando $X_{\text{CO}_2} \approx 0,8$) varia de uma temperatura de 540°C para $P_f = 1 \text{ Kb}$ até 655°C para $P_f = 5 \text{ Kb}$.

Essa associação, no entanto, permanece estável até valores bem mais elevados de temperatura, como pode ser visto na figura 40 de Winkler (1977).

A paragênese diopsídio + calcita + forsterita é mais característica para delimitar a temperatura mínima das rochas carbonáticas, pois pode ser observado na figura 40 que a mesma é estável acima das curvas representativas das reações (13) e (14) de Winkler (1977):

A reação (13) ocorre entre as temperaturas de 700 e 740°C , considerando-se X_{CO_2} variando, aproximadamente, de $0,9$ a $0,6$, a uma $P_f = 5 \text{ Kb}$. Para valores maiores de X_{CO_2} (entre $0,9$ e $1,0$), ocorre a reação (14) no intervalo de temperatura situado entre 700°C e 710°C , aproximadamente. Portanto, a temperatura mínima de equilíbrio das associações mineralógicas das rochas carbonatadas e cálcio-silicáticas de Surubim é de 700°C a $P_f = 5 \text{ Kb}$, podendo apresentar valores um pouco mais elevados, para maiores pressões. Esses dados também concordam com os que foram obtidos através das associações presentes nos outros tipos litológicos.

FIG. 40 - Diagrama isobárico T - X_{CO₂} para o sistema CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ à $P_f = 5 \text{ Kb}$. (Extraído de Winkler, 1977).

7.2 - GRAU DE CRISTALINIDADE DA GRAFITA

A grafita ocorre em vários tipos litológicos da região, apresentando-se, normalmente, sob a forma de grãos bem desenvolvidos. Sua presença, em quantidades relativamente elevadas em certos leitos dispostos aleatoriamente entre as rochas da região, mostra a importância de uma contribuição sedimentar na sequência original.

Alguns autores evidenciam que o material carbonoso, presente em rochas metassedimentares, sofre modificações com o metamorfismo crescente. Entre elas, podem ser destacadas as seguintes, citadas por Grew (1974): crescimento das partículas carbonosas; perda de elementos voláteis; acréscimo do conteúdo de carbono; e o desenvolvimento da estrutura cristalina bem ordenada da grafita. Esse autor mostra, ainda, que a transformação de material carbonoso amorfo em grafita é um processo contínuo e irreversível, isto é, esse material, uma vez bem cristalizado, não é afetado por reações retrometamórficas.

Landis (1971) menciona que o principal agente de modificação desse material, desde seu estado amorfo até a grafita bem cristalizada, é a temperatura; no entanto, Grew (1974) mostra a influência de outros fatores no processo de grafitização, tais como a pressão hidrostática, a fase fluída presente no ambiente e a composição original, enfatizando que o mesmo ocorre em amplos intervalos de condições metamórficas. Assim, como o grau de cristalinidade da grafita pode fornecer indicações sobre as condições de metamorfismo, observa-se a importância da determinação mais precisa dessa propriedade.

Uma estimativa quantitativa mais precisa do grau de cristalinidade desse material pode ser obtida através de métodos simples de difração de raios X, sendo importantes os seguintes parâmetros: localização do pico principal da grafita (reflexão 002), que tende a se deslocar para valores mais altos de 2θ com o aumento do grau metamórfico; determinação da espessura desse pico, que tende a diminuir com o aumento do grau de cristalinidade, e que

pode ser obtida a partir da relação entre a altura e a largura do mesmo $\bar{a}$ meia altura; determinação da reflexão 002 a meia largura e $1/3$ da altura máxima do pico, que se desloca para mais altos valores de 2θ com o aumento da cristalinidade.

Com base nos estudos de difração de raios X, French (1964) identificou diferentes estágios de cristalinidade com o metamorfismo crescente, desde material carbonoso amorfo até grafita inteiramente ordenada. Landis (1971) descreve o material carbonoso, presente em rochas metamórficas, em termos dos diferentes graus de desordem observados. O termo grafita é utilizado apenas no caso do mineral bem cristalizado; todos os outros materiais carbonosos são designados de grafita d , sendo que um acréscimo no grau de desordem é expresso em termos dos índices d_1 , d_2 , d_3 . A partir dos difratogramas obtidos, o autor reconheceu quatro estágios distintos de cristalinidade, que podem ser vistos na figura 41. A grafita perfeitamente ordenada possui reflexão 002 intensa, com um pico simétrico a $3,35 - 3,36 \text{ \AA}$, além de outras mais fracas, a maiores ângulos 2θ . A grafita d_1 possui um pico 002 relativamente intenso a $3,35 - 3,36 \text{ \AA}$, porém não tão agudo e simétrico como o anterior, sendo menor a relação altura/largura; sua reflexão 002, calculada a $1/3$ altura - meia largura, desloca-se para mais baixos ângulos, e não aparecem outras reflexões além da principal. Nas amostras de menor grau de ordenação, os picos referentes a reflexão 002 são abaulados, assimétricos, deslocando-se para mais baixos ângulos 2θ , fornecendo, portanto, valores mais elevados de d_{002} .

Grafitas presentes em Surubim foram analisadas por difração de raios X, após sua concentração através da desagregação e tratamentos químicos das amostras, segundo métodos sugeridos por Grew (1974), discutidos em capítulo anterior.

O difratograma obtido (Fig. 42) apresentou o pico referente à reflexão 002 bem agudo e simétrico, típico de uma grafita bem cristalizada. Os parâmetros de interesse apresentaram os seguintes valores: $d_{002} = 3,348 \text{ \AA}$; relação altura/largura $\bar{a}$ meia altura = 80; d_{002} $\bar{a}$ meia espessura, $1/3$ altura = $3,351 \text{ \AA}$. Essas características permitem a classificação da grafita de Surubim como perfeitamente ordenada, o que também pode ser visto por compa-

FIG. 41 - Difractogramas de raios X ilustrando os vários estágios de grafitação progressiva em rochas metassedimentares. O grau de cristalinidade cresce a partir da grafita d3, passando por um estágio definido por reflexões assimétricas que ocorrem em ângulos 2θ de 20 a 26°, chegando até a grafita perfeitamente ordenada, onde a reflexão d002 é intensa e simétrica. Resíduos insólitos em ácidos incluem: pirita (p), zircão (z) e turmalina (t). Radiação $\text{CuK}\alpha$. (Extraído de Landis, 1971).

FIG. 42 - Difratoograma de raios X obtido para uma amostra de grafita de Surubim, após sua concentração a partir de ataques repetidos com HCl e HF. Observa-se uma reflexão intensa e simétrica, típica de uma grafita bem ordenada, com $d_{002} = 3,348\text{\AA}$.

ração com os difratogramas obtidos por Landis (1971), figura 41. Além disso, foi observada uma reflexão secundária a $1,67 \text{ \AA}$, ausente em grafitas menos ordenadas.

Segundo Landis (1971), sob condições metamórficas, a verdadeira grafita forma-se acima de 400°C . Grew (1974), a partir de discussões sobre as condições de formação de uma estrutura ordenada, sugere que o primeiro aparecimento da mesma, em rochas metamórficas regionais, ocorre em temperaturas de 300°C a 500°C , a pressões de 3 Kb ou mais. Na região de Rod Island, Nova Inglaterra, no entanto, o autor menciona que a grafita bem ordenada formou-se provavelmente entre temperaturas de 660°C - 690°C , a pressões de 4,5 - 5,0 Kb, em rochas que sofreram metamorfismo dinâmico.

A discrepância entre os valores obtidos para o primeiro aparecimento de grafitas bem ordenadas sugere que outros fatores, além de P e T, realmente desempenham papel importante e, por isso, o uso dessa propriedade como geotermômetro/geobarômetro é bastante limitado. No entanto, considerando-se que o seu desenvolvimento ocorre a partir da facies xistos verdes superior/anfibolito e sabendo-se que o processo de grafitização se dá em amplo intervalo de condições físicas e que é irreversível, a presença de grafita bem cristalizada numa região pode fornecer indicações das temperaturas mínimas atuantes. Assim, o alto grau de cristalinidade obtido para as grafitas de Surubim mostra que elas foram formadas em temperaturas próximas às da facies anfibolito, permanecendo como fase estável nas condições de mais altos graus metamórficos, determinadas a partir das outras paragêneses.

7.3 - RETROMETAMORFISMO

Muitas são as feições indicativas de metamorfismo regressivo na região de Surubim. Em algumas amostras é observada, localmente, a formação de biotitas a partir de ortopiroxênios e hornblendas. Também ocorre a formação de hornblendas, de colorações castanho bem claras a esverdeadas, a partir de piroxênios, sendo esta uma feição mais generalizada que a anterior. Essas transfor

mações podem ser explicadas através das reações que envolvem anfíbólios e biotitas, já discutidas, quando há alguma oscilação na quantidade de fluídos aquosos presentes. No caso dos anfíbólios, Choudhuri (1984) conclui que para instabilizar a hornblenda, as quantidades de X_{H_2O} devem ser relativamente baixas; por isso, um ligeiro acréscimo dessa fração molar na fase fluída já é suficiente para promover o retrometamorfismo, não havendo necessidade de se considerar grandes quantidades de H_2O para que o mesmo tenha início.

Também é observada a transformação desses anfíbólios retrometamórficos em hornblendas esverdeadas claras, às vezes com tonalidades azuladas, indicando, segundo Miyashiro (1973), a transição entre a facies anfíbolito superior e epidoto anfíbolito (anfíbolito baixo). As hornblendas claras também são transformadas em actinolitas associadas a epidotos e cloritas, às vezes, com desenvolvimento de quartzo secundário. O limite inferior de estabilidade das hornblendas é discutido por vários autores. Winkler (1977) argumenta que a hornblenda aparece, pela primeira vez, a partir das actinolitas, em temperaturas próximas a $500^{\circ}C$, podendo ser algo superiores dependendo da pressão total.

Liou et al. (1974), com base em dados experimentais, mostra que a associação hornblenda + plagioclásio + quartzo começa a se formar a partir de actinolita + clorita + epidoto + albita + quartzo, a temperaturas de $475^{\circ}C$, havendo um intervalo de coexistência de reagentes e produtos, no qual são observadas modificações nas composições das fases. O desaparecimento da associação típica de facies xistos verdes ocorre a temperaturas próximas a $550^{\circ}C$, $P_{H_2O} = 2 \text{ Kb}$, a partir da qual apenas é estável a paragéneses hornblenda + plagioclásio + quartzo.

A transformação retrometamórfica de hornblenda em actinolita e minerais associados, para amostras de Surubim, pode ser melhor representada pela reação sugerida por Winkler (1977):

As actinolitas, por sua vez, apresentam-se, às ve

zes, transformadas em carbonatos, cloritas e quartzo, o que sugere também a reação apresentada em Miyashiro (1973), que descreve a formação desse anfibólito em condições de fácies xistos verdes:

Essa reação ocorre num intervalo de temperatura de 540°C a 1 Kb a 655°C a 5 Kb para $X_{\text{CO}_2} \approx 0,8$, como foi discutido anteriormente.

- c) Transformação de granadas em clorita e quartzo pode sugerir a reação mencionada por Winkler (1977):

que ocorre ainda em condições de facies xistos verdes, próximo a facies anfibolito. O autor menciona que, a temperatura de 500°C , as pressões para estabilizar a granada rica em almandina devem ser superiores a 4 Kb . A temperatura de formação das primeiras granadas varia com a composição das mesmas; porém, a pressões suficientemente altas, a formação desse mineral se dá a temperaturas correspondentes às de facies xistos verdes superior (Winkler, 1977).

Essa transformação pode ser ainda explicada pela reação sugerida por Miyashiro (1973), que também ocorre em condições de facies xistos verdes:

- d) Sericitização e albitização de plagioclásios com desenvolvimento de minerais do grupo do epidoto ou de calcita, com formação de quartzo secundário

Essas transformações podem se dar segundo a seguinte reação (Miyashiro, 1973):

O plagioclásio encontrado em rochas de facies xistos verdes é a albita, ocorrendo uma mudança abrupta na sua composição para oligoclásio ou andesina, em temperaturas de 20°C a 40°C abaixo do limite com a facies anfibolito (Winkler, 1977). Portanto, também essa reação, quando ocorre da direita para a esquerda, con

duz a associações da facies xistos verdes.

Outra reação citada por Hyndman (1972) é a seguinte:

Em algumas amostras de Surubim ainda ocorre a titanita como mineral acessório, às vezes associada à ilmenita ou ainda a epidoto, anfibólios, cloritas e outros silicatos.

Spear (1981) mostra que o limite superior de estabilidade da associação anfibólio + plagioclásio + ilmenita + titanita depende fortemente de T, Pf, $f\text{O}_2$ e $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$. A titanita é favorecida em condições de baixas temperaturas, altos valores de $\text{Pf} = \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ e de $f\text{O}_2$, sendo estável em condições de facies anfibolito baixo; associações contendo esse mineral dão lugar a outras com ilmenita, hematita ou rutilo em graus metamórficos mais elevados, dependendo das condições de oxidação.

Existem muitas feições que sugerem que pelo menos parte da titanita é proveniente de transformações retrometamórficas. Entre essas feições destaca-se a presença de cristais compostos por bordas de titanita e núcleos de ilmenita; essas texturas são indicativas de uma reação retrometamórfica, através da transformação de ilmenita em titanita, com o decréscimo da temperatura e aumento da fugacidade de oxigênio e de μSiO_2 .

A reação titanita $\rightleftharpoons$ ilmenita é discutida, entre outros, por Girardi (1969) e Ruberti (1977), que também observaram, na região de Morretes - Antonina (Paraná), a presença de ilmenitas zonadas, com bordas de titanita. Segundo Leake (1965), o cálcio necessário para essa transformação provém das reações retrometamórficas dos plagioclásios, nas quais há uma liberação desse elemento; não pode ser descartada a hipótese de que parte do cálcio também pode ter sido proveniente das transformações retrometamórficas dos anfibólios e clinopiroxênios, que são bastante frequentes em Surubim.

Girardi (1969) ainda discute a reação retrometamor-

fica hornblenda $\rightleftharpoons$ clorita + epidoto + quartzo + titanita, que pode explicar algumas associações observadas. O autor ainda salienta que a hornblenda pode fornecer a quantidade necessária de titânio para formar a titanita.

Ainda foram observadas transformações de biotitas em cloritas, com liberação de leucoxênio ou de agulhas de rutilo; esses minerais titaníferos são formados com o metamorfismo retrôgrado devido ao alto teor de titânio das biotitas granulíticas.

Localmente, também foi observado o desenvolvimento de prehnita, associada a clorita e clinozoizita, entre lamelas de biotita, mostrando que, em certos casos, o retrometamorfismo atingiu condições de graus ainda mais baixos.

Essas feições retrometamórficas mostram a importância da percolação de fluidos na região de Surubim, que ocorre de modo diferencial através das inúmeras falhas e fraturas existentes na mesma, sendo muito mais acentuadas do que na área de Caraiba.

7.4 - GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA

A partição de elementos entre fases mineralógicas coexistentes permite, em muitos casos, o estabelecimento das condições de pressão e temperatura, prevalescentes durante a cristalização de rochas.

Os estudos termodinâmicos mostram que a possibilidade da aplicação de um geotermômetro/barômetro, para uma associação mineralógica de equilíbrio, baseia-se na possibilidade da avaliação de parâmetros, tais como variação de entalpia (ΔH) e de volume, (ΔV) das reações de equilíbrio entre as fases.

Dada uma certa reação de equilíbrio, pode-se estabelecer a seguinte equação, conhecendo-se os dados padrões para as fases puras:

$$(\Delta G)_T^P = (\Delta H)_T^0 - T(\Delta S)_T^0 + (P-1)(\Delta V) = -RT \ln K_T^P$$

considerando-se ΔV independente de P e T .

Essa equação permite o cálculo da constante de equilíbrio K e o estabelecimento de uma curva de equilíbrio no espaço P - T .

As inclinações das curvas num diagrama $P \times T$ são controladas pela diferenciação da equação acima com relação à temperatura, mantendo-se a pressão constante e com relação à pressão, mantendo-se a temperatura constante:

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial T}\right)_P = \frac{|(\Delta H) + (P-1)(\Delta V)|^0}{RT^2}$$

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial P}\right)_T = \frac{-(\Delta V)^0}{RT}$$

Se a variação de $\ln K$ em relação à temperatura for maior que sua variação em relação à pressão, isto é, para altos valores de $|(\Delta H)|$, a associação considerada pode constituir um bom geotermômetro; caso contrário, quando $|(\Delta V)^0|$ for o maior possível, um bom geobarômetro pode ser estabelecido.

Para a aplicação dos geotermômetros e geobarômetros é necessário, ainda, que se verifique se as associações consideradas realmente se encontram em equilíbrio, o que pode ser deduzido a partir do estudo das texturas e das partições de elementos entre as fases coexistentes.

No caso das amostras de Surubim, a partição do Fe e Mg entre vários pares de minerais coexistentes apresenta tendências bem definidas. Isso ocorre, por exemplo, com os pares: ortopiroxênio - clinopiroxênio; ortopiroxênio - biotita; ortopiroxênio - hornblenda; ortopiroxênio - granada; biotita - granada e biotita-clinopiroxênio, como pode ser visto nos diagramas apresentados nas figuras 43 e 44, nas quais observa-se que os equilíbrios químicos foram atingidos em muitos casos.

FIG. 43 - Diagrama de variação de X_{Mg}/X_{Fe} de ortopiroxênios em função de X_{Mg}/X_{Fe} de clinopiroxênios, biotitas, granadas e hornblendas de amostras de Surubim. Observam-se tendências bem definidas em vários casos, que mostram a existência de equilíbrio entre ortopiroxênios e os outros minerais.

FIG. 44 - Diagrama de variação de X_{Mg}/X_{Fe} de biotita em função de X_{Mg}/X_{Fe} de ortopiroxênios, granadas, clinopiroxênios e hornblendas de amostras de Surubim. As variações sistemáticas observadas indicam equilíbrio entre biotita e outros minerais.

7.4.1. Geotermometria

7.4.1.1. Geotermometria de ortopiroxênio e clinopiroxênio

Os primeiros trabalhos sobre partição de elementos entre orto e clinopiroxênios coexistentes enfatizaram as distribuições do Fe^{2+} e Mg. Mueller (1960) construiu um diagrama $x_{\text{Mg}}^{\text{opx}}$ versus $x_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}$, onde $x_{\text{Mg}} = (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, obtendo uma curva que indicou comportamento aproximadamente ideal para as duas fases.

Kretz (1961), estudando pares de piroxênios de rochas ígneas, observou que os valores do coeficiente de distribuição, KD, são dependentes da temperatura. Essas conclusões foram também obtidas por Bartholomē (1961).

Posteriormente, Bartholomē (1962) e Kretz (1963), estudando a partição de Fe^{2+} e Mg entre piroxênios de rochas ígneas, metamórficas e de inclusões ultramáficas em rochas basálticas, obtiveram coeficientes de distribuição com valores característicos para cada caso, considerando esses dois minerais como soluções sólidas ideais. A seguinte reação de troca iônica foi considerada, tendo sido obtida a dependência do coeficiente de distribuição com a pressão e a temperatura:

Os valores de $\text{KD} = (\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{opx}} / (\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{cpx}}$ encontrados por Kretz (1963) variaram de 0,51 a 0,65, no caso de piroxênios de rochas metamórficas de alto grau e de 0,65 a 0,86, nos piroxênios ígneos. O autor concluiu que o acréscimo no valor de KD pode refletir um aumento de temperatura, observando, também, que esse coeficiente diminui com a pressão crescente.

Bartholomē (1962), considerando $\text{KD} = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{opx}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{cpx}}$, obteve valores de 1,8, para piroxênios de rochas metamórficas de alto grau e de 1,4, em piroxênios de rochas ígneas.

Trabalhos posteriores mostraram que o valor de KD não é necessariamente constante a uma determinada temperatura, podendo ser influenciado pela composição das soluções sólidas. Davidson (1968), investigando os coeficientes de distribuição, $KD_{(Fe-Mg)}$ dos pares orto e clinopiroxênios de granulitos básicos de Quairading, Austrália, não obteve valores constantes, sendo os mesmos influenciados pelas razões $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ desses minerais. Concluiu, portanto, que essas soluções sólidas não se comportam de modo ideal, principalmente para fases ricas em Fe^{2+} . O autor, no entanto, enfatizou que o efeito da não idealidade das soluções sólidas, com respeito ao Fe^{2+} e Mg , é pequeno, podendo apenas se tornar importante quando diferenças mínimas nos valores de KD são utilizadas em estudos regionais, para subdividir zonas de temperatura.

As variações de KD com $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ dos orto e clinopiroxênios de Surubim estão representadas nas figuras 45a e 45b, onde foram considerados os valores obtidos em cada mineral analisado em uma determinada seção, bem como as médias de vários grãos por amostra. Apesar da dispersão dos pontos obtida para minerais individuais, existem tendências definidas que são melhor caracterizadas quando se considera a média dos grãos por amostra. Observa-se, a partir dos diagramas, que os valores dos coeficientes de distribuição aumentam com o acréscimo do conteúdo de ferro dos piroxênios. Esses valores, também apresentados na Tabela VIII, variam ao redor de 1,8 para a maioria das amostras estudadas, sendo, portanto, representativos de piroxênios de rochas metamórficas de alto grau, como foi discutido por Kretz (1961, 1963) e Bartholomē (1961, 1962).

Para o cálculo dos coeficientes de distribuição, foram utilizados os valores de Fe^{2+} obtidos através do procedimento de Papike (1974), na forma: $KD = \{(Fe/Mg)^{Opx} / (Fe/Mg)^{Cpx}\}$.

A calibração de geotermômetros utilizando o par opx-cpx também tem sido realizada a partir de dados experimentais e do estabelecimento de equações empíricas.

0 intervalo de imiscibilidade do par Enstatita-Diop-

FIG. 45 - Variações de $KD = (Fe/Mg)_{opx}/(Fe/Mg)_{cpx}$ com $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de amostras de Surubim. Observa-se correlação positiva entre KD e a quantidade de Fe^{2+} dos piroxênios.

sídio, estudado experimentalmente por muitos pesquisadores, tem sido utilizado para a determinação das temperaturas de equilíbrio, em associações de piroxênios pobres em FeO e Al_2O_3 .

Davis e Boyd (1966) investigaram esse "gap" a pressões de 30 Kb, considerando a seguinte reação:

A dadas condições de P e T, conhecendo-se os estados padrões para as fases puras, a seguinte equação pode ser obtida para a reação acima:

$$(\Delta G^0)_{P, T} = -RT \ln (a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} / a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx})$$

onde a é a atividade do $Mg_2Si_2O_6$ na fase considerada, que para soluções sólidas ideais, é igual à sua fração molar.

Como foram obtidas pequenas diferenças de temperatura no intervalo de pressões de 1 a 30 Kb, esse equilíbrio foi considerado como um bom geotermômetro.

Wood e Banno (1973), com base no estudo de Davis e Boyd (1966), estabeleceram uma equação semi-empírica para a determinação das temperaturas de equilíbrio.

Considerando a fórmula estrutural dos piroxênios, XYZ_2O_6 , e a ocupação das posições estruturais M_1 e M_2 , esses autores determinaram as seguintes relações entre atividades e composições da reação anterior, assumindo que as duas fases se comportam como soluções ideais:

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = (X_{Mg}^{M_2} \cdot X_{Mg}^{M_1})_{cpx} \quad e$$

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} = (X_{Mg}^{M_2} \cdot X_{Mg}^{M_1})_{opx}$$

Para a obtenção dessas relações, os autores conside

ram os grandes íons, como Ca, Na, Mn^{2+} , situados na posição M_2 (cations Y), os íons pequenos, como Al, Cr, Ti, Fe^{3+} , de coordenação octaédrica, na posição M_1 (cations X) e o Fe^{2+} e Mg, nas duas posições estruturais.

Sabe-se que o Fe^{2+} e Mg podem ocupar as duas posições M_1 e M_2 , em proporções que seriam dependentes da geometria das mesmas e da energia de ligação desses íons. Essas proporções, isto é, $x_{Mg}^{M_1}$ e $x_{Mg}^{M_2}$, foram calculadas a partir do valor de ΔG^0 da reação de troca intracristalina $Fe_{M_2}^{2+} + Mg_{M_1} \rightleftharpoons Fe_{M_1}^{2+} + Mg_{M_2}$ para as duas fases, tendo sido desprezados os outros íons. Foi ainda verificado que as razões entre as atividades, considerando-se as ocupações das posições M_1 e M_2 , diferiram muito pouco das obtidas a partir da distribuição aleatória do Fe^{2+} e do Mg.

Os autores então utilizaram os dados de Davis e Boyd (1966) num diagrama $\ln(a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} / a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx})$ versus $1/T$, e verificaram que os pontos determinaram, aproximadamente, uma linha reta. A partir do ajuste desses pontos, pelo método dos mínimos quadrados, foi obtida a seguinte relação entre a razão das atividades e a temperatura:

$$\ln (a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} / a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}) = -\frac{(\Delta H)^0}{RT} + \frac{(\Delta S)^0}{R} = -\frac{10202}{T} + 5,35$$

Representando nesse diagrama outras associações de piroxênios com valores variáveis de x_{Fe}^{opx} , foi observado um aumento no logaritmo das atividades com essa fração molar. Considerando, então, também dados experimentais de sistemas complexos e ricos em ferro, Wood e Banno (1973) chegaram a uma equação semi-empírica, da forma:

$$\ln (a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} / a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}) = \frac{-10202}{T} + B + Cx_{Fe}^{opx} + D (x_{Fe}^{opx})^2$$

Ajustando os valores das constantes B, C e D de modo apropriado, obtiveram uma equação que fornece a temperatura de equilíbrio do par orto-clinopiroxênio, para diferentes ambientes

geológicos e para fases de composições diversas:

$$T = \frac{-10202}{\ln(a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}) - 7,65 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} + 3,88 (X_{\text{Fe}}^{\text{opx}})^2 - 4,6}$$

As temperaturas calculadas por essa equação, para diferentes tipos de rocha, foram comparadas com valores obtidos por outros métodos, mostrando uma precisão de $\pm 70^\circ\text{C}$.

Wells (1977), utilizando a mesma reação de Wood e Banno (1973) e dados mais recentes sobre o "gap" de imiscibilidade enstatita-diopsídio, chegou a uma nova relação linear entre $\ln K$ e $1/T$. O autor também considerou a dependência das atividades com o conteúdo de ferro dos piroxênios e utilizou sistemas com algumas quantidades de Al_2O_3 . Através do cálculo das constantes dessa relação, pelo método dos mínimos quadrados, obteve uma nova equação para a determinação da temperatura de equilíbrio do par orto-clinopiroxênio:

$$T = \frac{7341}{3,355 + 2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} - \ln K}$$

Esse método fornece temperaturas com precisões de $\pm 70^\circ\text{C}$, podendo ser utilizado para sistemas com proporções variáveis em FeO , porém com baixas quantidades de Al_2O_3 .

Foram determinadas as temperaturas de equilíbrio de alguns pares de orto e clinopiroxênios coexistentes, das amostras de Surubim, considerando-se a distribuição do Fe e Mg entre essas fases, através dos métodos geotermométricos propostos por Wood e Banno (1973) e Wells (1979). Para a obtenção das atividades e frações molares, presentes nas equações definidas por esses autores, foram calculados inicialmente os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} , através de um programa de computação, bem como as porcentagens de ocupação do Fe^{2+} e Mg nas posições estruturais M_1 e M_2 . Também foram obtidas por esse método, as proporções das moléculas de ferrossilita, wollastonita e enstatita dos piroxênios, utilizadas para confec-

ção do diagrama composicional.

Esses dados e os valores de temperatura determinados pelos métodos discutidos encontram-se na Tabela VIII.

Os geotermômetros clássicos de Wood e Banno (1973) e Wells (1977) forneceram temperaturas variando de 809°C a 940°C e entre 800°C e 1125°C , respectivamente. Temperaturas anormalmente elevadas foram obtidas por outros métodos e, portanto, não serão consideradas.

Temperaturas obtidas a partir dos dados de microsonda de Figueiredo (1981), também encontram-se na Tabela VIII, para fins de comparação.

Observa-se que mesmo os valores determinados pelas equações de Wood e Banno (1973) e Wells (1977) são bastante elevados para rochas metamórficas de alto grau, tendo sido as maiores temperaturas calculadas a partir de pares orto-clinopiroxênio com teores mais elevados em Al_2O_3 (Tabela VIII).

As discussões teóricas precedentes mostram que embora tenham sido considerados os efeitos da fração molar de Fe no valor de KD para o estabelecimento das equações semi-empíricas, esses métodos geotermométricos apenas apresentam maior precisão para amostras com baixas concentrações em Al_2O_3 .

Um aumento no teor de Al_2O_3 dos piroxênios poderia implicar em modificações nas condições metamórficas (Wilson, 1976); no entanto, esse não seria o caso das amostras analisadas, pois as mesmas se encontram muito próximas geograficamente, não sendo provável a ocorrência de gradiente térmico tão pronunciado. Por outro lado, observa-se que os piroxênios apresentam composições variáveis que refletem as das rochas hospedeiras; assim, as diferenças nos teores de Al_2O_3 desses minerais são apenas dependentes da composição das rochas, não implicando em diferenças nas condições de metamorfismo. Portanto, as altas temperaturas obtidas devem ser decorrentes das imprecisões dos métodos geotermométricos para sistemas com teores elevados em Al_2O_3 , havendo a necessidade de correções.

TABELA VIII
GEOTERMOMETRIA OPX - CPX

Amostra	FS	WO	EN	XFe	Mg(M ₂)	Fe(M ₂)	Mg(M ₁)	Fe(M ₁)	% Al ₂ O ₃	KD(Fe)	T ₁ °C	T ₂ °C
opx-8	49,67	1,80	48,53	0,506	0,311	0,645	0,647	0,336	0,74			
cpx-8	19,75	45,85	35,00	0,354	0,055	0,030	0,629	0,344	0,98	1,871	832	884
opx-8/B	50,51	1,84	47,65	0,514	0,298	0,657	0,642	0,340	0,79			
cpx-8/B	19,10	46,52	34,37	0,357	0,044	0,025	0,631	0,351	0,50	1,907	809	851
opx-8/A	49,39	1,81	48,80	0,503	0,317	0,646	0,652	0,334	0,65			
cpx-8/C	18,81	45,45	35,74	0,345	0,061	0,032	0,635	0,334	1,28	1,922	843	900
opx-8/C	48,49	1,73	49,78	0,493	0,330	0,627	0,652	0,330	0,75			
cpx-8/A	18,74	46,02	35,24	0,347	0,054	0,029	0,635	0,338	1,15	1,832	827	874
opx-44	42,64	1,56	55,80	0,433	0,417	0,521	0,659	0,302	1,05			
cpx-44	16,36	43,92	39,73	0,291	0,088	0,036	0,673	0,277	1,66	1,856	894	958
opx-44/1	42,78	1,62	55,59	0,435	0,411	0,522	0,661	0,303	0,93			
cpx-44/B	15,78	43,70	40,52	0,280	0,091	0,036	0,687	0,268	1,53	1,976	903	972
opx-44/2	42,83	1,49	55,67	0,435	0,415	0,522	0,656	0,303	1,13			
cpx-44/A	17,24	43,31	39,45	0,304	0,096	0,042	0,655	0,286	1,81	1,761	903	972
opx-44/3	42,33	1,56	56,11	0,430	0,421	0,518	0,664	0,301	1,09			
cpx-44/C	16,49	44,68	38,83	0,298	0,079	0,033	0,663	0,282	1,68	1,777	879	932
opx-44/7J	42,62	1,32	56,06	0,432	0,425	0,534	0,674	0,301	1,00			
cpx-44/8J	15,79	45,29	38,93	0,289	0,062	0,025	0,687	0,279	1,91	1,875	848	888
opx-46	19,93	1,24	78,83	0,202	0,763	0,220	0,770	0,168	3,03			
cpx-46	7,03	48,06	44,91	0,135	0,056	0,009	0,806	0,126	3,58	1,616	921	873
opx-46/1	20,26	1,24	78,50	0,205	0,758	0,223	0,766	0,170	3,07			
cpx-46/A	6,29	47,42	46,29	0,119	0,064	0,009	0,829	0,113	3,52	1,900	940	900
opx-46/1	20,26	1,24	78,50	0,205	0,758	0,223	0,766	0,170	3,07			
cpx-46/B	7,14	48,52	44,34	0,139	0,050	0,008	0,798	0,129	3,69	1,602	902	851
opx-46/3	20,23	1,26	78,51	0,205	0,755	0,223	0,770	0,170	2,83			
cpx-46/C	7,53	48,11	44,37	0,145	0,057	0,010	0,793	0,134	3,51	1,519	918	871
opx-46/15J	21,52	1,09	77,39	0,218	0,736	0,237	0,760	0,179	2,79			
cpx-46/14J	6,07	49,00	44,93	0,119	0,035	0,005	0,832	0,112	2,91	2,057	856	800
opx-Fig.30*	39,25	1,39	59,36	0,398	0,466	0,484	0,696	0,285	0,78			
cpx-Fig.30*	15,02	45,46	39,52	0,275	0,064	0,025	0,693	0,263	1,48	1,739	858	890
opx-Fig.49*	50,06	1,64	48,30	0,509	0,310	0,640	0,633	0,337	1,20			
cpx-Fig.49*	18,82	45,68	35,50	0,346	0,059	0,032	0,621	0,329	1,62	1,955	842	900
opx-Fig.51*	27,46	1,06	71,48	0,278	0,631	0,303	0,724	0,217	2,71			
cpx-Fig.51*	10,78	47,30	41,91	0,205	0,065	0,017	0,721	0,186	4,08	1,493	899	890
opx-Fig.53*	24,88	1,06	74,06	0,251	0,697	0,279	0,731	0,201	3,21			
cpx-Fig.53*	9,04	48,14	42,81	0,174	0,056	0,012	0,755	0,160	4,18	1,590	889	862
opx-Fig.74*	47,24	1,63	51,12	0,480	0,357	0,601	0,644	0,324	1,30			
cpx-Fig.74*	17,70	46,36	35,94	0,330	0,053	0,026	0,645	0,318	1,93	1,876	825	867
opx-Fig.76*	42,41	1,29	56,30	0,430	0,417	0,527	0,680	0,300	0,86			
cpx-Fig.76*	15,48	46,45	38,07	0,289	0,043	0,017	0,693	0,282	1,27	1,852	808	827

T₁ = Temperatura Wood e Banno (1973)T₂ = Temperatura Wells (1977)

* = Amostras de Figueiredo (1981)

Nos diagramas das figuras 46a e 46b estão representadas as correlações entre as temperaturas, determinadas pelo geotermômetro de Wood e Banno (1973), e as porcentagens de Al_2O_3 dos ortopiroxênios e clinopiroxênios das amostras estudadas. Extrapolando-se as respectivas curvas até valores nulos de Al_2O_3 , para os quais o método geotermométrico utilizado apresenta maior precisão, obtêm-se temperaturas variando entre $700^{\circ}C$ e $750^{\circ}C$ nos dois casos.

As variações de KD com as proporções de Al_2O_3 de orto e clinopiroxênios de Surubim podem ser vistas nas figuras 47a e 47b, respectivamente. Embora sejam observadas certas dispersões nos dois diagramas, quando são considerados os valores médios por amostra podem ser caracterizadas tendências bem definidas, havendo um aumento de KD com o decréscimo nas porcentagens de Al_2O_3 dos piroxênios. Por extrapolação das retas médias, traçadas nos diagramas, obtêm-se valores de KD próximos a 2,0 para teores nulos em Al_2O_3 .

Portanto, através do método geotermométrico de Wood e Banno (1973), considerando-se as correções para o Al_2O_3 discutidas, obtêm-se temperaturas de equilíbrio variando de $700^{\circ}C$ a $750^{\circ}C$, com valores de KD próximos a 2,0, para os orto e clinopiroxênios coexistentes na região estudada.

Lindsley (1983), a partir de dados experimentais do sistema Fe-Ca-Mg, considerando temperaturas variando de $800^{\circ}C$ a $1200^{\circ}C$ e pressões de até 15 Kb, desenvolveu um termômetro gráfico a partir de orto e clinopiroxênios coexistentes. No diagrama Diopside - Enstatita - Hedbergita - Ferrossilite, o autor, inicialmente, obteve as relações de fase para cada temperatura e pressão de 1 atm, delimitando as várias isotermas correspondentes; posteriormente, considerou os efeitos da pressão no equilíbrio dos piroxênios e extrapolou o diagrama referente a 1 atm para as pressões de 5 Kb, 10 Kb e 15 Kb.

As amostras de Surubim e as analisadas por Figueiredo (1981) projetadas no diagrama composicional, onde estão também representadas as isotermas de Lindsley (1983), fornecem temperatu-

FIG. 46 - Correlações entre as porcentagens em peso de Al₂O₃ de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de Surubim e as temperaturas obtidas pelo método geotermométrico de Wood e Banno (1973), a partir desses minerais coexistentes. Os valores mais consistentes de T são obtidos extrapolando-se as curvas até Al₂O₃ = 0.

FIG. 47 - Variações de $KD = (Fe/Mg)_{opx} / (Fe/Mg)_{cpx}$ com as porcentagens em peso de Al_2O_3 de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de amostras de Surubim. Observa-se correlação negativa entre as duas variáveis, com valores de $KD \approx 2$ para teores nulos de Al_2O_3 .

FIG. 48 - Diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedembergita-Ferrossilita para orto e clinopiroxênios de Surubim, com as isotermas obtidas por Lindsley (1983) para pressões de 5 Kb.

ras de aproximadamente 650-700°C a pressões de 5 Kb (Fig. 48). Esses valores, no entanto, apresentam grandes imprecisões, devido a proximidade das isothermas, no caso dos ortopiroxênios. Também deve ser ressaltado que o autor não considera o efeito do alumínio que, como já foi discutido, é bastante relevante, podendo causar erros no geotermômetro proposto.

As temperaturas relativamente elevadas determinadas por meio desse geotermômetro devem, portanto, se aproximar dos valores obtidos através da correção do alumínio no método de Wood e Banno (1973), se for considerado esse elemento.

7.4.1.2. Geotermometria de granadas e biotitas

A partição do Fe^{2+} e Mg entre granadas(gr) e biotitas(bi) coexistentes tem sido também utilizada como base de geotermômetros.

Perchuk (1977) considerou a reação de troca inter cristalina, $\text{bi}_{\text{Mg}} + \text{gr}_{\text{Fe}} = \text{gr}_{\text{Mg}} + \text{bi}_{\text{Fe}}$, e estudou o efeito da temperatura na mesma, obtendo uma relação linear entre $\ln K_d$ e $1/T$, que parece sugerir que a distribuição do Mg entre as fases é aproximadamente ideal. Outros dados experimentais, no entanto, mostram que a biotita não constitui solução sólida ideal.

Nesse sentido, Perchuk (1977) calculou o efeito da temperatura na distribuição do magnésio entre a biotita e a granada, construindo isothermas, que são apresentadas num diagrama que relaciona $X_{\text{Mg}}^{\text{gr}}$ e $X_{\text{Mg}}^{\text{bi}}$, onde $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_T + \text{Mn})$.

Ferry e Spear (1978), com base em trabalhos experimentais utilizando soluções sólidas puras de Fe e Mg, também obtiveram uma correlação linear entre $\ln K_D$ e $1/T$. Em intervalos de pressões de 2 a 7 Kb e com temperaturas variando entre 550°C e 800°C, a equação da reta obtida foi a seguinte:

$$\ln K_D = -2109/T(^{\circ}\text{K}) + 0,782$$

Os autores mostraram, ainda, que a partição do Fe e Mg, entre as soluções sólidas puras de granada e biotita, se comporta de modo ideal ao menos no seguinte intervalo composicional:

$$0,80 \leq \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \leq 1,00.$$

Foi estudada a seguinte reação de troca:

sendo a constante de equilíbrio expressa em termos de:

$KD = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{gt}} / (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{bi}}$ (soluções sólidas consideradas ideais no intervalo composicional estudado).

A partir de granadas de diferentes composições, cristalizadas nas mesmas condições metamórficas, foi observado que KD é também função do conteúdo de Ca e Mn desse mineral e de Ti e Al^{VI} da biotita. Assim, a equação linear deduzida, apenas pode ser aplicada a sistemas que não contêm quantidades significativas desses elementos.

O geotermômetro de Ferry e Spear (1978) possui uma precisão de, aproximadamente, $\pm 50^\circ\text{C}$ para os sistemas essencialmente ferríferos, fornecendo resultados bastante consistentes no caso de rochas de facies anfibolito. No entanto, as temperaturas obtidas, quando esse método é aplicado em rochas granulíticas, mostram-se mais elevadas do que as esperadas, pois ocorrem modificações nos valores de KD devido a vários fatores, tais como: reações retrometamórficas locais; trocas posteriores do Fe e Mg entre granadas e biotitas, que podem se dar durante o resfriamento; efeitos causados pela presença de outros elementos que as vezes aparecem em quantidades significativas nos sistemas naturais (Indares e Martignole, 1985).

A partição de Fe - Mg entre as biotitas e granadas coexistentes nas amostras de Surubim apresenta um "trend" bem definido (Fig. 44), indicativo de cristalização ou recristalização em condições de equilíbrio. Portanto, é possível a determinação das

temperaturas de equilíbrio utilizando-se essa associação.

Plotando-se as granadas e biotitas coexistentes no diagrama $[Mg/(Mg + Fe + Mn)]_{gr}$ versus $[Mg/(Mg + Fe + Mn)]_{bi}$ (Fig. 49), onde estão representadas algumas isotermas calculadas por Perchuk (1977), observa-se que os pontos encontram-se entre as curvas de 650°C e 700°C, sendo que a grande maioria das amostras de terminam temperaturas próximas a 700°C.

Utilizando-se o termômetro de Ferry e Spear (1978), através da equação:

$$\ln [(Mg/Fe)_{gt} / (Mg/Fe)_{bi}] = \frac{-2109}{T(^{\circ}K)} + 0,782,$$

foram obtidas temperaturas variando entre 732°C e 1028°C (Tabela IX), com muitos valores anormalmente elevados. A inconsistência das temperaturas obtidas por esse método deve-se, em grande parte, à presença de outros elementos, além do Fe e Mg, nas soluções sólidas. Portanto, foi realizada uma correção empírica sugerida por Hoinkes (1984), que considera o efeito do Ca e do Mn das granadas nas temperaturas de equilíbrio. Essa correção é obtida através do diagrama $\ln KD$ versus $(X_{Ca} + X_{Mn})_{gr}$ (Fig. 50), no qual se observa que existe uma variação linear de $\ln KD$ com as proporções de Ca e Mn das granadas.

A partir da extrapolação da reta assim definida, obtém-se um valor para $\ln KD$ quando $(X_{Ca} + X_{Mn})_{gr}$ é nulo, isto é, para composições mais próximas às consideradas na determinação do geotermômetro. Utiliza-se, em seguida o valor de $\ln KD$ corrigido, na equação geotermométrica de Ferry e Spear (1978).

Como no caso das amostras de Surubim os pontos localizados no diagrama apresentam alguma dispersão, não foi possível a obtenção de um valor preciso para $\ln KD$ corrigido; no entanto, pode ser definido um intervalo de variação de $\ln KD$ corrigido situado entre os valores de -1,20 e -1,35, que, através do método de Ferry e Spear (1978), fornece temperaturas variando entre 791°C e 716°C. Considerando-se um valor intermediário de $\ln KD = -1,26$, obtém-se uma temperatura de 760°C. Essas temperaturas são bastante

TABELA IX
GEOTERMOMETRIA - GRANADA-BIOTITA

Biotitas		Granadas					
AM	(Mg/Fe) _{bi}	AM	(Mg/Fe) _{gr}	(X _{Ca} +X _{Mn}) _{gr}	KD=(Mg/Fe) _{gr} /(Mg/Fe) _{bi}	lnKD	T ^o C
4A	0,344	4	0,146	0,150	0,424	-0,858	1013
4W	0,370	4/J	0,160	0,156	0,432	-0,839	1028
15 Eng.C-B	1,210	15-1	0,417	0,042	0,345	-1,064	869
15 Eng.A-B	1,216	15-2	0,428	0,041	0,352	-1,044	882
15 Eng.B-B	1,303	15-3	0,375	0,039	0,288	-1,245	768
18A	0,988				0,268	-1,317	732
18B	0,749	18	0,265	0,125	0,353	-1,041	884
18C	0,669				0,396	-0,926	961
18M	0,802	18/J	0,281	0,139	0,350	-1,050	878

FIG. 49 - Distribuição do Mg entre granadas e biotitas coexistentes de amostras de Surubim, onde $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg+Mn)$. No diagrama estão representadas algumas isotermas calculadas por Perchuk (1977).

FIG. 50 - Diagrama de variação de $\ln KD_{gr-bi}$ em função de $(X_{Ca} + X_{Mn})_{gr}$ das granadas coexistentes com biotitas de amostras de Surubim, onde $KD_{gr-bi} = (Mg/Fe)_{gr} / (Mg/Fe)_{bi}$. Observa-se correlação negativa entre as variáveis, com valores de $\ln KD = -1,26$ para $X_{Ca}^{gr} + X_{Mn}^{gr} = 0$.

coerentes com as obtidas a partir dos pares orto-clinopiroxênios.

7.4.2. Geobarometria

Para o cálculo das pressões atingidas durante o metamorfismo da região de Surubim, foram utilizados métodos geobarométricos que consideram as seguintes associações em equilíbrio: granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo e ortopiroxênio + granada.

Vários são os métodos geobarométricos descritos na literatura, porém, os mais apropriados, levando-se em consideração as paragêneses observadas em Surubim, são aqueles propostos por Wells (1979), Newton e Perkins (1982) e Harley e Green (1982).

Os primeiros geobarômetros que utilizaram a associação granada + ortopiroxênio foram calibrados por Wood e Banno (1973) e Wood (1974), a partir da reação:

A calibração foi realizada com base na partição do Al, Fe²⁺ e Mg entre as fases coexistentes; no entanto, esses geobarômetros não fornecem valores precisos de pressões, devido a uma série de aproximações, entre elas, a consideração de que a granada se comporta como solução sólida ideal.

Wells (1979) considera a associação granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo e obtém uma equação que permite o cálculo da pressão de equilíbrio da mesma, a partir dos dados termodinâmicos da seguinte reação:

Para a calibração desse geobarômetro, Wells (1979) utilizou as frações molares do Ca e Mg nas granadas, a distribuição do Mg nas posições M_1 e M_2 dos piroxênios e o teor de An dos plagioclásios, levando em consideração a não idealidade das soluções sólidas através dos coeficientes de atividade γ_{Ca}^{gr} , γ_{Mg}^{gr} e γ_{An}^{pg} ; a distribuição do Mg dos piroxênios nas posições M_1 e M_2 foi considerada como ideal.

O barômetro de Wells (1979) tem por base a equação:

$$P = 1 + \frac{3300 + 6,26T + RT \ln \left[\frac{(x_{Ca}^{gr}) (x_{Mg}^{gr})^2}{(x_{Mg}^{M1})_{opx} (x_{Mg}^{M2})_{opx} (x_{An}^{pg})} \right] + RT \ln \left(\frac{\gamma_{Ca}^{gr} \cdot \gamma_{Mg}^{gr}}{\gamma_{An}^{pg}} \right)}{0,56771}$$

Os valores de γ_{An}^{pg} utilizados pelo autor foram extraídos de Orville (1972); γ_{Ca}^{gr} e γ_{Mg}^{gr} foram obtidos a partir das equações de Newton et al. (1977), que utilizam os parâmetros de excesso de entropia de mistura W:

$$RT \ln \gamma_{Mg}^{Al_{2/3}SiO_4} = (7460 - 4,3 T) \cdot x_{Ca}^{gr}$$

$$RT \ln \gamma_{Ca}^{Al_{2/3}SiO_4} = (7460 - 4,3 T) \cdot x_{Mg}^{gr}$$

Newton e Perkins (1982), partindo da mesma reação de equilíbrio utilizada por Wells (1979), calibraram um geobarômetro a partir de dados termodinâmicos mais recentes, tendo obtido a seguinte equação:

$$P = 3944 + 13,070 + 3,5038T \ln \frac{x_{Ca}^{gr} \cdot \gamma_{Ca}^{gr} \cdot (x_{Mg}^{gr})^2 (\gamma_{Mg}^{gr})^2}{a_{An}^{pg} \cdot a_{En}^{opx}}$$

Para a obtenção dos valores γ_{Ca}^{gr} e γ_{Mg}^{gr} , considerando os valores de energia de interação W, os autores apresentaram as seguintes relações:

$$RT \ln \gamma_{Ca}^{gr} = (3300 - 1,5T) (X_{Mg}^2 + X_{Mg} X_{Fe})$$

$$RT \ln \gamma_{Mg}^{gr} = (3300 - 1,5T) (X_{Ca}^2 + X_{Ca} X_{Fe})$$

Para o cálculo do coeficiente de atividade da anortita no plagioclásio, foi utilizada a expressão proposta por Newton et al. (1980, in Newton e Perkins, 1982):

$$RT \ln \gamma_{An} = X_{Ab}^2 [W_{An} + 2X_{An} (W_{Ab} \cdot W_{An})], \text{ onde:}$$

$$W_{An} = 2025 \text{ Cal}$$

$$W_{Ab} = 6746 \text{ Cal}$$

A equação para a determinação da atividade própria mente dita é dada por:

$$a_{An} = \gamma_{An} \cdot \frac{X_{An} (1 + X_{An})^2}{4}$$

A atividade da enstatita no ortopiroxênio foi obtida assumindo que o mesmo constitui uma solução sólida ideal, sen do expressa por: $a_{En}^{opx} = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1}$ (Wood e Banno, 1973).

Foi enfatizado que para a aplicação desse geobarômetro é necessária a observação textural das quatro fases em equilíbrio, bem como a obtenção da temperatura através de um método independente. A reação considerada possui grandes variações em volume (ΔV) sendo, portanto, apenas apropriada para o estabelecimento de um geobarômetro.

Harley e Green (1982) calibraram um geobarômetro, considerando a solubilidade da alumina no ortopiroxênio coexistente com granada, cuja importância, para o estabelecimento de pressões e temperaturas, tem sido reconhecida por muitos pesquisadores.

Os autores mostraram que a variação da solubilidade da alumina no ortopiroxênio depende do seu conteúdo de Fe^{2+} e que

os estudos e calibrações de geobarômetros desenvolvidos anteriormente, nos sistemas $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ e $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, são problemáticos quando aplicados a rochas naturais. Portanto, re-calibraram o geobarômetro de granada + ortopiroxênio a partir dos sistemas $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ e $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, mais abrangentes. Consideraram inicialmente a seguinte reação, utilizada por Wood e Banno (1973) e Wood (1974), e estudaram a influência do Fe e do Ca na mesma:

A adição dos componentes FeO e CaO, no sistema anterior, exerce influência sobre a composição das fases coexistentes. As seguintes relações foram observadas quando são incluídos esses componentes:

- 1) A porcentagem de Al ($x_{\text{Al}}^{\text{M1}}$) dos opx é inversamente proporcional ao seu conteúdo em Fe^{2+} , em condições de P e T constantes e para um determinado $x_{\text{Ca}}^{\text{gr}}$.
- 2) $x_{\text{Al}}^{\text{M1}}$ opx decresce com o aumento das quantidades de Ca nas granadas, para P, T e $x_{\text{Mg}}^{\text{opx}}$ constantes.
- 3) $x_{\text{Al}}^{\text{M1}}$ opx decresce com o aumento da pressão, sendo constantes T, $x_{\text{Mg}}^{\text{opx}}$ e $x_{\text{Ca}}^{\text{gr}}$.
- 4) $x_{\text{Al}}^{\text{M1}}$ opx é diretamente proporcional à temperatura, para P, $x_{\text{Mg}}^{\text{opx}}$ e $x_{\text{Ca}}^{\text{gr}}$ constantes.

Através de dados experimentais sobre a partição desses elementos entre as fases consideradas, foi estabelecida a seguinte equação que permite a obtenção da pressão de equilíbrio para associações de ortopiroxênios e granadas de rochas granulíticas e de granada peridotitos:

$$P(\text{Kb}) = \frac{1}{\Delta V_r} \{ (R \ln K - 2,93)T + 5600 + 5157 (1 - x_{\text{Al}}^{\text{M1}})(1 - 2x_{\text{Al}}^{\text{M1}}) x_{\text{Fe}}^{\text{opx}} - 6300 [x_{\text{Ca}}^{\text{gr}} x_{\text{Fe}}^{\text{gr}} + (x_{\text{Ca}}^{\text{gr}})^2] \}$$

onde,

$$K = [X_{Al}^{M1} (1 - X_{Al}^{M1}) / (1 - X_{Ca}^{gr})^3],$$

$$\Delta V_r = - \{183,3 + 178,98 [X_{Al}^{M1} (1 - X_{Al}^{M1})]\} \text{ cal. Kb}^{-1},$$

$$X_{Al}^{M1} = Al/2; \quad X_{Fe}^{opx} = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg);$$

$$X_{Ca}^{gr} = Ca/(Ca + Fe + Mg); \quad X_{Fe}^{gr} = Fe/(Fe + Ca + Mg)$$

Esse barômetro apresenta certas limitações para granadas ou ortopiroxênios com teores elevados em Fe^{3+} e Mn^{2+} , e quando o conteúdo em Cr^{3+} é alto nas granadas. Também ocorrem imprecisões quando os ortopiroxênios apresentam baixa quantidade de Al_2O_3 .

A aplicação dos geobarômetros de Wells (1979) e Newton e Perkins (1982), em associações de granada, ortopiroxênio, plagioclásio e quartzo de amostras de Surubim, forneceu pressões muito elevadas, da ordem de 10 a 11 Kb, considerando-se temperaturas de $700^\circ C$.

Considerando-se o geobarômetro de Harley e Green (1982), foram obtidos valores mais consistentes para as pressões de equilíbrio a partir das associações de ortopiroxênios e granadas. Na Tabela X, onde se encontram representados os vários parâmetros utilizados e as pressões determinadas por esse método, observa-se que as mesmas variam de 4,22 a 6,77 Kb, quando são utilizadas temperaturas de $700^\circ C$ e de 6,39 Kb a 9,38 Kb, para temperaturas de $750^\circ C$.

Os dados de microsonda de ortopiroxênios e granadas coexistentes de amostras da região do Vale do Curaçá, obtidos por Figueiredo (1981), também foram utilizados para a determinação das pressões pelo barômetro de Harley e Green (1982), para fins de comparação.

Os resultados encontram-se na Tabela X, onde podem ser observadas variações de pressão de 5,54 Kb a 7,85 Kb, quando

são utilizadas temperaturas de 700°C e de 7,42 a 10,12 Kb, para temperaturas de 750°C .

Como as temperaturas de equilíbrio, obtidas a partir dos geotermômetros discutidos, situam-se entre 700°C e 760°C , pode-se considerar uma pressão média entre 6 Kb e 8 Kb como a mais representativa para as rochas granulíticas da região estudada.

TABELA X
GEOBAROMETRIA GRANADA - ORTOPIROXÊNIO (Harley e Green,
1982)

Granadas			Ortopiroxênios		
AM	x_{Ca}^{gr}	x_{Fe}^{gr}	Am	$x_{Al}^{M1} = Al/2$	x_{Fe}^{opx}
18g	0,1021	0,7100	18/31	0,0445	0,5161
18/32	0,1165	0,6901	18σ	0,0475	0,5072
4	0,1319	0,7574	4	0,0215	0,6871
4/27	0,1383	0,7426	4/26	0,0230	0,6911

Pares Coexistentes		P (Kb) (700°C)	P (Kb) (750°C)
gr	opx		
18	18/31	4,65	6,89
18	18	4,34	6,55
18/32	18	4,22	6,39
18/32	18/31	4,52	6,74
4	4	6,77	9,38
4	4/26	6,06	8,63
4/27	4/26	5,97	8,54
4/27	4	6,69	9,29

AMOSTRAS ANALISADAS POR FIGUEIREDO (1981)

Granadas			Ortopiroxênios				
AM	x_{Ca}^{gr}	x_{Fe}^{gr}	AM	$x_{Al}^{M1} = Al/2$	x_{Fe}^{opx}	P (Kb) (700°C)	P (Kb) (750°C)
74	0,2132	0,5824	74	0,0295	0,4821	7,85	10,12
75	0,1126	0,7020	75	0,0345	0,5138	6,77	9,14
51	0,2159	0,4154	51	0,0580	0,2795	5,54	7,42

8. MINERAIS METÁLICOS

Foram estudadas por microscopia de luz refletida cerca de 50 (cinquenta) amostras da ocorrência de Surubim, enfatizando-se a identificação das fases mineralógicas presentes, as principais paragêneses e as características texturais dos minerais metálicos, nos distintos tipos litológicos desse depósito.

Os principais sulfetos encontrados nessas amostras foram: calcopirita, bornita, idaita, calcocita, digenita, covelita, anilita-djurleita, pirrotita, pentlandita, pirita, arsenopirita e cubanita (muito rara). Entre os óxidos destacaram-se magnetitas e ilmenitas associadas a espinélios ferríferos. Outros minerais como melonita e altaíta, além de grafita, malaquita e óxidos de manganês, também foram identificados.

Foi observado um zoneamento da mineralização com a profundidade, dado pela predominância de malaquita em amostras das regiões superiores (até ~ 15m), por associações de malaquita, calcocita e covelita em profundidades intermediárias, e pela predominância de calcopirita, associada aos demais sulfetos, nas zonas mais profundas. No entanto, também existem minerais de alteração em regiões de maior profundidade, controlados por zonas de falhas e fraturas, freqüentes na ocorrência de Surubim.

O mesmo comportamento é observado para os óxidos de ferro e titânio que serão posteriormente discutidos.

8.1 - SULFETOS

O sulfeto de cobre predominante nas amostras mais profundas é a calcopirita, que constitui cerca de 70% em relação aos demais, seguida pela bornita e idaita; os outros ocorrem em proporções variáveis dependendo da localização da amostra.

Pirrotita, pentlandita e pirita foram observadas lo

calmente em algumas seções polidas, enquanto que a arsenopirita foi apenas raramente encontrada.

Os sulfetos estão localizados principalmente em granulitos piroxeníticos e noríticos da Unidade 3 (mineralizada) e em biotititos, onde atingem proporções de 10 a 20% aproximadamente; restringem-se nos demais granulitos noríticos, gabronoríticos e gábricos da Unidade 2; e são limitados nos contatos com os gnaisses encaixantes, mostrando importante controle litológico. Apresentam granulometrias e texturas extremamente variáveis: sulfetos finos ($\leq 0,01$ mm) ocorrem preferencialmente dispersos no interior de pseudomorfos de piroxênios, associados aos filossilicatos provenientes da alteração desses minerais; sulfetos associados a biotitas possuem granulações mais grosseiras, de 0,05 a 0,7 mm (ocasionalmente ainda maiores), e ocorrem condicionados pelas clivagens desse mineral ou entre cristais individuais; sulfetos associados a rochas ricas em hornblenda ocorrem como grãos intersticiais, geralmente grosseiros (0,7 a 1,6 mm); cristais grosseiros de sulfetos ocorrem nos interstícios de plagioclásios e piroxênios ou, ainda, em vênulas preenchendo fraturas. Apresentam frequentemente texturas que indicam remobilizações, sendo difícil a distinção das diversas fases de formação.

Calcopirita (CuFeS_2) associa-se principalmente à bornita e idaita. Ocorre como finas disseminações nas rochas hospedeiras, ou como grãos intersticiais aos plagioclásios e piroxênios, possuindo granulação variando entre $<0,01$ a 0,6 mm, observando-se, ocasionalmente, grãos maiores. Grãos finos de calcopirita, às vezes parecem ser produto de desintegração de cristais maiores, a partir de remobilizações nas bordas, em estágio plástico. Constituem cristais anédricos, de contornos irregulares, muitas vezes corroídos e porosos.

Em algumas amostras observam-se as associações calcopirita-pirrotita, calcopirita-pentlandita, calcopirita-pirrotita-pentlandita e, localmente, calcopirita-pirita.

É comum a ocorrência de calcopirita fina no interior de minerais silicáticos, principalmente pseudomorfos de piroxênios,

associada aos anfibólitos secundários, cloritas, talco e outros fílossilicatos que substituem esses minerais (Foto 23). Às vezes, parecem preencher espaços porosos no interior desses pseudomorfos. Calcopirita mais grosseira pode também dispor-se entre as clivagens de minerais silicáticos (anfibólitos e/ou piroxênios), sugerindo uma substituição dos mesmos pelo sulfeto (Foto 24). Calcopiritas remobilizadas, associadas a biotitas deformadas, localizando-se entre suas lamelas (Foto 25), são também freqüentes. Outras feições comuns encontradas foram: calcopirita venulando e/ou substituindo magnetitas (Foto 25) e ilmenitas; calcopiritas finas englobadas por magnetitas poiquiloblásticas e, em certos casos, por ilmenitas (Fotos 26 e 27); calcopirita englobada por pirrotita (Foto 32); e calcopiritas preenchendo pequenas fraturas, em zonas cizalhadas.

Bornita (Cu_5FeS_4) está associada principalmente à calcopirita e idaita (Fotos 27 e 28), podendo, também, apresentar-se como grãos isolados intersticiais. Ocorre de modo semelhante à calcopirita, sendo constituída por cristais anédricos a subédricos de granulação extremamente variável, ora finamente disseminada na rocha hospedeira, ora como grãos maiores intersticiais, ou ainda condicionada pelos planos de clivagem de piroxênios e biotitas. Sua granulação média varia entre 0,01 e 0,7mm, às vezes em uma mesma seção polida. São comuns cristais de bordas corroídas, muitas vezes apresentando uma textura esquelética. Finíssimas inclusões de bornita ($\leq 0,01\text{mm}$) em minerais silicáticos (biotitas e piroxênios), bem como bornitas associadas a calcopiritas englobadas poiquiliticamente em magnetitas e ilmenitas (Fotos 26 e 29), são observadas em certos casos. Muitas feições texturais indicam que bornita pode substituir calcopirita, magnetita e mesmo minerais silicáticos. Ainda são observadas transformações de bornita em calcocita/digenita e covelita, a partir das bordas ou em microfaturas, além de exsoluções e inclusões de calcocita azul nesse mineral (Fotos 26, 27, 30 e 31).

Idaita (Cu_3FeS_4 ou Cu_5FeS_6) ocorre preferencialmente associada à calcopirita e bornita, assemelhando-se à última, apresentando, no entanto, coloração mais alaranjada (Foto 28) e finís

simas lamelas de "exsolução" de calcopirita. Texturas indicativas de substituição de calcopirita por idaíta são localmente observadas. São constituídas por cristais anédricos de contornos muitas vezes irregulares com granulação variando entre $<0,01$ e $0,1\text{mm}$.

Calcocita branca e azul (Cu_2S), digenita ($\text{Cu,Fe}_9\text{S}_5$) e covelita (CuS) ocorrem principalmente como minerais secundários, a partir de calcopirita e bornita (Fotos 26, 27 e 30 e 31).

A calcocita branca forma geralmente agregados de cristais de hábito lamelar, de granulação fina variando entre $\leq 0,01\text{mm}$ e $0,4\text{mm}$, predominando os grãos mais finos. Pode ser observada intercrescida com calcocita azul, ambas envolvendo grãos de bornita e transformadas parcialmente em covelita.

Calcocita azul ocorre sob a forma de cristais anédricos ou de finíssimos agregados cristalinos, associados, muitas vezes, a calcocitas brancas. São também observadas como exsoluções ou "gotas" incluídas em bornita (Foto 30). Sua granulação varia entre $< 0,01\text{mm}$ e $0,4\text{mm}$, sendo freqüentes transformações parciais para covelita.

Covelita é constituída por agregados de cristais de hábito lamelar ou acicular (Fotos 26, 27 e 31), de granulação variando entre $\leq 0,01\text{mm}$ e $0,8\text{mm}$, predominando os grãos menores. Cristais finos de hábito acicular dispõem-se, em certos casos, perpendicularmente a cristais de calcocita azul, mostrando feições de substituição.

São normalmente observados os diversos estágios de transformação, sendo comuns núcleos inalterados de bornita circundados por calcocita e a seguir por covelita.

Minerais do tipo anilita (Cu_7S_5) - djurleita ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$) são provenientes de transformações de idaítas. Formam agregados cristalinos de coloração cinza azulada, normalmente com aspecto fino e poroso, e dispõe-se nas bordas ou no interior de idaítas, como manchas irregulares.

Pirrotita (Fe_{1-x}S) ocorre sob a forma de cristais

anédricos, disseminados na rocha hospedeira. Possui, como os outros sulfetos, uma granulação bastante variável, predominando, no entanto, os cristais mais grosseiros (0,10 a 0,90mm). Normalmente está associada à calcopirita, muitas vezes englobando-a (Foto 32), e possui inclusões de pentlandita em forma de chamás ou lamelas (Foto 33). Em casos mais raros foi observada a associação entre pirrotita e pirita (Foto 34), onde a primeira ocorre como manchas difusas, no interior de cristais anédricos de pirita. Essas feições parecem indicar uma substituição de pirrotita por pirita. São freqüentes cristais de pirrotita corroídos e/ou fraturados, englobando ou interpenetrados por cloritas. Feições de remobilização, tais como pirrotitas dispostas entre lamelas de biotitas e grafitas, muitas vezes deformadas (Foto 35), e cristais finos de pirrotita localizados ao redor de grãos maiores, são também comuns.

Pentlandita $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ constitui cristais anédricos, com granulação variando entre 0,02 e 0,6mm, com predominância dos cristais menores. É encontrada, mais freqüentemente, como inclusões em pirrotita, às vezes sob a forma de chamás (Foto 33), junto à calcopirita. Cristais de pentlandita individualizados, associados à calcopirita, pirrotita e pirita, possuindo aspecto poroso e corroído, são, às vezes, observados (Foto 36).

Pirita (FeS_2) é mineral comum apenas em algumas amostras, onde se encontra associada preferencialmente à calcopirita (Foto 36) e, às vezes, à grafitas bem cristalizadas. Localmente, observam-se as associações pirita-arsenopirita-calcopirita e pirita-pirrotita. Ocorre como cristais intersticiais, anédricos a subédricos, muitas vezes corroídos apresentando aspecto poroso, com granulação variando entre 0,09 e 0,25-0,30mm. São observadas algumas feições de remobilização, estando a pirita ora em vênulas, preenchendo fraturas milimétricas (Foto 37), ora disposta entre as lamelas de grafita. Outras feições comumente observadas: cristais maiores de pirita englobando ou interpenetrados por calcopirita; nuvens de pirita corroída condicionadas por minerais silicáticos (Foto 37); piritas dispostas entre as clivagens desses minerais, sugerindo substituição; e cristais euédricos a subédricos de pirita de granulação fina (0,01-0,04 mm), englobados em calcopirita (Foto 38).

Arsenopirita (FeAs_2S) ocorre muito raramente, como cristais euédricos a subédricos de granulação fina, que varia entre $\leq 0,01$ e $0,04\text{mm}$. Está normalmente associada à pirita, muitas vezes englobada na mesma, tendo sido também observada a associação pirita + arsenopirita + calcopirita (Fotos 39 e 40).

8.2 - ÓXIDOS

Os principais óxidos encontrados nas amostras do depósito de Surubim são: magnetita e ilmenita, associadas a espinelos ricos em ferro. Secundariamente, encontram-se hematita, leucóxênio, goethita e outros oxi-hidróxidos de ferro formados a partir de magnetitas e ilmenitas. Rutilo é visto, ocasionalmente, como finas inclusões em ilmenitas e como agulhas englobadas por biotitas.

Os óxidos apresentam-se em proporções variáveis nos diferentes tipos litológicos de Surubim, sendo as maiores quantidades observadas em biotititos e certos granulitos piroxeníticos, que às vezes podem conter até 50% desses minerais. Nessas rochas ocorrem principalmente magnetitas, dispostas em bandas de cristais alongados e orientados, com granulações variando entre $0,5\text{mm}$ e $1,7\text{mm}$ (dimensão do maior eixo), alternando-se com faixas de biotitas orientadas ou de composições piroxeníticas. Por outro lado, granulitos noríticos e outros granulitos piroxeníticos contêm menor porcentagem de óxidos (entre 1 e 5%), normalmente sob a forma de cristais intersticiais disseminados. Em certos granulitos piroxeníticos, as magnetitas encontram-se em equilíbrio com piroxênios, espinelos e, localmente, ilmenitas, constituindo grãos de contornos retilíneos e regulares, formando uma textura granoblástica indicativa de alto grau de metamorfismo (facies granulito) (Foto 41). Feições que denotam fenômenos de abaixamento de temperatura e mudança nas condições de oxido-redução, tais como lamelas de "exsolução", são freqüentes nesses minerais. As magnetitas e ilmenitas podem apresentar contornos irregulares ou arredondados, sugerindo reações de borda após o metamorfismo granulítico. Também foram ob

servadas feições texturais que mostram ter havido mais de uma geração de óxidos de Fe e Ti.

Em rochas granulíticas noríticas, parcialmente biotitizadas, os óxidos ocorrem em proporções intermediárias, associados, muitas vezes, aos sulfetos de cobre. Em formações ferríferas são observadas apenas magnetitas grosseiras, que, de modo semelhante a certos biotititos e granulitos piroxeníticos, estão dispostas em bandas orientadas. Nessas magnetitas são freqüentes lamelas de hematita bem desenvolvidas, feições essas que são mais raras em outros tipos litológicos. Tais observações permitem supor que existe um acentuado controle litológico para os óxidos de Surubim, que deve refletir as condições originais, uma vez que esses minerais apresentam mobilidades bem menores que os sulfetos.

Magnetita_{ss} (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4) ocorre, na maioria das vezes, como grãos anédricos a subédricos e, em alguns casos, euédricos. Sua granulação varia entre 0,01 e 2,0mm, sendo mais grosseiras as magnetitas dispostas em bandas nos biotititos (Foto 42) e nas formações ferríferas. Podem estar associadas a ilmenitas (Fotos 42, 43 e 44), a espinélios e também a sulfetos (Fotos 25, 27, 30 e 38). São comuns lamelas de ilmenita orientadas segundo planos (111) da magnetita hospedeira, normalmente com espessuras variáveis, indicativas de várias gerações de desenvolvimento. As dimensões dessas lamelas variam entre 0,05 e 0,60mm de comprimento e entre < 0,01mm e 0,09mm de espessura, sendo mais comuns as lamelas finas. Inclusões irregulares de ilmenita, sob a forma de grânulos internos e externos, são também freqüentes.

Muitas magnetitas ainda possuem lamelas de exsolução de espinélio, orientadas segundo planos (100). São geralmente menores que as lamelas de ilmenita, tendo comprimentos variando entre < 0,01 e 0,15mm e espessuras normalmente inferiores a 0,01mm. Os espinélios também podem constituir exsoluções irregulares em magnetitas. Cristais de magnetita com lamelas de espinélio e ilmenita podem ser vistos nas fotos 25, 26, 29, 30, 41, 42 e 44.

Em certos casos, observou-se que a densidade de exsoluções de espinélio em magnetitas diminui nas proximidades das

lamelas mais largas de ilmenitas. Os espinélios seriam, portanto, posteriores à formação dessas últimas. Por outro lado, as feições que indicariam a cronologia relativa entre as lamelas finas de ilmenita e as de espinélio não são conclusivas. Em muitos casos, observam-se lamelas de espinélio cortando as de ilmenita e, também, relações inversas.

Do mesmo modo não existem feições conclusivas relativamente à cronologia das diversas gerações de ilmenita. Localmente parecem existir lamelas mais finas interpenetrando as mais espessas, porém essa não é uma feição constante. Já as exsoluções irregulares de ilmenita parecem ser posteriores às demais.

A magnetita pode também ocorrer como cristais poiquiloblásticos de contornos irregulares, às vezes com bordas esfiapadas, englobando sulfetos finos, sem apresentar nenhuma das "exsoluções" mencionadas. Esses cristais podem estar ao lado de magnetitas de contornos mais regulares, com "exsoluções", mostrando nitidamente terem sido formadas em diferentes etapas (foto 26).

Uma outra geração de magnetita, constituída por cristais de granulação fina ($< 0,01$ a $0,12\text{mm}$; em média $0,05\text{mm}$), eudrícos a subédricos, às vezes englobando sulfetos finos (Foto 27), é observada, localmente, em certos biotititos e rochas biotitizadas.

Magnetitas muito finas ainda ocorrem como "poeira" dentro de pseudomorfos de piroxênio, associadas à bastita e outros filossilicatos, sugerindo formação a partir dos mesmos. Essa transformação é observada em vários estágios, sendo que, às vezes ocorrem magnetitas esqueléticas, substituindo quase totalmente o pseudomorfo.

A principal transformação observada em cristais de magnetita é a martitização, com desenvolvimento de finas lamelas de hematita segundo os planos (111) do mineral hospedeiro. A martitização, fenômeno de baixa temperatura, ocorre a partir das bordas ou em zonas fraturadas, existindo, no entanto, cristais totalmente afetados (Fotos 43).

As magnetitas venuladas e substituídas por sulfetos

e, em certos casos, por minerais silicáticos (clorita e/ou biotita) também encontram-se normalmente martitizadas.

Transformações finais de magnetita em limonita são, em certos casos, observadas.

Ilmenita_{ss} ($\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$), ocorre como cristais anédricos a subédricos, às vezes de contornos arredondados, ora sob a forma de grãos isolados disseminados na amostra (Fotos 24, 34 e 38), ora associados a magnetitas (Fotos 42, 43 e 44), ou, ainda, constituindo os diferentes tipos de inclusão já discutidos. Sua granulação varia de $< 0,01$ a $0,8\text{mm}$.

Em algumas seções polidas são vistas ilmenitas englobando lamelas finas de magnetitas normalmente martitizadas (ou propriamente de hematitas), às vezes junto a pequenas inclusões de espinélios, ambos orientados segundo o plano (0001) do hospedeiro. As lamelas de magnetita-hematita possuem comprimento variando entre $0,02$ e $0,07\text{mm}$, em média, e as de espinélio de $< 0,01$ a $0,04$, sendo mais freqüentes as inclusões menores. Estas, muitas vezes, dispõem-se nas extremidades das lamelas de magnetita-hematita, dando como resultado um aspecto de palito de fósforo dentro da ilmenita. Inclusões irregulares de espinélios, às vezes parecendo intercrescimentos (Foto 44), e de um mineral cinza claro com reflexões internas azuladas (provável rutilo), também são localmente observadas. Em alguns casos são observados cristais de ilmenita com geminação lamelar ou em "grade".

Outras feições comumente encontradas são: ilmenitas finas englobadas em silicatos, junto a sulfetos; ilmenitas finas dispostas entre lamelas de biotita; cristais de ilmenita fraturados e cortados por filossilicatos; ilmenitas englobando poiquiliticamente sulfetos finos.

Transformações de ilmenita em leucoxênio são encontradas principalmente em rochas de menor profundidade ou de zonas mais fraturadas, também ocorrendo, localmente, nas outras amostras, demonstrando ser um fenômeno ora hidrotermal, ora supérgeno (Fotos 24, 34 e 42). A leucoxenização afeta principalmente as bordas

dos cristais, mas não raramente os grãos menores acham-se totalmente transformados.

Geralmente a leucoxenização é acompanhada pela formação de interfaces silicosas (clorita + titanita + quartzo), que se desenvolvem, normalmente, nas zonas de transição entre partes de ilmenitas frescas e leucoxenizadas. Nos cristais totalmente leucoxenizados o desenvolvimento das fases silicosas ocorre no seu interior, geralmente de modo irregular, sendo formados ora um ora outro mineral silicoso, às vezes parecendo ocorrer um intercrescimento entre eles.

O leucoxênio ainda ocorre em microfraturas, preenchendo espaços intergranulares ou substituindo parcialmente biotitas, dispondo-se nas bordas dos cristais ou entre seus planos de clivagem. Grãos isolados e arredondados de leucoxênio, observados em certas amostras, parecem ser produto de antigas ilmenitas totalmente transformadas.

Hematita (Fe_2O_3) ocorre como lamelas orientadas segundo planos (0001) de ilmenitas, podendo tratar-se, em certos casos, de produto de oxidação da magnetita. Ocorre também como lamelas finas em magnetita (martitização).

Limonita preenche microfraturas de espessuras submilímétricas, cavidades, ou ainda é vista contornando cristais de biotita ou localizada entre seus planos de clivagem. Às vezes apresenta hábito fibroso ou coloforme.

8.3 - OUTROS MINERAIS

Melonita (NiTe) ocorre invariavelmente sob a forma de cristais euédricos de hábito prismático alongado, apresentando extinção reta, com granulação variando entre $< 0,01$ e $0,15\text{mm}$. Está sempre associada a calcopirita e bornita, ora situada nas bordas, ora englobada por esses sulfetos (Foto 30).

Altaíta (PbTe) possui ocorrência restrita, sendo constituída por cristais anédricos de contornos irregulares, muitas vezes arredondados, com granulação média de 0,02mm. Apresenta refletividade extremamente elevada. Encontra-se normalmente englobada por calcopirita e bornita (Foto 31).

Grafita (C) é observada em algumas amostras, como grãos bem cristalizados de hábito lamelar, muitas vezes deformados, podendo ainda apresentar uma textura em "leque" (Fotos 24 e 35). Sua granulação varia entre 0,05 e 1,7mm aproximadamente, predominando os cristais mais grosseiros. Em rochas com biotita, a grafita normalmente apresenta a mesma orientação daquele mineral, podendo haver intercalações entre eles (Fotos 22, 35). Está ainda associada à calcopirita, pirita e pirrotita, que, às vezes localizam-se entre suas lamelas (Foto 35), e a ilmenitas leucoxenizadas.

Malaquita $[(\text{Cu}(\text{OH})_2\text{CuCO}_3)]$ constitui a fase principal das amostras de minério oxidado, precipitando-se em veios, poros e cavidades ou preenchendo fraturas de espessuras milimétricas a submilimétricas, às vezes associada à limonita. Também é observada malaquita entre planos de clivagem de biotita e, ocasionalmente, nas bordas de cristais de calcocita.

Na zona oxidada, ocorrem minerais, produtos de reação entre melonita e calcopirita, do tipo rickardita (Cu_4Te_3) ou weissita (Cu_{2-x}Te), com propriedades ópticas e composições variáveis devido a transformações incompletas.

Ainda foram localmente observados óxidos de manganês preenchendo cavidades e fraturas submilimétricas; foram provavelmente originados a partir de ilmenitas, magnetitas e/ou minerais silicáticos alterados.

8.4 - QUÍMICA MINERAL DOS ÓXIDOS

Os resultados das análises químicas, por dispersão de energia, de ilmenitas, magnetitas e espinélios (lamelares e gra

nulares) encontram-se nas Tabelas XI, XII e XIII.

Foram analisadas ilmenitas associadas a magnetitas, além das "exsoluções" lamelares ou em grânulos internos e externos na mesma. Também foram considerados alguns cristais isolados de ilmenitas, para fins de comparação com as demais. Não foram encontradas diferenças composicionais marcantes entre os elementos menores nos diversos tipos texturais de ilmenitas; em algumas amostras são, no entanto, observados teores mais altos em Al, Mg e Si, normalmente em ilmenitas associadas a espinélio e fases silicáticas, podendo tratar-se de interferência desses minerais. Por outro lado, observam-se maiores variações nos teores de Fe_2O_3 (0% - 7,88%), FeO (35,39% - 44,76%) e TiO_2 (35,14% - 52,57%), não condicionadas a nenhum tipo textural específico, resultando provavelmente de transformações posteriores à formação desses minerais.

As ilmenitas constituem principalmente soluções sólidas ternárias entre os termos Fe_2O_3 , FeTiO_3 e MnTiO_3 . No entanto, também existe solução sólida entre FeTiO_3 e MgTiO_3 , em proporções variáveis dependendo da composição total da rocha (Haggerty, 1976).

A composição das ilmenitas de Surubim, em função dos termos extremos Fe_2O_3 , FeTiO_3 , MgTiO_3 e MnTiO_3 , pode ser vista nos diagramas ternários apresentados na figura 51. Observa-se que a solução sólida é composta principalmente por FeTiO_3 e MnTiO_3 , com pequenas quantidades de Fe_2O_3 e valores muito baixos de MgTiO_3 . Estes são compatíveis com os valores apresentados por Haggerty (1976) para rochas intrusivas e extrusivas ácidas, sendo muito inferiores aos encontrados em rochas básicas. Os valores de MnO são muito mais elevados do que os apresentados por Haggerty (1976) para rochas ígneas básicas, aproximando-se dos encontrados para dacitos, traquitos e gabros. Pelo diagrama FeTiO_3 - MnTiO_3 - Fe_2O_3 observa-se que as ilmenitas de Surubim encontram-se num campo intermediário entre as suítes básicas e as intrusivas ácidas, e no diagrama FeTiO_3 - Fe_2O_3 - MgTiO_3 as mesmas estão englobadas no campo das suítes básicas, porém com valores geralmente muito baixos no componente MgTiO_3 .

TABELA XI

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ILMENITAS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulito norítico (U2)	Granulito Norítico (U3)			granulito gabronorítico		granulito piroxenítico					biotititos				
	36/55	26a/57	26a/61	26a/63	44/40	44/42	46/44	46/46	46/47	46/49	46/50	45/33	45/36	45/38	47/66	47/70
Cr ₂ O ₃	0,08	0,12	0,11	0,11	0,10	0,06	0,10	4,74	0,32	0,07	0,11	0,08	0,21	0,10	0,09	0,12
MnO	2,42	4,20	3,85	4,21	2,41	2,03	3,12	2,49	3,90	3,37	3,72	3,59	3,74	3,67	2,13	2,38
FeO	43,63	42,07	42,70	41,63	42,99	44,67	43,42	35,39	43,09	37,56	42,56	42,80	43,43	43,16	41,12	44,76
Fe ₂ O ₃	3,67	1,66	1,58	3,23	4,69	2,30	1,38	7,88	0,38	7,67	1,43	3,03	0,43	2,24	-	1,94
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,09	-	0,04	-	-	-	0,03
CaO	0,07	0,02	-	0,01	0,02	-	0,03	-	0,02	0,10	-	-	0,01	0,05	0,04	-
TiO ₂	51,32	51,55	51,94	51,14	50,63	52,04	52,18	35,14	52,61	46,52	52,04	51,77	52,54	52,23	52,57	52,40
Na ₂ O	-	0,15	-	0,03	0,05	0,02	0,01	0,03	0,02	0,90	0,09	0,04	-	0,06	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	0,01	-	-	13,33	-	0,09	-	-	-	-	1,52	-
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,04	0,03	0,06	0,33	-	-	-	-	1,47	0,01
MgO	0,06	0,05	0,09	0,08	0,09	0,06	0,22	2,98	0,24	0,53	0,29	0,08	0,07	0,08	1,19	-
TOTAL	101,25	99,81	100,27	100,44	100,98	101,17	100,51	102,01	100,63	97,22	100,24	101,44	100,43	101,58	100,17	101,68

Fórmula Estrutural com base em 6 Oxigênios

Cr	0,0031	0,0047	0,0045	0,0043	0,0039	0,0024	0,0041	0,1766	0,0127	0,0028	0,0044	0,0030	0,0082	0,0040	0,0035	0,0048
Mn	0,1024	0,1801	0,1643	0,1796	0,1022	0,0857	0,1327	0,0993	0,1654	0,1480	0,1585	0,1515	0,1593	0,1547	0,0880	0,1004
Fe ²⁺	1,8224	1,7812	1,7983	1,7518	1,8009	1,8659	1,8222	1,3965	1,8048	1,6300	1,7902	1,7837	1,8257	1,7952	1,6793	1,8614
Fe ³⁺	0,1379	0,0631	0,0597	0,1222	0,1768	0,0864	0,0523	0,2796	0,0143	0,2995	0,0541	0,1134	0,0163	0,0838	-	0,0727
K	0,0002	-	-	-	-	-	-	0,0009	0,0002	0,0061	-	0,0028	-	-	-	0,0022
Ca	0,0037	0,0009	-	0,0005	0,0011	-	0,0014	-	0,0011	0,0054	0,0002	-	0,0007	0,0026	0,0023	-
Ti	1,9276	1,9624	1,9670	1,9353	1,9074	1,9548	1,9692	1,2466	1,9815	1,8153	1,9683	1,9398	1,9860	1,9536	1,9308	1,9594
Na	-	0,0146	-	0,0026	0,0051	0,0017	0,0013	0,0030	0,0020	0,0909	0,0084	0,0043	-	0,0053	0,0026	0,0017
Al	-	-	-	-	0,0003	-	-	0,7411	-	0,0052	-	-	-	-	0,0878	-
Si	-	-	-	-	-	-	0,0018	0,0015	0,0030	0,0173	0,0002	0,0002	-	-	0,0718	0,0004
Mg	0,0044	0,0035	0,0067	0,0061	0,0064	0,0044	0,0162	0,2096	0,0177	0,0413	0,0218	0,0062	0,0052	0,0057	0,0868	-
XFe	0,9977	0,9982	0,9966	0,9969	0,9966	0,9977	0,9918	0,8771	0,9911	0,9773	0,9890	0,9968	0,9974	0,9971	0,9532	1,0000
MnTiO ₃	5,09	8,95	8,14	8,88	5,10	4,33	6,62	5,19	8,29	7,59	7,84	7,61	7,98	7,76	4,59	5,06
MgTiO ₃	0,12	0,12	0,24	0,24	0,24	0,12	0,60	8,75	0,72	1,64	0,84	0,24	0,24	0,24	3,54	-
Fe ₂ O ₃	3,64	1,67	1,58	3,22	4,66	2,27	1,43	7,74	0,38	8,04	1,44	3,00	0,43	2,22	-	1,92
FeTiO ₃	91,15	89,26	90,04	87,66	90,00	93,28	91,35	49,35	90,61	82,73	89,88	89,16	91,35	89,79	85,52	93,02
FeCr ₂ O ₄	-	-	-	-	-	-	-	6,60	-	-	-	-	-	-	0,22	-
FeAl ₂ O ₄	-	-	-	-	-	-	-	22,37	-	-	-	-	-	-	2,64	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,49	-

FIG. 51 - Variações composicionais de ilmenitas de amostras de Su rubim, em função da porcentagem molar dos componentes FeTiO_3 , Fe_2O_3 , MgTiO_3 e MnTiO_3 , com representação dos campos relativos a ilmenitas de diferentes tipos de rochas, segundo Haggerty (1976).

As porcentagens dos componentes MnTiO_3 , MgTiO_3 , Fe_2O_3 e FeTiO_3 nas ilmenitas encontram-se na Tabela XI.

As magnetitas de Surubim apresentam variações mais acentuadas nos teores dos elementos menores e traços, principalmente no caso do Al_2O_3 (0,08% - 3,43%) e do Cr_2O_3 (1,92% a 8,26%), mostrando proporções variáveis de componentes do grupo dos espinélios; também existem variações consideráveis nos teores de TiO_2 (0,05% - 6,24%), FeO (30,86% - 36,26%) e Fe_2O_3 (44,07% - 66,19%) que implicam em diferentes proporções de ulvoespinélio (Fe_2TiO_4) e magnetita (Fe_3O_4) na solução sólida MT-USP.

Esses minerais são formados essencialmente pelo componente Fe_3O_4 , mas normalmente contêm, em solução sólida, grandes quantidades de FeCr_2O_4 , além de Fe_2TiO_4 , FeAl_2O_4 , MgAl_2O_4 e MnFe_2O_4 (Tabela XII). Algumas dessas relações podem ser observadas nas figuras 52a, 52b, 52c, 52d e 53 que representam seções do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965), onde os parâmetros são calculados a partir do número de cátions na fórmula estrutural.

Os valores de TiO_2 e, conseqüentemente, a quantidade do componente ulvoespinélio nas magnetitas são em geral muito inferiores aos apresentados por Haggerty (1976) para suites ígneas intrusivas e extrusivas, apenas em raros casos aproximando-se dos valores para gabros, noritos ou mesmo dacitos. Essas mesmas conclusões são obtidas a partir das relações $\text{TiO}_2/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, que se apresentam anormalmente baixas.

Com a reintegração de ilmenitas secundárias em magnetitas, a partir da porcentagem em volume das "exsoluções", os valores de TiO_2 e de $\text{TiO}_2/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ aumentam (Tabela XV), aproximando-se dos encontrados para dacitos, noritos, monzonoritos e piroxenitos (Haggerty, 1976) na maioria dos casos; porém, em todas as amostras analisadas, os teores de MgO , tanto das magnetitas como das ilmenitas coexistentes, bem como as razões $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ em magnetitas, reintegradas ou não, são muito inferiores aos apresentados por Haggerty (1976) para a maioria das rochas ígneas de composições intermediárias e básicas, extrusivas ou intrusivas.

TABELA XII

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE MAGNETITAS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulito norítico(U2)	granulito norítico(U3)				granulito piroxenítico							biotititos				
	36/56	26a/58	26a/60	26a/64	44/41	46/43	46/45	46/48	46/51	46/52	17/74	17/75	45/34	45/37	45/39	47/67	47/71
Cr ₂ O ₃	0,12	1,92	2,28	2,76	2,12	7,65	8,26	7,35	7,20	6,89	-	-	3,07	3,01	2,53	2,70	2,80
MnO	-	0,02	0,05	0,06	-	0,39	0,78	0,36	0,47	0,32	-	-	0,06	0,01	0,03	-	0,05
FeO	31,10	30,88	31,07	31,21	30,91	32,05	36,26	31,44	33,03	31,19	31,31	31,37	31,42	31,11	30,86	31,46	31,43
Fe ₂ O ₃	68,63	65,15	66,19	64,35	66,19	56,38	44,07	57,94	52,66	58,48	69,69	69,73	65,29	63,14	65,22	65,48	62,47
K ₂ O	0,01	-	-	0,01	0,05	-	0,05	-	0,02	-	-	-	-	0,03	-	0,03	0,02
CaO	0,06	0,02	0,02	-	0,01	-	0,09	0,04	0,01	0,05	-	-	-	0,03	-	0,02	0,53
TiO ₂	0,06	0,15	0,07	0,35	0,05	1,21	6,24	0,77	2,75	0,45	-	-	0,10	0,06	0,05	0,24	1,10
Na ₂ O	0,07	0,08	-	0,12	-	0,04	0,11	0,05	0,14	0,09	0,10	-	0,04	-	0,13	0,04	-
Al ₂ O ₃	0,09	0,75	0,28	0,63	0,08	2,07	3,43	2,10	2,44	1,88	-	-	0,80	1,72	0,39	0,45	0,15
SiO ₂	-	0,09	-	0,06	0,07	-	0,04	0,09	0,06	-	0,06	0,02	0,12	0,08	-	0,01	0,05
MgO	-	0,06	0,03	0,03	-	0,09	0,18	0,34	0,14	0,10	0,02	-	0,04	0,01	-	-	0,01
TOTAL	100,16	99,12	99,97	99,58	99,47	99,88	99,50	100,47	98,93	99,46	101,18	101,12	100,96	99,19	99,21	100,43	98,62

Fórmula Estrutural com base em 32 Oxigênios

[illegible]

Os valores de Cr_2O_3 , por outro lado, são geralmente bem maiores do que os observados nas suites ígneas. Uma vez que o Cr ocorre tanto em magnetitas ígneas como metamórficas, pouco se pode concluir sobre sua origem a partir desse elemento. Também pouco se pode dizer em relação ao MnO , uma vez que suas quantidades são geralmente baixas, mas, neste particular, deve ser considerada a partição do Mn entre magnetitas e ilmenitas coexistentes. O diagrama da figura 54 mostra que as ilmenitas são fortemente enriquecidas em manganês, relativamente às magnetitas coexistentes, quais quer que sejam suas relações texturais, indicando que a estrutura romboédrica é favorecida (Haggerty, 1976).

As magnetitas de granulação fina, euédricas a subédricas, vistas na foto 27, são constituídas essencialmente por Fe_3O_4 puro. Diferenciam-se substancialmente das outras, mais uma vez su gerindo serem provenientes de outra geração, com temperatura míni ma de formação muito baixa (Buddington e Lindsley, 1964).

Magnetitas de formações ferríferas bandadas também são mais puras do que as existentes nos outros tipos litológicos. São constituídas apenas por Fe_3O_4 , como pode ser visto no diagrama obtido por dispersão de energia (Fig. 55) que mostra os espectros dos elementos presentes nesse mineral.

Os espinélios apresentam algumas variações composicionais, vistas na Tabela XIII. Suas composições químicas acham-se projetadas junto às de magnetitas nas seções retangulares e triangulares do prisma composicional dos espinélios (Figs. 52a, 52b, 52c, 52d e 53).

Analisando-se esses diagramas observa-se que os es pinélios verdes granulares, associados a magnetitas e piroxênios, apresentam composições essencialmente aluminosas, constituídas principalmente pelos termos FeAl_2O_4 e MgAl_2O_4 , com razões $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, variando entre 0,84 e 0,55, mostrando a maior importância do termo hercinita. Ocorrem ainda algumas proporções de Fe_2O_3 e Cr_2O_3 em sua composição. Por outro lado, os espinélios que cons tituem lamelas de exsolução em magnetitas mostram variações quí micas bem maiores, sendo compostos essencialmente por $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Fe}_2\text{O}_4$,

TABELA XIII
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ESPINÉLIOS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulitos noríticos (U 3)			granulitos piroxeníticos				biotititos	
	26a/59 ¹	26a/62 ¹	26a/65 ¹	20/19 ²	20/20 ²	46/53 ²	46/54 ²	45/35 ¹	47/68 ¹
Cr ₂ O ₃	2,81	2,38	3,12	0,12	0,14	8,33	8,27	3,49	2,72
MnO	0,13	0,54	0,51	0,06	0,28	0,16	0,19	0,34	0,07
FeO	16,99	35,40	34,76	29,38	34,79	23,63	23,16	38,33	26,08
Fe ₂ O ₃	56,23	38,09	38,20	8,36	0,69	3,56	3,40	27,31	55,78
K ₂ O	0,10	-	0,01	-	-	-	0,02	-	0,03
CaO	0,06	0,01	-	-	-	-	-	-	0,06
TiO ₂	0,64	4,33	2,84	0,07	0,07	0,07	0,06	4,15	0,22
Na ₂ O	0,24	0,19	0,18	0,09	0,14	0,10	0,07	0,12	0,08
Al ₂ O ₃	4,92	15,43	18,09	45,60	58,13	52,89	52,50	24,76	6,96
SiO ₂	10,23	0,06	-	8,79	0,04	0,04	0,05	0,01	4,35
MgO	7,92	0,55	0,69	3,72	3,58	10,74	10,76	0,09	3,10
TOTAL	100,28	96,98	98,41	96,20	97,87	99,52	98,49	98,61	99,45

Fórmula Estrutural com base em 32 Oxigênios

Cr	0,5770	0,5429	0,6934	0,0225	0,0251	1,4676	1,4710	0,7515	0,6027
Mn	0,0286	0,1311	0,1224	0,0111	0,0545	0,0302	0,0359	0,0777	0,0169
Fe ²⁺	3,6851	8,5499	8,1734	5,6907	6,7114	4,4035	4,3558	8,7231	6,1144
Fe ³⁺	10,9699	8,2763	8,0817	1,4572	0,1198	0,5964	0,5756	5,5922	11,7632
K	0,0315	-	0,0022	-	-	-	0,0066	-	0,0112
Ca	0,0179	0,0043	0,0013	-	-	0,0007	-	-	0,0176
Ti	0,1239	0,9411	0,6007	0,0116	0,0122	0,0117	0,0099	0,8488	0,0471
Na	0,1213	0,1057	0,0992	0,0412	0,0645	0,0419	0,0300	0,0626	0,0418
Al	1,5040	5,2506	5,9962	12,4488	15,8034	13,8921	13,9130	7,9393	2,2987
Si	2,6534	0,0185	0,0006	2,0370	0,0104	0,0086	0,0106	0,0029	1,2184
Mg	3,0596	0,2362	0,2912	1,2857	1,2325	3,5678	3,6078	0,0383	1,2953
XFe	0,5483	0,9735	0,9661	0,8160	0,8459	0,5541	0,5490	0,9957	0,8256

1 = Lamelas de espinélio em magnetita

2 = Espinélios granulares

FIG. 52 - Variações composicionais de magnetitas e de espinélios (granulos e lamelas em magnetita) de amostras de Surubim. Os diagramas representam seções do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965), sendo: (a) $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$; (b) $Cr/(Cr + Al)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$; (c) $Ti/(Ti + Al + Cr)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$; (d) $Al/(Al + Cr + Fe^{3+})$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$. Os parâmetros são calculados a partir do nº de cátions na fórmula estrutural.

FIG. 53 - Variações composicionais de magnetitas e espinélios, lamelares e granulares, de amostras de Surubim. Os diagramas representam as seções triangulares Fe³⁺-Cr-Al e Al-2Ti-Cr do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965). Parâmetros calculados a partir do nº de cátions na fórmula estrutural.

FIG. 54 - Partição do MnO (porcentagem em peso) entre magnetitas e ilmenitas coexistentes, observada em amostras de Surubim, mostrando que a estrutura romboédrica é favorecida.

$(\text{Fe,Mg})_2\text{TiO}_4$ e $(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$ em proporções variáveis, com algumas quantidades, normalmente baixas, de $(\text{Fe,Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4$ (Figs. 52a, 52b, 52c, 52d e 53).

Nos diagramas $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ e $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ versus $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, os espinélios lamelares apresentam "trends" relativamente bem definidos. Suas razões $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ variam entre 0,55 a 1,00, sendo os maiores valores referentes a amostras mais pobres em Fe^{3+} e em $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ e mais ricas em Al^{3+} (Fig. 52d), implicando em substituições sistemáticas entre esses elementos. Também ocorrem grandes variações nas quantidades de TiO_2 nesses espinélios (0,22% - 4,33%), não existindo, no entanto, nenhum "trend" específico no diagrama $\text{Ti}/(\text{Ti} + \text{Al} + \text{Cr})$ versus $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$.

Algumas relações ainda podem ser deduzidas a partir da comparação entre as composições químicas de magnetitas e espinélios lamelares. De um modo geral as magnetitas são mais ricas em Cr_2O_3 do que os espinélios (Figs. 52b e 53). No caso de magnetitas e lamelas de espinélio associadas, existe uma certa correlação positiva entre os teores de Cr das duas fases (Fig. 56), sugerindo uma partição desse elemento em proporções semelhantes entre as mesmas. Deve ser enfatizado que as maiores quantidades de Cr encontram-se em magnetitas sem exsolução de espinélios, o mesmo ocorrendo em relação ao Al e ao Mg.

Segundo Haggerty (1976), a exsolução de espinélios, a partir de titanomagnetitas é um processo relacionado à oxidação, sendo induzida pela saturação do hospedeiro, preferencialmente em Al_2O_3 e também em MgO .

Com estágios crescentes de oxidação, a titanomagnetita hospedeira é gradualmente empobrecida no componente ulvoespinélio, devido a formação de quantidades crescentes de ilmenita. Assim, há uma redistribuição dos cátions, resultante da partição de elementos, tais como Al e Mg, entre a ilmenita e a magnetita, preferencialmente acomodados na estrutura do espinélio. Com o aumento do grau de oxidação, é atingido um ponto de saturação em relação a esses elementos, resultando na exsolução de pleonasto (FeAl_2O_4 -

FIG. 55 - Diagrama obtido por dispersão de energia mostrando os elementos presentes em magnetita de uma amostra de formação ferrífera dos arredores de Surubim. Condições utilizadas: Tempo de acumulação = 40 seg.; Energia de excitação = 15 KeV; corrente absorvida = 0,5 nA.

FIG. 56 - Partição do Cr (nº de cátions na fórmula estrutural) entre magnetitas e suas exsoluções lamelares de espinélio, mostrando distribuição semelhante nas duas fases.

MgAl_2O_4) e magnetioferrita (MgFe_2O_4).

O mesmo autor enfatiza que as exsoluções de espinélio na titanomagnetita podem se dar antes, simultaneamente ou depois do desenvolvimento das ilmenitas, sendo o processo descrito, válido para este último caso. Nas amostras de Surubim, como já foi discutido anteriormente, existem evidências mostrando que, em alguns casos, as lamelas de espinélio parecem ser posteriores às de ilmenita, enquanto que outras relações texturais duvidosas sugerem o desenvolvimento simultâneo das duas fases. As relações texturais e paragenéticas entre essas fases, aliadas ao seu comportamento químico, mostram que, pelo menos em alguns casos, as exsoluções de espinélio se deram posteriormente ao desenvolvimento das ilmenitas ou, ainda, que em certas magnetitas os teores de Al e Mg não foram suficientes para a formação do espinélio como uma fase distinta.

8.5 - GEOTERMOMETRIA E BAROMETRIA DE OXIGÊNIO

Buddington e Lindsley (1964) calibraram o geotermômetro/barômetro de oxigênio para as soluções sólidas (magnetita-ulvoespinélio)_{ss} e (ilmenita-hematita)_{ss}, uma vez que as composições dessas fases coexistentes são funções de T e $f\text{O}_2$.

Intercrescimentos de magnetita tanto com ilmenita como com ulvoespinélio são conhecidos na natureza, sendo os primeiros mais comumente observados; por isso a existência de uma solução sólida entre magnetita e ilmenita, a altas temperaturas, foi inicialmente aceita. No entanto, experimentos de homogeneização, através do aquecimento de grãos intercrescidos, demonstraram a ocorrência de uma reação de troca, com magnetita ganhando Fe_2TiO_4 (USP) e ilmenita ganhando Fe_2O_3 (Hem). Adicionalmente, estudos sobre o equilíbrio das fases mostraram que a solubilidade estável da solução sólida ilmenita-hematita na solução sólida magnetita-ulvoespinélio, a temperaturas entre 600 e 1300°C, era muito menor do que a necessária para produzir intercrescimentos por exsolução. Esses

fatos, aliados a outros estudos experimentais, levaram Buddington e Lindsley (1964) a considerarem como verdadeiras apenas as exsoluções entre magnetita e ulvoespínlio. Os intercrescimentos entre ilmenita e magnetita não seriam verdadeiras exsoluções, mas sim oxidações subsólidas do componente ulvoespínlio da magnetita, formando ilmenita através da seguinte reação:

Seriam formadas, desse modo, ilmenitas essencialmente com dois tipos texturais: grânulos, que podem localizar-se no interior ou nas bordas de magnetitas, e lamelas de diferentes espessuras, constituindo intercrescimentos em treliça ou em "sandwich". A partir das análises químicas de magnetitas e ilmenitas, utilizando-se o geotermômetro/barômetro de Buddington e Lindsley (1964) é, portanto, possível obter-se a história do resfriamento subsólido de uma reação.

Buddington e Lindsley (1964), com base em dados experimentais sobre as fases (magnetita-ulvoespínlio)_{ss} e (ilmenita-hematita)_{ss}, construíram duas superfícies no espaço $f\text{O}_2$ - T - X, uma para cada solução sólida. As projeções dessas superfícies no plano $f\text{O}_2$ - T mostram a dependência das composições dessas soluções sólidas coexistentes, com a temperatura e a fugacidade de oxigênio. A intersecção da curva de composição (magnetita-ulvoespínlio)_{ss} com a curva referente a (ilmenita-hematita)_{ss} coexistente, fornece, portanto, T e $f\text{O}_2$ nas quais essas fases podem ocorrer em equilíbrio. Nos intervalos $\text{MT}_{90}\text{USP}_{10}$ - $\text{MT}_{20}\text{USP}_{80}$ e $\text{Hem}_{15}\text{Ilm}_{85}$ - $\text{Hem}_3\text{Ilm}_{97}$, as composições são funções explícitas de T e $f\text{O}_2$ com precisões de $\pm 50^\circ\text{C}$ e ± 1 atm respectivamente.

Powell e Powell (1977) desenvolveram de modo independente um geotermômetro e um geobarômetro de óxidos de Fe e Ti, a partir dos dados experimentais de Buddington e Lindsley (1964), utilizando métodos termodinâmicos.

No caso do geotermômetro utilizaram a seguinte reação dependente da temperatura:

onde:

$$-\Delta G^0 = RT \ln (a_{\text{Fe}_2\text{TiO}_4} \cdot a_{\text{Fe}_2\text{O}_3}) / (a_{\text{Fe}_3\text{O}_4} \cdot a_{\text{FeTiO}_3})$$

Para a obtenção do barômetro de oxigênio foi considerada a reação:

onde:

$$-\Delta G^0 = RT \ln (a_{\text{Fe}_2\text{TiO}_4})^6 / (a_{\text{FeTiO}_3}^6 \cdot a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}^2) + RT \ln f_{\text{O}_2}$$

Desenvolvendo as duas equações através das relações entre atividades e composições, e combinando as expressões resultantes, levando em consideração os dados experimentais, obtiveram:

$$\ln f_{\text{O}_2} = \ln \{ |X_{\text{ILM}}^6 (1-X_{\text{USP}})^2 / X_{\text{USP}}^6 | |X_{\text{USP}} (1-X_{\text{ILM}}) / (1-X_{\text{USP}}) X_{\text{ILM}}| \} - 4,94$$

$$\text{e } T = \frac{-8155}{\ln KD - 4,59} \quad \text{onde } KD = X_{\text{USP}} (1-X_{\text{ILM}}) / (1-X_{\text{USP}}) X_{\text{ILM}}$$

As incertezas obtidas para T e $\ln f_{\text{O}_2}$, a partir desse método, são, respectivamente, de $\pm 30^\circ\text{C}$ e $\pm 2,0$.

Esses e outros modelos de geotermômetros/barômetros devem ser aplicados com bastante cuidado, tanto no caso de rochas ígneas como metamórficas, pois ambas as fases sofrem reequilíbrios com as modificações nas condições de temperatura e fugacidade de oxigênio. Sua utilização, considerando-se as composições atualmente encontradas, fornece, na realidade, valores de T e f_{O_2} dos reequilíbrios posteriores. No entanto, se esses processos são inter

rompidos, é possível deduzir as composições originais das soluções sólidas MT-USP e ILM-HEM através da reintegração das fases, combinando-se as proporções modais, expressas como porcentagens em peso, de ilmenitas secundárias com magnetitas. Através desse método muitos autores têm obtido temperaturas razoáveis tanto para a cristalização magmática como para o pico do metamorfismo regional, com valores semelhantes aos encontrados por outros métodos geotermométricos.

As formulações termodinâmicas de Powell e Powell (1977), para o geotermômetro/barômetro de Buddington e Lindsley (1964), foram aplicadas para magnetitas e ilmenitas das amostras de Surubim, inicialmente a partir das composições atuais das fases coexistentes (Tabelas XI e XII).

Para a obtenção das frações molares de ulvoespínlio, magnetita, ilmenita e hematita, através dos dados de análises químicas, deve-se levar em conta a influência dos constituintes menores, sempre presentes nos óxidos de Fe e Ti, o que foi realizado utilizando-se o método descrito por Buddington e Lindsley (1964):

No caso das magnetitas, o Al, Cr, Mg e Mn são considerados como responsáveis pela formação de hercinita (FeAl_2O_4), cromita (FeCr_2O_4), espinélio (MgAl_2O_4) e galaxita (MnAl_2O_4), respectivamente. Assim, os constituintes menores são agrupados como RO e R_2O_3 e combinados na fórmula do espinélio $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$. O SiO_2 é calculado como $2\text{RO} \cdot \text{SiO}_2$. Em geral existe ou RO ou R_2O_3 em excesso. Se RO está em excesso, ele é distribuído igualmente entre $\text{RO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ e $2\text{RO} \cdot \text{TiO}_2$, descartando-se as quantidades que entram nessas fórmulas. Se R_2O_3 está em excesso, como ocorre na maioria das magnetitas de Surubim, essa quantidade é combinada e descartada como $\text{FeO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$. Desse modo, as proporções originais ficam ligeiramente modificadas, devido a combinações com o excesso de componentes menores. O TiO_2 remanescente é combinado com 2FeO para formar o ulvoespínlio, e o que resta de FeO é associado a Fe_2O_3 formando a magnetita. Posteriormente, Fe_2TiO_4 e Fe_3O_4 são recalculados para 100%.

As magnetitas de Surubim foram também recalculadas considerando-se a formação da molécula MnFe_2O_4 (jacobsita) ao invés da galaxita (MnAl_2O_4); as frações molares de magnetita e ulvo espinélio obtidas em ambos os casos diferem muito pouco, o mesmo ocorrendo com os valores de T e $f\text{O}_2$, sendo, por isso, o método utilizado bastante confiável.

No caso das ilmenitas, Al, Mg e Mn são calculados respectivamente, como corindon (Al_2O_3), geikielita (MgTiO_3) e pirofanita (MnTiO_3), sendo os constituintes menores, RO, agrupados como ROTiO_2 e descartados. Os constituintes R_2O_3 são também descartados. O TiO_2 restante é combinado com FeO formando a ilmenita, podendo obter-se FeO adicional, quando necessário, a partir de Fe_2O_3 . O Fe_2O_3 remanescente é calculado como hematita. Os valores de FeTiO_3 e Fe_2O_3 são então recalculados para 100%.

As frações molares assim obtidas foram utilizadas nas equações de Powell e Powell (1977), tendo sido encontrados valores de temperatura variando de 780°C a 237°C e de $\log f\text{O}_2$ situados entre -13,37 e -39,36 (Tabela XIV e Fig. 57a), indicativos de reequilíbrios subsólidos a partir das temperaturas maiores, relacionadas ao pico do metamorfismo granulítico. O diagrama $-\log f\text{O}_2$ versus T (Fig. 57a) mostra a curva de resfriamento a partir da temperatura de 780°C . Observa-se que nas regiões de mais altas temperaturas, os valores de $-\log f\text{O}_2$ estão situados mais próximos à curva QFM do que de HM, para pressões totais de 8Kb. Nas outras regiões, as determinações estão fora do intervalo de calibração de Buddington e Lindsley (1964), podendo apenas sugerir que os reequilíbrios subsólidos cessaram a temperaturas muito baixas. Neste caso, os pontos apresentam uma dispersão bem maior, aproximando-se da curva HM, para 8 Kb de pressão total. Isso pode ser indicativo de reequilíbrios em diferentes condições, governados pela introdução diferencial de fluidos oxidantes em zonas de fraqueza.

As curvas tampão foram consideradas a 8Kb, pois os métodos geobarométricos forneceram, para a região de Surubim, pressões totais médias em torno desse valor. As correções das fugacidades de oxigênio dessas curvas para a pressão total de 8Kb, no intervalo de temperaturas do diagrama, foram realizadas com base

TABELA XIV
GEOTERMOMETRIA/BAROMETRIA DE OXIGÊNIO
(Óxidos de Ferro e Titânio)

Amostra	X USP	X MT	X HEM	X ILM	T (°C)	log fO ₂
(MT)-(ILM)	(Magnetita _{ss})			(Ilmenita _{ss})		
26a/58-26a/57	0,48	99,52	1,84	98,16	314	-31,56
26a/60-26a/61	0,23	99,77	1,72	98,28	281	-33,39
26a/64-26a/63	0,95	99,05	3,55	96,45	377	-27,06
44/41-44/40	0,23	99,77	4,92	95,08	326	-28,44
46/43-46/44	0,39	96,10	1,55	98,45	410	-27,96
46/45-46/46	21,40	78,60	13,56	86,44	780	-13,37
46/48-46/47	2,60	97,40	0,42	99,58	323	-34,93
46/51-46/49	9,10	90,90	8,86	91,14	611	-17,75
46/52-46/50	1,57	98,43	1,58	98,42	361	-29,81
46/51,52-46/49,50	5,26	94,74	5,11	94,89	511	-21,67
45/34-45/33	0,23	99,77	3,25	96,75	307	-30,40
45/37-45/36	0,24	99,76	0,47	99,53	237	-39,36
45/34,37-45/33,36	0,24	99,76	1,87	98,13	286	-32,91
45/39-45/38	0,23	99,77	2,41	97,59	295	-31,81
47/71-47/70	3,35	96,65	2,02	97,98	416	-27,05

na equação:

$$\log f_{O_2}(P_2, T) = \log f_{O_2}(P_1, T) - \frac{\Delta \bar{V} \text{ sólidos } (P_2 - P_1)}{2,303RT}$$

que pode ser escrita sob a forma:

$\log f_{O_2} = \frac{-A}{T} + B + \frac{C(P-1)}{T}$, onde os parâmetros A, B e C para os diversos casos foram extraídos de Eugster e Wones (1962).

Obtêm-se assim para pressões totais de 8Kb:

$$\log f_{O_2} = \frac{-24760}{T} + 14,41 \quad \text{para o buffer HM};$$

$$\log f_{O_2} = \frac{-24341}{T} + 8,94 \quad \text{para o buffer Ni-NiO; e}$$

$$\log f_{O_2} = \frac{-25758}{T} + 9,69 \quad \text{para o buffer QFM.}$$

Numa segunda etapa foi realizada, quando possível, a reintegração das ilmenitas secundárias na magnetita hospedeira, a partir das proporções modais expressas na Tabela XV, numa tentativa de melhor estabelecer as condições prevaescentes durante o pico do metamorfismo.

Se é válida a afirmação de que as ilmenitas secundárias e as magnetitas hospedeiras constituíram soluções sólidas de USP-MT durante o pico do metamorfismo, então, a partir da reintegração, com a obtenção das composições das titanomagnetitas originais, essas condições podem ser mais precisamente estimadas.

Primeiramente foi feita a reintegração das ilmenitas secundárias supondo que as mesmas não tiveram suas composições modificadas com o resfriamento. As composições das magnetitas reintegradas resultantes encontram-se na Tabela XV. Desse modo foram obtidos valores de T variando de 425 a 780°C e de $\log f_{O_2}$ de -30,31 a -13,37, diminuindo o intervalo anterior (Tabela XVI). Os pontos no diagrama da figura 57b apresentam, no entanto, grandes dispersões, provavelmente devido aos diferentes graus de oxidação

TABELA XV

COMPOSIÇÃO DE MAGNETITAS COM REINTEGRAÇÃO DE ILMENITAS SECUNDÁRIAS

Amostra (% ILM)	granulitos noríticos (U 3)		granulito gabronorí tico	granulito piroxenítico					biotititos					
	26a/58 (18%)	26a/60 (4%)	44/41 (7%)	46/43 (3%)	46/48 (13%)	46/51 (10%)	46/52 (10%)	46/51-52 (10%)	45/34 (9%)	45/37 (9%)	45/34-37 (9%)	45/39 (9%)	47/67 (8%)	47/71 (6%)
Cr ₂ O ₃	1,59	2,19	1,98	7,42	6,43	6,49	6,21	6,36	2,80	2,76	2,78	2,31	2,49	2,64
MnO	0,78	0,20	0,17	0,47	0,82	0,76	0,66	0,72	0,37	0,35	0,36	0,36	0,17	0,19
FeO	32,89	31,54	28,92	32,39	32,95	33,49	32,33	32,91	32,44	32,22	32,33	31,96	32,23	32,23
Fe ₂ O ₃	53,72	63,60	64,57	54,73	50,46	48,16	52,77	50,47	59,68	57,50	58,59	59,55	60,24	58,84
K ₂ O	-	-	0,05	-	-	0,03	-	0,02	-	0,03	0,02	-	0,03	0,02
CaO	0,02	0,02	0,01	-	0,03	0,01	0,05	0,03	-	0,03	0,02	-	0,02	0,50
TiO ₂	9,40	2,15	3,59	2,75	7,51	7,13	5,61	6,37	4,75	4,78	4,76	4,75	4,43	4,17
Na ₂ O	0,09	-	-	0,04	0,05	0,22	0,09	0,16	0,04	-	0,02	0,12	0,04	-
Al ₂ O ₃	0,62	0,27	0,07	2,00	1,83	2,21	1,69	1,95	0,73	1,56	1,14	0,35	0,53	0,14
SiO ₂	0,07	-	0,07	-	0,09	0,09	-	0,04	0,11	0,08	0,10	-	0,12	0,05
MgO	0,05	0,03	0,01	0,10	0,33	0,18	0,12	0,15	0,05	0,01	0,02	0,01	0,10	0,01
TOTAL	99,23	100,00	99,44	99,90	100,50	98,77	99,53	99,18	100,97	99,32	100,14	99,41	100,40	98,79
$\frac{\text{TiO}_2}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3}$	0,1085	0,0226	0,0384	0,0316	0,0900	0,0873	0,0659	0,0764	0,0516	0,0533	0,0524	0,0519	0,0479	0,0458

TABELA XVI

GEOTERMOMETRIA/BAROMETRIA DE OXIGÊNIO - ÓXIDOS DE FE E TI -
COM REINTEGRAÇÃO DE ILMENITAS SECUNDÁRIAS EM MAGNETITAS

Amostra	(% ILM)	X USP	X MT	X HEM	X ILM	T	log fO ₂
(MT)-(ILM)		(Magnetita _{ss})		(Ilmenita _{ss})		(°C)	
26a/58-26a/57	18%	29,22	70,78	1,84	98,16	590	-21,88
26a/60-26a/61	4%	6,35	93,65	1,72	98,28	447	-26,37
44/41-44/40	7%	10,69	89,31	4,92	95,08	570	-20,18
46/43-46/44	3%	9,43	90,57	1,55	98,45	468	-25,93
46/45-46/46	0%	21,40	78,60	13,56	86,44	780	-13,37
46/48-46/47	13%	24,96	75,04	0,42	99,58	458	-29,32
46/51-46/49	10%	24,15	75,85	8,86	91,14	738	-15,07
46/52-46/50	10%	18,49	81,51	1,58	98,42	526	-24,06
46/51,52-46/49,50	10%	21,45	78,55	5,11	94,89	653	-18,09
45/34-45/33	9%	14,24	85,76	3,25	96,75	561	-21,40
45/37-45/36	9%	14,97	85,03	0,47	99,53	425	-30,31
45/34,37-45/33,36	9%	14,78	85,22	1,87	98,13	518	-23,90
45/39-45/38	9%	14,48	85,52	2,41	97,59	537	-22,77
47/71-47/70	6%	12,49	87,51	2,02	97,98	510	-23,98

das ilmenitas. Portanto, considerando-se que a ilmenita também se modifica com o resfriamento, devido a reequilíbrios dessa fase com titanomagnetita ou mesmo com minerais silicáticos e fluidos percolantes, torna-se necessária uma estimativa das composições originais da mesma. Estas foram obtidas, apenas de modo aproximado, tomando-se por base as ilmenitas mais ricas em Fe_2O_3 como representativas das que sofreram menos modificações; isso porque, com o resfriamento, as ilmenitas tendem a apresentar menores valores de Fe^{3+} , devido a exsoluções de lamelas de hematita observadas, em certos casos, nas amostras de Surubim. Além disso, alterações hidrotermais podem modificar as composições desse mineral, com a formação de misturas de hematita, rutilo, anatásio e restos de ilmenita empobrecidas em Fe_2O_3 . Esse procedimento foi também realizado com base nas determinações de Thy (1982), que obteve, desse modo, uma boa aproximação das condições de cristalização do Complexo de Fongen-Hillingen, Noruega.

As composições das ilmenitas recalculadas e os resultados obtidos por esse método podem ser vistos nas Tabelas XVII e XVIII e figura 57c. Observa-se que os pontos representativos da maioria das amostras situam-se próximos à curva QFM, à 8Kb de pressão total, com temperaturas variando de 573°C a 780°C e $\log f_{\text{O}_2}$ de -18,71 a -13,37, num intervalo que melhor define as condições de metamorfismo. Os valores de temperatura situam-se próximos aos obtidos pelos outros geotermômetros já discutidos, delimitando, no entanto, um intervalo mais amplo.

Deve ser enfatizado que os métodos de reintegração são muito discutíveis, devido principalmente às imprecisões nas determinações volumétricas que são extrapoladas a partir de contagens realizadas no plano, sendo ora super ora subestimadas. Além disso, existem dificuldades em se determinar quando as ilmenitas constituem realmente fases primárias, o que é feito com maior segurança apenas para cristais isolados, não coexistentes com magnetitas. No caso de coexistência, nem sempre é possível concluir, a partir das observações texturais, se a ilmenita constitui uma "exsolução" sob a forma de grânulo externo, uma fase primária, ou ainda se existem associações entre esses dois tipos.

TABELA XVII
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ILMENITAS (Recalculadas)

Amostra	granulitos noríticos (U3)		granuli- to gabro norítico	granulitos piroxeníticos						Biotititos					
	26a/57	26a/61	44/40	46/44	46/46	46/47	46/49	46/50	46/49,50	45/33	45/36	45/33,36	45/38	47/66	47/70
Cr ₂ O ₃	0,11	0,10	0,10	0,09	4,74	0,30	0,07	0,10	0,09	0,08	0,19	0,14	0,08	0,08	0,11
MnO	3,95	3,60	2,31	2,90	2,49	3,63	3,37	3,48	3,42	3,41	3,46	3,44	3,45	1,96	2,24
FeO	39,54	39,92	41,27	40,38	35,39	40,07	37,56	39,79	38,66	40,66	40,17	40,42	40,57	37,83	42,07
Fe ₂ O ₃	7,56	7,98	8,50	8,28	7,88	7,35	7,67	7,84	7,89	7,88	7,90	7,87	8,11	8,00	7,82
K ₂ O	-	-	-	-	0,01	-	0,09	-	0,04	0,04	-	0,02	-	-	0,03
CaO	0,02	-	0,02	0,03	-	0,02	0,10	-	0,05	-	0,01	-	0,05	0,04	-
TiO ₂	48,46	48,56	48,60	48,53	35,14	48,93	46,52	48,66	47,56	49,18	48,60	48,90	49,10	48,36	49,26
Na ₂ O	0,14	-	0,05	0,01	0,03	0,02	0,90	0,08	0,48	0,04	-	0,02	0,06	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	-	-	0,01	-	13,33	-	0,09	-	0,04	-	-	-	-	1,40	-
SiO ₂	-	-	-	0,04	0,03	0,06	0,33	-	0,16	-	-	-	-	1,35	0,01
MgO	0,05	0,08	0,09	0,20	2,98	0,22	0,53	0,27	0,40	0,08	0,06	0,07	0,08	1,09	-
TOTAL	99,83	100,24	100,95	100,46	102,02	100,60	97,23	100,22	98,79	101,37	100,39	100,88	101,50	100,14	101,56

TABELA XVIII

GEOTERMOMETRIA/BAROMETRIA DE OXIGÊNIO - ÓXIDOS DE FE E TI -
COM REINTEGRAÇÃO DE ILMENITAS SECUNDÁRIAS EM MAGNETITAS E
ESTIMATIVA DAS COMPOSIÇÕES ORIGINAIS DAS ILMENITAS

Amostra (MT)-(ILM)	X USP (Magnetita _{ss})	X MT	X HEM (Ilmenita _{ss})	X ILM	T (°C)	log fO ₂
26a/58-26a/57	29,22	70,78	8,31	91,69	762	-14,74
26a/60-26a/61	6,35	93,65	8,67	91,33	573	-18,71
44/41-44/40	10,69	89,31	8,91	91,09	629	-17,33
46/43-46/44	9,43	90,57	8,88	91,12	615	-17,66
46/45-46/46	21,40	78,60	13,56	86,44	780	-13,37
46/48-46/47	24,96	75,04	8,03	91,97	730	-15,45
46/51-46/49	24,15	75,85	8,86	91,14	738	-15,08
46/52-46/50	18,49	81,51	8,54	91,46	693	-16,07
46/51,52-46/49,50	21,45	78,55	8,75	91,24	717	-15,51
45/34-45/33	14,24	85,76	8,40	91,60	656	-16,88
45/37-45/36	14,97	85,03	8,55	91,45	665	-16,66
45/34,37-45/33,36	14,78	85,22	8,46	91,54	662	-16,74
45/39-45/38	14,48	85,52	8,68	91,32	662	-16,67
47/67-47/66	13,48	86,52	9,09	90,91	659	-16,64
47/71-47/70	12,49	87,51	8,12	91,88	637	-17,39

FIG. 57 - Diagrama de variação de $\log f_{O_2}$ em função de T para magnetitas e ilmenitas coexistentes, observadas em vários tipos litológicos de Surubim. Cálculos realizados a partir da formulação termodinâmica de Powell e Powell (1977), para o geotermômetro/barômetro de Buddington e Lindsley (1964), utilizando-se: (a) composições atualmente encontradas nas fases coexistentes; (b) composições obtidas a partir da reintegração das lamelas de ilmenita na magnetita hospedeira; (c) composições obtidas a partir da reintegração de lamelas de ilmenita nas magnetitas, com estimativas das composições originais das ilmenitas. As curvas tampão QFM - Ni-NiO e HM foram calculadas a 8 Kb, a partir dos dados de Eugster e Woones (1962).

O alto conteúdo em TiO_2 das ilmenitas de Surubim pode sugerir, em muitos casos, uma origem primária, isto é, não proveniente da exsolução por oxidação das titanomagnetitas; muitas vezes, esses teores são bem mais elevados dos que seriam encontrados a partir da oxidação mesmo do ulvoespinélio puro. O conteúdo de TiO_2 do ulvoespinélio puro (Fe_2TiO_4) é de 36% em peso, e ilmenitas com maiores porcentagens desse óxido devem refletir alguma origem primária, considerando-se ainda que as magnetitas de Surubim contêm pequenas quantidades de titânio. Outra possibilidade é a de ter havido modificações nas composições das ilmenitas granulares secundárias, devido aos reequilíbrios posteriores ou mesmo como resultado de sua integração com ilmenitas primárias.

Os intervalos relativamente amplos de temperatura bem como as dispersões observadas em muitos casos, podem ser devidos a essas imprecisões. No entanto, o método fornece uma aproximação razoável das condições de metamorfismo.

Através do estudo das seções delgadas e polidas, foi observado que as rochas mais preservadas da região de Surubim mostram texturas granoblásticas, apresentando, entre outras, a paragenese magnetita-ortopiroxênio com associações locais de ilmenita e espinélio, não tendo sido identificado nenhum tipo de textura ígnea reliquiar. Apenas estão bem conservadas feições que denotam o metamorfismo granulítico e fenômenos posteriores, sendo que a partir das observações texturais, pouco pode ser dito a respeito dos eventos mais antigos. No entanto, a partir das composições químicas dos óxidos, discutidas anteriormente, algumas hipóteses podem ser feitas para explicar a origem desses minerais.

Os teores relativamente baixos de TiO_2 e MgO das magnetitas e suas relações com FeO e Fe_2O_3 parecem sugerir para as mesmas uma origem mista. Sua formação pode ser explicada a partir da recristalização de magnetitas provenientes das formações ferríferas, com alguma contribuição ígnea, provavelmente, através de intercalações de rochas extrusivas nas mesmas, o que responderia pela presença de algumas quantidades de TiO_2 . Também existem magnetitas de gerações posteriores, de origem estritamente metamórfica, o que é sugerido pelas fotos 26 e 27.

As ilmenitas, por outro lado, como não ocorrem em formações ferríferas, devem ter sua origem relacionada às interações de rochas ígneas, provavelmente extrusivas, de composições intermediárias, como sugerido pela figura 51. A origem primária de algumas ilmenitas é confirmada pela ocorrência de cristais isolados, não associados à magnetitas, bem como pelos elevados teores de titânio observados em certos casos.

Diferentes fases de formação de ilmenitas secundárias ocorrem como lamelas de diferentes tamanhos em magnetitas, sendo resultantes da exsolução por oxidação de titanomagnetitas primárias, e denotam eventos posteriores ao pico do metamorfismo regional.

Também é observada a formação de óxidos de Fe e Ti a partir de minerais silicáticos, principalmente biotitas e piroxênios, mas esses fenômenos estão relacionados às transformações pseudomórficas dos silicatos, que ocorrem a temperaturas inferiores ao pico do metamorfismo granulítico. Por exemplo, é comum a transformação de ortopiroxênios em minerais fibrosos como bastita, talco, etc., com desenvolvimento de óxidos de Fe e Ti que se dispõem como nuvens de cristais finos no interior desses pseudomorfos.

8.6 - QUÍMICA MINERAL DOS SULFETOS E DE OUTROS MINERAIS

Os principais sulfetos encontrados nas amostras de Surubim foram analisados quimicamente pelo método de dispersão de energia. Os resultados encontram-se nas Tabelas XIX, XX, XXI e XXII, onde também foram incluídos os cálculos de metal/S, para considerações sobre suas fórmulas estruturais.

A calcopirita apresenta composições químicas bastante uniformes e muito próximas às estequiométricas, como pode ser visto a partir das razões metal/S (Tabela XIX) e na figura 58, onde a mesma delimita uma região muito pequena no diagrama. Em muitos casos, esse mineral pode conter mínimas quantidades de elementos menores tais como Ni, Ag, As, Zn e, às vezes, Co.

TABELA XIX
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE CALCOPIRITAS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulitos noríticos (U2)				granulitos gabronoríticos		granulitos piroxeníticos								biotititos			
	4/115	4/122	6/94	36/95	44/81	44/83	8/76	8/79	17/110	17/111	17/112	17/113	17/114	46/90	14/99	14/100	14/102	14/103
Fe	30,789	30,270	30,410	30,089	30,022	29,707	30,216	30,132	29,713	29,851	29,801	29,845	29,837	30,314	30,000	30,213	30,348	29,381
Ni	-	0,004	-	0,031	0,009	0,017	-	-	0,011	-	0,009	0,009	-	0,057	0,026	-	0,047	0,014
As	-	0,082	0,078	0,006	-	0,063	-	0,025	-	-	-	0,021	0,025	-	0,008	-	0,054	-
Co	-	-	0,011	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,023	-
Zn	0,012	0,036	-	-	0,077	-	0,002	-	-	0,005	-	0,002	0,007	-	-	-	0,078	-
Cu	33,915	34,684	33,541	35,070	34,771	35,957	34,340	35,499	34,737	34,739	34,530	34,331	32,360	34,328	35,195	34,840	34,109	33,547
S	35,383	35,654	35,412	35,498	35,037	35,278	35,092	35,341	36,374	36,412	35,781	35,443	32,807	35,118	35,712	35,863	35,682	34,564
Ag	0,006	0,018	0,090	0,032	-	-	0,026	0,012	-	0,032	0,078	0,066	-	0,010	0,010	-	0,026	0,040
TOTAL	100,105	100,749	99,542	100,727	99,915	101,024	99,677	101,009	100,834	101,039	100,200	99,716	95,037	99,827	100,952	100,917	100,367	97,547

	Fração de Elementos																	
Fe	0,2519	0,2462	0,2499	0,2450	0,2467	0,2419	0,2486	0,2451	0,2404	0,2411	0,2432	0,2450	0,2585	0,2491	0,2436	0,2450	0,2474	0,2467
Ni	-	-	-	0,0002	0,0001	0,0001	-	-	0,0001	-	0,0001	0,0001	-	0,0004	0,0002	-	0,0004	0,0001
As	-	0,0005	0,0005	-	-	0,0004	-	0,0002	-	-	-	0,0001	0,0002	-	-	-	0,0003	-
Co	-	-	0,0001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0002	-
Zn	0,0001	0,0003	-	-	0,0005	-	-	-	-	-	-	-	0,0001	-	-	-	0,0005	-
Cu	0,2439	0,2479	0,2423	0,2510	0,2512	0,2573	0,2483	0,2538	0,2470	0,2466	0,2477	0,2477	0,2464	0,2479	0,2511	0,2484	0,2444	0,2476
S	0,5042	0,5050	0,5069	0,5035	0,5015	0,5003	0,5029	0,5008	0,5125	0,5122	0,5087	0,5068	0,4950	0,5026	0,5050	0,5066	0,5067	0,5055
Ag	-	0,0001	0,0004	0,0001	-	-	0,0001	0,0001	-	0,0001	0,0003	0,0003	-	-	-	-	0,0001	0,0002

	Fórmula Estrutural (Metal /S)																	
S	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Fe	0,9992	0,9750	0,9860	0,9732	0,9838	0,9670	0,9887	0,9788	0,9381	0,9414	0,9562	0,9669	1,0444	0,9912	0,9648	0,9672	0,9765	0,9761
Ni	-	-	-	0,0008	0,0004	0,0004	-	-	0,0004	-	0,0004	0,0004	-	0,0016	0,0008	-	0,0016	0,0004
As	-	0,0020	0,0020	-	-	0,0016	-	0,0008	-	-	-	0,0004	0,0008	-	-	-	0,0012	-
Co	-	-	0,0004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0008	-
Zn	0,0004	0,0012	-	-	0,0020	-	-	-	-	-	-	-	0,0004	-	-	-	0,0020	-
Cu	0,9675	0,9818	0,9560	0,9970	1,0018	1,0286	0,9875	1,0136	0,9639	0,9629	0,9739	0,9775	0,9956	0,9865	0,9945	0,9807	0,9647	0,9796
Ag	-	0,0002	0,0016	0,0004	-	-	0,0004	0,0004	-	0,0004	0,0012	0,0012	-	-	-	-	0,0004	0,0004
Σ cátions	1,9671	1,9602	1,9460	1,9714	1,9880	1,9976	1,9766	1,9936	1,9024	1,9047	1,9317	1,9464	2,0412	1,9793	1,9601	1,9479	1,9472	1,9565

A bornita, por outro lado, apresenta grandes variações composicionais (Tabela XX e Fig. 58). Em alguns casos, suas composições químicas aproximam-se das estequiométricas, enquanto, em outros, torna-se clara a influência da idaita, provavelmente devido a misturas entre essas duas fases. No diagrama da figura 58, alguns de seus pontos composicionais projetam-se em posições intermediárias entre os campos da bornita, idaita e calcopirita, mostrando transições entre essas fases. Deve ser enfatizado que muitas idaitas contêm exsoluções finas de calcopirita e também podem substituir esse mineral. Em outros casos, os pontos composicionais situam-se entre os campos da bornita e da calcocita-digenita, mostrando uma influência dessas fases através de "alterações" em vários graus, ou mesmo das exsoluções observadas em muitas amostras. Elementos tais como As, Ag, Ni e raramente Co ocorrem em porcentagens mínimas.

A idaita como uma fase pura foi raramente observada, encontrando-se na verdade composições intermediárias entre bornita, idaita e calcopirita. Suas composições químicas geralmente não são estequiométricas e por isso suas análises foram incluídas junto às das bornitas na Tabela XX.

As proporções de S, Fe e Cu dos minerais dos grupos da calcocita-digenita e anilita-djurleita, provenientes de transformações de calcopiritas e bornitas, podem ser vistas na Tabela XXI e figura 58. Pelas relações estequiométricas observa-se que, das três amostras analisadas, uma tem composição próxima à da calcocita, outra da digenita e a terceira da djurleita, mostrando que provavelmente ocorrem misturas desses minerais nos sulfetos alterados. Esses minerais ainda contêm pequenas quantidades de Ni, As, Zn e Ag.

As pirrotitas (Tabela XXII) apresentam, geralmente, pequenas variações nas composições químicas, localizando-se num campo composicional restrito na figura 58. Suas razões Metal/S variam de 0,8515 a 0,9040 e normalmente apresentam Ni em sua composição, em proporções variando de 1,51 a 4,98%. Outros elementos ainda ocorrem em quantidades menores.

Nas pentlanditas (Tabela XXI) observam-se algumas variações composicionais, mesmo nos poucos grãos analisados. Suas razões Metal/S variam de 8,3332 a 8,8528 e Fe/Ni entre 0,84 e 1,11, e elas contêm de 1,84 a 8,22% de Co. Outros elementos tais como As, Zn e Ag ocorrem em quantidades muito pequenas. No diagrama Cu-S-Fe seus pontos estão localizados num campo próximo ao das piritas, tendo sido representados através de uma paralela à aresta S-Fe do triângulo (Fig. 58).

As piritas apresentam composições uniformes, muito próximas das estequiométricas, com razões Metal/S de 0,9923 a 0,9963 e com pequenas quantidades de Ni e As em sua composição (Tabela XXI).

As pirrotitas encontram-se, em muitas amostras, venuladas por material cinza de aspecto poroso, parecendo tratar-se de produto de alteração. Análises químicas desse mineral forneceram valores muito elevados de ferro, correspondente a hematita, com algumas quantidades de Ni e S.

Os teluretos, observados freqüentemente nas amostras de Surubim associados a calcopirita e bornita, mostram, às vezes, um comportamento químico não uniforme. É o caso, por exemplo, das melonitas, cujas análises químicas semi-quantitativas por dispersão de energia, fornecem ora composições de fases puras NiTe_2 , ora quantidades variáveis de outros elementos, principalmente Cu, S, Co e Zn. Foram inclusive observadas composições que se aproximam do termo Cu_4Te_3 (rickardita), ou Cu_{2-x}Te (weissita), contendo ainda cerca de 15% de Ni, com relação Ni/Cu=0,50, e algum enxofre (~ 6%). A rickardita pode ter sido formada a partir de reação entre melonita e calcopirita em condições intempéricas, e as composições observadas mostram, provavelmente, transformações incompletas.

As altaitas (PbTe), por outro lado, apresentam composições bastante uniformes, observadas no diagrama de dispersão de energia da figura 59.

TABELA XX

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BORNITAS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulitos noríticos (U 2)			granulitos gabronoríticos		granulito piroxenítico	biotititos			
	26a/104	26a/105	26a/107	44/82	44/84	17/109	14/98	14/100	45/72	45/74
Fe	11,049	7,913	9,672	9,814	11,147	12,022	13,067	13,401	11,526	11,573
Ni	0,004	-	0,001	-	0,006	-	0,020	0,017	-	-
As	0,045	0,039	-	-	-	0,118	-	0,069	-	0,014
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	0,022
Zn	0,004	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	62,416	72,365	66,959	66,137	64,311	61,888	56,437	56,312	64,130	62,956
S	27,163	25,504	26,948	27,014	26,709	28,128	31,124	31,087	27,267	27,645
Ag	-	-	0,081	0,008	0,031	-	-	0,006	-	0,028
TOTAL	100,682	105,821	103,661	102,973	102,205	102,155	100,648	100,892	102,925	102,238

Fração de Elementos

Fe	0,0976	0,0682	0,0837	0,0853	0,0976	0,1041	0,1118	0,1144	0,0999	0,1005
Ni	-	-	-	-	0,0001	-	0,0002	0,0001	-	-
As	0,0003	0,0003	-	-	-	0,0008	-	0,0004	-	0,0001
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0002
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	0,4844	0,5485	0,5095	0,5055	0,4949	0,4710	0,4243	0,4226	0,4885	0,4807
S	0,4177	0,3830	0,4064	0,4091	0,4073	0,4242	0,4637	0,4623	0,4116	0,4183
Ag	-	-	0,0004	-	0,0001	-	-	-	-	0,0001

Fórmula Estrutural (Metal/S)

S	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Fe	0,9346	0,7123	0,8238	0,8340	0,9585	0,9816	0,9644	0,9898	0,9708	0,9610
Ni	-	-	-	-	0,0010	-	0,0017	0,0009	-	-
As	0,0029	0,0031	-	-	-	0,0075	-	0,0035	-	0,0010
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0019
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	4,6387	5,7284	5,0148	4,9426	4,8603	4,4413	3,660	3,6565	4,7473	4,5967
Ag	-	-	0,0039	-	0,0010	-	-	-	-	0,0010
Σ cátions	5,5762	6,4438	5,8425	5,7766	5,8208	5,4304	4,6261	4,6507	5,7181	5,5616

TABELA XXI
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PENTLANDITAS, PIRITAS E DE CALCOCITA - DIGENITA - DJURLEITA

Amostra	PENTLANDITA			PIRITA		CALCOCITA	DIGENITA	DJURLEITA
	granulito norítico (U2)	granulitos piroxeníticos		granulitos noríticos (U2)		granulito norítico (U3)	granulito piroxenítico	
	6/92	46/87	46/89	36/96	36/97	26a/106	17/108	biotitito 45/75
Fe	26,233	28,377	32,882	45,572	46,545	0,672	2,934	0,692
Ni	32,717	35,295	31,244	0,077	0,087	-	0,019	0,020
As	-	0,064	-	0,078	0,034	-	0,028	-
Co	8,217	2,791	1,845	1,068	-	-	-	-
Zn	0,115	-	0,025	-	-	-	0,036	0,042
Cu	-	-	-	0,055	0,050	81,430	63,141	77,180
S	33,846	34,288	35,487	54,095	53,831	22,791	20,106	25,366
Ag	-	0,046	-	-	-	-	0,006	0,125
TOTAL	101,128	100,862	101,483	100,945	100,548	104,893	86,269	103,425

Fração de Elementos

Fe	0,2112	0,2281	0,2606	0,3232	0,3314	0,0060	0,0314	0,0061
Ni	0,2506	0,2699	0,2355	0,0005	0,0006	-	0,0002	0,0002
As	-	0,0004	-	0,0004	0,0002	-	0,0002	-
Co	0,0627	0,0213	0,0139	0,0072	-	-	-	-
Zn	0,0008	-	0,0002	-	-	-	0,0003	0,0003
Cu	-	-	-	0,0003	0,0003	0,6394	0,5934	0,6012
S	0,4747	0,4801	0,4898	0,6683	0,6675	0,3546	0,3744	0,3916
Ag	-	0,0002	-	-	-	-	-	0,0006

Fórmula Estrutural (Metal / S)

S	8	8	8	2	2	1	1	1
Fe	3,5593	3,8009	4,2564	0,9672	0,9930	0,0169	0,0839	0,0156
Ni	4,2233	4,4974	3,8465	0,0015	0,0018	-	0,0005	0,0005
As	-	0,0067	-	0,0012	0,0006	-	0,0005	-
Co	1,0567	0,3549	0,2270	0,0215	-	-	-	-
Zn	0,0135	-	0,0033	-	-	-	0,0008	0,0008
Cu	-	-	-	0,0009	0,0009	1,8032	1,5849	1,5352
Ag	-	0,0033	-	-	-	-	-	0,0015
Σ Cations	8,8528	8,6632	8,3332	0,9923	0,9963	1,8201	1,6706	1,5536
Fe/Ni	0,8428	0,8451	1,1066	-	-	-	-	-

TABELA XXII

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PIRROTITAS
(Dispersão de Energia)

Amostra	granulitos noríticos (U 2)							granulitos piroxeníticos					
	4/116	4/117	4/118	4/119	4/120	4/121	6/93	8/77	8/78	8/80	46/85	46/88	46/91
Fe	60,894	60,921	60,330	60,515	60,416	60,473	59,029	60,360	60,574	60,340	59,644	59,528	59,185
Ni	0,151	0,175	0,187	0,138	0,178	0,152	0,498	0,159	0,214	0,199	0,294	0,313	0,450
As	-	-	-	0,066	-	-	-	-	0,008	0,120	0,022	0,024	-
Co	0,002	0,044	0,032	0,049	-	0,068	0,032	0,003	0,020	0,059	-	-	-
Zn	0,027	-	0,053	-	-	0,067	0,026	-	0,033	0,076	-	-	-
Cu	0,040	-	-	-	0,009	-	0,014	0,003	-	0,069	0,008	0,104	0,006
S	39,112	39,118	39,087	38,948	39,263	39,318	39,919	38,434	38,863	38,718	40,421	40,138	39,737
Ag	0,093	-	-	0,008	0,048	-	0,034	-	-	0,050	-	0,018	0,018
TOTAL	100,320	100,258	99,689	99,723	99,914	100,078	99,552	98,960	99,713	99,630	100,391	100,125	99,396

Fração de Elementos

Fe	0,4711	0,4713	0,4689	0,4706	0,4683	0,4680	0,4572	0,4736	0,4713	0,4704	0,4576	0,4584	0,4594
Ni	0,0011	0,0013	0,0014	0,0010	0,0013	0,0011	0,0037	0,0012	0,0016	0,0015	0,0021	0,0023	0,0033
As	-	-	-	0,0004	-	-	-	-	-	0,0007	0,0001	0,0001	-
Co	-	0,0003	0,0002	0,0004	-	0,0005	0,0002	-	0,0001	0,0004	-	-	-
Zn	0,0002	-	0,0004	-	-	0,0004	0,0002	-	0,0002	0,0005	-	-	-
Cu	0,0003	-	-	-	0,0001	-	0,0001	-	-	0,0005	0,0001	0,0007	-
S	0,5270	0,5271	0,5291	0,5276	0,5301	0,5300	0,5385	0,5252	0,5267	0,5258	0,5401	0,5384	0,5372
Ag	0,0004	-	-	-	0,0002	-	0,0001	-	-	0,0002	-	0,0001	0,0001

Fórmula Estrutural (Metal / S)

S	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe	0,8939	0,8941	0,8862	0,8920	0,8834	0,8830	0,8490	0,9017	0,8948	0,8946	0,8472	0,8514	0,8552
Ni	0,0021	0,0025	0,0026	0,0019	0,0024	0,0021	0,0069	0,0023	0,0030	0,0028	0,0039	0,0043	0,0061
As	-	-	-	0,0008	-	-	-	-	-	0,0013	0,0002	0,0002	-
Co	-	0,0006	0,0004	0,0008	-	0,0009	0,0004	-	0,0002	0,0008	-	-	-
Zn	0,0004	-	0,0008	-	-	0,0007	0,0004	-	0,0004	0,0010	-	-	-
Cu	0,0006	-	-	-	0,0002	-	0,0002	-	-	0,0010	0,0002	0,0013	-
Ag	0,0008	-	-	-	0,0004	-	0,0002	-	-	0,0004	-	0,0002	0,0002
Σ Cations	0,8978	0,8972	0,8900	0,8935	0,8864	0,8867	0,8671	0,9040	0,8984	0,9019	0,8515	0,8574	0,8615

FIG. 58 - Variações composicionais dos sulfetos presentes em amostras de Surubim representadas no diagrama Cu-S-Fe (porcentagens em peso dos elementos). As pentlanditas encontram-se na aresta S-Fe do diagrama, estando indicadas suas porcentagens em Ni.

8.7 - PARAGÊNESE DOS SULFETOS

O estudo paragenético dos sulfetos indica, principalmente, condições retrometamórficas e supérgenas, uma vez que esses minerais sofreram grandes remobilizações e recristalizações durante os eventos posteriores ao metamorfismo granulítico.

Os valores de Fe, em átomos por cento, das pirrotitas concentram-se em três intervalos principais, vistos na figura 60 (S x Fe): entre 45,72 e 45,94 (4 amostras); entre 46,80 e 46,89 (3 amostras); e entre 47,04 e 47,36 (6 amostras). Baseando-se nos dados do solvus pirrotita-pirita de Craig e Scott (1974), pode-se atribuir, respectivamente, os seguintes intervalos de temperaturas mínimas de formação das pirrotitas: de 700 a 625°C; de 475 a 450°C e entre 425 e 350°C. Esses valores foram obtidos a partir da extrapolação da pressão para 7Kb, no caso do intervalo de menor teor em ferro, e para pressões menores nos outros intervalos.

O gráfico de composição dos sulfetos, no sistema Cu-S-Fe (Fig. 58), mostra o campo de variação das pirrotitas compatível com temperaturas acima de 600°C, uma vez que a porcentagem atômica de S varia proporcionalmente com a mesma. As amostras de Surubim mostram, em muitos casos, teores de S superiores aos do limite do seu campo para 600°C, conforme Cabri (1973, in Craig e Scott, 1974).

A presença de calcopirita num campo muito restrito desse diagrama indica temperaturas menores, pois o aparecimento desse mineral como fase estável ocorre abaixo de 557°C, segundo os mesmos autores.

A idaita como fase estável apareceria a temperaturas próximas de 500°C, embora pouco se possa dizer sobre esse mineral, já que as amostras analisadas sempre apresentaram composições intermediárias entre bornita, idaita e calcopirita. Apenas duas amostras aproximam-se do campo da idaita no diagrama Cu-S-Fe (Fig. 58).

Segundo os mesmos critérios, a bornita, que ocorre numa região extremamente ampla do diagrama, poderia indicar tempe

FIG. 59 - Diagrama obtido por dispersão de energia mostrando os elementos presentes na altaite. Condições utilizadas: Tempo de integração = 20 seg.; Energia de excitação = 20 KeV; corrente absorvida = 0,36 nA.

FIG. 60 - Variação de S e Fe (porcentagem atômica) de pirrotitas de amostras de Surubim, com representação dos intervalos de temperatura mínima, obtidos a partir dos dados do solvus pirrotita-pirrita de Craig e Scott (1974).

ratura pouco superior a 300°C, quando se daria a separação da "solução sólida intermediária" nas fases bornita-calcocita-digenita.

Considerando-se as associações paragenéticas da figura 58, observa-se que estas são indicativas de temperaturas inferiores a 300°C, segundo comparações com os diagramas de Cabri (1973) e Craig e Scott (1974), representando reequilíbrios em baixo grau de metamorfismo ou mesmo em condições supérgenas. No entanto, algumas considerações paragenéticas podem ainda ser feitas quanto as associações predominantes nas diferentes condições: entre as fases de maior temperatura, destaca-se a pirrotita e a associação pirrotita + calcopirita; as fases de temperatura intermediária são representadas por calcopirita e soluções sólidas de bornita, calcocita e digenita, seguidas pelo aparecimento de idaita; em temperaturas mais baixas, a bornita diferencia-se da calcocita-digenita; e, finalmente, em condições supérgenas, calcocita, digenita, djurleita-anilita e os carbonatos de cobre (malaquita, azurita) ocorrem como alteração dos sulfetos.

Algumas das reações que governam essas alterações em ambiente supérgeno envolvem participação de CuSO_4 e H_2SO_4 , provenientes da decomposição dos próprios sulfetos, nas zonas de oxidação, por águas meteóricas de caráter ácido com CO_2 e O_2 dissolvidos. Essas águas irão causar a oxidação, hidratação e carbonatização dos sulfetos, dependendo das pressões parciais de CO_2 e O_2 . Assim, nas condições comumente reinantes na superfície, isto é, a altas P_{O_2} e P_{CO_2} , a malaquita ou azurita tornam-se estáveis. Esta última predomina quando os valores de P_{CO_2} são muito altos ou pelo decréscimo da atividade da água.

Normalmente a azurita é o mineral mais estável em regiões de climas semi-áridos, enquanto a malaquita predomina em locais de mais alta umidade.

Os produtos provenientes dos processos de oxidação foram transportados em solução, depositando-se em condições de Eh

e PH apropriadas (redutoras e básicas).

8.8 - COMPARAÇÕES ENTRE O MINÉRIO DE SURUBIM E O DE CARAÍBA

As análises de algumas seções polidas da jazida de Caraíba, aliadas aos dados apresentados por diversos pesquisadores que estudaram a região (Schneider, 1951 e 1957; Townend, 1978; Lindenmayer, 1980 e 1981; Mandetta, 1982 e Franke, 1982, entre outros), mostraram a existência de três tipos principais de mineralização, semelhantes aos que ocorrem em Surubim: disseminada, maciça e em veios, podendo haver gradações entre os mesmos. Comparando-se mais detalhadamente as mineralizações desses dois depósitos, nota-se, no entanto, que elas apresentam algumas feições distintas.

O minério da região de Caraíba é muito mais homogêneo no que se refere à granulação e texturas, ocorrendo de modo principalmente disseminado. A granulometria dos sulfetos de cobre desse depósito geralmente varia dentro de intervalos limitados (0,1 a 0,2mm), havendo cristais mais finos em zonas mais alteradas. Em Surubim, por outro lado, pode existir toda uma gradação granulométrica num mesmo tipo litológico, mesmo em escala microscópica, conferindo ao minério um aspecto bastante heterogêneo; às vezes, numa mesma seção polida são observados desde cristais muito pequenos ($\leq 0,01\text{mm}$) até granulações bastante grosseiras como, por exemplo, no caso de sulfetos associados a rochas com biotita.

No depósito de Surubim são também observadas maiores porcentagens de sulfetos finos e pulverulentos que, como visto, normalmente se localizam no interior de pseudomorfos em piroxênio, provavelmente devido a remobilizações que ocorreram durante eventos hidrotermais. Nas amostras de Caraíba é menos significativa a quantidade de minério fino, apenas encontrado em amostras bastante alteradas, onde são representados principalmente por bornita seguida por calcopirita e calcocita finas ($\leq 0,01\text{mm}$), e ainda em rochas cálcio-silicáticas. Deve ser enfatizado que nestas últimas,

os sulfetos de Caraíba possuem granulações extremamente variáveis, com maiores quantidades de cristais pulverulentos, assemelhando-se nestes aspectos aos de Surubim.

No minério de Caraíba também são mais preservadas as texturas indicativas de alto grau de metamorfismo, embora as calcopiritas e bornitas, quando em contato com os silicatos, não apresentem faces cristalinas. Isso pode ser devido a diferenças nas forças de cristalização/recristalização ou mesmo a pequenas remobilizações, com deslocamento dos sulfetos para as posições intersticiais. Assim, em amostras granoblásticas típicas de Caraíba, os piroxênios, que nem sempre constituem cristais perfeitos, apresentando faces às vezes arredondadas, condicionam a forma dos sulfetos que se situam em seus interstícios. O mesmo não ocorre em relação aos óxidos (principalmente magnetita), que pela sua maior força de cristalização e também por sua menor mobilidade desenvolvem contatos retilíneos com os piroxênios coexistentes.

Essas feições sugerem que a região de Caraíba foi menos afetada por retrometamorfismo e hidrotermalismo, havendo uma maior conservação das feições do metamorfismo granulítico, apenas com alguns aspectos de remobilização. Em Surubim, esses eventos ocorreram em intensidade muito mais elevada, a ponto de destruírem, na maioria dos casos, a mineralogia e as texturas granulíticas, principalmente em relação aos sulfetos por sua grande mobilidade. Com esses fenômenos, os sulfetos foram amplamente remobilizados e deslocados essencialmente para zonas de menor pressão, tais como charneiras de dobras, tendo sofrido também recristalização, formando, às vezes, grãos mais grosseiros dispostos entre os minerais silicaticos. Adicionalmente, os piroxênios transformaram-se nos agregados cristalinos de filossilicatos, que constituíram zonas de fraqueza adicionais, permitindo o deslocamento dos sulfetos para dentro desses pseudomorfos, preenchendo espaços porosos.

Os aspectos discutidos parecem indicar que, originalmente, a mineralização desses dois depósitos deve ter sido semelhante, tendo ocorrido modificações posteriores devido a intensidade diferencial de eventos retrometamórficos e hidrotermais, mais importantes em Surubim. Como esses fenômenos modificam de modo acen

tuado a mineralização, a ocorrência de Surubim se mostra hoje, em muitos aspectos, diferente da de Caraíba, que possui maior registro das feições mais antigas e menor quantidade de material fino, de difícil liberação.

FOTOMICROGRAFIA 23 - FS-6118 - 55,00m. Granulito hornblenda norítico (U.3). (120x). N.//. Calcopirita fina(1) disseminada dentro de minerais silicáticos, parecendo preencher espaços porosos em decorrência de remobilização.

FOTOMICROGRAFIA 24 - FS-6019 - 35,00m. Granulito norítico (U.2). (240x). N.//. Calcopirita(1) disposta entre clivagens de mineral silicático (provável piroxênio), sugerindo substituição do mesmo pelo sulfeto. Grafitas(2), às vezes deformadas e ilmenitas leucoxenizadas(3). Calcopirita fina no interior de silicatos porosos.

FOTOMICROGRAFIA 25 - Gal. sub. L-L' - 0,0m. Biotitito (U.3). (120x). N.//. Calcopirita(1) associada a magnetita(2) com lamelas de ilmenita e espinélio. Calcopirita remobilizada entre lamelas de biotita deformada e "venulando" ou substituindo magnetita.

FOTOMICROGRAFIA 26 - FS-6514 - 183,48m. Biotitito (U.3) com muita magnetita. (240x). N.//. Magnetita poiquiloblástica(1) sem exsoluções, englobando calcopirita(2) e bornita(3). Ao lado ocorre magnetita de contornos mais regulares(4), com lamelas de ilmenita e espinélio, sem inclusões de sulfetos. Sulfetos finos no interior de silicatos porosos. Covelita(5) proveniente de bornita.

FOTOMICROGRAFIA 27 - FS-6118 - 33,19m. Granulito piroxenítico (U.3). (240x). N.//. Calcopirita(1) e bornita(2) associados a magnetitas(3). Sulfetos finos remobilizados entre minerais silicáticos tabulares (anfíbolios). A magnetita constitui cristais euédricos e podem englobar sulfetos finos. Covalita(4) proveniente de bornita.

FOTOMICROGRAFIA 28 - FS-6019 - 80,60m. Granada biotítico (U.3). (240x). N.//. Calcopiritas(1) associadas a bornitas(2) e a idaitas(3). Sulfetos remobilizados, fraturados e venulados por minerais de ganga. Sulfetos finos incluídos em silicatos porosos.

FOTOMICROGRAFIA 29 - FS-6514 - 183,48m. Biotitito com muita magnetita (U.3). (120x). N.//. Magnetita(1) sem exsoluções, englobando poiquiliticamente bornita(2); associada a magnetitas(3) com lamelas de ilmenita(4) e de espinélio(5), sem inclusões de sulfetos. Bornita remobilizada, no interior de minerais silicáticos porosos.

FOTOMICROGRAFIA 30 - FS-6514 - 185,39m. Biotitito com espinélio (U.3). (240x). N.//. Magnetitas(1) com lamelas de ilmenita e espinélio, associadas a bornitas(2). Exsoluções de calcocita azul(3) em bornitas. Melonita(4) englobada em bornita.

FOTOMICROGRAFIA 31 - FS-6514 - 185,39m. Biotitito com espinélio (U.3). (240x). N.//. Bornita(1) transformando-se em calcocita azul (bordas) e em covelita(2), englobando grão de altaíta(3) de contornos arredondados. Aspectos de remobilização dados pelas bordas irregulares e esfiapadas de bornita, formando grãos menores.

FOTOMICROGRAFIA 32 - FS-5716 - 94,03m. Granulito granada quartzo norítico (U.2). (240x). N.//. Pirrotita(1) englobando grão lenticular de calcopirita(2).

FOTOMICROGRAFIA 33 - FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2). (240x). N.//. Pirrotita(1) com "chamas" de pentlandita(2) associada também à calcopirita(3). Calcopirita fina intersticial.

FOTOMICROGRAFIA 34 - FS-6019 - 35,00m. Granulito norítico (U.2). (240x). N.//. Pirita(1) "corroída" e com contornos irregulares, englobando pirrotita(2). Ainda ocorre calcopirita(3) e ilmenita leucocoxenizada(4).

FOTOMICROGRAFIA 35 - FS-5716 - 109,15m. Granulito biotita norítico (U.2). (60x). N.//. Pirrotita(1) remobilizada, disposta entre grãos de grafita(2) e biotita. Grafita com mesma orientação da biotita, ambas localmente deformadas.

FOTOMICROGRAFIA 36 - FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3). (240x). N.//. Calcopirita(1) associada à pirita(2) e pentlandita(3). A ccp possui contornos irregulares ocorrendo também como cristais finos no interior de ganga porosa. A pirita constitui cristais subédricos ou de contornos irregulares. Mineral do tipo anilite-djurleite(4) substitui calcopirita.

FOTOMICROGRAFIA 37 - FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3). (120x). N.//. Vênula de pirita(1) cortando minerais silicáticos. Pirita fina(2) condicionada por mineral silicático, sugerindo substituição do mesmo pelo sulfeto. Calcopirita(3) fina dentro de silicatos, às vezes sugerindo intercrescimentos.

FOTOMICROGRAFIA 38 - FS-6316 - 146,27m. Granulito norítico com faixas de hornblenda (U.2). (240x). N.//. Pirita(1) (euédrica a subédrica) englobada por calcopirita(2). Calcopirita fina no interior de silicatos porosos. Magnetita(3) associada a calcopirita e grão intersticial de ilmenita(4).

FOTOMICROGRAFIA 39 - FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3). (240x).
N.//. Pirita(1), às vezes corroída, associada a calcopirita(2) e
arsenopirita(3). Calcopirita fina no interior de silicatos porosos.

FOTOMICROGRAFIA 40 - FS-6019 - 86,23m. Biotitito (U.3). (240x).
N.X. Idem à anterior, salientando os cristais subédricos de arse
nopirita(3).

FOTOMICROGRAFIA 41 - FS-6118 - 40,43m. Granulito piroxenítico com faixas de quartzo e magnetita (U.3). (60x). N.//. Magnetita(1) com lamelas de ilmenita e espinélio, associada a mineral silicático (ortopiroxênio). Calcopirita fina(2) associada à magnetita ou disseminada no interior dos silicatos. Textura granoblástica.

FOTOMICROGRAFIA 42 - FS-6514 - 177,26m. Biotitito (U.3). (60x). N.//. Magnetita(1) com lamelas de espinélio e ilmenita, associada à ilmenita leucogenizada(2). Magnetita estirada e orientada segundo a direção das biotitas. Calcopiritas finas(3) no interior dos silicatos.

FOTOMICROGRAFIA 43 - FS-6118 - 33,19m. Granulito piroxenítico (U.3). (240x). N.///. Magnetita martitizada(1) associada a ilmenita(2). Martitização segundo planos(111) da magnetita. Bornitas e calcopirita finas no interior de mineral silicático poroso.

FOTOMICROGRAFIA 44 - Gal. sub. L-L' - 0,0m. Biotítico (U.3). (240x). N.///. Magnetita(1) com lamelas de espinélio e ilmenita, associada a grão irregular de ilmenita(2). Exsoluções irregulares de espinélio(3) em ilmenita. Calcopirita(4) em fratura de magnetita.

9. PETROQUÍMICA

Foram efetuadas análises químicas de rocha total de 51 amostras representativas das diversas litologias de Surubim. A classificação petrográfica dessas amostras encontram-se na Tabela XXIII e os resultados das análises químicas na Tabela XXIV. A partir dessas tabelas, observa-se que as rochas classificadas mineralogicamente como granulitos piroxeníticos, noríticos, gabronoríticos e gábricos são, em muitos casos, anormalmente ricas em ferro, sendo suas composições químicas diferentes das apresentadas por Le Maitre (1976) para a média de rochas ígneas equivalentes. Também algumas rochas classificadas petrograficamente como biotitos apresentam teores em ferro bastante elevados, muitas vezes possuindo composições químicas semelhantes às observadas em formações ferríferas.

As diversas litologias observadas em Surubim e as características químicas das mesmas sugerem a possibilidade de haver ocorrido misturas mecânicas de rochas de origem sedimentar (formações ferríferas, tufos andesíticos-dacíticos, rochas carbonáticas e silicocarbonáticas, além de contribuições pelíticas) com derrames vulcanogênicos.

Essas feições são ainda evidenciadas a partir do diagrama $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $\log[(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$ (Garrels e Mackenzie, 1971), no qual se observa que os pontos representativos das 51 amostras não se localizam tipicamente no campo de diferenciação de rochas ígneas basálticas; os pontos apresentam-se dispersos, abrangendo também os campos de rochas sedimentares (Fig. 61).

Essa hipótese é ainda reforçada por vários outros diagramas discutidos neste capítulo.

Os resultados das análises químicas de rocha total foram também utilizados para a obtenção dos valores dos "números de Niggli" (Tabela XXV), das normas CIPW (Tabela XXVI), bem como de vários diagramas de variação, úteis para a elucidação da gênese

FIG. 61 - Diagrama de variação $\log (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$ em função de $\log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{K}_2\text{O}]$ para amostras de diferentes litologias de Surubim. O diagrama mostra campos referentes a vários tipos de rochas sedimentares, bem como o campo de diferenciação de rochas ígneas basálticas, extraídos de Garrels e Mackenzie (1971). No caso dos granulitos hipersteníticos de Surubim, foram também representados os valores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ em porcentagens em peso. Símbolos: triângulos cheios = gran. hipersteníticos; triângulos vazios = gran. noríticos (U.2); triângulos cortados = gran. noríticos (U.3); círculos cheios = gran. gabronoríticos; círculos vazios = gran. gábricos; X = gran. piroxeníticos; círculo com X = gran. hb. piroxeníticos; círculos com ponto = biotititos; quadrado = cálcio-silicática.

TABELA XXIII
CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DAS AMOSTRAS ANALISADAS QUIMICAMENTE

Amostra nº	Especificação	Classificação Petrográfica	Teores em % Cu
1	FS-5716-26,80 m	Granulito granada biotita norítico (U 3)	1,56
2	FS-5716-28,90 m	Granulito granada biotita piroxenítico (U 3)	2,31
3	FS-5716-70,85 m	Granulito hornblenda gábrico com biotita (U 2)	-
4	FS-5716-94,03 m	Granulito granada quartzo norítico (U 2)	-
5	FD-5716-107,11m	Gnaiss de composição enderbítica (U 1)	-
6	FS-5716-109,15m	Granulito biotita norítico (U 2)	0,020
7	FS-5716-118,16m	Granulito quartzo gábrico (U 2)	-
8	FS-5716-126,80m	Granulito biotita piroxenítico (opx+cpx) (U 2)	0,040
9	FS-6019-21,50 m	Granulito gabronorítico com biotita e quartzo (U 2)	0,020
10	FS-6019-36,60 m	Granulito norítico com faixas de quartzo (U 2)	0,020
11	FS-6019-42,20 m	Granulito norítico com faixas quartzosas (U 2)	-
12	FS-6019-62,20 m	Granulito norítico com hornblenda e biotita (U 2)	0,140
13	FS-6019-68,30 m	Lente cálcio-silicática na U 3	0,306
14	FS-6019-68,30 m	Intercalação com mais biotita na rocha anterior	0,940
15	FS-6019-80,60 m	Granada biotitito (U 3)	0,630
16	FS-6019-120,00m	Granulito biotita quartzo norítico (U 2)	0,040
17	FS-6118-33,19 m	Granulito piroxenítico (U 3)	0,57
18	FS-6118-34,50 m	Granulito granada biotita piroxenítico (U 3)	2,65
19	FS-6118-36,67 m	Granulito piroxenítico com faixas de magnetita (U 3)	0,86
20	FS-6118-40,43 m	Granulito piroxenítico com faixas de quartzo e magnetita (U 3)	2,25
21	FS-6118-43,61 m	Granulito biotita piroxenítico (U 3)	1,09
22	FS-6118-44,47 m	Granulito norítico com magnetita (U 3)	0,36
23	FS-6118-77,30 m	Granulito norítico (U 2)	0,06
24	FS-6118-101,31m	Biotitito com bandas de granulito biotita norítico	1,08
25	FS-6118-102,30m	Pegmatóide brechado	0,36
26	FS-6118-126,82m	Granulito norítico com faixas biotíticas (U 3)	4,00
27	FS-6118-134,69m	Granulito biotita norítico (U 3)	0,57
28	FS-6316-173,71m	Granulito hornblenda piroxenítico com espinélio (U 3)	0,065
29	FS-6316-39,85 m	Biotitito silicificado (U 3)	2,26
30	FS-6316-40,45 m	Pegmatóide brechado	0,96
31	FS-6316-55,29 m	Granulito hornblenda gábrico (U 2)	0,18
32	FS-6316-66,54 m	Granulito biotita norítico (U 3)	1,81
33	FS-6316-89,59 m	Hornblenda biotitito (U 3)	2,63
34	FS-6316-89,84 m	Granulito norítico (U 3)	0,24
35	FS-6316-132,26m	Granulito norítico-faixas com biotita (U 3)	0,54
36	FS-6316-146,27m	Granulito norítico-faixas de hornblenda (U 2)	0,026
37	FS-6316-154,15m	Intercalação granítica	0,033
38	FS-6316-179,65m	Gnaiss de composição hy-granodiorítica (U 1)	0,013
39	FS-6514-128,59m	Gnaiss de composição hy-granodiorítica (U 1)	-
40	FS-6514-144,88m	Granulito quartzo norítico (U 2)	-
41	FS-6514-144,88m	Granulito norítico (U 2)	-
42	FS-6514-166,91m	Granulito hornblenda gábrico (U 2)	0,020
43	FS-6514-179,86m	Biotitito (U 3)	0,025
44	FS-6514-183,24m	Granulito gabronorítico com hornblenda (U 2)	0,41
45	FS-6514-185,39m	Biotitito com espinélio (U 3)	0,026
46	FS-6514-186,51m	Granulito hornblenda piroxenítico (U 3)	0,83
47	Gal-L-L'-0,00 m	Biotitito com espinélio (U 3)	1,15
48	Gal-L-L'-0,00 m	Intercalação de granulito norítico (U 2)	0,065
49	Gal-L-L'-0,00 m	Faixas félsicas que cortam o granulito 48 (U 2)	0,026
50	Gal-L-L'-29,70m	Biotitito (U 3)	1,60
51	Gal-L-L'-34,00m	Biotitito silicificado (U 3)	0,61

TABELA XXIV
ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL
elementos maiores (peso %) e traços (ppm)

Amostra	granulitos noríticos (U2)											
	4	6	10	11	12	16	23	36	40	41	48	49
SiO ₂	50,08	46,37	63,33	57,81	47,84	62,69	55,64	53,46	59,37	47,48	56,00	70,28
Al ₂ O ₃	14,83	16,26	14,88	16,69	15,98	17,49	21,02	18,16	18,58	16,37	14,04	14,02
FeO	17,32	10,42	3,96	6,28	7,77	2,34	3,09	5,94	1,90	6,92	6,18	1,18
Fe ₂ O ₃	2,40	2,49	1,12	1,03	1,37	0,91	2,04	1,64	2,17	4,98	3,52	1,50
CaO	5,46	3,91	4,36	3,53	5,39	3,07	5,26	5,31	3,11	2,19	7,31	3,09
MgO	3,94	7,76	3,56	4,87	7,29	3,26	3,05	6,30	3,22	8,33	5,14	2,20
Na ₂ O	1,97	2,02	2,75	3,40	1,38	3,39	4,12	3,32	6,06	2,68	2,96	3,30
K ₂ O	0,43	3,40	1,13	0,95	2,25	2,88	2,03	1,86	1,63	2,89	0,82	1,57
TiO ₂	1,27	1,62	1,08	1,15	1,85	0,61	0,47	0,98	0,72	1,37	0,82	0,35
MnO	0,33	0,07	0,07	0,12	0,07	0,03	0,06	0,11	0,03	0,08	0,16	0,03
S	-	0,40	-	0,13	-	0,10	-	-	-	0,25	-	-
Cu	-	0,020	0,020	-	0,140	0,04	0,06	0,026	-	-	0,065	0,026
P ₂ O ₅	0,29	0,11	0,29	0,27	0,31	0,62	0,14	0,13	0,36	0,23	0,13	0,13
H ₂ O ⁺	0,02	0,25	0,28	0,04	0,17	0,35	0,18	0,12	0,20	0,32	0,48	0,32
PF	1,31	4,35	2,57	3,13	7,24	1,90	2,52	2,24	2,35	5,12	1,33	1,13
TOTAL	99,65	99,44	99,40	99,40	99,05	99,68	99,68	99,60	99,70	99,21	98,96	99,13
Cr	260	330	-	280	65	105	65	-	50	90	330	120
V	200	330	260	260	730	200	200	260	200	400	200	-
Zn	200	360	165	100	135	65	130	200	100	100	130	65
Ni	-	265	-	100	60	-	-	70	-	70	130	-
Ba	130	900	288	180	360	460	430	640	525	500	365	500
Zr	115	225	120	350	75	200	30	330	125	100	165	90
Sr	78	235	305	310	150	310	665	485	580	195	270	295
Rb	9	180	17	15	50	63	43	75	40	53	25	37
Nb	21	12	8	10	11	7	11	8	6	8	5	3
Y	40	13	18	28	19	20	-	-	15	13	26	-

Amostra	gnaisses (U1)			granulitos gabronoríticos		granulitos gábricos			
	5	38	39	9	44	3	7	31	42
SiO ₂	66,80	66,84	69,70	60,63	51,84	55,22	61,62	44,39	48,08
Al ₂ O ₃	15,30	15,16	15,94	10,76	13,82	19,61	14,09	10,59	15,74
FeO	4,37	1,79	0,77	7,59	6,24	4,88	5,37	10,29	7,80
Fe ₂ O ₃	0,42	1,52	0,82	1,13	2,55	0,99	0,84	3,62	4,96
CaO	4,62	2,86	1,90	8,35	9,40	4,80	6,03	10,48	6,76
MgO	2,48	2,10	1,20	4,75	7,47	4,09	5,12	12,25	6,35
Na ₂ O	3,69	3,04	5,02	1,67	2,44	3,82	1,75	1,41	2,88
K ₂ O	0,60	4,14	2,13	0,98	1,37	1,65	1,88	1,24	1,69
TiO ₂	0,47	0,38	0,24	0,87	0,76	0,38	0,55	1,49	1,42
MnO	0,08	0,03	0,01	0,15	0,15	0,06	0,10	0,18	0,16
S	-	0,10	-	0,13	0,10	0,13	0,10	-	-
Cu	-	0,013	-	0,02	0,41	-	-	0,18	0,020
P ₂ O ₅	0,23	0,16	0,13	0,44	0,16	0,11	0,23	0,07	0,48
H ₂ O	0,13	0,03	0,26	0,47	0,31	0,09	0,03	0,27	0,14
PF	0,40	1,30	1,24	1,95	2,27	3,29	1,94	2,58	2,97
TOTAL	99,59	99,46	99,36	99,89	99,29	99,12	99,65	99,04	99,45
Cr	90	60	-	90	250	120	145	950	90
V	130	-	-	330	260	130	200	600	260
Zn	165	130	35	130	130	260	100	290	165
Ni	65	-	-	65	100	-	65	230	100
Ba	190	880	465	240	630	265	320	220	410
Zr	85	100	45	55	35	80	60	60	90
Sr	430	500	390	280	285	500	310	100	330
Rb	4	60	25	20	60	37	58	13	32
Nb	7	10	2	5	5	6	3	16	10
Y	7	-	-	28	26	7	16	52	24

TABELA XXIV-(Cont.)
ANALISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL
elementos maiores (peso %) e traços (ppm)

Amostra	granulitos norfíticos (U3)							cálcio silfáticas	
	1	22	26	27	32	34	35	13	14
SiO ₂	41,88	48,20	36,93	36,13	47,85	46,05	49,02	69,59	66,99
Al ₂ O ₃	12,03	16,92	7,45	13,13	16,33	18,00	16,62	3,44	6,72
FeO	13,89	8,34	16,60	15,82	7,36	5,92	7,18	1,93	5,44
Fe ₂ O ₃	3,70	3,31	7,33	8,67	2,65	4,02	3,65	1,40	2,10
CaO	2,55	4,38	2,42	1,86	2,10	2,32	4,85	8,25	3,25
MgO	11,49	7,54	13,50	10,29	9,85	9,75	7,70	4,26	7,48
Na ₂ O	0,66	1,81	0,19	0,71	1,58	2,04	1,84	0,15	0,07
K ₂ O	3,34	2,83	2,98	5,03	2,13	3,55	3,07	0,59	0,24
TiO ₂	1,93	0,97	1,53	2,22	1,11	0,92	0,54	0,22	1,54
MnO	0,20	0,16	0,20	0,12	0,09	0,09	0,11	0,13	0,06
S	0,50	0,10	1,80	0,32	1,00	0,10	0,10	0,13	0,52
Cu	1,56	0,36	4,00	0,57	1,81	0,24	0,54	0,306	0,940
P ₂ O ₅	0,06	0,29	0,69	0,42	0,17	0,23	0,62	0,15	1,35
H ₂ O ⁺	0,75	0,22	0,04	0,03	0,54	0,31	0,25	0,13	0,02
PF	4,38	3,88	3,12	3,59	4,85	6,29	3,58	7,19	2,47
TOTAL	98,92	99,31	98,78	98,91	99,42	99,83	99,67	97,87	99,19
Cr	1150	60	1950	2100	320	380	280	7650	2050
V	530	260	800	800	400	260	200	200	600
Zn	460	230	430	420	230	260	300	200	130
Ni	560	60	920	1200	260	100	260	260	720
Ba	480	490	750	2000	360	730	375	20	660
Zr	80	120	65	225	10	20	20	5	8
Sr	97	435	19	85	185	110	280	56	28
Rb	195	115	175	240	63	75	110	24	120
Nb	60	5	9	22	8	6	9	3	13
Y	11	8	24	13	12	8	17	15	40

Amostra	granulitos piroxeníticos								
	2	8	17	18	19	20	21	28	46
SiO ₂	41,03	44,74	48,04	29,41	29,21	30,46	38,02	46,19	36,25
Al ₂ O ₃	8,91	3,98	8,24	2,14	4,45	4,51	13,73	4,74	11,39
FeO	17,07	13,70	20,20	27,05	29,20	21,05	14,67	8,20	14,08
Fe ₂ O ₃	3,87	0,85	3,10	25,30	25,50	23,85	4,02	7,45	10,75
CaO	2,32	19,35	1,62	1,09	1,67	0,97	2,51	7,60	0,51
MgO	13,07	8,78	11,92	6,50	5,40	10,59	12,98	20,20	13,66
Na ₂ O	0,10	0,47	0,62	0,06	0,08	0,07	0,24	0,42	0,37
K ₂ O	2,59	0,57	1,49	0,14	0,20	0,52	2,14	0,24	5,74
TiO ₂	2,00	0,57	0,41	1,10	1,21	0,77	1,38	0,64	1,76
MnO	0,24	0,15	0,37	0,36	0,49	0,28	0,23	0,16	0,14
S	0,80	1,80	0,20	2,60	0,50	1,80	0,50	0,25	0,25
Cu	2,31	0,040	0,57	2,65	0,86	2,25	1,09	0,065	0,83
P ₂ O ₅	0,10	3,50	0,10	0,11	0,29	0,29	0,56	0,13	0,13
H ₂ O ⁺	0,42	0,02	0,14	0,12	0,08	0,39	0,20	0,05	0,44
PF	3,99	0,54	2,07	0,62	1,00	1,45	7,14	3,40	3,04
TOTAL	98,82	99,06	99,09	99,25	100,14	99,25	99,41	99,74	99,34
Cr	1900	170	2700	690	105	790	170	2000	2500
V	660	530	400	460	260	330	460	260	660
Zn	560	330	360	460	330	580	300	130	390
Ni	760	130	390	520	165	450	230	1600	1400
Ba	740	300	360	65	80	225	400	30	1600
Zr	75	15	160	12	110	5	125	40	-
Sr	28	105	73	10	4	8	110	120	26
Rb	165	37	59	9	4	41	100	5	425
Nb	35	7	5	6	13	8	8	2	18
Y	14	36	-	10	44	11	24	15	9

TABELA XXIV-(Cont.)
ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL
elementos maiores (peso %) e traços (ppm)

Anostra	biotititos									pegmatóides		granitóides
	15	24	29	33	43	45	47	50	51	25	30	37
SiO ₂	38,89	45,74	62,97	24,75	41,93	38,70	25,80	35,80	34,40	62,34	38,08	66,60
Al ₂ O ₃	14,55	11,63	5,91	9,09	15,71	15,27	11,64	12,97	15,20	15,49	14,02	14,18
FeO	15,82	10,62	6,75	16,03	8,77	11,78	14,06	10,57	13,51	2,22	12,03	1,62
Fe ₂ O ₃	2,63	2,32	0,87	20,70	3,47	2,86	21,60	4,53	3,85	1,50	4,27	1,44
CaO	1,22	3,67	4,94	4,08	2,41	0,39	0,49	3,60	1,05	1,51	0,65	1,86
MgO	11,45	12,30	7,50	10,00	12,00	14,72	11,08	14,22	17,23	3,50	13,55	1,63
Na ₂ O	0,10	0,51	0,13	0,10	1,30	0,48	0,32	0,18	0,12	3,01	0,49	2,57
K ₂ O	6,39	1,76	0,16	2,38	7,17	9,20	5,83	2,76	1,63	5,68	7,40	6,91
TiO ₂	2,95	1,60	0,43	2,32	2,38	2,47	2,43	2,37	1,54	0,82	2,86	0,47
MnO	0,17	0,13	0,07	0,11	0,08	0,08	0,12	0,11	0,14	0,02	0,09	0,49
S	0,26	0,50	1,00	2,50	-	-	1,00	1,50	0,50	0,25	0,70	-
Cu	0,630	1,08	2,26	2,63	0,025	0,026	1,15	1,60	0,61	0,36	0,96	0,033
P ₂ O ₅	0,17	0,87	2,35	0,57	0,19	0,17	0,13	1,47	0,25	0,25	0,13	0,32
H ₂ O	0,16	0,10	0,28	0,32	0,62	0,50	0,30	0,29	0,37	0,29	0,30	0,24
PF	2,92	6,02	3,38	3,09	2,94	2,45	2,03	6,25	8,80	2,38	3,72	1,12
TOTAL	99,31	98,85	99,00	98,67	99,00	99,10	97,98	98,22	99,20	99,62	99,25	99,48
Cr	2000	1700	850	4900	225	870	6000	2700	2850	65	2500	435
V	1050	660	600	1400	530	660	1500	730	460	130	920	-
Zn	370	230	160	160	300	460	820	200	230	65	265	100
Ni	830	590	460	1300	300	1800	1800	820	1000	230	1400	-
Ba	1800	550	50	580	1300	1800	1700	620	285	1200	2000	780
Zr	35	25	20	170	5	-	50	125	50	-	15	370
Sr	20	65	39	115	95	17	28	42	17	215	28	225
Rb	490	91	60	125	440	625	390	145	100	140	435	135
Nb	27	9	6	17	27	32	22	17	13	26	30	10
Y	-	27	50	24	10	8	16	35	9	32	15	19

TABELA XXV
"NÚMEROS DE NIGGLI"

Amostra	granulitos					noríticos			(U2)			
	4	6	10	11	12	16	23	36	40	41	48	49
al	22,31	23,89	33,27	31,84	25,44	39,26	38,66	29,31	37,42	25,07	23,59	38,94
fm	57,20	55,33	36,12	43,30	49,86	28,65	27,19	42,98	27,49	57,23	44,45	25,52
c	14,92	10,52	17,77	12,25	15,64	12,59	17,64	15,66	11,46	6,16	22,32	15,70
alk	5,57	10,27	12,85	12,61	9,06	19,50	16,50	12,06	23,62	11,54	9,65	19,84
sl	129,68	115,36	240,26	186,85	129,20	238,61	173,60	146,40	202,84	123,36	159,25	330,93
ti	2,43	3,03	3,08	2,80	3,76	1,75	1,10	2,02	1,85	2,68	1,75	1,24
p	0,31	0,12	0,47	0,37	0,35	1,00	0,18	0,15	0,52	0,25	0,16	0,26
h	11,14	36,09	32,52	33,74	65,21	24,12	26,22	20,46	26,78	44,37	12,61	17,75
k	0,13	0,53	0,21	0,16	0,43	0,36	0,24	0,27	0,15	0,42	0,15	0,24
mg	0,26	0,52	0,56	0,54	0,59	0,65	0,52	0,60	0,60	0,56	0,49	0,60
sl'	122,27	141,07	151,39	150,45	136,24	178,00	166,01	148,25	194,49	146,16	138,59	179,36
qz	7,41	-25,71	88,87	36,41	-7,04	60,61	7,59	-1,85	8,34	-22,80	20,66	151,57
c/fm	0,26	0,19	0,49	0,28	0,31	0,44	0,65	0,36	0,42	0,11	0,50	0,62
w	0,11	0,18	0,20	0,13	0,14	0,26	0,37	0,20	0,51	0,39	0,34	0,53

Amostra	gnaisses (U1)			granulitos gabronoríticos		granulitos gábricos			
	5	38	39	9	44	3	7	31	42
al	35,12	38,15	45,31	19,17	20,45	35,64	27,22	12,73	23,04
fm	30,15	24,74	14,75	46,99	46,13	33,82	42,08	60,19	49,32
c	19,31	13,25	9,91	27,06	25,31	15,89	21,21	22,72	18,03
alk	15,42	23,85	30,03	6,78	8,12	14,66	9,48	4,36	9,61
sl	260,12	285,34	336,20	183,15	129,91	170,18	201,83	89,76	119,38
ti	1,38	1,22	0,87	1,98	1,43	0,88	1,35	2,27	0,78
p	0,38	0,29	0,27	0,56	0,17	0,14	0,32	0,06	0,50
h	5,19	18,51	19,95	19,65	18,97	33,82	21,19	17,40	24,59
k	0,10	0,47	0,22	0,28	0,27	0,22	0,41	0,37	0,28
mg	0,48	0,54	0,58	0,46	0,60	0,56	0,59	0,61	0,48
sl'	161,68	195,41	220,11	127,12	132,47	158,63	137,94	117,45	138,43
qz	98,44	89,92	116,09	56,04	-2,56	11,56	63,90	-27,69	-19,06
c/fm	0,64	0,54	0,67	0,58	0,55	0,47	0,50	0,38	0,37
w	0,08	0,43	0,49	0,12	0,27	0,15	0,12	0,24	0,36

Amostra	granulitos noríticos (U3)							cálcio-silicáticas	
	1	22	26	27	32	34	35	13	14
al	16,11	25,51	9,19	15,99	25,56	26,59	25,08	11,77	16,18
fm	71,46	53,33	81,20	71,85	60,78	56,51	52,02	43,61	69,03
c	6,19	12,05	5,36	4,23	6,00	6,30	13,33	42,13	13,92
alk	6,23	9,11	4,26	7,93	7,66	10,61	9,57	2,49	0,88
sl	94,26	123,29	75,37	73,51	126,82	115,17	125,34	331,66	265,72
ti	3,27	1,87	2,35	3,40	2,21	1,73	1,04	0,79	4,59
p	0,06	0,31	0,60	0,36	0,19	0,24	0,67	0,30	2,27
h	32,88	33,10	21,24	24,36	42,87	52,47	30,53	114,29	32,68
k	0,77	0,51	0,91	0,82	0,47	0,53	0,52	0,72	0,69
mg	0,54	0,54	0,51	0,43	0,64	0,64	0,56	0,69	0,64
sl'	124,94	136,42	117,02	131,71	130,64	142,44	138,27	109,95	103,51
qz	-30,68	-13,13	-41,65	-58,20	-3,82	-27,26	-12,93	221,71	162,21
c/fm	0,09	0,23	0,07	0,06	0,10	0,11	0,26	0,97	0,20

TABELA XXV - Cont.

Amostra	granulitos				piroxeníticos							
	2	8	17	18	19	20	21	28	46			
al	11,51	4,78	11,36	2,39	4,64	4,85	17,14	5,34	13,19			
fm	79,33	51,45	84,70	95,18	91,84	92,55	73,76	78,69	77,88			
c	5,40	42,14	0,42	2,16	3,16	1,88	5,72	14,95	1,19			
alk	3,75	1,63	3,52	0,27	0,36	0,72	3,38	1,03	7,73			
si	88,09	90,89	108,95	54,13	51,50	54,61	80,45	84,78	69,73			
ti	3,23	0,87	0,70	1,52	1,60	1,04	2,20	0,88	2,55			
p	0,09	3,01	0,10	0,09	0,22	0,22	0,50	0,10	0,11			
h	28,57	3,66	15,66	3,81	5,88	8,67	50,39	20,81	19,50			
k	0,94	0,43	0,61	0,61	0,62	0,83	0,85	0,27	0,91			
mg	0,53	0,52	0,48	0,19	0,15	0,31	0,55	0,70	0,50			
si'	115,02	106,80	114,07	101,09	101,45	102,87	113,52	104,11	130,93			
qz	-26,93	-15,61	-5,13	-46,95	-49,95	-48,25	-33,07	-19,33	-61,20			
c/fm	0,07	0,82	0,01	0,02	0,03	0,02	0,08	0,19	0,02			
w	0,17	0,05	0,12	0,46	0,44	0,50	0,20	0,45	0,41			
Amostra	biotititos									pegmatóides		granitóide
	15	24	29	33	43	45	47	50	51	25	30	37
al	18,58	16,69	13,25	10,11	20,29	18,07	12,72	16,51	17,71	35,69	17,49	37,10
fm	69,53	69,94	66,01	79,12	61,15	68,29	79,11	71,17	77,84	32,22	70,08	23,39
c	2,96	9,50	19,88	7,88	5,78	0,99	1,06	8,22	2,21	6,52	1,63	8,98
alk	8,92	3,88	0,86	2,89	12,77	12,65	7,11	4,10	2,24	25,57	10,81	30,54
si	85,32	109,79	236,36	44,36	91,84	77,28	45,54	75,79	66,78	243,66	79,21	294,82
ti	4,74	2,89	1,21	3,13	3,92	3,71	3,23	3,77	2,25	2,41	4,47	1,56
p	0,15	0,88	3,73	0,43	0,18	0,14	0,10	1,32	0,21	0,41	0,11	0,60
h	20,83	48,19	42,31	18,47	21,47	16,32	11,95	44,13	56,97	31,03	25,81	16,54
k	0,98	0,69	0,45	0,94	0,78	0,93	0,92	0,91	0,90	0,55	0,91	0,64
mg	0,52	0,63	0,64	0,34	0,64	0,64	0,37	0,63	0,64	0,63	0,60	0,46
si'	135,70	115,53	103,42	111,58	151,09	150,59	128,45	116,39	108,98	202,26	143,22	222,16
qz	-50,38	-5,73	132,94	-67,22	-59,24	-73,31	-82,90	-40,59	-42,20	41,40	-64,02	72,67
c/fm	0,04	0,14	0,30	0,10	0,09	0,01	0,01	0,12	0,03	0,20	0,02	0,38
w	0,13	0,16	0,10	0,54	0,26	0,18	0,58	0,28	0,20	0,38	0,24	0,44

TABELA XXVI

MINERAIS NORMATIVOS C.I.P.W. (Porcentagem)

Amostra	granulitos noríticos (U2)											
	4	6	10	11	12	16	23	36	40	41	48	49
Q	8,19	-	27,98	16,98	1,67	21,70	7,15	2,94	7,34	1,71	12,43	35,24
C	1,90	2,47	1,95	4,45	1,30	4,79	2,87	1,33	2,07	5,72	-	1,52
Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OR	2,56	21,18	6,92	5,83	14,42	17,47	12,37	11,30	9,91	18,21	4,99	9,40
AB	16,81	18,02	24,10	29,88	18,17	29,44	35,96	28,89	52,75	24,19	25,78	27,92
AN1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23,26	-
AN2	25,42	19,88	20,50	16,40	26,88	11,57	26,06	26,34	13,56	-	-	14,59
LC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
WOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,54	-
FO	-	6,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FA	-	5,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MT	3,51	3,81	1,68	1,55	2,15	1,35	3,05	2,44	3,24	7,70	5,25	2,17
CM	0,06	0,08	-	0,06	0,02	0,03	0,02	-	0,02	0,02	0,08	0,03
IL	2,43	3,24	2,12	2,27	3,81	1,19	0,92	1,91	1,41	2,78	1,60	0,66
TN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AP	0,69	0,27	0,71	0,66	0,80	1,51	0,34	0,32	0,88	0,58	0,32	0,31
PR	-	0,79	-	0,25	0,12	0,19	-	-	-	0,50	-	-
DI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HY	38,43	17,82	14,04	21,65	30,64	10,76	11,25	24,52	8,82	28,50	20,76	5,87
DI-WOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI-EN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI-FS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HY-EN	9,89	10,42	9,18	12,60	19,69	8,33	7,83	16,13	8,25	22,13	13,17	5,48
HY-FS	28,54	7,40	4,86	9,06	10,95	2,43	3,42	8,39	0,57	6,37	7,59	0,39
OL-F	-	12,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OL-FO	-	6,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OL-FA	-	5,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sálícos	54,88	61,56	81,44	73,54	62,46	84,96	84,42	70,80	85,64	59,93	66,45	88,67
Fêmicos	45,12	38,44	18,56	26,46	37,54	15,04	15,58	29,20	14,36	40,07	33,55	9,04

TABELA XXVI - Cont.

Amostra	gnaisses			granulitos gabronoríticos		granulitos gábricos				cálcio silicáticas	
	5	38	39	9	44	3	7	31	42	13	14
Q	27,11	24,31	27,23	21,13	2,83	7,57	21,80	-	-	54,16	51,18
C	0,72	0,81	2,25	-	-	3,19	-	-	-	-	3,77
Z	-	-	-	0,30	-	-	-	-	-	-	-
OR	3,58	24,92	12,86	5,79	8,40	10,18	11,37	7,62	10,47	3,82	1,48
AB	31,51	26,21	43,40	14,13	21,43	33,76	15,15	12,40	25,55	1,39	0,62
AN1	-	-	-	18,97	23,57	-	25,62	19,65	26,24	7,63	-
AN2	21,65	13,58	8,85	-	-	24,18	-	-	-	-	7,73
LC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
WOL	-	-	-	8,20	9,97	-	1,47	-	-	15,07	-
FO	-	-	-	-	-	-	-	15,02	1,79	-	-
FA	-	-	-	-	-	-	-	7,44	1,23	-	-
MT	0,61	2,54	1,21	1,64	3,84	1,50	1,25	5,46	7,54	2,22	3,17
CM	0,01	0,02	-	0,01	0,06	0,03	0,03	0,21	0,02	1,81	0,46
IL	0,90	0,74	0,46	1,65	1,50	0,75	1,07	2,94	0,84	0,46	3,04
TN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AP	0,55	0,39	0,31	1,04	0,39	0,27	0,56	0,17	1,19	0,39	3,33
PR	-	0,19	-	0,24	0,19	0,25	0,19	-	-	0,27	1,01
DI	-	-	-	-	-	-	-	27,41	4,67	-	-
HY	13,36	6,60	3,42	25,93	27,77	18,31	21,48	1,67	20,47	12,79	24,22
DI-WOL	-	-	-	-	-	-	-	14,18	2,39	-	-
DI-EN	-	-	-	-	-	-	-	9,13	1,40	-	-
DI-FS	-	-	-	-	-	-	-	4,10	0,87	-	-
HY-EN	6,23	5,33	3,05	11,83	19,31	10,64	13,05	1,15	12,62	11,61	19,38
HY-FS	7,12	1,27	0,37	14,10	8,46	7,67	8,43	0,52	7,85	1,18	4,84
OL	-	-	-	-	-	-	-	22,46	3,02	-	-
OL-FO	-	-	-	-	-	-	-	15,02	1,79	-	-
OL-FA	-	-	-	-	-	-	-	7,44	1,23	-	-
Sálicos	84,56	89,83	94,59	60,32	56,28	78,88	73,95	39,67	62,26	67,00	64,77
Fêmicos	15,44	10,17	5,41	38,72	43,72	21,12	26,05	60,33	37,74	33,00	35,23

TABELA XXVI - Cont.

MINERAIS NORMATIVOS C.I.P.W. (Porcentagem)

Amostra	granulitos noríticos (U3)							pegmatóides		granitóides
	1	22	26	27	32	34	35	25	30	37
Q	-	2,06	-	-	9,02	-	2,29	15,28	-	19,24
C	3,04	3,77	1,21	4,20	8,68	7,61	3,05	2,23	4,42	-
Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OR	21,37	17,63	19,22	31,22	13,67	22,54	19,02	34,74	20,01	41,58
AB	6,05	16,14	1,75	1,86	14,52	18,55	16,32	26,36	-	22,14
AN1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,87
AN2	13,37	21,00	8,34	7,23	10,19	10,91	21,05	6,31	2,93	-
LC	-	-	-	-	-	-	-	-	20,50	-
NE	-	-	-	2,41	-	-	-	-	2,37	-
WOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,23
FO	9,61	-	13,40	18,86	-	2,19	-	-	24,96	-
FA	6,88	-	8,14	14,43	-	0,59	-	-	10,24	-
MT	5,81	5,06	11,60	13,20	4,17	6,26	5,55	2,25	6,54	2,13
CM	0,27	0,02	0,45	0,48	0,08	0,09	0,06	0,02	0,58	0,09
IL	3,97	1,94	3,17	4,43	2,29	1,88	1,08	1,61	5,73	0,91
TN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AP	0,15	0,72	1,78	1,05	0,44	0,59	1,54	0,61	0,33	0,77
PR	1,01	0,20	3,68	0,63	2,03	0,20	0,20	0,48	1,38	-
DI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HY	28,48	31,43	27,25	-	34,91	28,60	29,85	10,11	-	6,04
DI-WOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI-EN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI-FS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HY-EN	17,27	19,79	17,56	-	26,64	22,97	20,10	9,02	-	4,13
HY-FS	11,21	11,68	9,68	-	8,27	5,63	9,74	1,09	-	1,90
OL	16,49	-	21,55	33,29	-	2,73	-	-	35,21	-
OL-FO	9,61	-	13,40	18,86	-	2,19	-	-	24,96	-
OL-FA	6,88	-	8,14	14,43	-	0,59	-	-	10,24	-
Sálicos	43,82	60,59	30,52	46,92	56,08	59,60	61,73	84,92	50,24	89,83
Fêmicos	56,18	39,41	69,48	53,08	43,92	40,40	38,27	15,08	49,76	10,17

TABELA XXVI - Cont.

Amostras	granulitos piroxeníticos								
	2	8	17	18	19	20	21	28	46
Q	-	0,35	5,71	6,96	3,35	4,63	-	-	-
C	2,07	-	5,80	0,17	1,79	2,89	8,54	-	4,00
Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OR	16,58	3,25	9,24	0,87	1,20	3,24	13,90	1,47	32,41
AB	0,92	4,05	5,51	0,53	0,69	0,62	2,23	3,68	-
AN1	-	7,29	-	-	-	-	-	10,70	-
AN2	11,92	-	0,22	4,93	6,53	3,13	9,75	-	2,12
LC	-	-	-	-	-	-	-	-	2,41
NE	-	-	-	-	-	-	-	-	1,77
WOL	-	28,07	-	-	-	-	-	-	-
FO	7,25	-	-	-	-	-	7,27	2,15	24,94
FA	5,79	-	-	-	-	-	5,15	0,36	11,16
MT	6,08	1,25	4,72	38,45	37,67	36,43	6,41	11,18	16,31
CM	0,45	0,03	0,60	0,15	0,03	0,19	0,03	0,44	0,57
IL	4,11	1,10	0,82	2,19	2,34	1,54	2,88	1,26	3,50
TN	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AP	0,26	8,44	0,25	0,27	0,70	0,72	1,46	0,32	0,32
PR	1,62	3,43	0,39	5,10	0,95	3,55	1,03	0,48	0,49
DI	-	-	-	-	-	-	-	21,68	-
HY	42,96	42,74	66,73	40,36	44,74	43,06	41,35	46,28	-
DI-WOL	-	-	-	-	-	-	-	11,45	-
DI-EN	-	-	-	-	-	-	-	8,86	-
DI-FS	-	-	-	-	-	-	-	1,36	-
HY-EN	24,91	22,26	31,16	16,97	13,70	27,79	25,17	40,12	-
HY-FS	18,05	20,47	35,57	23,39	31,03	15,27	16,18	6,16	-
OL	13,04	-	-	-	-	-	12,41	2,52	36,10
OL-FO	7,25	-	-	-	-	-	7,27	2,15	24,94
OL-FA	5,79	-	-	-	-	-	5,15	0,36	11,16
Sálicos	31,48	14,93	26,49	13,47	13,57	14,51	34,43	15,84	42,72
Fêmicos	68,52	85,07	73,51	86,53	86,43	85,49	65,57	84,16	57,28

TABELA XXVI-Cont.

MINERAIS NORMATIVOS C.I.P.W. (Porcentagem)

Amostras	biotititos								
	15	24	29	33	43	45	47	50	51
Q	-	6,35	42,34	-	-	-	-	-	-
C	5,75	4,63	2,16	0,28	1,78	3,41	4,29	7,33	13,25
Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OR	36,77	11,31	0,95	15,13	24,48	-	3,95	18,06	10,72
AB	-	4,69	1,10	0,15	-	-	-	1,69	1,13
AN1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AN2	5,52	13,74	9,17	17,88	10,99	0,99	2,02	9,28	4,04
LC	2,01	-	-	-	14,03	35,52	25,21	-	-
NE	0,48	-	-	0,41	5,96	1,83	1,54	-	-
WOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FO	20,81	-	-	18,77	20,94	21,40	20,26	10,03	15,89
FA	17,48	-	-	2,74	7,34	10,06	1,43	2,72	7,42
MT	3,97	3,66	1,26	32,28	5,03	3,45	32,82	7,27	6,21
CM	0,44	0,40	0,18	1,14	0,04	0,16	1,36	0,64	0,69
IL	5,84	3,31	0,82	4,74	4,52	3,91	4,84	4,98	3,25
TN	-	-	-	-	-	61,79	-	-	-
PF	-	-	-	-	-	-42,85	-	-	-
AP	0,42	2,24	5,57	1,45	0,45	0,34	0,32	3,86	0,66
PR	0,51	1,02	1,87	5,03	-	-	1,96	3,11	1,04
DI	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HY	-	48,64	27,72	-	-	-	-	31,03	35,69
DI-WOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI-EN	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI-FS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HY-EN	-	33,32	18,68	-	-	-	-	24,91	25,07
HY-FS	-	15,32	9,04	-	-	-	-	6,12	10,62
OL	38,29	-	-	21,51	28,28	31,46	21,70	12,75	23,32
OL-FO	20,81	-	-	18,77	20,94	21,40	20,26	10,03	15,89
OL-FA	17,48	-	-	2,74	7,34	10,06	1,43	2,72	7,42
Sálicos	50,53	40,73	55,72	33,85	57,24	41,74	37,01	36,36	29,14
Fêmicos	49,47	59,27	37,41	66,15	38,33	58,26	62,99	63,64	70,86

e evolução das rochas estudadas.

9.1 - "NÚMEROS DE NIGGLI" - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

A partir dos números de Niggli foram efetuados os seguintes diagramas de variação: al , alk , mg , fm , c e c/fm versus si (Figs. 62 a 67) e alk , K , ti e p versus mg (Figs. 68 a 71). São observadas tendências bem definidas nos diagramas al , alk e fm versus si ; os dois primeiros parâmetros crescem com o acréscimo de si , enquanto que existe um "trend" decrescente de fm relativamente a si . Essas tendências poderiam indicar a albitização dos plagioclásios que ocorre devido aos fenômenos posteriores ao pico do metamorfismo granulítico, comuns na região estudada. Também poderiam sugerir uma diferenciação magmática; no entanto, o diagrama mg versus si (Fig. 64) não apresenta uma tendência distinta, havendo uma grande dispersão dos pontos. Evans e Leake (1960) enfatizam que o decréscimo sistemático de mg com si seria, provavelmente, o critério mais seguro, indicativo da diferenciação de magmas básicos.

São ainda observadas correlações positivas entre c e si (Fig. 66) e entre c/fm e si (Fig. 67), que podem ser indicativas de uma diferenciação, embora exista algum espalhamento de pontos, principalmente no caso do segundo diagrama. Segundo Leake (1964), o valor de c aumenta com a diferenciação, sendo esse acréscimo acentuado nos estágios iniciais, devido a cristalização de olivina seguida pela formação de piroxênios e quantidades crescentes de plagioclásio cálcico; em estágios posteriores o valor de c começa a declinar, uma vez que o plagioclásio se torna mais albitico, havendo ainda um decréscimo nas proporções de clinopiroxênio. Desse modo as variações do valor c com respeito a mg e a si dependem principalmente do estágio da diferenciação.

No diagrama da figura 68 pode ser observado um acréscimo de alk com mg , o que não é esperado em diferenciação de magmas básicos. Essa tendência poderia indicar movimentos de álcalis

FIG. 62 - Diagrama de variação de al em função de si (números de Niggli) para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim.

FIG. 63 - Diagrama de variação $alk \times si$ (nqs. de Niggli) para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim.

FIG. 64 - Diagrama de variação mg x si (nºs de Niggli) para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim.

FIG. 65 - Diagrama de variação de fm x si (nºs de Niggli) para amostras de Surubim.

FIG. 66 - Diagrama de variação c x si (nºs de Niggli) para amostras de Surubim.

FIG. 67 - Diagrama de variação c/fm x si (nºs de Niggli) para amostras de Surubim.

FIG. 68.- Diagrama de variação alk x mg (n^{os} de Niggli) para amostras de Surubim.

FIG. 69 - Diagrama de variação k x mg (nºs de Niggli) para amostras de Surubim.

FIG. 70 - Diagrama de variação $ti \times mg$ (nºs de Niggli) para amostras de Surubim.

FIG. 71 - Diagrama de variação p x mg (nºs de Niggli) para amostras de Surubim.

devido, provavelmente, a fenômenos metassomáticos e retrometamórficos, com a conseqüente albitização dos plagioclásios.

A presença de metassomatismo em alguma etapa da história geológica da região é também sugerida pelo diagrama K versus mg (Fig. 69), no qual é observado que para um pequeno intervalo de valores de mg existe uma grande variação do parâmetro K .

Na figura 71, que representa a variação de p relativamente a mg , observa-se também um grande espalhamento de pontos, havendo alguns valores de p anormalmente elevados. Como o fósforo é um elemento bastante móvel, podendo ter sido reconcentrado durante processos hidrotermais ou metassomáticos, esse diagrama não fornece nenhuma indicação segura sobre a origem das rochas estudadas.

Foram ainda realizados os diagramas de variação do Sr , Cr , Ni , Cu e Zr (ppm) em função do "número de Niggli" mg , os quais não se encontram representados devido a alta dispersão de pontos obtida.

Na diferenciação de rochas ígneas básicas, um decréscimo do valor mg é usualmente acompanhado pela diminuição de Cr e Ni . Por outro lado, em misturas de pelitos e dolomitos, com a diminuição no valor mg , ocorre um acréscimo em Cr e Ni , uma vez que os dolomitos são mais pobres em tais elementos do que os pelitos (Leake, 1964 e Evans e Leake, 1960).

Nos diagramas Cr e Ni versus mg , para rochas de Surubim, foi observada certa tendência de diferenciação magmática no caso de alguns granulitos noríticos e piroxeníticos, havendo, no entanto, grande espalhamento dos pontos representativos das outras amostras.

No diagrama Cu versus mg observou-se que a maior concentração de Cu ocorre em granulitos piroxeníticos e noríticos da Unidade 3, embora a dispersão de pontos seja considerável. Deve ser enfatizado que a distribuição do cobre pode ser facilmente modificada com o metamorfismo, fato esse que explicaria o espalhamento que mascara qualquer correlação.

No diagrama que representa a variação de Zr (ppm) com o número de Niggli **mg**, ocorre uma correlação negativa entre as variáveis, principalmente para os granulitos noríticos da Unidade 3, havendo, no entanto, uma dispersão considerável no caso dos granulitos piroxeníticos e também nos granulitos noríticos da Unidade 2.

No diagrama **Sr** versus **mg** os pontos encontram-se totalmente dispersos, não sendo possível a definição de nenhuma tendência específica.

9.2 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO A PARTIR DA PORCENTAGEM EM PESO DOS ÓXIDOS E DOS VALORES EM PPM DE CERTOS ELEMENTOS

Nas figuras 72 a 80 estão representadas as variações das porcentagens em peso de SiO_2 , FeO^* (ferro total como Fe^{2+}), Na_2O , TiO_2 , MnO , CaO , Al_2O_3 , P_2O_5 e K_2O em relação a MgO , uma vez que o magnésio é considerado como um dos elementos pouco móveis durante os processos metamórficos.

Comparando-se os diagramas das figuras 72 a 80 com os obtidos por Schrank (1982) para rochas de Piumhi (SW de Minas Gerais), observa-se que, embora com uma grande dispersão de pontos, as amostras de Surubim apresentam dois "trends" principais: calco-alcálico, para as rochas não mineralizadas da Unidade 2 e toleítico para os granulitos noríticos e piroxeníticos da Unidade 3, mineralizada. Essas diferentes seqüências são observadas principalmente no diagrama FeO^* versus MgO , que mostra a ocorrência de um acentuado enriquecimento em ferro para os granulitos piroxeníticos e certos biotititos, devido a presença constante de magnetita associada aos sulfetos de cobre na unidade mineralizada. No entanto, não pode ser descartada a possibilidade de que essas tendências sejam devidas às contribuições de sedimentos químicos (formações ferríferas) nas seqüências vulcânicas, uma vez que esses granulitos apresentam teores de ferro anormalmente elevados, não característicos de rochas ígneas, como já foi discutido anteriormente. Também deve ser considerado que muitas magnetitas apresentam

evidências texturais e químicas indicativas de uma origem metamórfica, mascarando os verdadeiros "trends".

Essas mesmas tendências também são notadas no diagrama SiO_2 versus MgO , embora neste caso a diferença entre elas não seja tão nítida.

No diagrama MnO versus MgO é observado um enriquecimento acentuado em MnO nos granulitos piroxeníticos mineralizados. Esse enriquecimento ocorre, provavelmente, porque o MnO acompanha o FeO^* na formação das magnetitas, frequentes nesses tipos litológicos. Também neste caso podem ser identificadas as duas tendências mencionadas, apesar da grande dispersão dos pontos.

A partir da figura 74 (Na_2O versus MgO), pode ser visto que ocorre uma pequena variação no conteúdo de Na_2O com o acréscimo de MgO no caso dos granulitos piroxeníticos e dos biotitos que, portanto, apresentam "trends" distintos das demais rochas analisadas. Neste caso, também podem ser grosseiramente delimitados campos toleíticos e calco-alcalinos.

As variações de Ni e Cr (ppm) em relação a MgO estão representadas nas figuras 81 e 82, onde pode ser observado que as maiores concentrações nesses elementos ocorrem em amostras de teores mais elevados em MgO .

Nos outros diagramas, a grande dispersão de pontos, provavelmente decorrente de variações químicas na rocha original, não permite a identificação de nenhuma tendência específica. Estas são principalmente definidas nos diagramas SiO_2 , FeO^* , Na_2O , Cr e Ni versus MgO , e, mesmo nesses casos, podem não ser representativas de suites ígneas e sim de misturas que muitas vezes levam a resultados semelhantes, e que responderiam pelos acentuados espalhamentos observados.

Deve ainda ser enfatizado que pela comparação das amostras estudadas com as suites toleíticas e calco-alcalinas de Piumhi, através dos dados de Schrank (1982), observa-se que as rochas de Surubim apresentam teores bem mais elevados de FeO^* e um ligeiro enriquecimento em MnO em relação às segundas, além de um

FIG. 72 - Diagrama de variação de SiO₂ em função de MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 73 - Diagrama de variação FeO* x MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. (FeO*: ferro total como FeO).

FIG. 74 - Diagrama de variação de Na₂O em função de MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 75 - Diagrama de variação $\text{TiO}_2 \times \text{MgO}$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 76 - Diagrama de variação MnO x MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 77 - Diagrama de variação CaO x MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

LEGENDA

- △ granulito norítico (U2)
- △ granulito norítico (U3)
- ▼ granulito hiperstenítico
- ⊗ granulito hb piroxenítico
- × granulito piroxenítico
- granulito gábrico
- ⊖ granulito hb gábrico
- granulito gabronorítico
- + gnaiss
- ⊙ biotítico
- ☆_a granulito norítico bandado - faixa ácida
- ☆_b granulito norítico bandado - faixa máfica
- ◇ granito
- ⊕ pegmatóide

FIG. 78 - Diagrama de variação Al_2O_3 x MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 79 - Diagrama de variação P_2O_5 x MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 80 - Diagrama de variação K₂O x MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

LEGENDA

- △ granulito norítico (U2)
- △ granulito norítico (U3)
- ▼ granulito hiperstenítico
- ⊗ granulito hb piroxenítico
- × granulito piroxenítico
- granulito gábrico
- ⊖ granulito hb gábrico
- granulito gabronorítico
- + gnaíse
- ⊙ biotítico
- ☆ granulito norítico bandado - faixa máfica

FIG. 81 - Diagrama de variação de Ni (ppm) em função de MgO (porcentagem em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 82 - Diagrama de variação de Cr (ppm) em função de MgO (porcentagem em peso) para amostras de Surubim).

maior espalhamento de pontos em quase todos os casos, o que acarreta dúvidas sobre sua verdadeira origem.

Alguns autores mostram que também o titânio é relativamente imóvel durante o metamorfismo de médio a alto grau de rochas ígneas básicas. Com base nessa premissa e nos estudos de Rollinson (1983), foram efetuados os seguintes diagramas de variação: SiO_2 , MgO , Na_2O , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, K_2O e P_2O_5 versus TiO_2 (Figs. 83 a 89).

O diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ versus TiO_2 apresenta a tendência melhor definida, apesar de certo espalhamento de pontos, novamente acentuando a importância do ferro nas amostras de Surubim; nos demais ocorrem grandes dispersões, embora alguns "trends" possam ser sugeridos para certos tipos litológicos. Assim, por exemplo, é observada uma correlação positiva entre Al_2O_3 e TiO_2 , no caso de granulitos noríticos; uma correlação negativa entre Na_2O e TiO_2 , para esse mesmo tipo litológico; e uma correlação positiva entre SiO_2 e TiO_2 , para os granulitos piroxeníticos.

Essas feições sugerem que o ferro pode ser considerado como um dos elementos pouco móveis, embora não se descarte a possibilidade de certa mobilidade do próprio titânio, em região tão amplamente submetida a fenômenos de metassomatismo e hidrotermalismo, explicando o certo espalhamento de pontos observado; também não pode ser descartada a possibilidade da existência de amplas variações químicas nas rochas originais, que provavelmente não representam apenas uma sequência ígnea.

Os efeitos do metassomatismo na região são também neste caso salientados, através do diagrama K_2O versus TiO_2 , onde se observa que amostras de um mesmo tipo litológico podem apresentar valores muito variáveis de K_2O .

Os diagramas das figuras 90 e 91 mostram a variação de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e CaO/TiO_2 em função de TiO_2 , tendo sido utilizados por Nesbit et al. (1979) para a discriminação de campos de basaltos e komatiitos. A partir dessas figuras e dos estudos de Schrank (1982), observa-se que os granulitos piroxeníticos e noríticos da Unidade 3, que foram enquadrados nas suites toleíticas pelos ou-

FIG. 83 - Diagrama de variação SiO₂ x TiO₂ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 84 - Diagrama de variação MgO x TiO₂ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 85 - Diagrama de variação $\text{Na}_2\text{O} \times \text{TiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 86 - Diagrama de variação Al₂O₃ x TiO₂ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 87 - Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$ x TiO_2 (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. ($\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$: ferro total calculado como Fe_2O_3).

FIG. 88 - Diagrama de variação $K_2O \times TiO_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

LEGENDA

- △ granulito norítico (U2)
- △ granulito norítico (U3)
- ▼ granulito hiperstenítico
- ⊗ granulito hb-piroxenítico
- granulito gábrico
- ⊖ granulito hb-gábrico
- granulito gabronorítico
- ⊕ granulito norítico bandado - faixa ácida
- ⊕ granulito norítico bandado - faixa máfica
- ⊙ biotitito

FIG. 89 - Diagrama de variação de P_2O_5 em função de TiO_2 (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 90 - Diagrama de variação de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em função de TiO_2 (por centagens em peso) para amostras de Surubim.

FIG. 91 - Diagrama de variação de CaO/TiO_2 em função de TiO_2 (por centagens em peso) para amostras de Surubim.

tros diagramas, aproximam-se dos "trends" dos basaltos das cadeias meso-oceânicas (MORB), embora com teores mais baixos de CaO e, em alguns casos de Al_2O_3 , em relação às rochas de Piumhi e às estudadas por Nesbit et al. (1979).

Também foram realizados os diagramas que mostram as variações de SiO_2 e FeO^* em relação a FeO^*/MgO (Figs. 92 e 93), propostos por Miyashiro (1974), tendo sido representados os diferentes tipos litológicos de Surubim. As séries de rochas toleíticas e calco-alcalinas também podem ser nitidamente separadas através desses diagramas. Miyashiro (1974, 1975), com base na representação de rochas de diversas províncias toleíticas e calco-alcalinas conhecidas, determinou arbitrariamente as retas que delimitam essas diferentes séries. No caso do primeiro diagrama (SiO_2 versus FeO^*/MgO), a reta limite passa pelos pontos ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,5$, $\text{SiO}_2 = 46\%$) e ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,0$, $\text{SiO}_2 = 62\%$), sendo representada pela seguinte equação: $\text{SiO}_2(\%) = 6,4 \text{ FeO}^*/\text{MgO} + 42,8$, onde $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3$. As séries toleíticas e calco-alcalinas são definidas como tendo, respectivamente, inclinações mais suaves e mais acentuadas em relação a essa reta. No caso do diagrama FeO^* versus FeO^*/MgO , a curva limite passa pelos pontos ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,0$, $\text{FeO}^* = 8,1$) e ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,5$, $\text{FeO}^* = 5,0$). As séries calco-alcalinas apresentam um decréscimo em FeO^* nos estágios iniciais da cristalização fracionada, enquanto que as toleíticas mostram relações inversas.

Os magmas parentais dessas duas séries de rochas teriam sido gerados sob diferentes condições: magmas toleíticos resultariam de fusão parcial do manto, em condições de baixas fugacidades de oxigênio, o que retardaria a cristalização da magnetita, causando, conseqüentemente, um enriquecimento em FeO^* e TiO_2 nos estágios iniciais de consolidação; magmas calco-alcalinos, por outro lado, seriam formados sob condições de mais altas fugacidades de oxigênio, o que permitiria que a cristalização da magnetita ocorresse já em estágios iniciais, resultando num empobrecimento em FeO^* e TiO_2 e enriquecimento em SiO_2 nos magmas residuais.

No caso das rochas de Surubim os diagramas menciona

FIG. 92 - Diagrama de variação de SiO₂ em função de FeO*/MgO (por centagens em peso) para amostras de Surubim. A reta representa o limite entre os campos das rochas calco-alcálinas (CA) e toleíticas (TH), segundo Miyashiro (1974). (FeO*: ferro total calculado como FeO).

FIG. 93 - Diagrama de variação de FeO^* em função de FeO^*/MgO (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. A reta representa o limite entre os campos das rochas calco-alcálinas (CA) e toleíticas (TH), segundo Miyashiro (1974). (FeO^* : ferro total calculado como FeO).

dos evidenciaram a existência de um "*trend*" toleítico para os granulitos noríticos e piroxeníticos mineralizados da Unidade 3 e, em alguns casos, também para os biotititos; um "*trend*" calco-alcalino foi obtido para os granulitos gábricos, gabronoríticos e noríticos não mineralizados da Unidade 2, onde também se enquadram algumas amostras de biotitito. Apesar da observação dessas tendências nos dois diagramas, deve ser enfatizado que as mesmas não necessariamente fornecem alguma conclusão definitiva sobre a origem da seqüência estudada; misturas de tufos básicos com certas rochas sedimentares, incluindo formações ferríferas, podem ser responsáveis pelo enriquecimento em ferro, comum das suites toleíticas. Além disso, nos outros diagramas utilizados por Miyashiro (1974, 1975) para a distinção entre essas séries de rochas, os quais representam as variações de TiO_2 e das quantidades totais de minerais fêmicos normativos em função de FeO^*/MgO , as amostras da região estudada não apresentaram nenhuma tendência específica, tendo sido observada uma grande dispersão de pontos. As séries toleíticas típicas deveriam mostrar um enriquecimento inicial tanto em FeO^* como em TiO_2 , passando por um valor máximo durante a cristalização fracionada, seguido posteriormente por um decréscimo nas quantidades de ferro e titânio; as séries calco-alcalinas, por outro lado, deveriam mostrar decréscimos contínuos em FeO^* e TiO_2 . Essas relações não foram nitidamente observadas nas amostras de Surubim, principalmente no caso do TiO_2 , que apresenta grande variação de valores.

A partir dessas discussões, observa-se mais uma vez que não é possível se concluir que as rochas de Surubim tenham uma origem exclusivamente ígnea.

Kuno (1968) também apresentou critérios químicos de separação entre os tipos de basaltos, utilizando-se de diagramas de variação, entre eles $(Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2 . Nesse diagrama foram delimitados os campos dos toleitos, dos basaltos com alta alumina e dos álcali-olivina basaltos, para a região estudada (basaltos do Japão Central, Coreia e Manchuria). O autor salienta que as linhas delimitadas não necessariamente representam os limites para rochas de todas as províncias, mas podem servir como referência, quando se deseja comparar outras regiões com a estudada.

São ainda apresentados outros diagramas, úteis para a distinção das seguintes sub-séries identificadas nas rochas vulcânicas do Japão, por Kuno (1950):

- a) séries pigeoníticas, correspondentes às toleíticas com moderada concentração de ferro;
- b) séries hiperstênicas, consideradas como calco-alcalinas.

Essas sub-séries são bem distinguíveis através dos diagramas AFM, onde $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + Fe_2O_3$ e $M = MgO$, e dos que utilizam o denominado índice de solidificação $SI = 100 MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$.

Foram realizados os diagramas $(Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2 , SiO_2 versus SI ; $(FeO + Fe_2O_3)$ versus SI e AFM (Figs. 94 a 97), para as amostras de Surubim, tendo sido também representadas as curvas de delimitação dos vários campos, segundo Kuno (1968); no caso do primeiro diagrama, também foi considerada a reta de separação entre os basaltos toleíticos e alcalinos de MacDonald e Katsura (1964).

Nos diagramas retangulares, de modo geral, foi observada uma grande dispersão, sendo que os pontos referentes às amostras de Surubim encontram-se em todos os campos delimitados e, ainda, fora deles. É constatado que existe um grande enriquecimento em ferro total, principalmente no caso dos granulitos piroxeníticos, dos biotititos e de alguns granulitos noríticos das Unidades 2 e 3. Esse enriquecimento de ferro, no entanto, é muito superior ao apresentado pelas rochas das séries pigeoníticas (toleíticas), sendo que as amostras estudadas distanciam-se bastante do campo referente a essas séries. Também em relação a SiO_2 são observadas muitas discrepâncias, sendo os valores apresentados por esses óxidos, em muitos casos, inferiores aos que seriam esperados para as séries pigeoníticas.

No diagrama AFM observa-se que alguns granulitos piroxeníticos e noríticos podem ser considerados como localizados na extensão do "trend" de Skaergaard, paralelamente à aresta $FeO + Fe_2O_3 - MgO$; no entanto, três amostras de granulitos piroxe

FIG. 94 - Diagrama de variação de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. A linha contínua = limite entre os campos dos álcali olivina basaltos e dos basaltos com alta alumina. Traço-ponto = limite entre os campos dos basaltos com alta alumina e os dos basaltos toleíticos. (Kuno, 1968). Linha interrompida = limite entre os campos dos basaltos alcalinos e dos toleíticos, segundo MacDonald e Katsura (1964).

FIG. 95 - Diagrama de variação $\text{SiO}_2 \times \text{SI}$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. As retas que representam os limites entre as séries hiperstênica, hiperstênica + pigeonítica e pigeonítica foram extraídas de Kuno (1968).

FIG. 96 - Diagrama de variação de $(FeO+Fe_2O_3) \times Si$ (porcentagens em peso) para amostras de Surubim. As retas que representam os limites entre as séries hiperstênica, hiperstênica + pigeonítica e pigeonítica foram extraídas de Kuno (1968).

FIG. 97 - Diagrama AFM para amostras de diferentes tipos litológicos de Surubim.

níticos situam-se muito próximas ao vértice $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, sendo anormalmente enriquecidas nesses óxidos. Os pontos representativos das outras amostras localizam-se, preferencialmente, no campo das rochas hiperstênicas (ou calco-alcalinas).

Por meio desse diagrama é observado que algumas rochas da unidade mineralizada encontram-se no campo toleítico, sugerindo ser este o caráter das intercalações vulcânicas dessa sequência; no entanto, as contribuições de rochas sedimentares (formações ferríferas) também estão bem evidenciadas através das amostras que se distanciam do "trend" de Skaergaard, e do campo das séries pigeoníticas de Kuno (1968), possuindo teores muito altos de ferro total. Para a maioria das amostras das sequências não mineralizadas, os dados representados no diagrama sugerem um caráter calco-alcalino, já indicado em gráficos anteriores. No entanto, deve-se ter em mente que as contribuições de sedimentos químicos e/ou pelíticos nas sequências podem mascarar totalmente os diagramas, levando a interpretações não condizentes com a realidade.

9.3 - DIAGRAMAS UTILIZANDO OS PARÂMETROS DE NANCY

Vários diagramas que delimitam campos de rochas de filiação ígnea e concomitantemente de rochas sedimentares, propostos, entre outros, por La Roche (1968) e por Leterrier e La Roche (1972), foram também elaborados. Na maioria dos casos os pontos representativos das amostras de Surubim são muito dispersos, fornecendo indicações de expressivas contribuições sedimentares, principalmente de arenitos, calcários, grauvas, folhelhos, etc. Os mesmos aspectos podem ser extraídos de diagramas semelhantes, realizados por Mandetta (1982) para rochas da região de Caraíba.

Esses diagramas não se encontram representados, uma vez que nenhum "trend" específico foi observado, havendo grande dispersão de pontos que abrangem os campos ígneos e sedimentares.

La Roche e Ohnenstetter (1979) propõem um diagrama também bastante útil para a discriminação de suites ígneas, par-

tindo do tetraedro $S^*A^*M^*C^*$ (Fig. 98) modificado do tetraedro convencional SAMC (Fig. 98) de O'Hara (1968), onde:

$$\begin{array}{ll}
 S = Si - (Na-K) & S^* = Si - (Na+2K) + (Fe/4) \\
 A = Al + (Na+K) & A^* = (Al+Na+3K) + (Fe/2+2Ti) \\
 M = Mg + Fe + Si & M^* = Mg - (Fe/4+Ti) \\
 C = Ca + (Na+K) & C^* = Ca + (Na+3K) + (Fe/2-2Ti)
 \end{array}$$

No tetraedro SAMC são considerados os vários planos de referência: planos **LP** (ol-cpx-an-ab) de Yoder e Tilley (1962) e **HP** (opx-cpx-py-cr), que são, respectivamente, as barreiras térmicas a baixas e altas pressões; planos **GR** (ol-opx-gr) e **PY** (ol-cpx-py) de O'Hara (1968).

As rochas basálticas comuns localizam-se nas vizinhanças do plano **LP**, nitidamente acima do plano **HP**, isto é, dentro do campo dos feldspatos, em oposição ao das olivinas; um eventual enriquecimento em olivina cumulática pode fazer com que essas rochas se desloquem para baixo do plano **HP**.

No tetraedro $S^*A^*M^*C^*$ são considerados os dois planos auxiliares: **PY*** (Fo-Di-Py) e **GI*** (Fo-En-Gi), os quais permitem a discriminação entre associações basálticas comuns e komatiíticas. Os basaltos sub-alcálinos comuns estão entre os planos **LP*** e **PY***, acima do plano **HP*** e, portanto, no campo dos feldspatos, em oposição ao das olivinas. Estão assim, acima do plano **GI***. A presença de olivina pode fazer com que esses basaltos cruzem o plano **HP***, porém, sem ultrapassar **GI*** e **PY***. Os komatiitos, por outro lado, situam-se à direita do plano **PY*** e os basaltos komatiíticos, abaixo de **GI***, em oposição aos basaltos comuns.

Essas relações são mais facilmente observadas no diagrama da figura 99, que representa a projeção paralela à reta de intersecção ol-j dos planos **PY*** e **GI***.

A cada um dos planos considerados nos dois tetraedros correspondem funções discriminantes. Cada função se anula nos pontos do plano, tendo valores crescentes de sinais opostos em cada lado do mesmo.

FIG. 98 - Tetraedros SAMC (com o Fe não separado de Mg) e S*A*M*C*, representando os minerais e os principais planos de referência para o estudo químico das rochas básicas e ultrabásicas (extraído de La Roche e Ohnenstetter, 1979).

As funções correspondentes aos planos PY* e GI*, de interesse para a confecção do diagrama da figura 99, são as seguintes:

$$FGI^* = 8A^* - 15C^* = 16Ti + 8Al + 4Fe - 15Ca - 7Na + 24K \quad e$$

$$FPY^* = 4S^* - 3A^* - 2M^* - 6C^* = 4Si - 4Ti - 3Al - Fe - Mg - 6Ca - 13Na - 17K$$

onde as variáveis são expressas em milicâções por 100 gramas de rocha ou mineral.

O diagrama FPY* - FGI* associa nas coordenadas Y e X as duas funções discriminantes correspondentes aos dois planos: $FGI^* = Y$ (projeção do plano PY) e $FPY^* = X$ (projeção do plano GI*).

Assim, a olivina está na origem dos eixos, e cada mineral ou rocha é representado em função de suas distâncias positivas ou negativas aos dois planos. Desse modo, as associações komatiíticas situam-se à direita do plano PY* (eixo y), que separa as mesmas das basálticas comuns. Se os toleitos com quartzo cruzarem o plano PY*, eles ainda serão distintos dos komatiitos, pois estes são altamente magnesianos. Os komatiitos basálticos diferenciam-se dos peridotíticos, encontrando-se abaixo do plano GI*; os basaltos comuns, por outro lado, situam-se acima de GI* e à esquerda de PY*. Os basaltos de fundo oceânico encontram-se em posições distintas de todas as anteriores, isto é, abaixo do plano GI* e à esquerda de PY*. Os toleitos intraplacas ou orogênicos e os abissais, todos relativamente ricos em feldspato normativo, estão localizados à esquerda do plano PY*. Essas relações podem ser vistas na figura 100.

De uma maneira descritiva as projeções referentes às rochas de Surubim, no diagrama FPY* - FGI* (Tabela XXVII e figura 99), alinham-se segundo um "trend" que tem os pontos extremos localizados do seguinte modo: de um lado, entre as projeções da forsterita e da enstatita ou mesmo do talco; do outro lado, entre as projeções da biotita e flogopita. A curva definida por essas amostras passa pelos campos da faialita e da clorita, alinhando-se segundo a direção: forsterita - enstatita → cromita - magnetita.

Em particular, os pontos representativos dos granuli

TABELA XXVII

FUNÇÕES FPY* FGI* (Tetraedro S* A* M* C*)

Amostra	FPY*	FGI*	Amostra	FPY*	FGI*	Amostra	FPY*	FGI*
01	- 580,25	4104,20	18	569,54	3096,04	35	- 666,78	3150,92
02	- 51,32	3619,91	19	344,78	3481,28	36	- 605,06	2237,17
03	- 489,97	2169,51	20	286,79	3218,69	37	- 314,92	4925,22
04	420,00	1980,37	21	385,07	3814,43	38	316,89	3289,41
05	1077,30	996,58	22	- 615,04	3341,86	39	533,86	2077,37
06	-1003,73	3811,90	23	- 798,33	2364,63	40	- 851,53	1905,12
07	850,16	1612,60	24	252,87	2653,34	41	- 843,20	3760,11
08	- 382,24	-3462,42	25	- 498,26	4604,83	42	- 772,09	1640,00
09	1058,20	231,08	26	- 462,25	3595,47	43	-2401,67	6319,82
10	1014,50	1616,94	27	-1629,17	5725,80	44	- 411,76	429,30
11	321,85	2023,21	28	479,90	- 303,43	45	-2938,58	8165,69
12	- 553,12	2637,53	29	2706,75	163,97	46	-1633,97	6167,56
13	3006,98	-1178,33	30	-2271,26	7143,15	47	-2395,21	6945,94
14	3052,16	1008,42	31	- 697,90	225,11	48	157,64	682,44
15	-1647,34	6794,18	32	- 110,25	3494,76	49	1405,11	1649,91
16	119,81	2923,99	33	-1318,73	3919,76	50	- 863,82	3728,59
17	967,74	3231,86	34	-1040,06	4268,13	51	- 522,63	4161,83

FIG. 100 - Diagrama FGI* x FPY* mostrando os campos de diferentes suítes de rochas e seus "trends" de diferenciação (extraído de La Roche e Ohnenstetter, 1979).

tos piroxeníticos e noríticos, da unidade mineralizada, possuem um nítido alinhamento, com uma das extremidades aproximando-se do campo correspondente ao das lavas komatiíticas, mas dispondo-se segundo um campo alongado, na direção da diferenciação dos toleitos. Portanto, não apresentam nenhum "trend" definitivamente conclusivo que indique sua verdadeira origem.

A disposição apresentada pelos pontos representativos das rochas de Surubim, no diagrama FPY* - FGI*, pode ser explicada através da ocorrência de efusões em ambiente sedimentar com contribuições de clásticos. Durante o metamorfismo, que atingiu a facies granulito, poderia ter havido, por um lado, uma tendência à homogeneização química e, por outro, a perda de certos elementos, devido a fenômenos de migmatização ou de fusões parciais; esses elementos teriam migrado, mascarando a situação inicial.

Assim, mesmo com a utilização de diagramas mais elaborados, como os que foram mencionados neste item, fica mais uma vez evidenciada a existência de um provável ambiente vulcano-sedimentar original, cujas relações químicas, por si sô complexas, foram ainda mais obscurecidas por fenômenos de metamorfismo, metasomatismo e hidrotermalismo que afetaram fortemente as rochas de Surubim.

9.4 - OUTROS DIAGRAMAS

A fim de interpretar os dados analíticos das amostras de Surubim, levando-se em consideração a possibilidade (suposta) de que a seqüência original tenha sido constituída por misturas de rochas em ambiente vulcano-sedimentar, foram confeccionados vários outros diagramas.

Os que mais salientaram esses aspectos mistos das rochas da região serão discutidos em detalhe.

O diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, apresentado na figura 101, mostra as composições dos diferentes tipos litolôgi

FIG. 101 - Diagramas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO+Fe}_2\text{O}_3)$ para amostras de Surubim e Caraíba. Campo I = rochas ígneas extrusivas (Le Maitre, 1976); Campo II = rochas ígneas plutônicas (Le Maitre, 1976); Campo III = formações ferríferas precambrianas (autores citados no texto); Campo IV = misturas de formações ferríferas e lavas dacíticas do Domo de Chaw, Canadá (Robinson, 1984). Dados de Caraíba extraídos de Mandetta (1982).

cos de Surubim; nesse diagrama foram também delimitados os campos representativos das médias das rochas ígneas extrusivas (I) e plutônicas (II), conforme dados de Le Maitre (1976). Os polos de composição da maioria das formações ferríferas pré-cambrianas (Beukes, 1973; Bayley e James, 1973; Plaksenko et al., 1973; Dorr II, 1973; Novokhatsty, 1973; Vorona et al., 1973; Tolbert et al., 1973 e Weber, 1973) situam-se preferencialmente no campo III, embora se já observado, para cerca de 5% do total de pontos, um alongamento segundo a direção dos vértices SiO_2 e $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$. Ainda foi delimitado nesse gráfico, o campo das rochas constituídas por misturas de formações ferríferas (facies silicática) e lavas dacíticas do domo de Chaw (Ontário, Canadá), conforme dados de Robinson (1984). (Campo IV).

A análise desse conjunto de dados parece indicar que:

- 1) As amostras de Surubim, se comparadas com as médias das rochas ígneas, mostram um melhor ajuste com o "trend" extrusivo;
- 2) Existe uma nítida extensão do "trend" apresentado pelas amostras de Surubim, na direção de maior concentração dos pontos referentes às formações ferríferas pré-cambrianas;
- 3) As rochas mineralizadas de Surubim encontram-se, preferencialmente, na referida extensão.

A figura 102 mostra o diagrama "AFM" segundo Mel'nik (1982), onde:

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 \times 100 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3);$$

$$F = (\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3); \text{ e}$$

$$M = \text{MgO} \times 100 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3).$$

Além das amostras de Surubim, acham-se representadas nesse diagrama as médias das rochas ígneas, segundo Le Maitre (1976), onde o campo I refere-se às extrusivas e o campo II às plutônicas ultramáficas, máficas, chegando até a composições dioríticas. Os campos representativos das formações ferríferas precambrianas, segundo dados de Mel'nik (1982), acham-se também delimitados na figu

FIG. 102 - Diagramas "AFM" de Mel'nik (1982) para amostras de Surubim e Caraíba. Campo I = rochas ígneas extrusivas (Le Maitre, 1976); Campo II = rochas ígneas plutônicas (Le Maitre, 1976); Campo III = intercalações de xistos com formações ferríferas bandadas (Mel'nik, 1982); Campo IV = rochas compostas por magnetita-siderita e magnetita-silicato de ferro (Mel'nik, 1982); Campo V = formações ferríferas fácies-óxido (Mel'nik, 1982). Dados de Caraíba extraídos de Mandetta, 1982.

ra, sendo: o Campo III referente a intercalações de xistos com formações ferríferas bandadas; o Campo IV, a rochas compostas por magnetita-siderita e magnetita-silicato de ferro; e o Campo V, a formações ferríferas, facies ôxido ã hematita ou hematita-magnetita. Também encontram-se dentro do Campo I os polos das mêdias das rochas sedimentares clásticas arqueanas e do Proterozóico Inferior, conforme McLennan (1982).

Novamente as amostras de Surubim localizam-se segundo um "*trend*", que poderia ser resultado de misturas de rochas ígneas extrusivas com formações ferríferas, havendo uma possível contribuição clástica pelítica. As amostras mineralizadas encontram-se, preferencialmente, nas porções indicativas de misturas de rochas.

O diagrama $MgO \times Al_2O_3 \times CaO$ (Fig. 103) apresenta os polos das rochas de Surubim juntamente com os campos das mêdias de rochas ígneas extrusivas (Campo I) e plutônicas (Campo II), de Le Maitre (1976). Dados de alguns complexos ultramáficos extrusivos, como os de Barberton (Viljoen e Viljoen, 1971), e de várias outras suites básicas-ultrabásicas extrusivas (Golding, 1971; Girardi e Santini, 1973; Nesbitt, 1971 e Anhaeusser, 1971), são representados dentro do Campo II e próximo ao vértice MgO , delimitando o Campo III. O Campo IV engloba os basaltos ricos em magnésio (*quench high Mg-basalt*) de Mt. Monger, Austrália, segundo Williams (1971).

Nessa figura é evidente o desvio das amostras de Surubim do "*trend*" de rochas ígneas. Duas amostras localizadas do lado direito, podem representar misturas de rochas ígneas com cãlcio-silicáticas, uma vez que as mesmas são ricas em clinopiroxênio (diopsídio). Os desvios para o lado esquerdo poderiam ser explicados se fossem consideradas rochas vulcânicas não comuns, com enriquecimento de Al_2O_3 , devido a misturas com pelitos. É observado que a maioria das rochas mineralizadas encontram-se nesse campo.

Esse diagrama, no entanto, não concentra em nenhuma região os polos de projeção das formações ferríferas, que aparece

FIG. 103 - Diagramas MgO-Al₂O₃-CaO para amostras de Surubim e Caraíba. Campo I = rochas ígneas extrusivas (Le Maitre, 1976); Campo II = rochas ígneas plutônicas (Le Maitre, 1976); Campo III = complexos ultramáficos extrusivos (autores citados no texto); Campo IV = basaltos ricos em magnésio (Williams, 1971). Dados de Caraíba extraídos de Mandetta, 1982.

riam dispersos em toda a área do mesmo; portanto, a partir dessa figura não seria possível a identificação direta da importância da contribuição dessas rochas na sequência original.

Os teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ de todas as amostras foram por isso representados no diagrama. As amostras de Surubim que coincidem com o "trend" definido pelas médias das rochas ígneas extrusivas comuns (Le Maitre, 1976) possuem valores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ também semelhantes às mesmas.

A princípio, a partir de sua localização, as amostras de Surubim poderiam ser interpretadas como semelhantes às rochas básica-ultrabásicas de complexos especiais, com uma contribuição pelítica que deslocaria as projeções na direção do vértice aluminoso. No entanto, as amostras que se localizam à esquerda do "trend" ígneo possuem teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ muito mais elevados que qualquer tipo de rocha, mesmo se forem consideradas aquelas de complexos especiais. Desse modo, mais uma vez é evidenciada a importância das contribuições de sedimentos químicos (formações ferríferas), e que as rochas mais mineralizadas distanciam-se dos "trends" ígneos normais.

O diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times 10\text{TiO}_2$ é apresentado na figura 104, onde se distinguem os seguintes campos: Campo I, representativo das rochas extrusivas normais e Campo II das rochas plutônicas normais, conforme Le Maitre (1976); o Campo III refere-se às formações ferríferas, segundo dados dos autores já mencionados.

A maioria das rochas de Surubim situa-se numa região que parece ser concordante com o campo das rochas extrusivas; algumas amostras poderiam ser consideradas como pertencentes ao campo das rochas intrusivas, porém, dentre estas últimas, duas são de natureza cálcio-silicática e as demais possuem teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ significativamente superiores aos observados nas rochas ígneas plutônicas. Somente uma dessas amostras, constituída por granulito hornblenda piroxenítico, teria valores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (15,7%) compatível com os aceitáveis para as rochas ígneas.

FIG. 104 - Diagramas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$ para amostras de Surubim e Caraíba. Campo I = rochas ígneas extrusivas (Le Maitre, 1976); Campo II = rochas ígneas plutônicas (Le Maitre, 1976); Campo III = formações ferríferas (autores citados no texto). Dados de Caraíba extraídos de Mandetta, 1982.

As amostras de Surubim poderiam, portanto, ser consideradas como o resultado de associações de rochas ígneas extrusivas com formações ferríferas, o que seria responsável pela translação dos pontos localizados no Campo I para o vértice SiO_2 do diagrama, ou seja, para o Campo III. Uma contribuição pelítica discreta também pode ser visualizada nessa figura.

Tanto neste diagrama como no anterior ($\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{CaO}$), as anomalias podem ser interpretadas considerando-se uma translação para um polo tetraédrico, constituído por $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

No diagrama $\text{FeO}^* \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times 10\text{TiO}_2$ (Figura 105), os pontos referentes às amostras de Surubim situam-se junto aos campos das médias das rochas ígneas vulcânicas (I) e plutônicas (II), segundo dados de Le Maitre (1976). Na mesma figura, o campo das formações ferríferas se restringe a área III.

Numa primeira aproximação, observa-se que as amostras da região de Surubim estão localizadas parte no campo efusivo e parte no plutônico. No entanto, o ponto representativo do dunito, com $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,09\%$; $\text{FeO} = 12,82\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,69\%$ e $\text{TiO}_2 = 0,22\%$, está situado próximo aos granulitos piroxeníticos mineralizados que, por sua vez, podem possuir teores muito diferentes desses óxidos; por exemplo, a amostra 19 possui os seguintes teores: $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 25,50\%$; $\text{FeO} = 29,20\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,45\%$ e $\text{TiO}_2 = 1,2\%$. Apesar da diferença desses teores, a normalização para o valor de 100% mascara a posição dos pontos que são, portanto, localizados no campo das rochas intrusivas.

Levando em consideração esses dados e a natureza do diagrama, as amostras de Surubim podem ser interpretadas como representativas de uma suite ígnea extrusiva, na qual ocorrem misturas com formações ferríferas.

A interpretação dos diversos diagramas discutidos neste item reforçam a hipótese de uma origem vulcano-sedimentar para a região estudada, sendo que um papel bastante importante foi desempenhado pelas contribuições de sedimentos químicos, principalmente das formações ferríferas; no entanto, também é sugerida a presença de sedimentos clásticos pelíticos em vários diagramas,

FIG. 105 - Diagramas $\text{FeO}^*-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2 \times 10$ para amostras de Surubim e Caraíba. Campo I = rochas ígneas extrusivas (Le Maitre, 1976); Campo II = rochas ígneas plutônicas (Le Maitre, 1976); Campo III = formações ferríferas (autores citados no texto). Dados de Caraíba extraídos de Mandetta, 1982.

bem como de rochas cálcio-silicáticas na região.

9.5 - COMPARAÇÃO ENTRE A OCORRÊNCIA DE SURUBIM E A JAZIDA DE CARAÍBA

Com a finalidade de comparar os dados químicos da ocorrência de Surubim com os da região de Caraíba, foram efetuados diagramas com os resultados analíticos de Mandetta (1982). Note-se que esse autor distinguiu, além da sequência máfica-ultramáfica mineralizada, uma sequência ultramáfica a olivina, sem interesse econômico. No seu mapa geológico esquemático (Fig. 3, pg. 29), podem ser vistas claramente as sequências individualizadas e separadas por gnaisses bandados.

O gráfico AFM de Mel'nik (1982), visto na figura 102, mostra que a sequência de Caraíba encaixa-se melhor no "trend" ígneo geral de Le Maitre (1976). É ainda observado que a maior parte das amostras coincide com o trecho representativo das rochas extrusivas, sendo que os tipos litológicos classificados como peridotitos e olivina piroxenitos, por Mandetta (1982), ajustam-se melhor ao "trend" intrusivo. Duas amostras de olivina piroxenitos, considerados como pertencentes à sequência mineralizada (amostras 6 e 7 do FC-3712), também dispõe-se preferencialmente segundo o "trend" intrusivo. Nota-se ainda que os teores de cobre dessas duas amostras são relativamente baixos (1600 e 720 ppm, respectivamente), se comparados com as demais litologias mineralizadas, equiparando-se mais aos teores apresentados pelas rochas gnáissicas encaixantes.

No diagrama $MgO \times Al_2O_3 \times CaO$ (Fig. 103), observa-se que os pontos representativos das amostras de rochas mineralizadas de Caraíba tem o mesmo aspecto daqueles de Surubim, enquadrando-se melhor na sequência extrusiva. Os peridotitos e olivina piroxenitos não mineralizados estão englobados no campo de rochas intrusivas, o mesmo ocorrendo com as duas amostras de olivina piroxenitos (amostras 6 e 7 de Mandetta, 1982) mencionadas anteriormente.

Os teores de $FeO + Fe_2O_3$ das amostras que coincidem

com o campo de rochas intrusivas são compatíveis com os valores apresentados por Le Maitre (1976) para as mesmas. No entanto, as amostras de piroxenitos situadas próximas ao vértice MgO do diagrama, que poderiam ser interpretadas à primeira vista como intrusivas por estarem situadas próximo aos peridotitos, apresentam teores de ferro total muito elevados. Esses teores (23,34% e 18,57% de $FeO + Fe_2O_3$) são muito superiores aos apresentados pelos piroxenitos intrusivos de Le Maitre (1976) e pelas amostras dos complexos extrusivos mostrados na figura 103. São ainda altamente mineralizadas em cobre, possuindo teores de 19900 e 11400 ppm de Cu , respectivamente, ao passo que um piroxenito com 10,30% de $FeO + Fe_2O_3$ (Fig. 103), apresenta apenas 10 ppm de Cu .

O diagrama $SiO_2 - Al_2O_3 - TiO_2 \times 10$ (Fig. 104) apresenta o mesmo quadro dos anteriores, ou seja: a maioria das rochas da sequência mineralizada coincide com o "trend" extrusivo, enquanto que os peridotitos e olivina piroxenitos não mineralizados, com o "trend" intrusivo. As duas amostras de olivina piroxenitos, consideradas pertencentes à sequência mineralizada (amostras 6 e 7 de Mandetta, 1982), dispõem-se também segundo o "trend" intrusivo, com teores de ferro compatíveis, mas com baixos teores em cobre, como já foi discutido. Conforme foi observado a partir das discussões dos diagramas anteriores, duas amostras de piroxenito poderiam também ser enquadradas no "trend" intrusivo, apresentando, no entanto, valores anômalos na porcentagem de ferro total, assim como elevados teores de cobre. Alternativamente, elas também poderiam ser interpretadas como derivadas de rochas extrusivas, com importante contribuição de formação ferrífera.

No diagrama $FeO^* - Al_2O_3 - TiO_2 \times 10$ (Fig. 105) observa-se, em linhas gerais, os mesmos aspectos já salientados anteriormente. Merece destaque o fato do "trend" representativo das rochas da sequência não mineralizada se afastar do polo TiO_2 , e o referente às rochas mineralizadas se aproximar do vértice FeO^* .

O diagrama $SiO_2 - Al_2O_3 - (FeO + Fe_2O_3)$ (Fig. 101) sugere uma predominância do "trend" extrusivo; a coincidência dos peridotitos com o campo intrusivo; e um comportamento menos definido para dois olivina piroxenitos não mineralizados, para os dois olivi

na piroxenitos tidos como pertencentes à seqüência mineralizada e, ainda, para dois piroxenitos dessa mesma seqüência.

10. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E RESUMO DAS CONCLUSÕES

A região do Vale do Rio Curaçã apresenta uma complexidade estrutural e litológica bastante acentuada, sendo constituída por rochas granulíticas-gnaissicas com zonas migmatizadas pertencentes ao Complexo Caraíba. As litologias predominantes nessa região são compostas por intercalações de gnaisses bandados de composições granodioríticas a tonalíticas, que contêm faixas gábricas, com gnaisses leptiníticos, quartzo-feldspáticos, cordierita-sillimanita-granada biotita gnaisses, anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e formações ferríferas bandadas (Lindenmayer, 1981; Figueiredo, 1981; Hasui et al., 1982; Jardim de Sá et al. 1982 e Mandetta, 1982). Corpos formados por granulitos de composição mineralógica máfica-ultramáfica, hospedeiros da mineralização de cobre, encontram-se distribuídos amplamente ao longo do vale, intercalados com os outros tipos litológicos mencionados. Esses corpos formam lentes de tamanho variável (de dezenas de metros a vários quilômetros), normalmente alongadas segundo uma direção N-S, tendo sido submetidos às várias fases de deformação identificadas na região. São constituídos principalmente por granulitos piroxeníticos, noríticos, gabronoríticos e gábricos, com algumas intercalações finas de granulitos plagioclásíticos.

Granada e grafita podem ser encontradas localmente em todos os tipos litológicos descritos, ocorrendo de modo disseminado em certos leitos ou zonas.

Os gnaisses granodioríticos a tonalíticos são constituídos por bandas félsicas compostas por microclínio, plagioclásio e quartzo e por bandas máficas contendo biotita, hornblenda e hiperstênio.

As rochas cálcio-silicáticas são observadas, principalmente, na região de Caraíba (Lindenmayer, 1981; Figueiredo, 1981 e Mandetta, 1982), sendo compostas essencialmente por diopsiditos e olivina mármores, às vezes com anidrita. As associações mineralógicas encontradas nessas rochas sugerem que as mesmas teriam se originado a partir de dolomitos silicosos.

As formações ferríferas também possuem ampla distribuição no Vale do Curaçá, sendo constituídas essencialmente por camadas de quartzo e de magnetita alternadas. Formações ferríferas da facies óxido-sulfeto, associadas às rochas mineralizadas, têm sido mencionadas por alguns autores, entre eles, Hutchinson (1977).

Os leptinitos são constituídos principalmente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e granada, com bandamento dado por alternância de camadas mais ricas em quartzo com outras mais ricas em feldspatos. Os gnaisses quartzo-feldspáticos, por outro lado, são formados essencialmente por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, piroxênios, podendo conter biotita; também possuem um nítido bandamento formado por alternâncias de camadas máficas e félsicas.

Os anfibolitos ocorrem como lentes de tamanhos variáveis intercaladas nos gnaisses regionais.

Além dessas litologias ocorrem corpos graníticos e veios pegmatóides, intrudidos em diferentes fases da evolução geológica da região, o que pode ser constatado a partir das relações estruturais entre essas rochas e as demais do Complexo Caraíba.

10.1 - REGIÃO DE SURUBIM

Na área de Surubim propriamente dita, localizada cerca de 40 km ao Norte da Jazida de Caraíba, os gnaisses regionais foram subdivididos em dois grupos a partir de considerações litológicas, não tendo sido observadas feições que permitissem a distinção de relações estratigráficas. O Grupo 1 consiste de gnaisses de composições granodioríticas-tonalíticas a quartzo-monzodioríticas; o Grupo 2 é constituído por gnaisses quartzo-feldspáticos, cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses e leptinitos, com intercalações de anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e formações ferríferas. Encaixados, concordantemente ou subconcordantemente, nos gnaisses desses dois grupos ocorrem os corpos de granulitos "máficos-ultramáficos" que podem conter minera

lizações de cobre.

A mineralização de cobre ocorre principalmente como sulfetos de cobre e ferro disseminados nas rochas granulíticas hospedeiras, podendo também ser observada de forma mais maciça ou em veios decorrentes de remobilizações.

Destaca-se na região a ocorrência de formações ferríferas, constituídas por bandas de quartzo e magnetita, localizadas próximas ao depósito de Surubim (Fig. 4). Essas rochas também apresentam feições que indicam várias fases de deformação. A associação íntima de formações ferríferas com rochas mineralizadas, em áreas próximas a esse depósito, foi apontada também por Delgado e Souza (1975) e Hutchinson (1977), entre outros, que mostraram evidências de que as mesmas poderiam ter sido originadas a partir de sedimentações químicas, com contribuições vulcanogênicas.

Corpos graníticos de diversos tipos, com granulações e texturas variáveis, distribuem-se amplamente por toda a área; intrusões básicas, compostas por diques de diabásio, também ocorrem na região estudada, geralmente preenchendo falhas de direção NE-SW. Esses corpos básicos, segundo Delgado e Souza (1975), foram intrudidos no Cretáceo, sendo, portanto, posteriores ao desenvolvimento dos depósitos de cobre na região.

Estruturalmente puderam ser distingüidas pelo menos três fases de deformação plástica na área, e uma fase final responsável pelas falhas e fraturas.

O conjunto de rochas mineralizadas e encaixantes foi submetido a fenômenos de metassomatismo, migmatização, além da intrusão de diversos corpos graníticos. O metamorfismo que afetou a área estudada atingiu condições de facies granulito, tendo ocorrido posteriormente episódios de retrometamorfismo e hidrotermalismo.

A descrição detalhada de amostras do depósito de Surubim (testemunhos de vários furos de sonda, amostras de trincheiras, da galeria subterrânea L-L' e de alguns afloramentos) permitiu a distinção de três unidades litológicas, com base nas composições

mineralógicas observadas:

● **Unidade 1 (fêlsica)**

Composta por rochas leucocráticas a mesocráticas que englobam biotita-piroxênio gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses quartzo-dioríticos, com intercalações de anfibolitos e de granulitos gábricos. Nessa unidade ocorrem, localmente, níveis grafitosos e granatíferos. Essas rochas apresentam-se ora mais maciças e homogêneas, com granulação média a grosseira, ora com bandamento e foliação bem desenvolvidos, sendo comum a presença de cristais de quartzo estirados e orientados.

● **Unidade 2**

Constituída por rochas com bandamento bem desenvolvido, formado pela alternância de camadas leucocráticas, com plagioclásio ou plagioclásio e quartzo estirado orientado, com bandas mesocráticas, compostas por clinopiroxênio, biotita, plagioclásio, hornblenda e, localmente, ortopiroxênio, em proporções variáveis. Os tipos litológicos principais dessa unidade são compostos por granulitos dioríticos, gábricos, noríticos e gabronoríticos, com intercalações de granulitos plagioclásíticos. Bandas granatíferas e grafitosas também foram observadas localmente nessa unidade. Ainda ocorrem proporções variáveis de cristais de quartzo estirados e orientados, dispostos em bandas. Foram observadas gradações entre os diferentes tipos litológicos dessa unidade, decorrentes das variações nas proporções dos minerais citados.

As rochas da Unidade 2 podem, eventualmente, conter alguma mineralização de cobre, quando se encontram intimamente as sociadas com a unidade mineralizada, sugerindo a existência de fenômenos de remobilização.

● **Unidade 3 (mineralizada)**

Formada por rochas meso a melanocráticas, de granula

ções variáveis e texturas granoblásticas a granolepidoblásticas, constituídas essencialmente por plagioclásio, ortopiroxênio e biotita e, subordinadamente, por hornblenda e granada, além dos acessórios. Os diferentes tipos litológicos identificados nessa unidade foram: granulitos piroxeníticos e noríticos com quantidades variáveis de biotita, podendo chegar a termos verdadeiramente biotitíticos. As rochas dessa unidade constituem as principais hospedeiras da mineralização de cobre da região.

As rochas da Unidade 1 apresentam contatos gradativos ou difusos com as da Unidade 2 e bruscos com a Unidade 3 mineralizada; os contatos entre as rochas das Unidades 2 e 3 são geralmente gradativos, embora também ocorram contatos bruscos, talvez decorrentes de transposições ou de mudanças acentuadas nas posições originais.

Os tipos litológicos descritos nem sempre são característicos e homogêneos, tendo sido observadas, às vezes, rochas bastante ferríferas.

Deve ser enfatizado que a influência das formações ferríferas no depósito de Surubim também foi observada em subsuperfície, através dos estudos dos testemunhos dos furos de sonda, que, em certos casos, mostram uma alternância de camadas de granulitos piroxeníticos e noríticos e de biotititos com bandas ricas em magnetita. Em certas seções delgadas de granulitos piroxeníticos e de biotititos, foram observadas quantidades expressivas de magnetita associada aos sulfetos de cobre, sendo que o total de opacos pode chegar até 50%; a magnetita encontra-se disposta em faixas, sob a forma de cristais deformados e orientados segundo sua maior dimensão; essas bandas de magnetita encontram-se orientadas paralelamente às biotitas e aos minerais prismáticos.

O estudo de seções delgadas de amostras de formações ferríferas da localidade de Pinhões, próxima a Surubim, mostrou que as mesmas são constituídas por alternâncias de bandas de quartzo e de magnetita, onde esses minerais aparecem estirados e orientados, com feições texturais semelhantes às observadas nos granulitos piroxeníticos e noríticos e nos biotititos discutidos ante

riormente. Além desses minerais predominantes, ainda ocorrem plagioclásios, clinopiroxênios, anfibólios fibrosos incolores e, em certos casos, granadas e carbonatos finos, todos geralmente bastante "alterados", sugerindo que, originalmente, essas rochas constituíram misturas de sedimentos químicos ferríferos com material pelítico e com contribuições efusivas. As evidências mineralógicas ainda sugerem uma deposição original constituída por facies óxido, óxido-silicato e óxido-sulfeto.

Formações ferríferas de facies silicato podem conter impurezas de carbonatos e óxidos, sendo dificilmente encontradas puras, havendo geralmente todas as transições entre essas facies. Existem muitos trabalhos sobre formações ferríferas bandadas da facies silicato, bem como sobre a influência do metamorfismo nos sedimentos originais. Muitos autores sugerem que a greenalita $[\text{Fe}_6^{2+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$, contendo ainda uma certa quantidade de magnésio e impurezas de alumínio, constitui o principal silicato de ferro primário diagenético. A ocorrência de outros minerais, tais como estilpnomelano, chamosita e cloritas (ripidolitas), junto à greenalita estaria condicionada a quantidades maiores de alumínio, devido a presença de impurezas de material pelítico no sedimento químico original. Com o aumento da temperatura, chegando a condições de metamorfismo de alto grau, poderiam se originar, nessas rochas com impurezas pelíticas, minerais como granada (almandina), além de piroxênios ferríferos, faialita e, em certos casos, hornblendas, a partir dos principais silicatos primários diagenéticos. Em rochas onde o conteúdo de MgO é mais elevado, pode se formar piroxênio no lugar da faialita (Mel'nick, 1982). Este parece ser o caso das formações ferríferas de Surubim, onde, em certos casos, estão presentes ortopiroxênios e granadas, não tendo sido observada a faialita.

Gradações entre as diversas facies de formações ferríferas foram descritas na região por Hutchinson (1977) e Figueiredo (1981). Faixas de magnetita orientada, que ocorrem intercaladas às rochas com mineralização de sulfetos, podem representar transições entre certas facies. Junto às magnetitas foram observados sulfetos, tais como calcopirita, bornita e pirrotita, entre outros,

muitas vezes numa relação de íntima associação. A presença de ilmenitas e dos vários minerais máficos descritos pode, ainda, sugerir uma contribuição vulcanogênica.

A contribuição pelítica também é evidenciada em certas rochas cálcio-silicáticas de Surubim, que apresentam minerais tais como feldspatos, hornblenda, flogopita e/ou biotita e grana da, indicando que Al_2O_3 , K_2O , FeO e Na_2O estiveram presentes, originalmente, em constituintes argilosos misturados, em diversas proporções, aos carbonáticos.

10.2 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

O estudo das composições químicas das rochas de Surubim e dos vários diagramas de variação realizados com base nesses dados também sugere que, originalmente, ocorreram misturas mecânicas de rochas provenientes de sedimentação química (rochas carbonáticas, cálcio-silicáticas e formações ferríferas) com impurezas pelíticas, além de contribuições vulcanogênicas.

Dados de análises químicas das rochas de Surubim, mostram que as mesmas apresentam, geralmente, composições bastante distintas das médias de rochas ígneas, intrusivas e extrusivas, de Le Maitre (1976), contendo, em muitos casos, quantidades de ferro total anormalmente elevadas.

Observações importantes foram obtidas através dos seguintes diagramas de variação:

- a) No diagrama $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ versus $\log [(CaO+Na_2O)/K_2O]$ de Garrels e Mackenzie (1971), observa-se que os pontos representativos das amostras de Surubim abrangem tanto o campo de diferenciação de rochas ígneas basálticas, como os de diversos tipos de rochas sedimentares; deve ainda ser ressaltado que as amostras de granulitos piroxeníticos que apresentam valores mais elevados em $\log(SiO_2/Al_2O_3)$, e que se encontram na direção do campo dos quartitos, são também bastante ricas em $FeO + Fe_2O_3$.

b) Nos diagramas realizados a partir dos números de Niggli (Figs. 62 a 71), em muitos casos ocorre um grande espalhamento de pontos, embora, ocasionalmente, possam ser sugeridas algumas tendências indicativas de diferenciação magmática para determinados tipos litológicos. As dispersões observadas mostram que, provavelmente, devem ter ocorrido variações químicas importantes durante os fenômenos metamórficos, metassomáticos e hidrotermais. Indicações de movimento de álcalis, possivelmente responsável pela albitização de plagioclásios, e de metassomatismo potássico são obtidas, principalmente, a partir dos diagramas alk versus mg e k versus mg (Figs. 68 e 69); no entanto, o efeito desses processos também pode ter refletido em outros elementos, o que é observado através da dispersão de pontos existente em vários diagramas.

O grande espalhamento de pontos também poderia indicar a existência de variações químicas originais, sugerindo uma sequência constituída por derrames vulcanogênicos, eventualmente diferenciados, com intercalações de sedimentos químicos e clásticos. Essa sequência, posteriormente submetida a processos de metassomatismo, metamorfismo e hidrotermalismo, teria suas feições originais, já muito complexas, bastante obliteradas.

c) Diagramas de óxidos e elementos versus MgO

Foram identificados dois "trends" relativamente bem definidos nos diagramas SiO_2 , FeO^* , Na_2O , Cr e Ni versus MgO , apesar da ocorrência de um certo espalhamento de pontos: um calco alcalino, para rochas não mineralizadas da Unidade 2 e outro toleítico, para os granulitos noríticos e piroxeníticos da Unidade 3. No entanto, o acentuado enriquecimento em FeO^* das rochas de Surubim, se comparadas com outras suítes toleíticas, bem como o certo espalhamento de pontos observado mostram que essas tendências podem não ser decorrentes de derivação essencialmente ígnea, mas sim de misturas que poderiam conduzir a resultados semelhantes. Deve ser ainda acentuado que, nos demais diagramas, nenhuma tendência pode ser identificada, havendo grande dispersão de pontos, provavelmente decorrente de variações químicas nas rochas originais.

d) Diagramas de óxidos versus TiO_2

Também nesses diagramas ocorrem grandes dispersões dos pontos representativos das amostras de Surubim, mas novamente é acentuada a importância do ferro nas mesmas.

O fato de terem sido identificadas algumas tendências que, no entanto, não definem propriamente seqüências de diferenciação magmática sugere uma certa mobilidade do próprio titânio, decorrente de processos metassomáticos, metamórficos e hidrotermais, ou que as rochas originais não constituíram apenas suites ígneas, mas sim misturas mecânicas, o que implicaria na existência de amplas variações químicas nas mesmas.

Nos diagramas Al_2O_3/TiO_2 e CaO/TiO_2 versus TiO_2 , observa-se que certos tipos litológicos seguem os "trends" dos basaltos das Cadeias Médio-Oceânicas (MORB), embora com mais baixas quantidades em Al_2O_3 e em CaO . No entanto, a razão CaO/Al_2O_3 encontrada nos basaltos das cadeias médio-oceânicas aproxima-se de 0,8, segundo dados de Nesbit et al. (1979), sendo bastante distintas das obtidas para as rochas de Surubim que se encontram nesse "trend", as quais variam de 0,04 a 0,51. Mais uma vez, portanto, é possível que essas tendências sejam resultantes de complexas interações entre as rochas originais, não tendo significado genético preciso.

e) Diagramas de discriminação entre as séries de rochas basálticas (Miyashiro, 1974 e 1975 e Kuno, 1950 e 1968)

Também a utilização desses outros diagramas não permitiu a precisa caracterização das rochas da região estudada; em certos diagramas, tais como SiO_2 e FeO^* versus FeO^*/MgO (Figs. 92 e 93) (Miyashiro, 1974, 1975), dois "trends" distintos foram obtidos: toleítico, para granulitos piroxeníticos e noríticos e certos biotititos da Unidade Mineralizada, e calco-alcalino, para granulitos noríticos, gabronoríticos e gábricos e para alguns biotititos da Unidade 2. No entanto, em outros diagramas utilizados pelo autor, também importantes para a separação dos tipos de basaltos,

os pontos representativos das amostras de Surubim apresentaram uma dispersão considerável, não tendo sido identificada nenhuma tendência específica. Portanto, as tendências obtidas nos primeiros diagramas não necessariamente indicam seqüências de diferenciação ígnea, uma vez que misturas de rochas efusivas com formações ferríferas e outros tipos de sedimentos podem conduzir aos resultados observados.

A mesma dispersão de pontos foi obtida nos diagramas $(Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2 ; SiO_2 versus SI; $FeO + Fe_2O_3$ versus SI (SI = $100 \cdot MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$) e AFM, de Kuno (1950 e 1968) (Figs. 94 a 97), os quais também permitem a distinção entre os tipos de basalto. Através desses diagramas, observou-se que existe um enriquecimento em ferro total muito superior ao que seria esperado para rochas toleíticas e valores de SiO_2 em vários casos inferiores aos apresentados por essas mesmas séries. No diagrama AFM, observa-se que algumas amostras da Unidade Mineralizada encontram-se no campo toleítico, enquanto que a maioria das rochas das seqüências não mineralizadas estão situadas no campo calco-alcalino. No entanto, também a partir desse gráfico, fica evidenciada a contribuição das formações ferríferas e de outros tipos de sedimentos, através do caráter altamente ferrífero de certas amostras e da grande dispersão de pontos. Essas contribuições podem ter mascarado totalmente os diagramas, de modo que qualquer interpretação genética deve ser realizada com bastante cautela, pois nem sempre conduzem a conclusões corretas.

f) Diagramas utilizando parâmetros de Nancy

A utilização de outros diagramas mais complexos, que delimitam campos de rochas ígneas e sedimentares (La Roche, 1968; Leterrier e La Roche, 1972) e que discriminam as séries de rochas ígneas (La Roche e Ohnenstetter (1979), também não levou a interpretações definitivamente conclusivas quanto à origem da seqüência estudada. Nos primeiros, foi observada uma grande dispersão de pontos, os quais se localizaram tanto em campos ígneos como sedimentares. No diagrama FPY* versus FGI* de La Roche e Ohnenstetter (1979) (Fig. 99), foi observado um "trend" definido por uma curva

que passa pelo campo das lavas komatiíticas, mas que segue a direção de diferenciação dos toleitos, sugerindo ou que existiram grandes variações químicas nas rochas originais, ou que fenômenos tais como metassomatismo e migmatização causaram modificações nas composições das mesmas. Esses diagramas, portanto, podem sugerir uma origem vulcano-sedimentar para a sequência estudada, cujas complexas relações químicas atuais refletem os processos metamórficos, metassomáticos e hidrotermais que afetaram a região.

g) Outros diagramas

Vários diagramas triangulares evidenciaram que uma origem vulcano-sedimentar é a mais apropriada para explicar as sequências estudadas; entre eles destacam-se: $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO+Fe}_2\text{O}_3)$; AFM de Mel'nik (1982); $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$; $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$ e $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2 \times 10$.

A partir desses diagramas, observa-se que a maioria das amostras de Surubim está situada no campo das rochas extrusivas (segundo comparações com dados de Le Maitre, 1976).

As rochas mineralizadas encontram-se, entretanto, na extensão desse "trend" em direção ao campo determinado pelas formações ferríferas, também representado nos vários diagramas. Em certos casos, observa-se também a importância das contribuições de sedimentos cálcio-silicáticos e de misturas com rochas pelíticas, pois os pontos representativos das amostras de Surubim deslocam-se do campo ígneo extrusivo, em direção ora ao vértice CaO ora ao Al_2O_3 , no diagrama $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$. Algumas rochas aparentemente se encontram no campo intrusivo em certos diagramas; no entanto, essas rochas ou são de natureza cálcio-silicática ou têm teores de ferro muito elevados, não compatíveis com a média apresentada por Le Maitre (1976) para rochas intrusivas, evidenciando uma vez mais a importância da contribuição das formações ferríferas na região.

Esses mesmos diagramas também foram efetuados para as rochas de Caraíba, tendo sido utilizados os dados químicos de Mandetta (1982) (Figs. 101 a 105). A partir da análise conjunta desses diagramas e dos obtidos para a ocorrência de Surubim, os

seguintes aspectos podem ser sugeridos:

1. Em ambos os depósitos, as amostras mineralizadas ajustam-se melhor com um "trend" extrusivo.
2. As quatro amostras de peridotito e as três de olivina-piroxenito da sequência não mineralizada de Caraíba coincidem com um "trend" intrusivo. Esse parece também ser o caso das duas amostras de olivina-piroxenito da denominada "Sequência Mineralizada" de Mandetta (1982), apesar dos baixos teores em Cu apresentados pelas mesmas.
3. Piroxenitos da sequência mineralizada de Caraíba são mais ricos em cobre quando os teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ aumentam atingindo valores acima dos compatíveis com rochas ígneas de semelhante classificação.
4. Os gnaisses bandados de Caraíba encontram-se localizados no campo das rochas ígneas extrusivas mais ácidas.
5. Os granulitos "máficos-ultramáficos" da ocorrência de Surubim apresentam, em muitos casos, teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ superiores aos das amostras equivalentes de Caraíba. Deve ser observado que os teores de ferro de algumas dessas amostras de Caraíba já são superiores aos normalmente encontrados nas rochas ígneas.
6. A contribuição de formações ferríferas na sequência derivada de rochas ígneas extrusivas de Surubim foi mais acentuada do que no caso de Caraíba, onde seu efeito é menos pronunciado.
7. Os dados observados mostram relação entre a mineralização em cobre e a contribuição sedimentar, principalmente quando esta é constituída por formações ferríferas.
8. Os dados ainda sugerem que a sequência vulcânica extrusiva de Surubim foi a mesma de Caraíba, devendo, no entanto, ter ocorrido variações faciológicas na sequência sedimentar associada. Assim, em Caraíba parece ter sido bastante proeminente a contribuição de sedimentos químicos carbonáticos, puros e impuros, que aparecem em menor escala em Surubim. Também devem ter ocor

rido variações faciológicas nos sedimentos ferríferos, que teriam constituído facies óxido, óxido-carbonato, óxido-silicato e sulfeto. Alguns tipos dessas formações ferríferas foram observados em vários testemunhos de furos de sonda estudados, sendo representados atualmente por bandas de magnetita em certas rochas mineralizadas, sugerindo fácies óxido e óxido-silicato, com presença de sulfetos em maior ou menor escala.

Deve ainda ser mencionada a presença de contribuições pelíticas na seqüência original; pelos diagramas discutidos, observa-se que essas contribuições foram mais importantes na região de Surubim. A presença de sedimentos pelíticos originais pode ser principalmente observada no diagrama $MgO-Al_2O_3-CaO$, através de um deslocamento dos pontos, que, em certos casos, se afastam do "trend" ígneo extrusivo para o polo aluminoso do triângulo composicional. Além disso, a presença de grafita, em alguns tipos litológicos, sugere que em certos intervalos pode ter havido a deposição de sedimentos pelíticos, ocasionalmente carbonosos. Esse mesmo diagrama ainda sugere uma certa mistura com rochas cálcio-silicáticas, observada através de desvios para o polo CaO do mesmo.

9. Na região de Caraíba é ainda provável que tenha ocorrido a intrusão de rochas máficas-ultramáficas na seqüência vulcano-sedimentar, o que justificaria a presença de "trends" intrusivos em vários diagramas analisados. Essas amostras apresentam baixos teores de Cu, confirmando os argumentos anteriores de origem vulcano-sedimentar para a mineralização primária.

A relação entre a mineralização de cobre e os teores de ferro nas amostras de Caraíba pode ser vista na figura 106. Por meio desse diagrama observa-se que para as amostras mineralizadas (com teores de cobre maiores que 0,3-0,4%) existe uma correlação positiva entre as porcentagens de Cu e de $FeO+Fe_2O_3$. Entre as amostras não mineralizadas, por outro lado, vê-se que algumas são muito ricas em ferro enquanto que outras possuem quantidades bastante variáveis de $FeO+Fe_2O_3$. Entre as primeiras, destacam-se: algumas rochas classificadas por Mandetta (1982) como olivina piroxenitos, as quais, nos diagramas triangulares discutidos, coin

cidiram melhor com o "trend" intrusivo, inclusive com teores de ferro compatíveis aos apresentados por Le Maitre (1976); e duas amostras de piroxenitos grosseiros com teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ de 18,18 e 18,46%, considerados anômalos uma vez que o valor de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ apresentado por Le Maitre (1976) para piroxenitos é da ordem de 12%. Essas rochas foram consideradas por Mandetta (1982) como derivadas dos próprios piroxenitos da sequência mineralizada, através de processos isoquímicos de recristalização que ocorreram na facies granulito. Por outro lado, Hutchinson (1977) considera sua formação a partir de intrusões que ocorreram num estágio tardio da história metamórfica, uma vez que não apresentam feições de compressão e gnaissificação. Essas intrusões teriam sido originadas a partir de "magmas" gerados pelo metamorfismo, através da fusão parcial de algum tipo de formação ferrífera de composição particular. Esses "magmas" teriam sido então injetados em fraturas, planos de acamamento ou outras descontinuidades.

A hipótese de uma origem a partir de rochas mistas, com contribuições de formações ferríferas, explicaria os teores de ferro anômalos apresentados por esses piroxenitos grosseiros.

Entre as amostras que apresentam quantidades variáveis de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, destacam-se principalmente os granulitos gabro noríticos, incluídos na sequência mineralizada de Mandetta (1982), embora a maioria das rochas analisadas possua teores de cobre muito baixos.

Certas relações entre as quantidades de cobre e de ferro também podem ser observadas para as rochas mineralizadas de Surubim, embora o diagrama Cu versus $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (Fig. 107) apresente maior dispersão de pontos, provavelmente devido a processos de remobilização de sulfetos, decorrentes de fenômenos metamórficos, metassomáticos e hidrotermais que são mais acentuados nesse depósito.

Considerando-se as relações extraídas desses diagramas, bem como a freqüente observação de sulfetos associados a óxidos de ferro e titânio nos estudos das seções polidas e a presença de finas bandas de magnetita alternada com granulitos piroxení-

FIG. 106 - Diagrama de variação de FeO+Fe₂O₃ x Cu (porcentagens em peso) para amostras de Caraíba. Dados extraídos de Mandetta, 1982.

FIG. 107 - Diagrama de variação de FeO+Fe₂O₃ x Cu (porcentagens em peso) para amostras de Surubim.

ticos, noríticos e alguns biotititos da Unidade Mineralizada de Surubim, pode-se sugerir que certos tipos de formações ferríferas possivelmente tiveram um papel preponderante na origem da mineralização de cobre. A associação de magnetita com calcopirita e bornita, a presença de menores quantidades de pirrotita e rara pirita, observadas em algumas amostras, sugere que: formações ferríferas da facies óxido-sulfeto do tipo vulcanogênico, com importantes contribuições de sílica e alumina originais através de impurezas pelíticas e/ou da ocorrência de tufos, responsáveis pela formação de certos silicatos presentes nessas rochas que podem chegar a constituir facies silicato-sulfeto ou transicionais, são as mais significativas do ponto de vista da mineralização; assim, onde os sub-ambientes de deposição permitiram o desenvolvimento dessas formações ferríferas, podem ser potencialmente encontradas quantidades significativas de cobre.

A importância da contribuição das formações ferríferas na mineralização também é salientada através dos dados de terras raras, obtidos por Figueiredo (1981). Esse autor mostrou que para uma amostra de granulito piroxenítico mineralizado da Jazida de Caraíba, os padrões de terras raras obtidos foram muito semelhantes aos apresentados pelas formações ferríferas, como pode ser visto na figura 16 daquele trabalho. Essa amostra possui ainda um teor de ferro total bastante elevado (54,89%), que seria anormal para rochas piroxeníticas de derivação apenas ígnea. Através desses dados, o autor sugere que pelo menos partes do minério de Caraíba poderiam ter sido originadas a partir de formações ferríferas portadoras de cobre, possivelmente de facies silicato-sulfeto.

10.3 - MINERALIZAÇÃO

A mineralização de cobre de Surubim ocorre sob a forma de sulfetos disseminados, localmente remobilizados. É constituída principalmente por calcopirita, bornita e idaita, além de sulfetos secundários, tais como calcocita, digenita, anilita, djur

leita e covelita, formados a partir daqueles minerais. Esses sulfetos encontram-se associados principalmente à magnetita, pirrotita e pentlandita e, ocasionalmente, à pirita e arsenopirita; podem também englobar teluretos de níquel, cobre e chumbo.

A presença de melonita (NiTe_2) e altaíta (PbTe), associadas às calcopiritas e bornitas, e de teluretos do tipo rickardita ($\text{Cu}_{1,44}\text{Te}$) ou weissita (Cu_{2-x}Te) que resultam de reações entre melonita e sulfetos de cobre e ferro, também pode ser significativa para o estabelecimento da gênese das rochas mineralizadas. Os teluretos englobados ou associados a sulfetos de cobre e ferro têm sido descritos em mineralizações relacionadas a lavas e tufo de natureza basáltica e andesítica contendo valores elevados de telúrio (Ebner, 1978). Também tem sido relacionados de modo genérico a rochas de natureza exalativa-sedimentar (Burke, 1980). Em muitos casos, a presença de teluretos em certos depósitos foi utilizada para a determinação do caráter vulcânico dos mesmos (Bouladon e Picot, 1968), embora esses minerais também tenham sido encontrados em mineralizações relacionadas a rochas intrusivas básicas-ultrabásicas e a depósitos hidrotermais (Sindeeva, 1964). Portanto, a ocorrência desses minerais no depósito de Surubim por si só não pode levar a uma caracterização definitiva de sua gênese, uma vez que a região sofreu intensos fenômenos de recristalização, além de processos metassomáticos e hidrotermais que mascararam suas características originais. No entanto, a presença de teluretos aliada aos outros aspectos já discutidos pode reforçar a hipótese de uma origem vulcano-sedimentar como a mais provável para explicar as complexas relações observadas.

10.4 - DISCUSSÕES SOBRE O PROVÁVEL AMBIENTE REGIONAL

Os estudos regionais e locais, bem como as observações apresentadas por Hutchinson (1977) e Figueiredo (1976 e 1981) entre outros, que mostraram a importância da presença de litologias cálcio-silicáticas, formações ferríferas e gnaisses metassedimentares intimamente associados às seqüências mineralizadas, su

gerem um ambiente original onde foi possível a alternância de se dimentos químicos e clásticos com rochas de natureza efusiva. Even tualmente, podem ter ocorrido variações faciológicas na seqüência sedimentar associada às rochas efusivas, relacionadas aos diferen tes sub-ambientes na bacia de sedimentação; também é possível que tenham ocorrido interdigitações devido a prováveis fases de trans gressão e regressão marinhas. Portanto, podem estar presentes, as sociadas ou não, diferentes facies de formações ferríferas, com ou sem mineralização de cobre, além de rochas cálcio-silicáticas e intercalações pelíticas ocasionalmente com grafita. A importân cia da contribuição de cada um desses tipos litológicos seria con dicionada pelo posicionamento na bacia de sedimentação. Também foi evidenciada a ocorrência de rochas intrusivas de natureza má fica-ultramáfica, principalmente na região de Caraíba, que, no en tanto, não se encontram mineralizadas.

Deve ainda ser ressaltado que no depósito de Suru bim as intercalações entre os diferentes tipos litológicos são ge ralmente pouco espessas (espessuras centimétricas), ao contrário do que ocorre em Caraíba; além disso, a contribuição de rochas cálcio-silicáticas parece ter sido mais importante na região de Caraíba. Essas características seriam explicadas através do posi cionamento desses dois depósitos, que teriam se desenvolvido em sub-ambientes distintos da bacia de sedimentação.

Os elementos tais como Te, Cu e S poderiam ter pro vindo de fontes exalativas que teriam contribuído para a precipi tação de formações ferríferas cupríferas, ou ainda das próprias ro chas vulcânicas, através de processos de lixiviação devido a con vecção de fluidos, causada por gradientes térmicos próximos à su perfície, conforme vários modelos e discussões apresentados na li teratura (Goodwin, 1961, 1973a; 1973b; Gross, 1973; Hutchinson, 1977 e Ladeira, 1985, entre outros).

As diversas fases de deformação, com transposições e dobramentos complexos, que atuaram na seqüência vulcano-sedimentar causaram estiramentos e ruptura dos corpos mineralizados e das ou tras unidades, conferindo aos mesmos a geometria atualmente observa da e dificultando as interpretações estratigráficas.

10.5 - CONDIÇÕES DE METAMORFISMO

10.5.1. Metamorfismo Progressivo

As rochas mineralizadas e encaixantes da região foram submetidas a metamorfismo de facies granulito, conforme estudo das paragêneses minerais e determinações das condições de pressão e temperatura através de alguns métodos de geotermometria/barometria.

Nos granulitos da composição "máfica-ultramáfica" das Unidades 2 e 3, nos gnaisses da Unidade 1 e nas intercalações cálcio-silicáticas, foram observadas associações mineralógicas características da zona regional do hiperstênio (metamorfismo de alto grau) segundo Winkler (1977).

Entre as principais associações observadas nos granulitos das Unidades 2 e 3 destacam-se: ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio ($\pm$ quartzo); ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda ($\pm$ óxidos de Fe e Ti); ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio; ortopiroxênio + hornblenda + plagioclásio ($\pm$ óxidos de Fe e Ti); granada + ortopiroxênio + plagioclásio ($\pm$ quartzo); granada + biotita + ortopiroxênio ($\pm$ quartzo); hornblenda + biotita + ortopiroxênio + plagioclásio; biotita + ortopiroxênio + clinopiroxênio; biotita + clinopiroxênio + plagioclásio; ortopiroxênio + magnetita + hercinita.

Nos gnáisses da Unidade 1 ainda estão presentes as seguintes associações: plagioclásio + feldspato potássico + quartzo + ortopiroxênio; e feldspato potássico + quartzo + ortopiroxênio + biotita.

Também são características de facies granulito as colorações castanho escuras das hornblendas e marrom avermelhadas das biotitas. As variações de coloração desses minerais são atribuídas às mudanças em sua composição química, em função das condições de metamorfismo (Miyashiro, 1973; Hyndman, 1972; Spear, 1981;

Guidotti, 1984). No caso dos anfibólios, Spear (1981) mostra que ocorre um acrêscimo em Ti, Na, K, Al_{total} e Al^{IV} e um decrêscimo em Si com o aumento de temperatura, e indica, ainda, que as composições desses minerais são fortemente dependentes de P e fO_2 . Quanto às biotitas, sua coloração avermelhada deve-se, em grande parte, ao seu elevado conteúdo em TiO_2 em metamorfismo de alto grau (Guidotti, 1984).

Muitos autores mostraram que as temperaturas das reações de desidratação, que levam à formação de piroxênios, dependem fortemente da relação entre P_{H_2O} e P_{total} , sendo anormalmente elevadas quando $P_{H_2O} = P_{total}$; no entanto, em condições de $P_{H_2O} \ll P_{total}$, necessárias para a formação de granulitos, as reações de desidratação ocorrem em temperaturas compatíveis com as que podem ser atingidas no metamorfismo regional.

Através dos estudos de Sen e Ray (1971a e 1971b), Spear (1981) e Choudhuri (1984), observa-se a importância dos fatores tais como atividade de SiO_2 e pressão parcial de H_2O nas reações de quebra das hornblendas. Foi observado que um aumento da atividade de SiO_2 e um decrêscimo em P_{H_2O} favorecem a transformação das hornblendas em piroxênio. Deve ser enfatizado que o aumento nas atividades de SiO_2 poderia estar relacionado à processos de anatexia, tendo a sílica provindo de uma fonte externa; ainda poderia ter sido causado por um acrêscimo da fugacidade de oxigênio, pois com isso ocorreria a oxidação do Fe^{2+} produzindo óxidos de ferro e titânio. No caso de Surubim, a ocorrência de quartzo livre intersticial em alguns granulitos noríticos, gabronoríticos e, em certos casos, piroxeníticos, com pouca hornblenda, parece ser reflexo da composição química original, uma vez que os valores de fO_2 durante os eventos metamórficos não são muito elevados, localizando-se próximos à curva tampão QFM; também não pode ser descartada a possibilidade de ter havido introdução de sílica de uma fonte externa, o que é evidenciado pela presença frequente de veios pegmatóides deformados e de litologias migmatizadas, o que, ainda, explicaria a ocorrência de plagioclásios mais ácidos do que os esperados pelas reações de desidratação.

Esses dois fatores são especialmente importantes nes

sas reações, uma vez que podem fazer com que as mesmas se completem; assim, rochas mais ricas em quartzo originariam associações finais, pobres ou sem hornblenda. Essas associações foram observadas em alguns casos nas amostras de Surubim.

Algumas das reações representativas da quebra das hornblendas e que explicariam certas associações observadas em Surubim foram discutidas por Sen e Ray (1971), Spear (1981) e Choudhuri (1984).

As temperaturas obtidas por Spear (1981), para essas reações de desidratação, foram as seguintes:

a) primeira aparição do clinopiroxênio

1) fO_2 controlada por QFM: $T = 768 \pm 8^\circ C / P_f = 1 \text{ Kb}$ e $T = 788 \pm 8^\circ C / P_f = 2 \text{ Kb}$

2) fO_2 controlada por WM: $T = 775 \pm 15^\circ C / P_f = 2 \text{ Kb}$

3) fO_2 controlada por HM: $T = 735 \pm 8^\circ C / P_f = 2 \text{ Kb}$ e $T = 738 \pm 9^\circ C / P_f = 3.0 \text{ Kb}$

b) primeira aparição do ortopiroxênio

1) fO_2 controlada por QFM: T entre 780 e $800^\circ C / P_f = 1 \text{ Kb}$ e
 $T > 805^\circ C / P_f = 2 \text{ Kb}$

2) fO_2 controlada por WM: $T = 798 \pm 10^\circ C / P_f = 1 \text{ Kb}$

c) limite superior de estabilidade da hornblenda

1) fO_2 controlada por QFM: $T = 917 \pm 9^\circ C / P_f = 1 \text{ Kb}$

2) fO_2 controlada por WM: $T = 908 \pm 9^\circ C / P_f = 1 \text{ Kb}$

O mesmo autor mostra que um aumento na atividade da sílica pode causar um decréscimo de até $50^\circ C$ nas temperaturas obtidas; além disso, cálculos utilizando condições de $P_{H_2O} < P_{total}$ fornecem temperaturas em torno de $700^\circ C$ a 2 Kb para a primeira

aparição do clinopiroxênio, quando $X_{H_2O} \approx 0,5$. Essas temperaturas podem ser ainda inferiores para valores mais baixos de X_{H_2O} .

Choudhuri (1984) mostra a influência de X_{H_2O} numa das reações de quebra da hornblenda (Fig. 108), concluindo que, em condições de P e T de facies granulito, pequenas quantidades de água estabilizam esse mineral, que por isso pode estar presente, sem problemas, em associações de alto grau.

Temperaturas de 700°C e pressões de 8 a 10 Kb são obtidas a partir da associação ortopiroxênio + plagioclásio + clinopiroxênio + granada + quartzo, segundo dados de Green e Ringwood (1967). As reações que originam associações que envolvem clinopiroxênio e granada, observadas algumas vezes em amostras de Surubim, são ainda favorecidas pelo decréscimo das atividades de H_2O e SiO_2 , desde que as condições composicionais e físicas sejam adequadas (Choudhuri, 1984). Essas reações podem ocorrer ou devido a um aumento de pressão a temperaturas constantes ou a uma queda isobárica de temperaturas.

As biotitas presentes em amostras de Surubim apresentam, em muitos casos, certas feições texturais que sugerem sua formação, ao menos em parte, anteriormente a facies granulito, tendo sido envolvidas nas reações de formação dos piroxênios, discutidas por de Waard (1965, in Winkler, 1977) e Miyashiro (1973), tais como:

Também foram observadas texturas que indicam o equilíbrio desse mineral em facies granulito, o que ainda é evidenciado através dos dados de partição de elementos entre as biotitas e outros minerais, como será discutido posteriormente. Biotitas provenientes de transformações retrometamórficas também estão presentes na região.

FIG. 108 - Diagrama de variação de T em função de X_{H_2O} , mostrando a estabilidade da hornblenda na reação (Gr): hornblenda + quartzo $\rightleftharpoons$ clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio. (Choudhuri, 1984). O retângulo hachurado representa as condições de P e T estimada para os granulitos de Surubim.

A partir da paragénese ortopiroxênio + magnetita + hercinita e de extrapolações dos dados experimentais das reações de quebra das cloritas com formação de espinélio, nos sistemas puros $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (em condições variáveis de pressão) e no sistema $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (para $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}} = 2,07 \text{ Kb}$), foram determinadas temperaturas mínimas variando entre 700 e 750°C aproximadamente, dependendo da pressão considerada. Na curva teórica obtida por extrapolação dos dados dos sistemas puros (Fig. 37), observa-se que a temperatura de quebra das cloritas, originando a associação olivina + ortopiroxênio + espinélio, apresenta um valor em torno de 750°C para $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_t = 7\text{Kb}$; em condições de $P_{\text{H}_2\text{O}} \ll P_t$, as temperaturas seriam menores, dependendo dos valores de $X_{\text{H}_2\text{O}}$. Essa associação persiste até condições de altas temperaturas, como foi discutido no Capítulo 7.

A olivina, que deveria estar presente nos produtos da reação de quebra das cloritas, não aparece na associação de Surubim. Isso se dá uma vez que nessa associação é importante a presença de FeO , em detrimento do MgO , e que os valores de f_{O_2} durante o metamorfismo granulítico, obtidos a partir do estudo dos óxidos de Fe e Ti , encontram-se acima da curva QFM onde, num sistema ferífero, são estáveis o quartzo e a magnetita a partir da reação:

Também deve ser considerado que a sílica favorece as reações de quebra das olivinas, sendo que, para um valor relativamente elevado de a_{SiO_2} , ocorre a seguinte reação:

As ações conjuntas dessas reações, bem como as composições das fases envolvidas, explicariam a ausência de olivina e a presença da magnetita como fase estável junto ao ortopiroxênio e hercinita.

Nas intercalações de rochas cálcio-silicáticas, presentes em Surubim, as seguintes associações mineralógicas foram

observadas: diopsídio + espinélio com ou sem forsterita; diopsídio + calcita + biotita; feldspato potássico + diopsídio ($\pm$ biotita); flogopita + diopsídio + calcita; diopsídio + calcita + quartzo; e diopsídio + calcita + forsterita.

Guidotti (1984) menciona uma série de reações envolvendo biotita, em rochas cálcio-silicáticas, que explicariam a ocorrência desse mineral em certas amostras de Surubim; essas reações foram apresentadas no Capítulo 7.

As associações diopsídio + calcita + quartzo e diopsídio + calcita + forsterita são as mais importantes para o estabelecimento das condições metamórficas, fornecendo valores mínimos de temperatura de 700°C a $P_f = 5 \text{ Kb}$.

Entre os sulfetos, as principais associações observadas foram: pirrotita + calcopirita $\pm$ pentlandita; pirrotita + pirita (de rara ocorrência); calcopirita + pirita; calcopirita + bornita ($\pm$ calcosita $\pm$ digenita); e calcopirita + bornita + idaita.

A partir das quantidades, em átomos por cento, de S e Fe (Fig. 60) das pirrotitas, que se concentram em três intervalos distintos, e dos dados sobre o solvus pirrotita - pirita, de Craig e Scott (1974), foram determinados os seguintes intervalos de temperaturas mínimas de formação desse mineral: de 700 a 625°C ; de 475 a 450°C ; e de 425 a 350°C .

Temperaturas acima de 600°C foram obtidas a partir do campo de variação das pirrotitas, no diagrama Cu-S-Fe.

Muitas das associações paragenéticas de sulfetos, no entanto, são indicativas de reequilíbrios em graus metamórficos mais baixos; podendo, ainda, ser resultantes de processos supêrgenos.

Concluindo, através das discussões das principais parageneses observadas em Surubim, podem ser delimitadas temperaturas entre 700°C e 750°C , em condições de pressões intermediárias, para o metamorfismo granulítico.

10.5.2. Transformações Pós-Granulíticas

Posteriormente ao metamorfismo granulítico, ocorreram várias fases de retrometamorfismo que atingiu condições de facies xistos verdes e mesmo mais baixos graus, o que é indicado pela presença local de prehnita, associada à clorita e clinozoizita, entre lamelas de biotita.

Entre as feições indicativas de retrometamorfismo destacam-se: formação de biotitas a partir de ortopiroxênios e hornblendas (local); transformação de piroxênios em hornblendas de coloração castanho claras a esverdeadas, que, por sua vez, originam hornblendas ainda mais claras, podendo apresentar tonalidades azuladas, indicando transição entre as facies anfibolito superior e inferior (Miyashiro, 1973); transformação dessas últimas hornblendas em actinolitas associadas a epidotos e cloritas, às vezes com desenvolvimento de quartzo secundário, que, segundo Liou et al. (1974), implica em temperaturas inferiores a 550°C para $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ Kb}$; transformações de ilmenita em titanita, a qual é estável em condições de facies anfibolito baixo (Spear, 1981); transformação de actinolitas em carbonato, clorita e quartzo. Outras substituições retrometamórficas que originaram associações representativas de facies xistos verdes são: transformação de ortopiroxênios em serpentina, talco ou clorita, às vezes com liberação de ferro formando magnetitas secundárias; clinopiroxênios transformados em tremolita, calcita e quartzo; granadas transformadas em clorita e quartzo; e saussuritização de plagioclásios, com desenvolvimento de minerais do grupo dos epidotos ou de calcita, além de sericita.

Os óxidos e os sulfetos também apresentam feições indicativas de reequilíbrios posteriores a facies granulito, de retrometamorfismo ou mesmo de fenômenos supérgenos. As magnetitas comumente possuem "lamelas de exsolução" de ilmenita representativas de fenômenos de abaixamento de temperatura e de modificações nas condições de oxidação. Além disso, é comum a transformação de magnetita em hematita (martitização) e de ilmenitas em leucoxênio, acompanhada do desenvolvimento de fases silicosas. Essas transfor

mações ocorrem principalmente em rochas de menor profundidade ou situadas próximo a zonas fraturadas, indicando tratar-se de fenômeno hidrotermal ou até supérgeno.

As associações paragenéticas apresentadas pelos sulfetos de Surubim, quando representadas no diagrama Cu-S-Fe (Fig.58), são indicativas de temperaturas inferiores a 300°C, segundo comparações com os dados de Cabri (1973) e Craigg e Scott (1974). Indica, portanto, reequilíbrios em condições metamórficas inferiores a facies granulito, ou mesmo transformações supérgenas, o que é representado pela presença de calcocita, digenita, djurleita - anilita e de carbonatos (malaquita - azurita), que ocorrem a partir dos sulfetos.

10.5.3. Origem das Biotitas

Na região de Surubim, o metamorfismo progressivo em leitos pelíticos e tufáceos pode ter originado parte das biotitas formadas anteriormente ao metamorfismo granulítico. O potássio necessário para a formação dessas biotitas pode ter sido fornecido pelas illitas ou fengitas, comumente provenientes dos argilo-minerais encontrados no ambiente original bem como pelas rochas tufáceas; também pode ter havido contribuições de formações ferríferas e de rochas efusivas, para responder pelas maiores quantidades de Mg e Fe^{2+} , bem como pelos demais elementos encontrados na estrutura das biotitas (Fe^{3+} e Ti).

Desse modo, a formação das biotitas se deu, possivelmente, a partir de reações envolvendo minerais do tipo illita ou fengita, ou ainda estilpnomelano e cloritas, os últimos comumente formados através da diagênese em sedimentos químicos ferríferos com impurezas de material pelítico.

Algumas reações que explicariam a formação de partes das biotitas de Surubim, citadas por Winkler (1977), são as seguintes:

Para rochas pelíticas com impurezas de carbonato, Guidotti (1984) ainda menciona a seguinte reação, responsável pelo primeiro aparecimento da biotita:

Também não pode ser descartada a possibilidade de que ocorreram outras etapas de formação de biotitas a partir de fluidos ricos em potássio, sílica e alumina, decorrentes de migmatizações locais durante o metamorfismo anfibolítico, ou ainda das intrusões graníticas que se deram em diversos estágios da história evolutiva da região. Esses fluidos poderiam ter interagido com minerais máficos das rochas efusivas e de certos tipos de formações ferríferas, causando a transformação dos mesmos em biotita.

Os aspectos texturais observados nas rochas com biotita bem como os dados de análises químicas desse mineral indicam que sua formação ocorreu em diferentes etapas, desde anteriores a facies granulito, até biotitizações decorrentes de fenômenos retrometamórficos posteriores.

Entre as feições que indicam que parte considerável da biotita foi formada anteriormente a facies granulito, destacam-se:

- a) inclusões arredondadas de biotitas em piroxênios e, ocasionalmente, em granadas;
- b) Cristais intersticiais de biotitas associados a piroxênios, plagioclásios e outros minerais, em rochas de texturas granoblásticas ou granolepidoblásticas.

Foi ainda observado que as biotitas intersticiais possuem geralmente teores de TiO_2 mais elevados do que as que ocorrem englobadas poiquiliticamente em outros minerais; estas últi

mas devem ter preservado suas condições anteriores de mais baixo grau metamórfico. Além disso, dados de partição de Fe^{2+} e Mg mostram a existência de equilíbrio entre biotitas e outros minerais, tais como orto e clinopiroxênios, granadas e em certos casos, hornblendas (Fig. 44), sugerindo que as mesmas foram cristalizadas ou recristalizadas em condições granulíticas.

A formação de biotitas em estágio posterior ao metamorfismo granulítico é evidenciada principalmente a partir dos seguintes aspectos:

- a) Presença de cristais de biotita constituindo parte de pseudomorfos de ortopiroxênios. Foram observados contatos bruscos entre as biotitas e as porções cloritizadas ou talcificadas dos pseudomorfos, indicando que houve uma transformação parcial de ortopiroxênio em biotita, seguida de recristalização posterior; posteriormente, houve transformações retrometamórficas que atingiram principalmente o ortopiroxênio restante, manifestando-se em menor extensão sobre essas biotitas.
- b) Cristais finos e esfiapados de biotita no interior de ortopiroxênios. Às vezes desenvolvidos em seus planos de clivagem ou regiões de fratura; essas feições sugerem a formação de biotitas a partir de ortopiroxênios por reações retrometamórficas, sem ter havido recristalização posterior.
- c) Interpenetração entre cristais de biotita e ortopiroxênio, muitas vezes com desenvolvimento de quartzo secundário; também neste caso parecem ter ocorrido reações retrometamórficas, com a formação de biotita a partir de ortopiroxênios.
- d) Formação de biotitas a partir de hornblendas.
- e) Cristais bem finos de biotita, de coloração mais clara que as anteriores, cortando todos os outros minerais.

A formação de biotitas a partir de piroxênios por reações retrometamórficas indica, ao menos localmente, aporte de fluidos ricos em potássio, posteriormente a facies granulito.

10.5.4. Geotermometria e Geobarometria

As condições de pressão e temperatura reinantes durante o pico do metamorfismo granulítico foram obtidas mais precisamente através da aplicação de vários métodos de geotermômetros/barômetros, baseados na partição de elementos entre fases coexistentes.

Observou-se, no caso das amostras estudadas, que a partição do Fe^{2+} e Mg entre vários pares de minerais coexistentes apresentou, muitas vezes, tendências bem definidas, indicativas de equilíbrio entre as fases consideradas. Esse comportamento foi observado para os seguintes pares de minerais: orto e clinopiroxênio; ortopiroxênio e biotita; ortopiroxênio e granada; ortopiroxênio e hornblenda; biotita e granada; biotita e hornblenda; e biotita e clinopiroxênio (Figs. 43 e 44), permitindo a utilização de vários geotermômetros e geobarômetros.

A aplicação de métodos geotermométricos clássicos, que utilizam a partição do Fe^{2+} e Mg entre os pares orto e clinopiroxênios coexistentes, forneceram temperaturas variando entre 809°C e 940°C (Wood e Banno, 1973) e entre 800°C e 1125°C (Wells, 1977), as quais são bastante elevadas para rochas metamórficas de alto grau; observou-se, no entanto, que as maiores temperaturas foram obtidas no caso de piroxênios ricos em Al_2O_3 , fora da faixa de maior precisão desses métodos que se dá para baixas quantidades de alumina. Além disso, observou-se que as diferenças nos teores de Al_2O_3 desses minerais refletiam principalmente a composição da rocha hospedeira, não implicando em gradientes de temperatura. Realizou-se, portanto, uma correlação entre as temperaturas e as porcentagens de Al_2O_3 dos piroxênios (Figs. 46a e 46b). Extrapolando-se as curvas obtidas até valores mínimos ou nulos desse óxido, para os quais a precisão dos métodos termométricos é maior, foram determinadas temperaturas variando entre 700°C e 750°C .

Os valores dos coeficientes de distribuição do Fe^{2+} e Mg [$\text{KD} = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{opx}}/(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$], apresentados pelos pares orto e

clinopiroxênios de Surubim, variaram em torno de 1,8, sendo representativos de rochas metamórficas de alto grau (Kretz, 1961, 1963 e Bartholomé, 1961, 1962), aumentando, no entanto, com o acréscimo do conteúdo de ferro desses minerais; deve ser observado que tal dependência não inutiliza a aplicação dos geotermômetros, uma vez que para sua calibração foram considerados sistemas com quantidades variáveis em ferro. No entanto, também foi observada uma variação de KD com as porcentagens de Al_2O_3 dos piroxênios (Figs. 47a e 47b), havendo uma relação inversa entre esses fatores. Essa variação deve ser considerada uma vez que afeta diretamente a aplicação desses métodos. Foi observado que para as condições de maior precisão desses geotermômetros (isto é, para $Al_2O_3 = 0$), os valores de KD corrigidos aproximam-se de 2,0.

Métodos geotermométricos que utilizam a partição do Fe^{2+} e Mg entre granadas e biotitas coexistentes também foram aplicados nas amostras de Surubim (Perchuk, 1977; Ferry e Spear, 1978).

Através de comparações dos pontos representativos das amostras estudadas com algumas isotermas calculadas por Perchuk (1977), no diagrama $Mg/(Mg+Fe+Mn)_{gt}$ versus $Mg/(Mg+Fe+Mn)_{bi}$ (Fig. 49), foram obtidas temperaturas entre $650^{\circ}C$ e $700^{\circ}C$, mais próximas do último valor.

O geotermômetro de Ferry e Spear (1978), por outro lado, forneceu temperaturas variando entre $732^{\circ}C$ e $1028^{\circ}C$, com muitos valores anormalmente elevados, devido, provavelmente, à presença de outros elementos além do Fe e Mg nas soluções sólidas, não considerados nesse método. Foi realizada uma correção empírica, que considera o efeito da presença de Ca e Mn nas granadas nas temperaturas de equilíbrio, através de uma correlação entre $\ln KD$ e $(X_{Ca} + X_{Mn})_{gt}$, tendo sido obtido um novo valor de KD para quantidades nulas de Ca e Mn.

Utilizando-se os valores de $\ln KD$ corrigidos na equação de Ferry e Spear (1978), foram determinadas temperaturas variando entre $791^{\circ}C$ e $716^{\circ}C$. A obtenção de um intervalo de temperaturas, ao invés de um valor único, reflete imprecisões na própria determinação de KD corrigido, decorrentes do espalhamento de pon

tos observado no diagrama $\ln KD$ versus $(X_{Ca} + X_{Mn})_{gt}$ (Fig. 50). Considerando-se, no entanto, um valor médio de $-1,26$ para $\ln KD$, foi determinada uma temperatura de $760^{\circ}C$.

A associação $(MT-USP)_{ss}$ e $(ILM-HEM)_{ss}$ também pode ser utilizada como geotermômetro, fornecendo, ainda, os valores de fO_2 prevaescentes durante o equilíbrio, uma vez que as composições dessas fases coexistentes são funções de T e fO_2 (Buddington e Lindsley, 1964 e Powell e Powell, 1977).

Os modelos de geotermômetro/barômetro de oxigênio de vem ser aplicados com certos cuidados, uma vez que as composições dos óxidos podem sofrer modificações com as variações das condições físicas e, portanto, em muitos casos, fornecem apenas valores de T e fO_2 de reequilíbrios posteriores à cristalização dessas fases. No entanto, é possível a determinação das composições originais dessas soluções sólidas através da reintegração das ilmenitas secundárias nas magnetitas hospedeiras e das hematitas secundárias nas ilmenitas, quando essas proporções modais podem ser de algum modo obtidas.

As formulações termodinâmicas de Powell e Powell (1977) para o geotermômetro/barômetro de Buddington e Lindsley (1964) foram utilizadas em amostras de Surubim; para tanto, foram considerados os efeitos da presença de elementos menores, através dos métodos descritos no Capítulo 8, na obtenção das frações molares de magnetita, ulvoespínélio, hematita e ilmenita.

Numa primeira etapa, foram consideradas as composições atuais, tendo sido obtidas temperaturas variando entre $780^{\circ}C$ e $237^{\circ}C$ e $\log fO_2$ situado entre $-13,37$ e $-39,36$. A maioria desses valores fornece as condições de reequilíbrios sub-sólidos a partir das modificações nas condições granulíticas ($T = 780^{\circ}C$ e $\log fO_2 = -13,37$).

Os valores determinados, quando representados no diagrama $\log fO_2 \times T$ (Fig. 57a), dispõem-se segundo uma curva de resfriamento, onde observa-se que: nas regiões de mais altas T , os valores de fO_2 encontram-se próximos à curva tampão QFM ($\bar{a} P_t = 8 \text{ Kb}$);

com o decréscimo da temperatura, ocorre maior dispersão dos pontos representativos das amostras, que se aproximam da curva HM, sugerindo a existência de reequilíbrios em diferentes condições, devido a introdução diferencial de fluidos oxidantes em zonas de fraqueza. Esses reequilíbrios persistiram até temperaturas muito baixas, fora do intervalo de calibração de Buddington e Lindsley (1964).

Numa segunda etapa, foram obtidos os valores de T e fO_2 considerando-se a reintegração de ilmenitas secundárias na magnetita hospedeira, supondo-se que as primeiras não tiveram suas composições modificadas com o resfriamento. Com esse procedimento foram determinadas temperaturas variando de 425°C a 780°C e $\log fO_2$ situado entre -30,31 e -13,37. No diagrama $\log fO_2$ versus T (Fig. 57b), os pontos ainda apresentam grandes dispersões, provavelmente devido aos diferentes graus de oxidação das ilmenitas.

Numa terceira etapa, considerou-se também a modificação das ilmenitas com o resfriamento, estimando-se as composições originais das mesmas. Essa estimativa foi feita de modo aproximado, considerando-se que as ilmenitas mais ricas em Fe_2O_3 seriam as representativas das que sofreram menos modificações, por não apresentarem exsoluções de hematita nem outras alterações. As ilmenitas recalculadas foram então reintegradas nas magnetitas hospedeiras. Com essa terceira aproximação, foram obtidas temperaturas variando entre 573°C e 780°C e $\log fO_2$ situado entre -18,71 e -13,37, sendo que a maioria das amostras, quando representadas no diagrama $\log fO_2$ versus T , dispõem-se próximas à curva QFM, para $P_T = 8 \text{ Kb}$.

Deve ser observado que o intervalo de temperaturas e de $\log fO_2$ relativamente amplo, mesmo com todas as aproximações realizadas, se deve principalmente às imprecisões nos métodos de reintegração, uma vez que existem erros nas determinações volumétricas, e também à dificuldade de separação entre ilmenitas primárias e secundárias.

Mesmo com essas limitações, o método fornece uma aproximação razoável das condições de metamorfismo granulítico, repre

sentada pelos maiores valores de temperatura, que se situam em torno de 780°C .

As condições de pressão foram obtidas a partir do método geobarométrico de Harley e Green (1982); esse método considera a importância da solubilidade da alumina no ortopiroxênio coexistente com granada e sua variação, nos sistemas $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ e $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, para o estabelecimento da pressão. Com a aplicação desse método foram determinadas pressões médias de 6 a 8 Kb, considerando-se temperaturas variando de 700°C a 760°C .

10.5.5. Discussões Finais

A partir das considerações precedentes, observa-se que os diferentes métodos geotermométricos aplicados às amostras de Surubim forneceram resultados bastante coerentes com os obtidos apenas a partir do estudo paragenético. As condições de P e T do metamorfismo granulítico da área de Surubim, obtidas a partir dos métodos discutidos, são resumidas a seguir:

- a) estudos paragenéticos: $T = 700^{\circ}\text{C} - 750^{\circ}\text{C}$ e pressões intermediárias;
- b) métodos geotermométricos/barométricos
 - b.1) Wood e Banno (1973) e Wells (1977) - (ortopiroxênio + clinopiroxênio) - $T = 700^{\circ}\text{C} - 750^{\circ}\text{C}$
 - b.2) Perchuk (1977) - (granada + biotita) - $T \approx 680^{\circ}\text{C} - 700^{\circ}\text{C}$
 - b.3) Ferry e Spear (1978), com correção de Ca e Mn das granadas, de Hoinkes (1984) - (granada + biotita) - T médias de 760°C
 - b.4) Buddington e Lindsley (1964) e Powell e Powell (1977) - (óxidos de Fe e Ti coexistentes) - $T = 690^{\circ}\text{C} - 780^{\circ}\text{C}$; $\log f_{\text{O}_2} = -16,07$ a $-13,37$.
 - b.5) Harley e Green (1982) - (ortopiroxênio + granada) - $P = 6 - 8$ Kb

Pode-se, portanto, considerar como valores razoáveis, para o pico do metamorfismo granulítico, temperaturas situadas no intervalo de 700°C a 760°C , pressões médias em torno de 6 Kb a 8 Kb e $\log f\text{O}_2$ variando entre -14,65 e -15,75.

Os valores de pressão e temperatura da região estudada, quando localizados num diagrama P-T, mostram que durante o metamorfismo granulítico o gradiente geotérmico foi superior ao normal. As condições de P e T de Surubim estão representadas por um retângulo hachurado na figura 109, onde também estão delineadas as curvas representativas do gradiente geotérmico normal e do gradiente de $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

O metamorfismo de facies granulito na região pode ser relacionado ao Ciclo Jequiê ($2,7 \pm 0,2$ b.a.), o que é deduzido a partir das determinações radiométricas pelo método Rb/Sr, realizadas por Cordani (1976, in Lindenmayer, 1981), que obteve idades de 2850 ± 200 m.a. ($R_i = 0,704$) em rochas granulíticas de Caraíba. Esse evento metamórfico é também relacionado à primeira fase de deformações considerada por Hasui et al., 1982.

Fenômenos retrometamórficos posteriores levaram à formação de associações de facies anfibolito, xistos verdes, ou ainda de mais baixos graus, o que foi indicado pelas paragêneses discutidas e pelas baixas temperaturas de reequilíbrio sub-sólidas, obtidas a partir do estudo dos óxidos de ferro e titânio.

O retrabalhamento das litologias, levando a condições de metamorfismo de facies anfibolito, foi atribuído ao Ciclo Transamazônico ($2,0 \pm 0,2$ b.a.), através da definição de uma isócrona de 2160 ± 50 m.a. ($R_i = 0,706$) obtida a partir de leptinitos e gnaisses graníticos da região (Cordani, 1976 in Lindenmayer, 1981); esses gnaisses são portadores de microclínio, tendo sido a microclínização atribuída a facies anfibolito. Também a migmatização e granitização associada foram relacionadas a esse ciclo geotectônico por Hasui et al. (1982).

Idades relativas ao Ciclo Transamazônico também foram obtidas pelo método K/Ar em biotitas de rochas mineralizadas da região (Cordani et al., 1969 e Figueiredo, 1976), sendo indica

FIG. 109 - Diagrama esquemático de pressão em função da temperatura, mostrando o gradiente geotérmico normal e o gradiente de $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$. (Winkler, 1977). O retângulo hachurado representa as condições de P e T obtidas para os granulitos de Surubim.

tivas das remobilizações produzidas durante esse evento, concor
dando com os dados Rb/Sr.

O retrabalhamento levando a paragêneses da facies anfibolito, bem como a migmatização e granitização associadas fo
ram relacionados à segunda fase de deformação de Hasui et al.(1982),
que teria ocorrido durante o Ciclo Transamazônico.

Idades correspondentes ao Ciclo Espinhaço ($1,5 \pm 0,2$ b.a.) foram obtidas através dos métodos K/Ar e Rb/Sr, em ro-
chas com desenvolvimento de paragêneses minerais de facies xistos
verdes (Cordani, 1976 in Lindenmayer, 1981 e Inda e Barbosa, 1978).
Essas idades foram, portanto, atribuídas ao retrabalhamento e re
trometamorfismo a facies xistos verdes, fenômenos que foram rela
cionados à terceira fase de deformações plásticas e à fase de tec
tônica rúptil, por Hasui et al. (1982).

Também foram registradas idades Rb/Sr e K/Ar relati
vas ao Ciclo Brasileiro ($0,7 \pm 0,1$ b.a.) em alguns corpos graníti-
cos do Nordeste da Bahia, conforme citação de Figueiredo (1981).

A presença de paragêneses minerais de graus metamór-
ficos ainda mais baixos pode ser relacionada à retrabalhamentos
que ocorreram nas fases finais de tectônica rúptil, ou mesmo a fe
nômenos posteriores.

Os corpos graníticos apresentam feições estruturais
indicativas de sua formação em diferentes etapas de desenvolvimen-
to da região.

Finalmente, deve ser enfatizado que os processos re
trometamórficos e hidrotermais foram mais acentuados na região de
Surubim, em relação à de Caraíba. As intensidades variáveis dos fe
nômenos pós-granulíticos nas duas regiões foram responsáveis pe
las diferenças observadas entre as mineralizações desses depôsi-
tos. Assim, o minério de Caraíba possui, de modo geral, granulações
e texturas mais homogêneas, apresentando também maiores registros
de feições mais antigas; em Surubim, por outro lado, a mineraliza-
ção é bastante heterogênea no que se refere às granulações e tex
turas, ocorrendo maiores porcentagens de sulfetos finos pulveru

lentos, de difícil liberação, localizados no interior de pseudo morfos de piroxênios. Essas feições refletem a intensa remobilização dos sulfetos na região de Surubim, também patente através dos outros aspectos texturais discutidos no Capítulo 8. As diferenças nas mineralizações dos dois depósitos implicariam diretamente na aplicação de métodos distintos de tratamento do minério, que no caso do depósito de Surubim necessitaria de moagem bastante intensa para liberação dos grãos mais finos.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBAT, H.M. - 1984 - The Proterozoic granulite facies terrane around Kliprand, Namaqualand Metamorphic Complex. Chamber of Mines - Precambrian Res. Unit. Bull. 33: 386 pp.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1977 - O Cratón do São Francisco. Rev. Bras. Geociênc. 7(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais. Nov. 1979, Salvador. SBG-Secretaria das Minas e Energia, CPM: 1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1973 - The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. In NAIRN, A.E.M. and STEHLI, F.G. (eds). "The Ocean Basins and Margins", 1. Plenum Publ. Co., New York: 411-446.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1971 - Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean Greenstone Belts of Shield areas. In: GLOVER, J.E. (ed.). "Symposium on Archaean Rocks"; Perth, May 1970. Canberra, Geol. Soc. Aust. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 3: 57-70.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, N.J. & VILJOEN, R.P. - 1969 - A reapraisal of some aspects of Precambrian Shield geology. Geol. Soc. Am. Bull., 80(11): 2175-2200.
- ARCHANJO, C.J. - 1981 - Mapeamento geo-estrutural da região de Surubim - Poço de Fora (BA). Relatório de Graduação. Dep. Geol. UFRN, inédito, 84 pp.
- ATKINS, F.B. - 1969 - Piroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. J. Petrol., 10(2): 222-249.

- BARBOSA, O.; MACHADO, I.F.; WINGE, M.; COELHO, A.L.; BATISTA, M. B.; DYER, R.C.; COSTA, M.J.; CALHEIROS, J.A. & BRAUN, O. - 1970 - Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Bol. 140, DFPM/DNPM, Rio de Janeiro.
- BARTHOLOME, P. - 1961 - Coexisting pyroxenes in igneous and metamorphic rocks. Geol. Mag., 98: 346-348.
- BARTHOLOME, P. - 1962 - Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. Geol. Soc. Am., Buddington Vol. : 1-20.
- BAYLEY, R.W. & JAMES, H.L. - 1973 - Precambrian iron-formations of the United States. Econ. Geol., 68: 934-959.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. - 1968 - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J.Geol., 76: 382-403.
- BEUKES, N.J. - 1973 - Precambrian iron-formations of Southern Africa. Econ. Geol., 68: 960-1004.
- BHATTACHARYYA, C. - 1971 - An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. Am. Mineral., 56: 499-506.
- BINNS, R.A. - 1962 - Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. Mineral. Mag., 33: 320-338.
- BOULADON, J. & PICOT, P. - 1968 - Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes Françaises et de Ligurie (pro part). Bull. B.R.G.M., sect. II: 23-41.
- BROWN, G.M. - 1957 - Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion, East Greenland. Mineral. Mag., 31: 511-543.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. - 1964 - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol., 5(2): 310-357.

- BURKE, E.A.J. - 1980 - Cuprostibite, cuprian galena, altaite, cuprian massicot, wittichenite and bismuthinite from Långban, Sweden. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 6: 241-246.
- BURRI, C. - 1964 - Petrochemical calculations. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalēm. Printed by Sivan Press, 304 pp.
- CABRI, L.J. - 1973 - New data on phase relations in the Cu-Fe-S system. *Econ. Geol.*, 68: 443-454.
- CANDIA, M.A.F. - 1983 - Petrologia dos Complexos máficos-ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanderlândia, Goiás. Tese de Doutorado, IG-USP (inédito), 400 pp.
- CHOUDHURI, A. - 1984 - Paragenesis and stability of hornblende in charnockitic gneiss and mafic granulite - Examples from Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 56(2): 155-161.
- CORDANI, U.G. - 1973 - Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, IG-USP, São Paulo, 98 pp.
- CORDANI, U.G. - 1976 - Relatório interno DOCEGEO, 3 pp.
- CORDANI, U.G.; ISOTTA, C.A.L.; ABREU, A.C.S. - 1969 - Reconhecimento geocronológico da região oriental do Estado da Bahia. *Anais XXIII Congr. Bras. Geol.*, Salvador : 159-165.
- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. - 1976 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis na Folha Salvador. In: *Folha Salvador, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. MME/DNPM : 77-90.
- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. - 1979 - Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrain of Bahia, Brazil. *Precambrian Res.*, 9: 255-274.

- COUTINHO, J.M.V. & GOMES, C.B. - 1964 - A jazida de cobre de Carajás, BA - Alguns aspectos petrogenéticos. An. Acad. Bras. Cienc., 36(3), Resumo das Comunicações : 374-375.
- CRAIG, J.R. & SCOTT, S.D. - 1974 - Sulfide phase equilibria. In: RIBBE, P.H. (ed.). "Sulfide Mineralogy". Mineral. Soc. Am., Washington, Short Course Notes, 1: CS-1 - CS-110.
- DAVIDSON, L.R. - 1968 - Variation in ferrous iron-magnesium distributions coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 19: 239-259.
- DAVIS, B.T.C. & BOYD, F.R. - 1966 - The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 Kb pressure and its applications to pyroxenes from Kimberlites. J. Geophys. Res., 71: 3567-3576.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1977 - An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London, 528 pp.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1978 - Single-chain silicates. John Wiley & Sons, Inc. New York, 668 pp.
- DELGADO, I.M. & SOUZA, J.D. - 1975 - Projeto Cobre Curacá. Rel. Final. Geol. Econ. do Distrito Cuprífero do Rio Curuçá, Bahia, Brasil. CPRM/DNPM, 30 vol.
- DELGADO, I.M. & SOUZA, J.D. - 1976 - Controles regionais e locais das mineralizações de cobre do Vale do Curaçá, Bahia e suas implicações práticas. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, 3: 59-70.
- De WAARD, D. - 1965 - The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of Adirondack Highlands. J. Petrol., 6: 165-191.
- DORR, II, J.V.N. - 1973 - Iron-formation and associated manganese in Brazil. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. Kiev. Symp., August 1970. Earth Sci., 9: 105-113.

- DYMEK, R.F. - 1983 - Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, 68: 880-899.
- EBNER, F.S. - 1978 - Occurrence and formation conditions of melonite (NiTe_2) in a non auriferous sulfide mineralization at Ballek, Northern Sweden. *Econ. Geol.*, 73(3): 447-449.
- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. - 1962 - Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, 3(1): 82-125.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. - 1960 - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *J. Petrol.*, 1(1): 337-363.
- FAWCETT, J.J. & YODER, H.S. - 1966 - Phase relationships of chlorites in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am. Mineral.*, 51: 353-380.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. - 1978 - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- FIGUEIREDO, M.C.H. - 1976 - Geologia e geoquímica da região de Poço de Fora - Vale do Rio Curaçã, Bahia. Dissertação de Mestrado. UFBA, 87 pp.
- FIGUEIREDO, M.C.H. - 1981 - Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia - Brasil. Tese de Doutorado. Dep. Geol., Univ. Western Ont., 1980, 221 pp. In: INDA, H.A.V.; MARINHO, M.M. & DUARTE, F.B. (Org) "Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia". Secretaria das Minas e Energia, CPM. Textos Básicos (4): 1-71.
- FIGUEIREDO, M.C.H. - 1982 - Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Rev. Bras. Geocienc.*, 12(1-3): 307-312.
- FRANKE, N.D. - 1982 - Estudos de caracterização mineralógica do

- minério oxidado e sulfetado do depósito cuprífero de Surubim. Relatório Interno, Caraíba Metais S/A., inédito, 104 pp.
- FRANKE, N.D. & CARVALHO, P.R. - 1981 - Mapeamento geológico de Surubim. Relatório Interno, Caraíba Metais S/A. (inédito).
- FRANKE, N.D.; REINHARDT, M.C.; BELLO, R.M.S.; CARVALHO, P.R.S. & MORAES, J.A. - 1982 - Geologia do depósito cuprífero de Surubim. Relatório Interno, Caraíba Metais, inédito, 30 pp.
- FRENCH, B.M. - 1964 - Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed precambrian iron-formation. *Science*, 146: 917-918.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. - 1971 - Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton & Company, Inc. New York, 397 pp.
- GIRARDI, V.A.V. - 1969 - Petrologia das rochas metamórficas da região Morretes-Antonina-PR. Tese de Doutorado apresentada à Cadeira de Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 131 pp.
- GIRARDI, V.A.V. - 1974 - Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. Tese de Livre-Docência, IG-USP (inédito), 146 pp.
- GIRARDI, V.A.V. & SANTINI, P. - 1973 - The magnesian schists from the Morretes-Antonina area, Paraná. *Rev. Bras. Geocienc.*, 3: 181-191.
- GOLDING, H.G. - 1971 - Local and regional trends of serpentization and metaserpentinization in the Coolac - Goobarra Gandra ultramafic mass, New South Wales. In: GLOVER, J.E. (ed.) "Symposium on archaean rocks". Perth, May, 1970. Canberra, Geol. Soc. of Australia. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 3: 321-329.
- GOODWIN, A.M. - 1961 - Genetic aspects of Michipicoten iron-formation. *Can. Min. Met. Bull.*, 54: 38-42.

- GOODWIN, A.M. - 1973 - Archean volcanogenic iron-formation of the Canadian Shield. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. of the Kiev. Symp., August, 1970. Earth. Sci., 9: 23-34.
- GOODWIN, A.M. - 1973 - Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield. Econ. Geol., 68: 915-933.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. - 1967 - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 767-833.
- GREW, E.S. - 1974 - Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. J. Geol., 82: 50-73.
- GROSS, G.A. - 1973 - The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. of the Kiev. Symp., August, 1970. Earth Sci., 9: 15-21.
- GUIDOTTI, C.V. - 1984 - Micas in metamorphic rocks. In: BAILEY, S.W. (ed.) "Micas". Mineral. Soc. Am., Washington, Reviews in Mineralogy, 13: 357-467.
- HAGGERTY, S.E. - 1976 - Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. (ed.) "Oxide Minerals". Mineral. Soc. Am., Washington, Short Course Notes, 3, 300 pp.
- HARLEY, S.L. & GREEN, D.H. - 1982 - Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. Nature, 300: 697-701.
- HASUI, Y.; DEL'REY, L.J.H.; LIMA e SILVA, F.J.; MANDETTA, P.; MORAES, J.A.C.; OLIVEIRA, J.G. & MIOLA, W. - 1982 - Geology and copper mineralization of Curaçá River Valley, Bahia. Rev. Bras. Geocienc. 12(1-3): 463-474.
- HAWTHORNE, F.C. - 1981 - Crystal chemistry of the amphiboles. In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (ed.) "Amphiboles: Petrology and ex

- perimental phase relations". Mineral. Soc. Am., Washington, Reviews in Mineralogy, 9A: 1-102.
- HEMLEY, J.J.; MONTROYA, J.W.; SHAW, D.R. & LUCE, R.W. - 1977 - Mineral equilibria in the $MgO-SiO_2-H_2O$ system: II talc-antigorite-forsterite-anthophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system. Am. J. Sci., 277: 353-383.
- HOINKES, G. - 1984 - Eine empirische Korrektur der Mg/Fe-Verteilung Zwischen granat und biotit für (Ca+Mn) - reiche granat. Fortschr. Mineral., 62(1): 103-105.
- HOWIE, R.A. - 1955 - The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. Trans. Royal Soc. Edimburg, Earth Sci., 62: 725-768.
- HUTCHINSON, R.W. - 1977 - Report on the Caraiba Copper Deposit and the Bahia Copper Project, Bahia, Brazil. Relatório Interno DOCEGEO, inédito, : 1-18.
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill Book Company, Inc., 533 pp.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. - 1978 - Mapa geológico do Estado da Bahia. Texto explicativo. Sec. Minas e Energia, CPM, Salvador, Bahia, 137 pp.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. - 1985 - Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. Am. Mineral., 70: 272-278.
- IPT - 1984 - Tratamento estatístico de análises químicas de rochas aplicado a petrogênese e metalogênese. Relatório Científico preliminar do projeto interno DMGA-8081.01.6. Relatório nº. 20786, 54 pp.
- IRVINE, T.N. - 1965 - Chromian spinel as a petrogenetic indicator.

- Part. 1. Theory. Can. J. Earth Sci., 2: 648-672.
- JAMES, H.L. - 1954 - Sedimentary facies of iron-formations. Econ. Geol., 49: 236-281.
- JAMES, R.S.; TURNOCK, A.C. & FAWCETT, J.J. - 1974 - The stability of iron chlorite below 10 Kb. Unpublished manuscript.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; ARCHANJO, C.J. & LEGRAND, J.M. - 1982 - Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrain in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil. Rev. Bras. Geocienc., 12 (1-3): 251-262.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; McREATH, I.; BRITO NEVES, B.B. de & BARTELS, R.L. - 1976 - Novos dados geocronológicos sobre o Craton do São Francisco no Estado da Bahia. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, 4: 185-204.
- KISHIDA, A. - 1979 - Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do médio Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de Mestrado, UFBA, 106 pp.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. - 1980 - Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia State, Brazil. Precambrian Res., 11: 161-178.
- KRETZ, R. - 1961 - Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. J. Geol., 69: 361-387.
- KRETZ, R. - 1963 - Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. J. Geol., 71: 773-783.
- KUNO, H. - 1950 - Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. Geol. Soc. Am. Bull., 61: 957-1020.
- KUNO, H. - 1968 - Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H.

- & POLDERVAART, A. (ed.) "Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition", 2. Interscience Publ. New York, : 623-688.
- LADEIRA, E.A. - 1985 - Metalogênese do ouro na Mina de Morro Ve lho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: "Contribuições à Geologia e à Petrologia". Boletim Especial da SBG, Núcleo de Minas Gerais, : 95-151.
- LADEIRA, E.A. & BROCKES Jr., H. - 1969 - Geologia das quadrículas de Poço de Fora, Esfomeado, Tanque Novo e Lajes, Distrito Cu-prífero do Rio Curaçã, Bahia, Brasil. MME-DNPM-GEOSOL., 209 pp.
- LANDIS, C.A. - 1971 - Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 30: 34-45.
- LA ROCHE, H. de - 1968 - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: um guide pour l'étude des formations métamorphiques et pluto-niques. C. R. Acad. Sci. Paris, Serie D, 267: 39-42.
- LA ROCHE, H. de - 1978 - La chemie des roches présentée et inter-pretée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espa-ce des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent - application aux roches ignées. Chem. Geol., 21: 63-87.
- LA ROCHE, H. de - 1979 - Un problème de pétrologie quantitative, dans un tétraèdre projection sur un plan quelconque à partir d'un point quelconque; exemple d'application à la chimie des roches basiques et ultrabasiques. Sci. Terre., Inf. Geol., 12: 5-20.
- LA ROCHE, H. de - 1981 - Chemistry of ultramafic and mafic rocks related to their mineral assemblages in the multicationic FE-DA tetrahedron and derived magmas. Chem. Geol., 34: 181-193.

- LA ROCHE, H. de & OHNENSTETTER, D. - 1979 - Exploitation globale des analyses de roches. Implications pétrogénétiques et métallogéniques. In: "Facteurs controlant les mineralizations sulfurees de nickel". BRGM Memoire, 97: 96-128.
- LEAKE, B.E. - 1964 - The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petrol., 5: 238-254.
- LEAKE, B.E. - 1965 - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In: PITCHER, W. S. & FLINN, G.M. (ed.) "Controls of metamorphism". Oliver and Boyd, Edimburg : 299-318.
- LEAKE, B.E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. Am. Mineral., 63: 1023-1052.
- LEAKE, B.E.; FARROCO, C.M. & TOWNEND, R. - 1979 - A pre-2,000 Myr old granulite facies metamorphosed evaporite from Caraíba, Brazil? Nature, 277(4): 49-50.
- LEINZ, V. - 1948 - Gênese da Jazida de Cobre de Caraíba, Bahia. Min. Metal., Rio de Janeiro, 12(72): 277-279.
- LE MAITRE - 1976 - The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrol., 17(4): 589-637.
- LETTERIER, J. & LA ROCHE, H. de - 1972 - Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires. C.R. Acad. Sci., Paris, Serie D, 274: 788-791.
- LINDENMAYER, Z.G. - 1980 - Geologia dos corpos máficos-ultramáficos mineralizados a cobre da região do Vale do alto Rio Curaçã. Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC., 3:1616-1628.
- LINDENMAYER, Z.G. - 1981 - Evolução geológica do Vale do Curaçã e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. Tese de Mestrado, UFBA, 107 pp. In: INDA, H.A.V.; MARINHO, M.M. & DUARTE, F.B. (Org.) "Geologia e Recursos Minerais do Estado da

- Bahia". Secretaria das Minas e Energia, CPM. Textos Básicos, (4): 72-110.
- LINDSLEY, D.H. - 1983 - Pyroxene Thermometry. Am. Mineral., 68: 477-493.
- LINDSLEY, D.H.; DAVIS, B.T.C. & Mac GREGOR, I.D. - 1964 - Ferrosilite (FeSiO_3): Synthesis at high pressures and temperatures. Science, 144: 73-74.
- LIU, J.G.; KUNIYOSHI, S. & ITO, K. - 1974 - Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. Am. J. Sci., 274: 613-632.
- MacDONALD, G.A. & KATSURA, T. - 1964 - Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol., 5: 82-133.
- MANDETTA, P. - 1982 - Aspectos geológicos e petrogenéticos das asociações máfico-ultramáficas da região de Caraíba, Vale do Rio Curaçá, Bahia. Tese de Mestrado, UFBa, inédito, 120 pp.
- MANDETTA, P.; FRANKE, N.D.; CARVALHO, P.R.S.C. & COSTA FILHO, N. F. - 1980 - Relatório Geológico da Mina de Surubim. Relatório Interno, Caraíba Metais, inédito, 81 pp.
- MANNA, S.S. & SEN, S.K. - 1974 - Origin of garnet in the basic granulites around Saltora, W. Bengal, India. Contrib. Mineral. Petrol., 44: 195-218.
- MASCARENHAS, J. de F. - 1973 - A geologia do Centro-Leste do Esta do da Bahia. Anais XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju, 2: 35-66.
- MASCARENHAS, J. de F. - 1976 - Estruturas do tipo "Greenstone Belt" no leste da Bahia. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, 4: 25-50.
- McLENNAN, S.M. - 1982 - On the geochemical evolution of sedimentary rocks. Chem. Geol., 37: 335-350.

- McONIE, A.W.; FAWCETT, J.J. & JAMES, R.S. - 1975 - The stability of intermediate chlorites of the Clinocllore-Daphnite series at 2 Kbar PH_2O . *Am. Mineral.*, 60: 1047-1062.
- MEL'NIK, Y.P. - 1982 - Precambrian banded iron-formations. Physicochemical conditions of formation. In: WINDLEY, B.F. (ed.) "Developments in Precambrian Geology", 5. Elsevier Sci. Publ. Comp. Amsterdam Oxford, New York, 310 pp.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd., Ed. London, 492 pp.
- MIYASHIRO, A. - 1974 - Volcanic rock series in islands arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274(4): 321-355.
- MIYASHIRO, A. - 1975 - Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83: 249-281.
- MORAES, L.C. & SILVA, J.F. - 1978 - O distrito cuprífero do rio Curaçá no contexto geológico regional e possíveis relações de mineralizações do cobre com referências estratigráficas. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, Recife, 4: 1533-1543.
- MUELLER, R.F. - 1960 - Compositional characteristics of equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron-formation. *Am. J. Sci.*, 258: 449-497.
- MÜLLER, G. & BRAUN, E. - 1977 - Methoden zur Berechnung von Gesteins normem. *Clausthaler Tektonische*, 15, 126 pp.
- NESBITT, R.W. - 1971 - Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archaean ultramafic liquid. In: GLOVER, J.E. (ed.) "Symposium on Archaean Rocks", Perth, May, 1970. Canberra. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, 3: 331-347.
- NESBITT, R.W.; SUN, S.S. & PURVIS, A.C. - 1979 - Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Mineral.*, 17: 165-186.

- NEWTON, R.C.; CHARLU, T.V. & KLEPPA, O.J. - 1977 - Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 369-377.
- NEWTON, R.C.; CHARLU, T.V. & KLEPPA, O.J. - 1980 - Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 933-941.
- NEWTON, R.C. & PERKINS III, D. - 1982 - Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *Am. Mineral.*, 67: 203-222.
- NOVOKHATSTY, F.P. - 1973 - Precambrian ferruginous-siliceous formations of Kazakhstan. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". *Proc. of the Kiev Symp.*, August, 1970. *Earth Sci.*, 9: 153-157.
- O'HARA, M.J. - 1968 - The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 4: 69-133.
- OLIVEIRA, M.A.F. de - 1981 - Granulitos da faixa Paraíba do Sul: Caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. *Rev. Bras. Geociênc.*, 11(4): 222-226.
- OLIVEIRA, M.A.F. de & HYPOLITO, R. - 1978 - Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geociênc.*, 8: 249-261.
- ORVILLE, P.M. - 1972 - Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solutions; results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. *Am. J. Sci.*, 272: 234-272.
- 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. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 6: 1053-1054.

- PEDREIRA, A.J. de C.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J.R. & MASCARENHAS, J. de F. - 1978 - Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do Craton do São Francisco. Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais. SBG. Núcleo Bahia. Publ. Esp., nº 3: 67-136.
- PERCHUK, L.L. - 1977 - Thermodynamic control of metamorphic processes. In: SAXENA, S.K. & BHATTACHARJI, S. (eds.) "Energetics of geological processes". Springer Verlag. New York Inc., : 285-352.
- PLAKSENKO, N.A.; KOVAL, I.K. & SHCHOGOLEV, I.I. - 1973 - Precambrian ferruginous-siliceous formations associated with the Kursk Magnetic Anomaly. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. of the Kiev Symp., Earth Sci., 9: 89-94.
- POLDERVAART, A. - 1947 - The relationship of orthopyroxenes to pigeonite. Mineral. Mag., 28: 164-172.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. - 1951 - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J. Geol., 59: 472-489.
- POWELL, R. & POWELL, M. - 1977 - Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. Mineral. Mag., 41: 257-263.
- REINHARDT, M.C. & VARELA, P.H. - 1983 - Mapa geológico dos arredores de Surubim. Relatório Interno, Caraíba Metais S/A.
- RIBEIRO, M.J. - 1984 - O cobre no Brasil. Parte I - Alguns aspectos geológicos e econômicos da questão cobre. Ciências da Terra, 10: 35-40.
- RIETMEIJER, F.J.M. - 1983 - Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation. Mineral. Mag., 47(2): 143-151.

- ROBERT, J.L. - 1976 - Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.*, 17: 213-227.
- ROBINSON, D.J. - 1984 - Silicate facies iron-formation and strata-bound alteration: Tuffaceous exhalites derived by mixing - Evidence from Mn garnet-stilpnomelane rocks at Redstone, Timmins, Ontario. *Econ. Geol.*, 79: 1796-1817.
- ROBINSON, P.; ROSS, M. & JAFFE, H.W. - 1971 - Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus. *Am. Mineral.*, 56: 1005-1041.
- ROLLINSON, H.R. - 1983 - The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Archean greenstone belts of Sierra Leone. *Mineral. Mag.*, 47(344): 257-280.
- RUBERTI, E. - 1977 - Mineralogia química dos anfibolitos da região de Morretes-Antonina, PR. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 86 pp.
- SÃ, E.P. de - 1981 - Levantamento geofísico integrado da área de Terra do Sal, Curaçã, Bahia: Aplicação na reavaliação geológica visando a prospecção de cobre. Dissertação de Mestrado, UFBA, 79 pp.
- SÃ, E.P. de & REINHARDT, M.C. - 1984 - Aspectos metodológicos da prospecção mineral no Vale do Rio Curaçã, Bahia. *Anais Simpósio Brasileiro sobre técnicas exploratórias aplicadas à geologia*, Salvador, SBG - Núcleo Bahia : 250-278.
- SCHNEIDER, A. - 1951 - Píroxenitos cupríferos de Caraíba, Bahia. *Min. Metal.*, 15(90): 271-276.
- SCHNEIDER, A. - 1957 - Rejuvenescimento hidrotermal dos minérios cupro-niquelíferos secundários de Caraíba, Bahia. *Min. Metal.*, 25(149): 251-254.

- SCHORSCHER, H.D. & MANSUR, K.L. - 1979 - A set of computer programs for petrochemical studies with special reference to Archaean granitic and komatiitic rock series from Minas Gerais, Brazil. Trabalho apresentado ao IAMG Meeting for South America, Rio de Janeiro, 1979, CENPES Petrobrás : 26 pp.
- SCHRANK, A. - 1982 - Petrologie des komatiites et des roches associees de la ceinture verte du massif Precambrien de Piumhi, Minas Gerais, Bresil. These Docteur Ingenieur. Universite de Paris, Sud Centre D'Orsay; 272 pp.
- SEN, S.K. & RAY, S. - 1971a - Breakdown reactions for natural hornblendes in granulite facies. Neues Jahrb. Mineral., Abh., 114: 301-319.
- SEN, S.K. & RAY, S. - 1971b - Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: a study from the type charnockite area. Neues. Jahrb. Mineral., Abh., 115: 291-314.
- SINDEEVA, W.D. - 1964 - Mineralogy and types of deposits of selenium and tellurium. John Wiley and Sons, Inc., 363 pp.
- SKIPPEN, G.B. - 1974 - An experimental model for low pressures metamorphism of siliceous dolomitic marble. Am. J. Sci., 274: 487-509.
- SPEAR, F.S. - 1981 - An experimental study of hornblende stability and composition variability in amphibolite. Am. J. Sci., 281: 697-734.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth. Sci. Rev., 12: 1-33.
- SUSZCZYNSKI, E.F. - 1972 - A origem sedimentar metamórfica estratiforme do minério cuprífero do distrito do norte da Bahia. Anais XXVI, Congr. Bras. Geol., Belém, 1: 167-172.
- THY, P. - 1982 - Titanomagnetite and ilmenite in the Fongen-

- Hyllingen basic Complex, Norway. *Lithos*, 15: 1-16.
- TOLBERT, G.E.; TREMAINE, J.W.; MELCHER, G.C. & GOMES, C.B. - 1973 - Geology and iron ore deposits of Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. of the Kiev Symp., August, 1970. *Earth Sci.*, 9: 271-280.
- TOURET, J. - 1971 - Le facies granulite in Norvège Méridionale II - les inclusions fluides. *Lithos*, 4: 423-435.
- TOURET, J. - 1974 - Facies granulite et fluides carboniques. In: BELLIVRE, J. & DUCHESNE, J.C. (eds.) "Geologie des domaines cristallins". Ann. Soc. Geol. Belgique, V.P. Michot: 267-287.
- TOURET, J. - 1977 - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: FRASER, D.G. (ed.) "Thermodynamics in geology". D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, The Netherlands : 203-227.
- TOURET, J. - 1981 - Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (eds.) "Short course in fluid inclusions: applications to petrology". Mineral. Assoc. of Canada, Calgary, Alta: 182-208.
- TOWNEND, R. - 1978 - Projeto Especial Caraíba. Relatório final de pesquisa geológica. DOCEGEO, 5, 69 pp.
- TURNOCK, A.C. - 1960 - The stability of iron chlorites. Carnegie Inst. Wash. Yearb., 59: 98-103.
- ULBRICH, H.H. - 1978 - Petrologia das rochas ígneas. Curso de Pós-graduação, IG-USP, inédito, 196 pp.
- VILJOEN, R.P. & VILJOEN, M.J. - 1971 - The geological and geochemical evolution of the Onverwacht Volcanic Group of the Barberton Mountain Land, South Africa. In: GLOVER, J.E. (ed.) "Symposium on Archaean rocks"; Perth, May, 1970, Canberra. Spec. Publ. Geol. Soc. Austr., 3: 133-149.

- VORONA, I.D.; KRAVCHENKO, K.M.; PERVAGO, V.A. & FRUMKIN, I.M. - 1973 - Precambrian ferruginous formations of the Aldan Shield. In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. of the Kiev Symp., August, 1970. Earth Sci., 9: 243-247.
- WEBER, F. - 1973 - Genesis and supergene evolution of the Precambrian sedimentary manganese deposit at Moanda (Gabon). In: "Genesis of Precambrian iron and manganese deposits". Proc. of the Kiev Symp., August, 1970, Earth Sci., 9: 307-322.
- WELLS, P.R.A. - 1977 - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol., 62: 129-139.
- WELLS, P.R.A. - 1979 - Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, Southern West Greenland. J. Petrol., 20: 187-226.
- WILLIAMS, D.A.C. - 1971 - Determination of primary mineralogy and textures in ultramafic rocks from Mt. Monger, Western Australia. In: GLOVER, J.E. (ed.) "Symposium on Archaean Rocks"; Perth, May, 1970, Canberra. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 3: 259-268.
- WILSON, A.F. - 1976 - Aluminium in coexisting pyroxenes as a sensitive indicator of changes in metamorphic grade within the mafic granulite terrane of the Fraser Range, Western Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 56: 255-277.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Trad. 4^a Ed. Edgard Blücher Ltda. Ed., 254 pp.
- WOOD, B.J. - 1974 - The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 46: 1-15.
- WOOD, B.J. & BANNO, S. - 1973 - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol., 42: 109-124.
- YODER, H.S. - 1952 - The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the

related metamorphic facies. Am. J. Sci., Bowen vol. : 567-627.

YODER, H.S. & TILLEY, C.E. - 1962 - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3: 342-532.